



Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra

(XXI Ciclo; 2005-2008)

Settore scientifico-disciplinare: **GEO/02: Geologia Stratigrafica e Sedimentologica**

Titolo

Geologia e stile strutturale della Falda di Cariatì e della Stretta di Siderno al margine pedemontano peri-ionico, Calabria centrale e meridionale: implicazioni sull'evoluzione paleogeografica e paleotettonica

RELATORI

Prof. Salvatore Critelli

Dott. Francesco Muto

COORDINATORE

Prof. Franco Russo

DOTTORANDO

Dott. Vincenzo Tripodi

| | |
|---|-----|
| CAPITOLO I -Inquadramento geografico ed orografico dell'area di studio..... | 3 |
| 1.2 Metodologia d'indagine | 5 |
| 1.3 Inquadramento geografico dell'area di studio. | 6 |
| CAPITOLO II | 10 |
| Inquadramento geologico..... | 10 |
| 2.1 Inquadramento dell'Arco Calabro-Peloritano (tettonica orogenica e post- orogenica)..... | 10 |
| 2.2 Caratteri tettonostratigrafici dell'Arco Calabro Peloritano..... | 16 |
| 2.3 Caratteri tettonostratigrafici dell' ACP meridionale..... | 20 |
| 2.4 Tettonica ACP settentrionale | 24 |
| 2.5 Tettonica ACP Meridionale | 26 |
| 2.6 Tettonica pliocenico - attuale dell'Arco Calabro..... | 27 |
| CAPITOLO III – Conoscenze precedenti..... | 33 |
| 3.1 Il Sistema di Bacino di Foreland della Calabria nord-orientale..... | 33 |
| 3.2 Bacino di Rossano..... | 40 |
| 3.3 Bacino di Crotona | 44 |
| 3.4 Bacino di Cirò-Cariati..... | 50 |
| 3.4.1 Tettonica del Bacino di Cirò –Cariati | 54 |
| 3.5 Il Sistema di Bacino di Forearc della Calabria sud-orientale..... | 58 |
| 3.6 Stretta di Siderno-Locri..... | 70 |
| 3.6.1 Stratigrafia..... | 70 |
| 3.6.2 Tettonica settore meridionale..... | 81 |
| CAPITOLO IV -Stratigrafia e rilevamento geologico..... | 84 |
| 4.1 Settore settentrionale..... | 84 |
| 4.2 Settore meridionale | 108 |
| CAPITOLO V -Tettonica..... | 129 |
| 5.1 Tettonica area settentrionale..... | 130 |
| 5.2 Caratteri strutturali area settentrionale..... | 132 |
| 5.3 Lineamenti strutturali area settentrionale..... | 141 |
| 5.4 Tettonica area meridionale..... | 143 |
| 5.5 Caratteri strutturali area meridionale | 147 |
| 5.6 Lineamenti Strutturali area meridionale | 155 |
| CAPITOLO VI -Discussione | 158 |
| 6.1 Settore Settentrionale..... | 161 |
| 6.2 Settore meridionale | 169 |
| CAPITOLO VII -Conclusioni..... | 177 |
| RINGRAZIAMENTI..... | 184 |
| BIBLIOGRAFIA | 185 |
| APPENDICE | |
| 1. Dati strutturali | |
| 2. Tavole fotografiche | |
| 3. Carte geologiche | |

CAPITOLO I -Inquadramento geografico ed orografico dell'area di studio.

1.1 Premessa e scopo del lavoro

Lo scopo del lavoro di questo progetto di ricerca è stato quello di studiare i bacini sedimentari della Calabria ionica settentrionale e meridionale al fine di definire i rapporti tra l'architettura dei bacini terziari e la loro evoluzione tettono-stratigrafica, in relazione all'assetto tettonico regionale in cui ricadono. In seguito si è provveduto al confronto ed alla correlazione dell'evoluzione degli stessi.

Le suddette aree di studio corrispondono al Bacino di Cirò-Cariati per quanto riguarda la porzione studiata a nord ed il Bacino di Siderno, noto in letteratura come Stretta di Siderno, per la porzione a sud.

Tale lavoro di tesi è stato realizzato in quanto l'Arco Calabro presenta una articolata e complessa strutturazione evidenziata nel tempo da stili deformativi che presentano notevoli differenze tra le sue diverse porzioni; in particolar modo una differenziazione di stile tettonico può essere fatta tra il margine tirrenico e quello ionico, provocata, a partire dal Miocene superiore, dalla coesistenza di processi di *underthrusting* nei domini esterni e di *spreading* in quelli interni.

Un'ulteriore discriminazione dei processi deformativi può essere fatta tra il settore settentrionale e quello meridionale considerando l'assetto tettono-stratigrafico delle successioni di riempimento dei bacini neogenici, lo stile strutturale e l'evoluzione tettonica nel quadro dei diversi settori geodinamici.

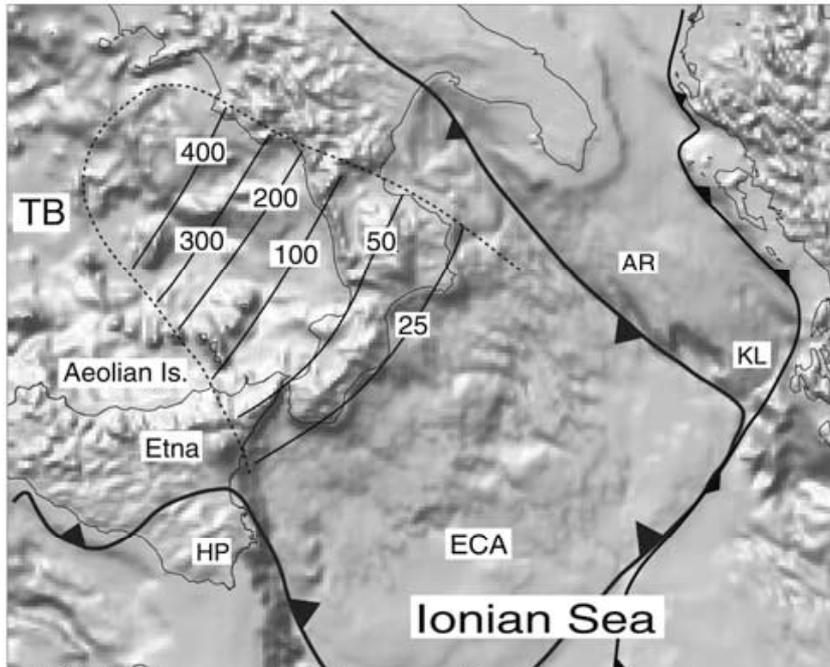


Figura 1- Rapporti tra Arco Calabro Esterno, i bacini di forearc della Calabria ed il bacino di retroarco tirrenico (Argnani and Bonazzi, 2005).

Proprio quest'ultimo aspetto è stato il fulcro del lavoro di tesi di dottorato, infatti, è stata posta una particolare attenzione allo studio dei rapporti tra tettonica e sedimentazione di due bacini della Calabria ionica ricadenti all'interno del settore settentrionale e del settore meridionale della stessa.

In tale lavoro sono stati realizzati nuovi rilevamenti geologici sintetizzati in una carta geologica. I corpi deposizionali cartografati, da riferire ad unità litostratigrafiche informali, rappresentano la sintesi e la ridefinizione di suddivisioni formazionali già esistenti in letteratura, in aggiunta a nuovi dati di terreno. Sono state inoltre realizzate sezioni geologiche che hanno permesso la definizione delle geometrie e dei rapporti dei corpi deposizionali di riempimento del bacino.

Il lavoro effettuato è servito a caratterizzare lo stile tettonico e l'architettura delle aree di studio; infine, è stato effettuato un confronto dell'evoluzione geologica dei due settori considerati.

1.2 Metodologia d'indagine

Lo studio si è articolato in diverse fasi distribuite durante i tre anni in modo organico.

- Acquisizione di dati inerenti l'area di studio provenienti dalla bibliografia e riguardanti modelli strutturali e regionali di aree geodinamicamente simili accompagnate dal reperimento delle carte topografiche alla scala 1:10.000 e 1:25.000 della Carta d'Italia.
- Osservazione ed interpretazione delle foto aeree dell'IGM, scala 1:33.000, di diversi voli del 1954, 1980, 1991 finalizzata all'individuazione delle principali strutture tettoniche dell'area;
- Rilevamento di campagna che ha consentito di verificare gli elementi emersi dallo studio delle foto aeree e definirne i caratteri geometrici e cinematici ed è stato finalizzato ad una migliore caratterizzazione delle successioni sedimentarie, delle unità del substrato e dei loro rapporti geometrici.
- Rilevamento di tipo strutturale alla macro e mesoscala, al fine di definire le strutture principali e di quelle associate. Un'attenzione particolare è stata posta nell'analisi delle strutture tettoniche, tramite la caratterizzazione cinematica dei macrolineamenti eseguita attraverso l'acquisizione di dati mesostrutturali. Tali dati sono stati organizzati in stazioni di misura o domini strutturali omogenei che sono stati trattati su base statistica con opportuni *software* al fine di definire le relazioni cronologiche tra gli eventi deformativi, nonché le eventuali relazioni o compatibilità cinematiche tra i vari elementi strutturali.
- Realizzazione di sezioni geologiche finalizzate alla caratterizzazione delle geometrie dei corpi deposizionali in profondità ed alla definizione dei loro rapporti. L'elaborazione di sezioni geologiche è stata effettuata con metodi quantitativi basati sulla discriminazione dei domini giaciturali su cui è stata proiettata la stratigrafia dei pozzi profondi presenti nell'area con il supporto dell'analisi di profili sismici, tali sezioni danno una rappresentazione delle geometrie dei corpi e delle strutture tettoniche in profondità.

1.3 Inquadramento geografico dell'area di studio.

L'area di studio del presente Progetto di Ricerca interessa i settori settentrionale e meridionale della Calabria orientale (fig 2).

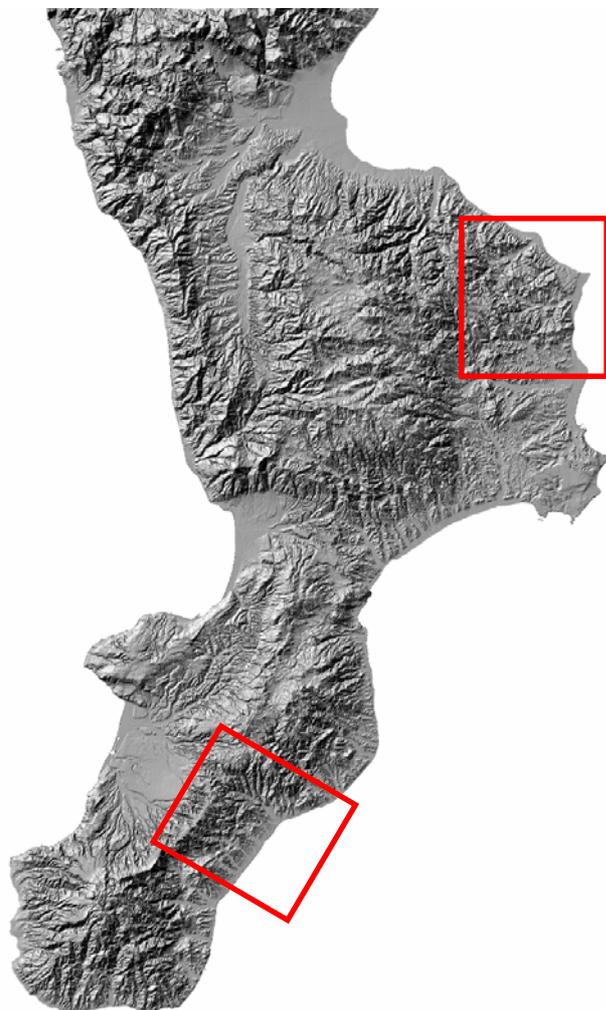


Figura 2. Inquadramento geografico delle aree di studio.

In riferimento alla porzione meridionale, l'area di interesse si colloca lungo una fascia orientata ovest-est e ricadente per lo più lungo il versante ionico, la stessa comprende la porzione meridionale del massiccio delle Serre e quella settentrionale del massiccio cristallino-metamorfico dell'Aspromonte.

L'area settentrionale ricade lungo il versante orientale della Sila ed interessa la porzione compresa tra il Torrente Arso, a nord dell'abitato di Cariati, ed il T. Lipuda che borda a sud l'abitato di Cirò.

Con riferimento alla Cartografia IGM alla scala 1:25.000, l'area meridionale ricade nelle seguenti fogli:

- F.590: sez I Gioiosa;sez II Locri;sez III Platì; sez IV Taurianova .
- F. 591: sez IV Roccella Ionica.

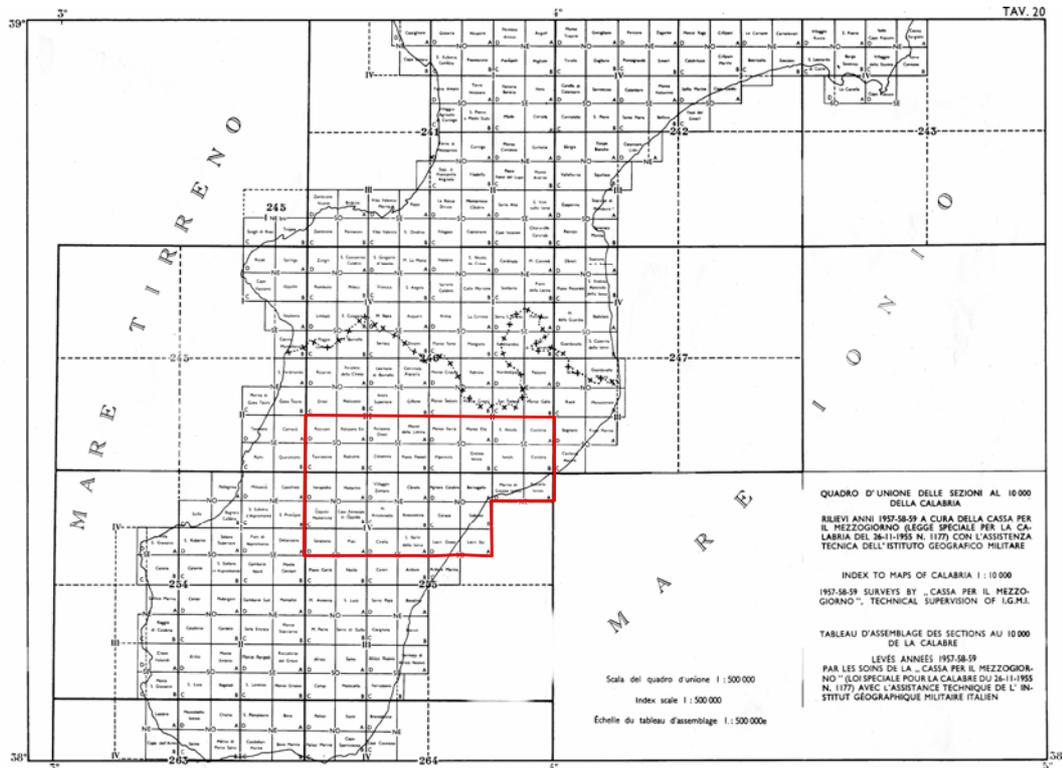


Figura 3-Quadro d'unione delle sezioni topografiche dell'area meridionale

Con riferimento alla Cartografia IGM alla scala 1:25.000, l'area settentrionale ricade nei seguenti Fogli:

- F.553: sez I Casigliano; sez II Cariati.
- F.554: sez III Crucoli
- F.561: sez I Verzino
- F.562 sez IV Cirò

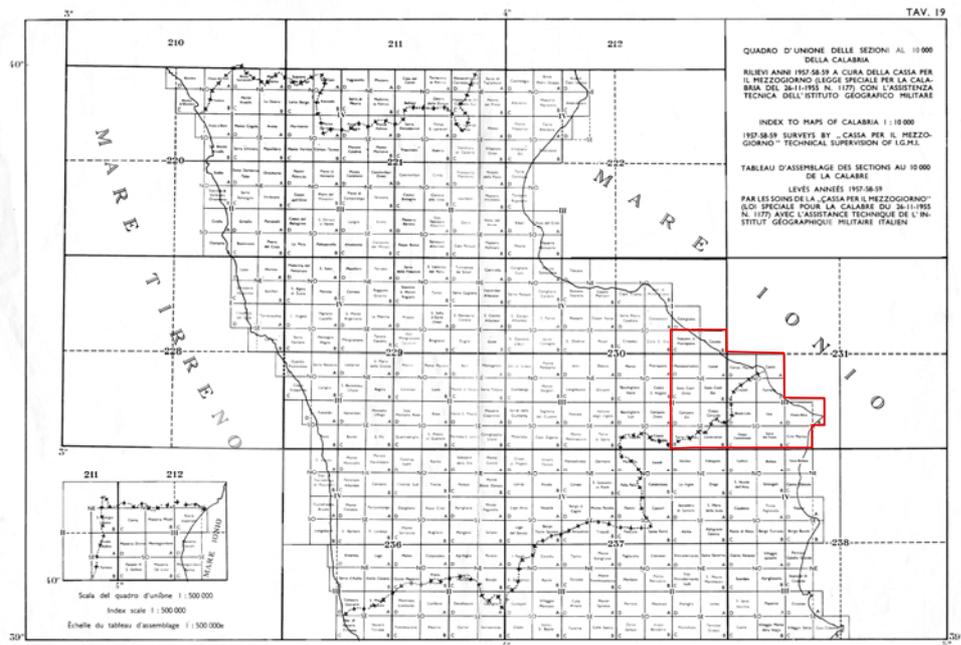


Figura 4 -Quadro d'unione delle sezioni scala 1:10000 dell'area ricadente nel settore settentrionale.

L'area di studio nel settore settentrionale presenta una morfologia nella quale gli orizzonti a potenti bancate arenacee e conglomeratiche, sovente intensamente dislocate e deformate, risaltano sulle sottostanti argille che mostrano una morfologia abbastanza dolce.

L'area di studio del settore meridionale è caratterizzata da versanti estremamente acclivi in prossimità del crinale delle Serre-Aspromonte; spostandosi verso est l'acclività dei versanti tende a diminuire dando luogo a morfologie più dolci soprattutto in corrispondenza dei depositi più argillosi.

Entrambe le regioni sono attraversate da una serie di corsi d'acqua dal regime torrentizio, le classiche "Fiumare" calabresi, con percorso diretto all'incirca da SO verso NE per quanto riguarda la porzione settentrionale e NO verso SE per la porzione meridionale, tutti perpendicolari alla linea di costa. Tali "Fiumare" creano incisioni profonde a partire dal substrato, formando, sullo stesso e sui depositi più litificati, dei veri e propri *canyons*.

I corsi d'acqua principali sono rappresentati nell'area settentrionale dal T.nte Arso, dal Fiume Nicà e dal T.nte Lipuda.

Nell'area meridionale il corso d'acqua principale è rappresentato dalla Fiumara Torbido; in essa si immettono diversi affluenti aventi origine dai versanti delle Serre, sistemi torrentizi minori sono rappresentati dalla Fiumara Novito e la Fiumara di Gerace.

CAPITOLO II

Inquadramento geologico

2.1 Inquadramento dell'Arco Calabro-Peloritano (tettonica orogenica e post- orogenica).

L' Arco Calabro Peloritano, ACP, ricopre un ruolo di fondamentale importanza nell'evoluzione del Mediterraneo occidentale e rappresenta uno degli elementi del sistema corrugato perimediterraneo.

Esso è il tratto di catena che raccorda l'Appennino meridionale, allungato in senso NO-SE, con la catena maghrebide orientata E-O.

Lo stesso si estende dalla linea del Pollino a nord, fino alla linea di Taormina in Sicilia orientale; le due strutture regionali sono interpretate come sistemi trasformati rispettivamente sinistri e destri, anche se in superficie il loro movimento dominante è il sovrascorrimento (Amodio–Morelli et al., 1976; VanDijk e Okkes, 1991)

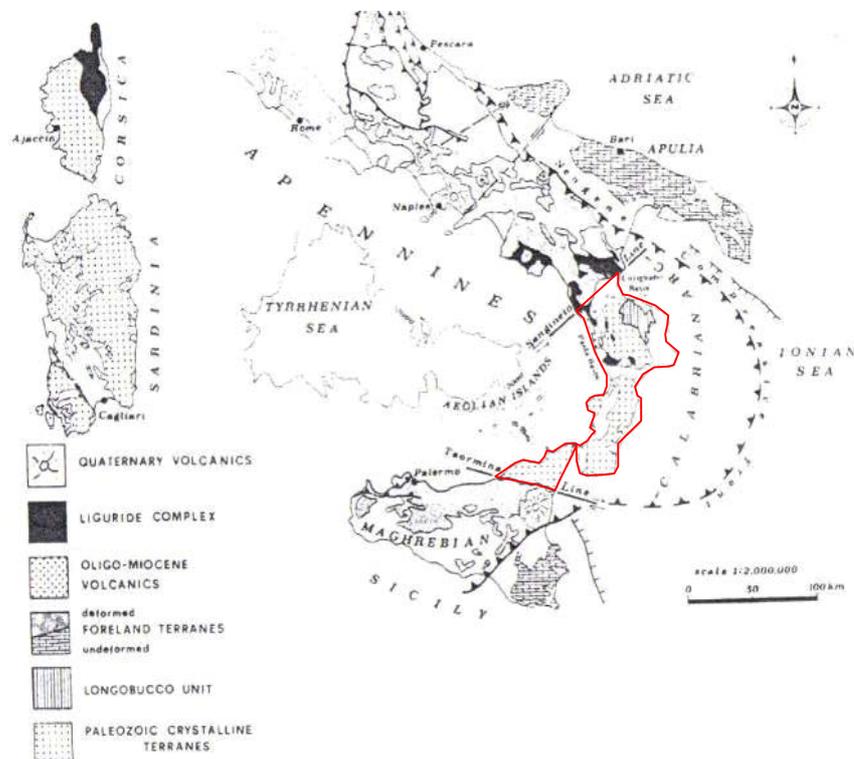


Figura 5 - Arco Calabro Peloritano (da Critelli & Le Pera, 1998).

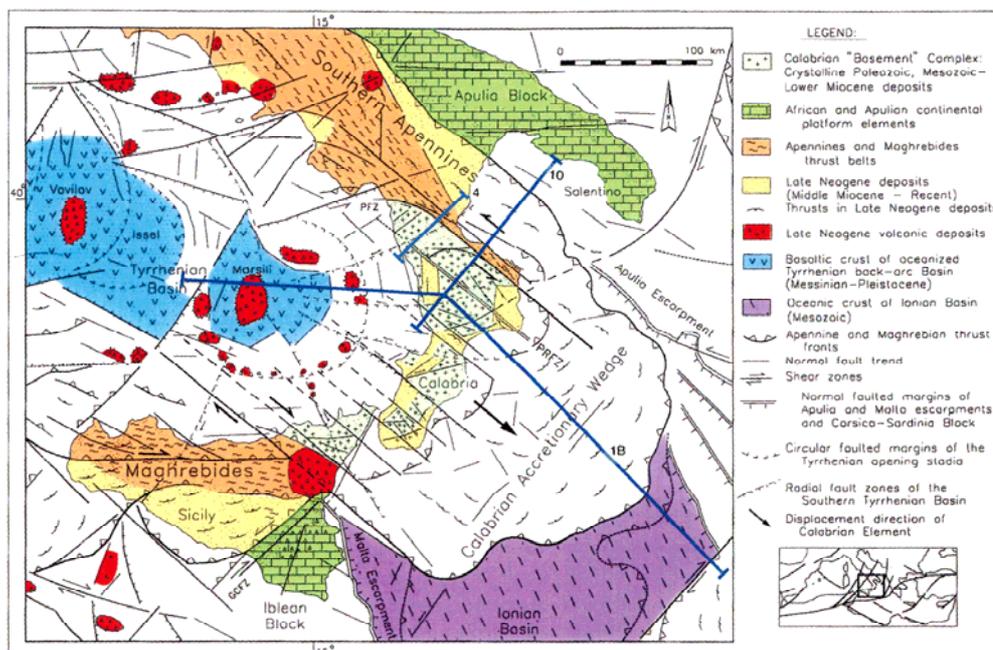


Figura 6. - L'Arco Calabro Peloritano (da Van Dijk et al. 2000).

Secondo Amodio Morelli et al. (1976), l'ACP è un frammento della catena alpina Cretacico-Paleogenica Europa-vergente, costituita da coltri penniniche, liguridi ed austroalpine, sovrascorsa "in toto", nel Miocene inferiore, sulle unità più interne della futura catena neogenica appenninica (Scandone, 1974).

L'Arco Calabro, quindi, rappresenta una parte della catena orogenica alpina dell'Europa occidentale, dove, rocce alloctone del basamento cristallino, sormontano direttamente un complesso ofiolitifero, che è l'unità intermedia e comprende rocce ofiolitiche, metasedimentarie e sedimentarie di età Mesozoico-Terziarie (Complesso Liguride, Ogniben, 1969; Knott, 1987; 1988; Bonardi et al., 1988; Monaco et al., 1991; Critelli, 1993). Queste ultime considerate i resti di un cuneo di accrezione oceanico paleogenico (Bonardi et al., 1988; Monaco et al., 1991; Critelli, 1993).

Entrambe le unità sono sovrapposte ai carbonati mesozoici, originariamente costituenti il margine africano ed adriatico, scollatesi dal loro basamento durante il Cenozoico, assumendo vergenza orientale.

Le rocce del basamento cristallino alloctono dell'Arco Calabro (Complesso Calabride Auct.) (Messina et alii, 1991a, 1991b) si originano dal margine europeo (Ogniben, 1969; Dewey et alii, 1989; Knott, 1987; Bouillin, 1984; Bouillin et alii, 1986; Dietrich, 1988) o, secondo un'ipotesi alternativa, dal margine africano (Amodio Morelli et alii, 1976; Haccard et alii 1972; Doglioni et al., 1998) e migrano verso sud-est a seguito di un continuo processo di subduzione della litosfera oceanica neotetideica tra il Cretaceo ed il Neogene.

La migrazione verso sud-est si manifestò in tre stadi principali.

L'evoluzione dell'ACP viene ipotizzata da alcuni autori, a partire dal Trias medio, quando un rifting abortito consente la definizione dei domini più interni di quella che sarà la futura catena appenninica.

Le varie fasi di questo processo di formazione portano nel Lias medio alla formazione del bacino di Longobucco, che assume una posizione intermedia tra i domini appenninici e quelli delle future falde cristalline a vergenza europea.

Nel Giurassico superiore-Cretaceo inferiore, avviene l'apertura della Tetide con la separazione del continente africano da quello europeo.

Nel Cretaceo superiore si ha l'inizio dei fenomeni compressivi che portano alla subduzione contemporanea di litosfera europea ed africana fino a quando, si verifica la subduzione della sola litosfera africana (Tortorici, 1982).

Con l'Oligocene si ha lo sviluppo di falde a vergenza orientale; in questo periodo comincia a formarsi il dominio di Longobucco, su cui inizia a sovrascorrere la catena eo - alpina già formata.

La deformazione continua verso l'esterno e nel Miocene inferiore interessa la piattaforma interna su cui si sovrappongono sia le unità cristalline della catena eo - alpina, sia l'Unità di Longobucco.

Il processo continua fino al Miocene medio.

La prima fase, cessata durante il Burdigalliano (Montigny et al., 1981), è il risultato di una subduzione pre-miocenica connessa con l'apertura del bacino liguride-provenzale, la conseguente formazione del cuneo di accrezione liguride (Knott, 1987) e la rotazione del blocco sardo corso.

La deformazione del prisma orogenico durante questa fase è caratterizzata dall'obduzione del cuneo liguride (Cello et alii, 1990) e da successivi fenomeni distensivi oligo-miocenici (da 35 a 15 ma), questi ultimi responsabili dell'esumazione delle rocce di alto grado metamorfico fino ad allora sepolte (Thomson, 1994).

Il blocco Sardo Corso- Arco Calabro Peloritano si separa dalla catena alpina e, in seguito all'apertura del Bacino Balearico, viene traslato in senso antiorario.

Infine, con l'apertura del bacino Tirrenico, che ha inizio nel Tortoniano (Kastens et alii, 1988), l'arco acquista una propria indipendenza strutturale rispetto sia all'Appennino meridionale, a nord, che al blocco siculo-maghrebide a sud.

L'apertura del Tirreno, produce una rotazione antioraria dell'intera catena che continua ad accavallarsi sui domini orientali e provoca la separazione del blocco Sardo Corso -Arco Calabro Peloritano.

L'Arco Calabro Peloritano viene così traslato verso SE seguendo dei binari costituiti da faglie trascorrenti orientate NO-SE: la "linea di Taormina" a sud (Dewey et al, 1983) e la "Linea del Pollino" a nord (Bousquet, 1973).

Inoltre, dal Tortoniano in poi, questo settore di orogene assume una configurazione tettonica caratterizzata dalla presenza, da Ovest verso Est di:

un bacino in forte estensione (Bacino Tirrenico) caratterizzato da fenomeni di *rifting* fino alla quasi oceanizzazione con significato geodinamico di *back arc basin* (Scandone, 1979, Malinverno & Ryan, 1986), e da una catena (Arco Calabro) nella quale i fenomeni di *thrusting* migrano da NO verso SE e sono sostituiti, nei settori interni dell'Arco, dalle strutture distensive connesse con il *rifting* tirrenico (Tortorici, 1981, 1982; Moussat et al.,

1986; Turco & Malito, 1988; Turco et al., 1990; Moretti & Guerra, 1997; Rossetti et al., 2001).

In seguito alla sua strutturazione, l'ACP è stato interessato da un'intensa fase tettonica post orogenica estensionale, iniziata nel Pliocene superiore ed ancora in atto, legata al sollevamento isostatico dell'Arco stesso, generatosi in seguito al distacco in profondità della placca ionica subdotta (Westaway, 1993; Wortel & Spackman, 1993; De Jonge et al., 1994; Tortorici et al., 1995; Monaco e Tortorici, 2000).

L'ultima fase di costruzione si ha verso la fine del Pleistocene inferiore in concomitanza di un insieme di fenomeni geologici di rilevanza regionale, quali lo spostamento del centro d'espansione del Tirreno che dall'area centrale si colloca nell'area sud-orientale; la "Linea di Palinuro" si sostituisce alla "Linea del Pollino", quale svincolo settentrionale della microplacca calabra (Guerra & Moretti, 1997).

Durante il Pleistocene si ha, inoltre, la formazione dell'arco vulcanico delle isole Eolie e l'attivazione dei vulcani sottomarini di Marsili e Palinuro.

In genere, l'Arco Calabro Peloritano, è considerato come un elemento unitario. Esso risulta costituito da due settori che si differenziano nell'assetto tettonico - stratigrafico delle unità che li compongono, nelle caratteristiche strutturali e nell'evoluzione tettonica (Scandone, 1979; Bonardi et al., 1979, 1980, 1982a, 1982b, Tortorici, 1982).

Questi due settori sono divisi da un non ben precisato allineamento Capo Vaticano -Valle del Mesima - Soverato (Bonardi et al., 1980; 1982b).

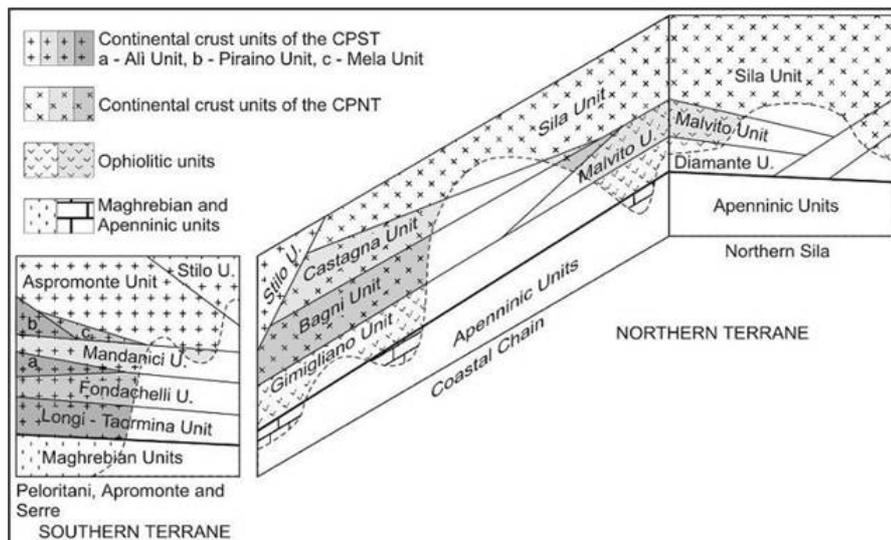


Figura 7. Relazioni geometriche tra le unità dell'Arco Calabro Peloritano, (Bonardi et al., 2004).

Le caratteristiche che li differenziano possono essere rappresentate considerando come riferimento il settore meridionale, esponendolo e confrontandolo con quello settentrionale, e quindi:

- Mancanza di unità ofiolitiche;
- Mancanza di metamorfismo alpino nelle unità cristalline;
- Mancanza delle unità carbonatiche appenniniche sottostanti alle unità cristalline;
- Età delle principali deformazioni interessanti le unità cristalline compresa tra l'Eocene e l'Aquitano e polarità meridionale delle strutture originate (nel settore settentrionale l'età delle principali deformazioni delle unità cristalline è prevalentemente del Cretaceo superiore e la polarità delle strutture è europea);
- Sedimentazione tra l'Aquitano ed il Langhiano di depositi tardorogeni (nei settori settentrionali avvenivano fenomeni di trasporto verso oriente);
- Mancanza di un chiaro raddoppio della Moho (Tortorici, 1982).

2.2 Caratteri tettonostratigrafici dell'Arco Calabro Peloritano

L'edificio a falde della Calabria settentrionale è stato suddiviso in tre elementi tettonostratigrafici principali (Ogniben, 1973; Morten & Tortorici, 1993) in cui sono state distinte differenti Unità tettonometamorfiche (Amodio Morelli et al., 1976; Scandone, 1982; Messina et al., 1994)

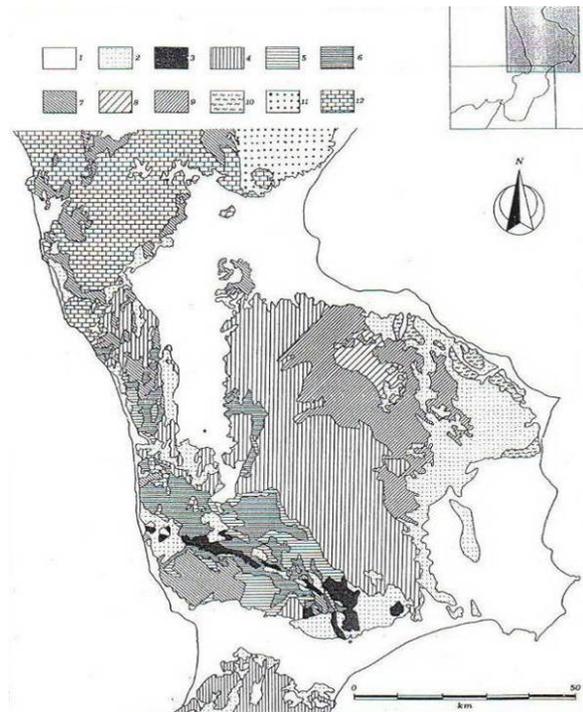


Figura 8- Carta geologico strutturale del settore settentrionale dell' Arco Calabro settentrionale.

1) Sedimenti plio-pleistocenici; 2) sedimenti del Tortoniano-Pliocene inf.; 3)Unità diStilo; 4) Unità di Polia Copanello; 5) Unità di Castagna; 6) Unità di Bagni; 7) Unità ofiolitiche; Unità di Longobucco; 8)Basamento cristallino; 9) Copertura sedimentaria Meso-Cenozoica; 10) Unità sifilidi; 11) Gruppo del Cilento e Fm, del saraceno; 12)Unità carbonatiche del Complesso Panormide. Da Tortrici (1982).

- Complesso Calabride
- Complesso Liguride
- Complesso delle unità Appenniniche

Prendendo in considerazione il settore settentrionale, che si estende a nord dell'allineamento Capo Vaticano-Soverato, si possono distinguere una serie di unità

tettoniche, di cui le due più profonde sono rappresentate da unità ofiolitifere mentre le rimanenti sono rappresentative di porzioni di crosta continentale (Tortorici, 1982).

Dal basso verso l'alto l'Autore distingue:

- ❖ **Unità del Frido:** affiora in tutto il settore settentrionale ed in Lucania ed è costituita da una successione di metapeliti, con intercalazioni di metacalcari e quarziti, cui sono associate ofioliti rappresentate prevalentemente da metabasalti, serpentiniti ed eccezionalmente da Fe-gabbri come elementi in metabrecce. Questa unità, di età cretacea, è caratterizzata da un metamorfismo alpino avente alta pressione e temperature molto basse (Hoffman, 1970; De Roever, 1972; Spadea et al, 1976).
- ❖ **Unità Ofiolitica:** poggia tettonicamente sull'Unità di Frido e comprende le unità di Malvito e Gimigliano (Dietrich et al, 1976).

L'Unità di Malvito affiora a cavallo della Linea di Sangineto ed è costituita da metabasiti con copertura sedimentaria prevalentemente calcarea e metamorfismo alpino polifasico di basso grado.

Le metabasiti sono costituite essenzialmente da metabasalti verdi e rossicci e da metabrecce di pillow.

L'Unità di Gimigliano è costituita da metabasalti e serpentiniti con copertura costituita da alternanza di filladi verdastre, metareniti e metacalcari d'origine torbiditica. Questa Unità è di età giurassico-cretacea ed affiora diffusamente nella Sila piccola e nella Catena Costiera dalla linea Sangineto fino all'allineamento Nicastro-Gimigliano. Mostra un metamorfismo alpino variabile che aumenta da N verso O.

- ❖ **Unità di Bagni:** tettonicamente sovrastante alle unità ofiolitifere, rappresenta l'unità di derivazione continentale geometricamente più bassa ed affiora prevalentemente in Sila Piccola, Catena Costiera, Sila Grande e nei Peloritani. È costituita da un basamento filladico caratterizzato da metamorfismo alpino in facies scisti verdi che sopporta una copertura mesozoica. La copertura sedimentaria è costituita da dolomie e da un'alternanza

di calcari torbiditici e radiolariti e presenta metamorfismo di basso grado in facies scisti verdi ed ha età permo-triassica.

- ❖ **Unità di Castagna** : affiora prevalentemente in Sila Piccola, lungo il bordo orientale della valle del fiume Crati e lungo la parte settentrionale delle Serre (Paglionico e Piccarreta , 1977). Questa unità è costituita da micascisti a granato, paragneiss biotitici e gneiss occhiadini con frequenti associazioni di masse pegmatitiche e granitoidi. Ha un'età Paleozoica, ed è caratterizzata da un metamorfismo prealpino in facies da scisti verdi profonda ad anfibolitica (Colonna & Piccarreta, 1976; Dubois, 1976).
- ❖ **Unità di Polia-Capanello**: è l'unità cristallina tettonicamente più elevata, affiora diffusamente in tutto il settore e rappresenta porzioni profonde di crosta continentale. E' costituita da gneiss kinzigitici con intercalate masse di anfiboliti e metaperidotiti. Ha età paleozoica ed è caratterizzata da un metamorfismo prealpino in facies granulitica (Paglionico & Piccarreta, 1978; Schenk & Schreyer, 1978). Lungo il versante orientale queste unità ricoprono l'unità di Longobucco. Nel complesso le varie unità cristalline si sovrappongono tettonicamente su unità carbonatiche che costituiscono i domini più interni della Catena Appenninica (Scandone et al., 1974; Amodio-Morelli et al., 1976). Tali domini sono rappresentati da tre unità tettoniche, una basale che affiora prevalentemente sul Pollino ed è denominata Unità del Pollino; una intermedia denominata Unità di S. Donato affiorante lungo il bordo nord-occidentale del massiccio del Pollino e nelle finestre di Cetraro e delle terme di Caronte; una superiore, unità di Verbicaro, affiorante nelle finestre tettoniche di Guardia Piemontese e Monte Cocuzzo. Tali unità calcareo-dolomitiche appartengono al Trias medio-Paleogene. Infine, trasgressive su tutto l'edificio, giacciono le successioni del Miocene medio-Pliocene inferiore a cui si intercalano successioni alloctone definite da Ogniben (1955) unità Crotonidi, ed ancora i sedimenti quaternari.

Riassumendo, quindi, l'unità geometricamente più bassa comprende rocce carbonatiche mesozoiche, che originariamente formavano il margine continentale africano, scollatesi dal loro basamento durante il Cenozoico assumendo una vergenza orientale; l'unità intermedia comprende rocce ofiolitiche, metasedimentarie e sedimentarie d'età Mesozoico-Cenozoico (Complesso Liguride, Ogniben, 1969; Knott, 1987; 1988; Bonardi et al., 1988; Monaco et al., 1991; Critelli, 1993) considerate resti di un cuneo di accrezione oceanico Paleogenico. L'unità geometricamente più elevata è formata da rocce ignee e metamorfiche di età paleozoica, localmente comprendenti coperture sedimentarie mesozoico - cenozoiche (Complesso Calabride, Ogniben, 1969), interpretata come frammento del margine europeo della Neo-Tetide (Ogniben, 1969; Bouillin et al. 1986; Knott, 1987; Dewey et al., 1989; Critelli, 1993).

Tutte queste unità tettonostratigrafiche, nelle porzioni settentrionali dell'Arco Calabro, presentano indicatori cinematici mostrandoci vergenze dei sovrascorrimenti da ovest verso est d'età pre - tortoniana (11 Ma.) (Faure, 1980; Cello et al., 1981; Knott, 1987; Dietrich, 1988).

2.3 Caratteri tettonostratigrafici dell' ACP meridionale.

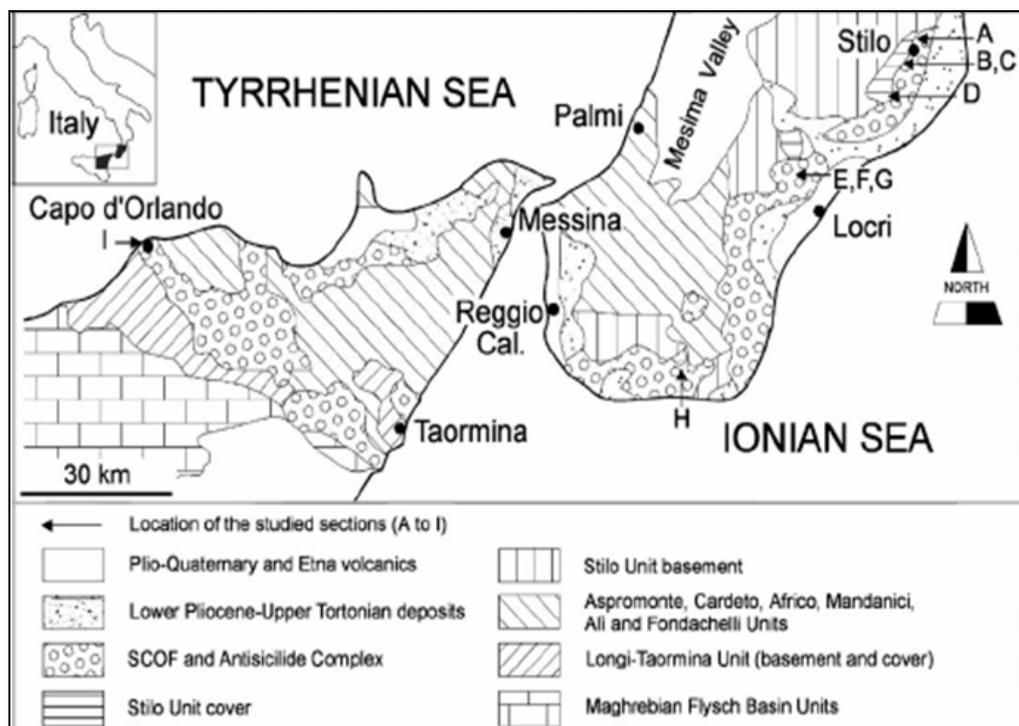


Figura 9- Schema geologico-strutturale del settore meridionale dell'Arco calabro-peloritauo (Bonardi et al. , 2002).

Questo settore si sviluppa a S di un allineamento che da Capo Vaticano si prolunga fino a Soverato comprendendo quindi le Serre p.p., l'Aspromonte ed i Peloritani (Tortorici, 1982) (fig. 5).

Tale settore è caratterizzato da una serie di unità cristalline che supportano coperture sedimentarie di età meso-cenozoica che si sovrappongono nell'Oligocene con polarità meridionale (Tortorici, 1982). In questo settore non sono noti affioramenti di unità ofiolitiche e di unità carbonatiche caratteristiche dei domini appenninici (Tortorici, 1982).

L'elemento geometricamente più profondo è costituito dall'Unità di Longi-Taormina che affiora anche in posizione frontale lungo il margine meridionale dei Peloritani. È rappresentata da una serie di scaglie o subunità costituite da un basamento (Atzori & Vezzani, 1974) di prevalenti semiscisti sericitici e cloritici con intercalazioni di quarziti, metapeliti e metacalcari contenenti faune devoniane (Truillet, 1968) con associati livelli di

metavulcaniti « porfiroidi » (Atzori et al., 1978) e metabasiti. Il metamorfismo è ercinico ed ha sviluppato paragenesi di anchizona (Atzori & Perla, 1979). La copertura mesozoica, coinvolta anch'essa nella serie di scaglie tettoniche che interessano il basamento, è rappresentata da una successione (Truillet 1968; Lentini & Vezzani, 1975; Bonardi et al., 1976) che gradualmente da facies continentali (Lias inferiore) passa a facies pelagiche con intercalati nei livelli apicali klippen sedimentari (Lias medio-superiore-Eocene) a torbiditiche (Eocene-Oligoceni). A tale unità viene anche ascritto, per analogie di posizione e di evoluzione tettono-sedimentaria, l'affioramento di Ali. Si tratta di una successione del Lias-Cretaceo superiore (Truillet, 1968) che, a differenza degli affioramenti più meridionali, è interessata da un debole metamorfismo (Atzori, 1968).

Tettonicamente sovrapposta l'Unità di Mandanici affiora estesamente nella porzione centrale dei Peloritani; essa è costituita da una successione di prevalenti filladi, talora granatifere, con frequenti intercalazioni di quarziti, calcari cristallini, calcescisti e rare metabasiti, interessata da un metamorfismo ercinico in facies scisti verdi (Atzori & D'Amico, 1972; Perla, 1972; Atzori et al., 1974). Affioramenti appartenenti a questa unità, sia per analogie litologiche che per posizione strutturale, si ritrovano nel settore meridionale dell'Aspromonte, nella zona di Africo e di Cardeto, distinti da Bonardi et al. (1979) come «unità inferiore» dell'Aspromonte. Resti dell'originaria copertura sedimentaria di questa unità affiorano in lembi esclusivamente nei Peloritani. Interposti come scaglie tettoniche lungo il contatto con la sovrastante unità dell'Aspromonte, essi sono rappresentati da sequenze simili a quelle dell'unità Longi-Taormina presentando un'età compresa tra il Lias inferiore ed il Cretaceo superiore-Eocene (Atzori et al., 1975). In posizione ancora più elevata, l'unità dell'Aspromonte affiora estesamente in tutta la parte settentrionale dei Peloritani (Ogniben, 1960; Ferla, 1972; Atzori et al. 1974, 1976) ed in Aspromonte dove si identifica con « l'unità intermedia » dell'Aspromonte di Bonardi et al.

(1979). In generale i litotipi prevalenti sono rappresentati da paragneiss biotitici e micascisti granatiferi.

In posizione apicale si ritrova l'Unità di Stilo la quale poggia tettonicamente sull'Unità dell'Aspromonte affiorando prevalentemente nelle Serre meridionali. Affioramenti attribuibili a questa unità si riscontrano lungo il versante meridionale dell'Aspromonte dove sono segnalati da Bonardi et al. (1979) come appartenenti all'« unità superiore » dell'Aspromonte ed in parte come appartenenti all'unità di Stilo (Zanettin & Lorenzoni, 1982). La stessa è rappresentata da due unità erciniche (Colonna et al., 1973), ed è costituita in generale da paragneiss biotitici, micascisti granatiferi ed anfiboliti caratterizzati da un metamorfismo ercinico compreso tra la facies scisti verdi ed anfibolitica (Amodio Morelli et al., 1976) e da filladi con intercalazioni di metareniti e metacalcari a faune devoniane (Afchain, 1969; De Capoa-Bonardi, 1970; Goerler & Ibbeken, 1970; Gelmini et al., 1978), caratterizzate da grado metamorfico molto basso. Le metamorfiti contengono intrusioni di graniti, granodioriti e tonaliti messesi in posto in più fasi (Hieke-Merlin & Lorenzoni, 1972; Moresi & Paglionico, 1976; Crisci et al., 1979). Sulla base di studi (Crisci et al., 1982 a, 1982 b) a tali intrusioni potrebbero essere ascritte anche le tonaliti di Cardinale, attribuite alle unità nord calabresi da Amodio-Morelli et al. (1976), viste le identità con quelle associate ai graniti dell'unità di Stilo. Questa attribuzione faciliterebbe l'identificazione del limite di separazione tra i due domini dell'Arco. La copertura, affiorante prevalentemente nelle Serre, è costituita da una successione calcareo-dolomitica con età compresa tra il Trias ed il Cretaceo (Roda, 1965; Bonardi et al., 1970, 1971). Klippen costituiti da termini riconducibili a questa unità affiorano nel settore settentrionale lungo l'allineamento tettonico M. te Reventino-Gimigliano (Amodio Morelli et al., 1976).

Sull'edificio a falde così costituito si deposita, tra l'Aquitano ed il Langhiano, la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Bonardi et al., 1980). Essa è rappresentata da una

successione di torbiditi arenaceo-conglomeratiche ed arenaceo-pelitiche, che affiora con continuità dal settore delle Serre fin al bordo meridionale dei Peloritani. Questa formazione presenta dei livelli basali con caratteristiche tipo *wildflysch* contenenti blocchi ed olistoliti sia di basamento che di coperture sedimentarie di enormi dimensioni (Bonardi et al., 1982a). Secondo questi autori la successione di Rocca Novara, contrariamente a quanto rilevato da Truillet (1968), Lentini & Vezzani (1975) ed Atzori et al. (1977), che la considerano come un'unica unità tettonica del dominio Longi-Taormina, sarebbe un enorme olistolite dei livelli basali della Formazione Stilo-Capo d'Orlando. La sedimentazione di questa successione, che avviene con una polarità NNE-SSO, viene interrotta, nel Langhiano, dall'arrivo di coltri di argille variegata scagliosa con età compresa tra il Cretaceo e l'Oligocene, forse anche il Miocene inferiore (Truillet, 1968), contenente lembi imballati di Flysch numidico (Guerrera & Wezel, 1974), su tali argille poggia la successione miocenica-attuale.

2.4 Tettonica ACP settentrionale

Per quanto attiene all'assetto tettonico del'ACP settentrionale, per alcuni Autori (Van Dijk & Okkes, 1991; Van Dijk 1994; Van Dijk et al., 2000) detta evoluzione può essere considerata come il risultato dell'attività neogenico- quaternaria di zone di taglio crostali orientate NO-SE e caratterizzate da cinematica trascorrente sinistra.

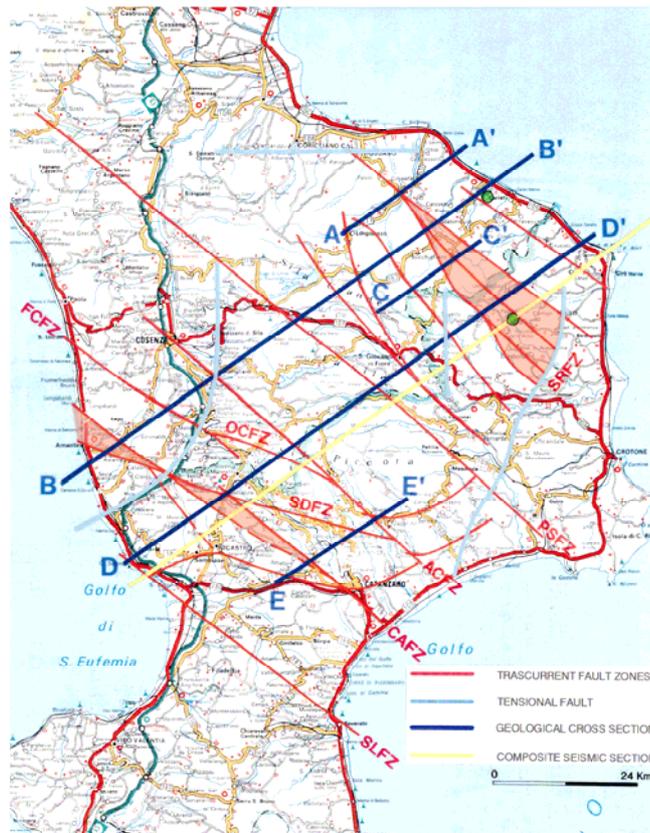


Figura 10 –Mappa schematica con i principali lineamenti tettonici della Calabria centro-settentrionale. SLFZ=Noverato-Lamezia Fault Zone; CAFZ = Catanzaro-Amantea Fault Zone; ACFZ = Albi-Cosenza Fault Zone; SDFZ = Sellia-Decollatura Fault Zone; OCFZ = Colle Ospedale-Colosimi Fault Zone; FCFZ = Falconara Fault Zone; PSFZ = Petilia-S.Sosti Fault Zone; SRFZ = S.Nicola- Rossano Fault Zone. Da Van Dijk et al., 2000).

Tali strutture sono caratterizzate da un complesso *pattern* strutturale che comprende *thrusts*, *flower structures*, etc. e da elementi di rango inferiore che dissecano l'intero l'Arco Calabro settentrionale. Le principali strutture regionali riconosciute sono: la Catanzaro-Lamezia *Fault zone*, la Soverato-Amantea; la Albi-Cosenza; Petilia-S.Sosti e la Rossano-S.Nicola (Van Dijk et al., 2000). Tali strutture si impostano spesso al passaggio tra diverse unità di catena e sono associate a faglie trascorrenti, con orientazione N110E-N150E, e

faglie N-S ed E-O transtensive e transpressive. Questa complessa architettura, secondo gli stessi Autori, favorirebbe un avanzamento differenziale di diversi settori della catena nonché l'evoluzione tettono-sedimentaria di alcuni bacini plio-quadernari lungo queste strutture (i.e. Bacino di Crotona; Van Dijk & Okkes, 1991; Van Dijk, 1994).

Moussat et al., (1986) e Tortorici (1981) ipotizzano invece che le principali faglie riconosciute lungo i margini occidentali ed orientali della Sila, caratterizzate da una forte evidenza morfologica, siano strettamente relazionate con l'apertura del Bacino Tirrenico. Gli stessi Autori, infatti, riconoscono nelle successioni plio-quadernarie affioranti nel Bacino del Fiume Crati, una deformazione prevalentemente estensionale caratterizzata da una direzione di estensione N120E legata allo sviluppo dei sistemi di faglie dirette ad orientazione N-S che bordano il Bacino del Crati rispetto ai rilievi della Catena Costiera e della Sila.

Più in generale, però, sistemi di faglie con cinematiche dirette si sviluppano parallelamente al fronte di catena (sistema di faglie bordiere del Bacino del Fiume Crati, faglia bordiera del Bacino del Mesima, faglia di Cittanova) e determinano, pertanto, una direzione di estensione variabile nei settori interni. Queste strutture sono inoltre caratterizzate da una sismicità diffusa e, perciò, sono ritenute anche espressione del regime tettonico attivo (Tortorici et al., 1995; Galli & Bosi, 2002; Tansi et al., 2005).

2.5 Tettonica ACP Meridionale

L'evoluzione del settore meridionale dell'arco è stata controllata da due sistemi di faglie che si intersecano tra loro (Meulenkamp et al. 1986; Weltje 1988b; Weltje (1992); Van Dijk & Okkes 1991). Un sistema avente orientazione NO-SE e ONO-ESE e un altro sistema orientato NE-SO parallelo agli overthrust della parte esterna del prisma di accrezione (Finetti, 1985). Durante la sua strutturazione oligo-miocenica, si verificava attività tettonica estensionale alternata a backthrust obliqui, sviluppo di *push-up* collegati a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati NO-SE aventi cinematiche trascorrenti destre (Montigny et al. 1981; Burnus 1984; Rehault et al. 1984,1985; Dewey et al.1989; Boccaletti et al.1990; Weltje 1992), tali strutture sarebbero il risultato di una compressione da N-S a NO-SE (Weltje, 1992).

Secondo Van Dijk and Sheepers (1995) l'*onshore* del Bacino di *Forearc* ionico mette in evidenza uno sviluppo dello stesso, dall'Oligocene medio ad oggi, caratterizzato da fenomeni di pulsazione e da inversioni verificatesi durante il tardo Burdigalliano il Pliocene medio ed il pleistocene medio, Bacini di Pull apart sono presenti all'interno di di segmenti aventi trend NO-SE (Moussat et al. 1983;Boccaletti et al. 1984;Van Dijk and Okkes 1988,1990,1991;). Sul margine esterno i bacini sono rappresentati da *piggy back basins* e da "*harmonica basins*" sul prisma di accrezione (Van Dijk and Okkes 1988,1990; Van Dijk 1994).

2.6 Tettonica pliocenica - attuale dell'Arco Calabro.

Durante il Pliocene superiore e fino a tutto il Pleistocene, questa porzione di catena risulta tettonicamente attiva, ciò è testimoniato dall'individuazione di bacini intracatena della stessa età, che devono la loro origine ad una tettonica prevalentemente di tipo trascorrente. Il dominio delle unità cristalline calabresi è delimitato a N dalla linea Sangineto e prosegue a S in Sicilia nei Peloritani, qui si tronca in corrispondenza della linea di Taormina (Amodio Morelli et al. , 1976) che rappresenta un' antica cicatrice non più rimobilizzatasi durante le fasi tettoniche plio -pleistoceniche (Atzori et al., 1978; Ghisetti & Vezzani, 1978). Per la linea di Sangineto è stato riconosciuto o ipotizzato, da gran parte degli autori (Caire, 1970; Dubois, 1976; Ortolani, 1976; Ghisetti & Vezzani, 1979), il carattere di un'antica trascorrente sinistra. Secondo Bousquet (1973), i movimenti neotettonici relativi alla linea Sangineto sarebbero invece di tipo prevalentemente normale o obliquo. Oltre a queste due strutture principali, l'ACP è ulteriormente segmentato ad opera di due gruppi principali di faglie.

Uno, dato da sistemi longitudinali paralleli alle direttrici strutturali della catena che seguono la curvatura dell'arco, passando da direzioni N-S a direzioni NE-SO; l'altro, da sistemi trasversali che interrompono la continuità della catena, delimitando le strutture in affondamento, in corrispondenza delle quali si verifica la curvatura dell'arco.

Questi sistemi passano da direzioni ESE-ONO e NE- SO (Ghisetti,1979).

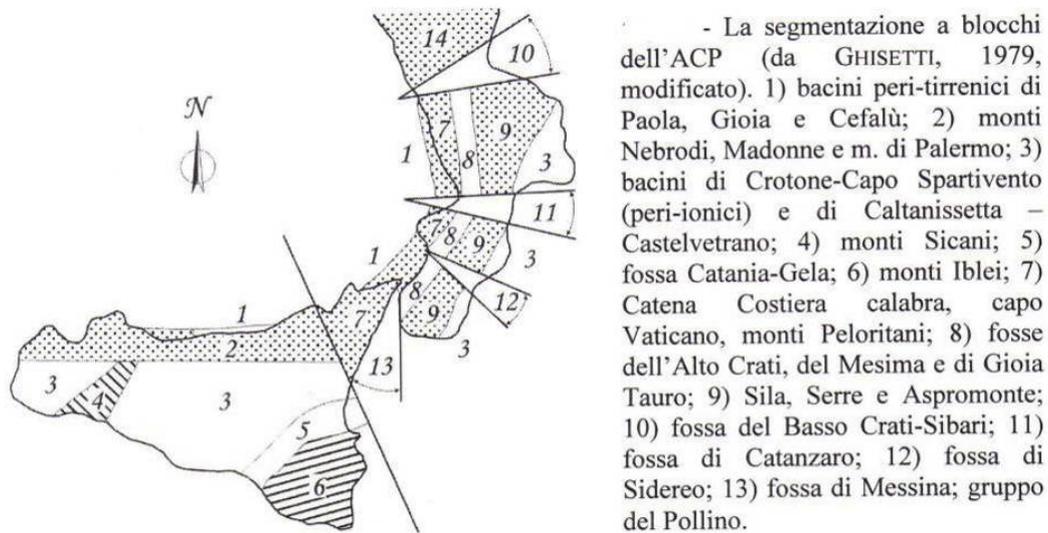


Figura 11 - Segmentazione a blocchi dell'ACP (da Ghisetti e Vezzani, 1979).

I nuclei della Sila, Serre ed Aspromonte costituivano già all'inizio del Pliocene inferiore delle zone emerse, come testimonia in Sila l'assenza dei depositi pliocenici (Ghisetti et al., 1979).

Il fronte della catena, a partire dal Pleistocene inferiore, si divide in due archi: l'arco dell'Appennino centro-settentrionale e l'Arco Calabro (Patacca & Scandone, 1989; Dewey et al, 1989). Il tipo e l'entità della deformazione nelle aree esterne, rappresentano un'importante differenza tra l'Arco Calabro e l'Appennino meridionale; molti Autori (Bertotti et al. 1997, Monaco et al., 1998; Boncio & Lavecchia, 2000), infatti, sono concordi nell'escludere un raccorciamento attivo al fronte della catena appenninica, come invece sembra essere nei settori più esterni dell'Arco Calabro-Peloritano.

Le strutture dell'Appennino meridionale, inoltre, non risultano allineate con il fronte della catena, né presentano continuità laterale lungo questa direttrice. Questa ultima fase di costruzione dell'Arco Calabro – Peloritano, iniziata verso la fine del Pleistocene inferiore, avviene in concomitanza al verificarsi di un insieme di fenomeni geologici di rilevanza regionale.

In questo periodo inizia, infatti, la formazione degli edifici vulcanici attuali dell'Etna e delle isole Eolie, si attivano i vulcani sottomarini di Palinuro e Marsili, il centro d'espansione del tirreno si sposta dall'area centrale all'area sud-orientale (Scandone, 1979).

La linea di Palinuro si sostituisce alla linea del Pollino, quale svincolo settentrionale della microplacca calabra, mentre la direzione di trasporto tettonico passa da NO-SE a O-E.

In conseguenza di questi eventi, ed in particolare del cambiamento della direzione di trasporto, in Calabria e nei mari circostanti si chiudono buona parte dei bacini miopliocenici allungati in direzione SO-NE.

Si sviluppano nuovi sistemi strutturali orientati circa N-S, tra i quali il semigraben della Valle del Crati, la Valle del Mesima e le faglie dirette che separano il Bacino Crotonese dal Massiccio della Sila (Moretti et al., 1990). Si verificano dei movimenti verticali che inducono la regione all'emersione e che portano ad un brusco cambiamento nei caratteri della sedimentazione nelle aree marine circostanti.

Ne consegue la deposizione di estese coltri clastiche sopra le peliti a *Ialinea baltica* (Di Grande, 1967).

Il proseguire dei movimenti verticali ha condotto anche all'emersione di buona parte dei bacini pleistocenici; da questo momento la Calabria è caratterizzata essenzialmente da tettonica estensionale.

Procedendo dal Tirreno verso lo Ionio si riscontra infatti un *block faulting* con andamento N-S che da origine alle strutture della Valle del Crati, del bacino di Paola e della Valle del Mesima (Tortorici et al., 1995).

In accordo con tale tesi è anche Ghisetti (1979), la quale afferma che le fasi pleistoceniche ed attuali sono caratterizzate dalla riabilitazione di tutte le principali strutture preesistenti, secondo meccanismi normali.

Ciò in risposta ad importanti sollevamenti verticali e ad un regime distensivo generalizzato tuttora perdurante, dimostrato dall'intensa attività sismica della regione.

La morfologia della Calabria appare profondamente controllata dalla tettonica, essenzialmente a causa dell'intenso sollevamento iniziato nel Pliocene superiore e tuttora in atto. Sollevamento che ha generato componenti normali, lungo faglie d'importanza regionale e individuato morfostrutture primarie che determinano la geometria del primo ordine nella regione (Sorriso-Valvo & Tansi 1996).

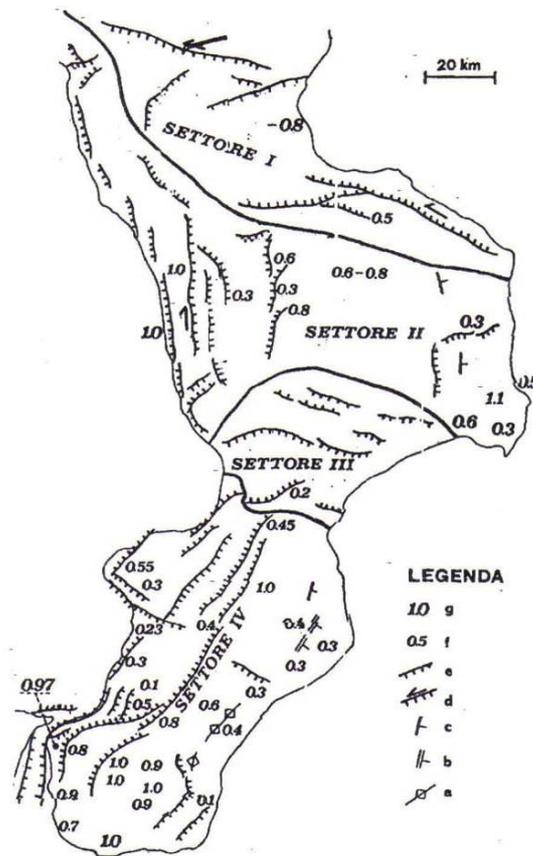


Figura 12 - Principali strutture morfo-neotettoniche e velocità di sollevamento durante il quaternario. **Legenda:** a) depressione anticlinale; b) hogback; c) cuesta; d) scarpata di faglia trascorrente; e) scarpata di faglia normale; f) e g) velocità di sollevamento medio in mm per intervalli di tempo rispettivamente di 125.000- 1 milione e 40.000 anni (da Sorriso-Valvo & Tansi,1996)

Secondo gli Autori, a scala regionale, sono riconoscibili su carta quattro settori morfostrutturali-tipo (Settori I-IV in fig.12):

Settore I. E' caratterizzato dalla presenza di faglie normal-trascorrenti sinistre subverticali con direzioni medie N 120-130°, attive fino al Pleistocene medio (Monaco & Tansi, 1992). Queste strutture delimitano e sollevano i rilievi carbonatici mesozoici, rispetto alle unità alloctone liguridi ed ai depositi quaternari con piani immergenti verso

SO. Nel complesso, costituiscono un unico elemento tettonico di rilevanza regionale noto in letteratura come Linea del Pollino (Turco et al., 1990); Il tasso di sollevamento di questo settore negli ultimi 0,7 MA è di circa 1 mm/a (Westaway, 1993) per i blocchi maggiormente sollevati all'interno di questa area e in subsidenza la parte terminale della Valle del fiume Crati. E' inoltre da notare che in quest'area è testimoniata un'attività sismica storica rilevante solo nel settore orientale, mentre non si hanno notizie circa l'area del M. Pollino, anche se studi recenti hanno rilevato evidenze d'attività tettonica storica nelle conoidi pedemontane (Ferreri et al., 1994).

Settore II. Corrisponde al sistema horst-graben della Catena Costiera- Valle del F. Crati-Sila, caratterizzato da faglie con direzioni prevalenti N-S.

Queste strutture evidenziano cinematismi normali con debole componente di trascorrenza destra, documentata da Tortorici et alii (1995). In particolare, l' horst è individuato da faglie che sollevano la Catena Costiera tirrenica con scarpate di faglie normali, degradanti ad Est verso il graben del Crati, dove si riscontrano i sistemi più giovani, e ad Ovest verso il graben di Paola (Trincardi & Normark, 1989). Ad oriente, il graben della valle del F. Crati è delimitato dai sistemi di faglie N-S del versante occidentale della Sila. Quest'ultimo settore è caratterizzato da strutture che concorrono in gran parte al sollevamento del massiccio silano, sviluppatosi prevalentemente lungo le faglie Bisignano- S. Pietro in Guarano e Celico-Mangone (Tansi et al., 2005).

Il sistema horst- graben, nel settore meridionale, è caratterizzato da faglie che si discostano dalla direzione media N-S ed assumono un trend N 30°-40°. Esso è interrotto invece nel settore settentrionale da una struttura di rilevanza regionale, orientata E-O che si sviluppa in modo discontinuo da Cittadella del Capo a Rossano. In questo settore il tasso di sollevamento massimo nell' ultimo Ma è di circa 1 mm/a (Sorriso -Valvo, 1993; Westaway, 1993), ed è relativo alla Catena Costiera. In Sila il tasso massimo è di 0,8 mm/a. Nel graben del Crati si stima un tasso di sollevamento di 0,3 mm/a (Sorriso-Valvo, 1993).

Nel Crotonese il tasso di sollevamento massimo è di 1,1 mm/a negli ultimi 120 ka. Sul versante orientale della Sila sono presenti gli effetti di un basculamento con probabile subsidenza lungo la fascia costiera, evidenziato dalla giacitura monoclinale non primaria, verso lo Ionio, di tutti i livelli sedimentari non piegati (Sorriso-Valvo & Tansi 1996).

Settore III. Corrisponde al graben della stretta di Catanzaro, ed è individuato da faglie normali con direzione media N110-120°.

Settore IV. Corrisponde al sistema di faglie normali NE-SO che solleva il sistema montuoso Serre-Aspromonte, rappresentato da faglie prevalentemente normali, con forti rigetti verticali. Tali faglie costituiscono un'estesa fascia di deformazione tettonica che si sviluppa dall'altezza di Monterosso Calabro fino a Reggio Calabria; il sistema costituito da faglie disposte in *en-échelon* con sovrapposizione destra solleva, lungo il versante occidentale del massiccio Serre – Aspromonte, le unità metamorfico-cristalline del settore meridionale dell' Arco Calabro rispetto ai depositi plio-pleistocenici. Le strutture evidenziano strutture medie intorno a N35-40°, anche se, nella parte meridionale, il sistema tende ad assumere orientazioni intorno a N10°. Secondo il modello geologico-strutturale del Mediterraneo Centrale proposto da Van Dijk & Okkes (1991), le strutture regionali con orientazione NO-SE sono caratterizzate da meccanismi di trascorrenza sinistra; i considerevoli rigetti verticali riscontrati in gran parte di queste strutture non sono giustificabili soltanto dalle componenti normali lungo le fasce trascorrenti. I rigetti verticali potrebbero pertanto essere determinati, come già proposto da Sorriso -Valvo & Sylvester (1993) per il bordo tirrenico della Catena Costiera, da riattivazioni passive delle strutture NO-SE, compatibilmente con il carattere cinematico regionale attualmente agente.

Tortorici et al. (1995) riconoscono alle strutture normali del graben del Crati e del versante occidentale del rilievo Serre-Aspromonte caratteri di faglie sismogenetiche; ciò trova riscontro nella distribuzione degli epicentri macrosismici e strumentali (Guerra, 1986).

CAPITOLO III – Conoscenze precedenti

3.1 Il Sistema di Bacino di Foreland della Calabria nord-orientale.

La stratigrafia delle successioni sedimentarie del sistema di Bacino di Foreland della Calabria nord-orientale (BdR, BdC, BKr), può essere ricostruita sulla base delle carte geologiche della Calabria e dagli studi condotti tra l'inizio e la fine degli anni '60 da Ogniben (1962), Cotecchia (1963), Bonfiglio (1964), Roda (1964), Romeo (1967) e Roda (1967), Di Grande (1967) e tra la fine degli anni '80 fino ad oggi da Van Dijk (1990), Moretti A. (1993) Roveri et al., (1992) e Zecchin, (2001) Barone et al., (2008).

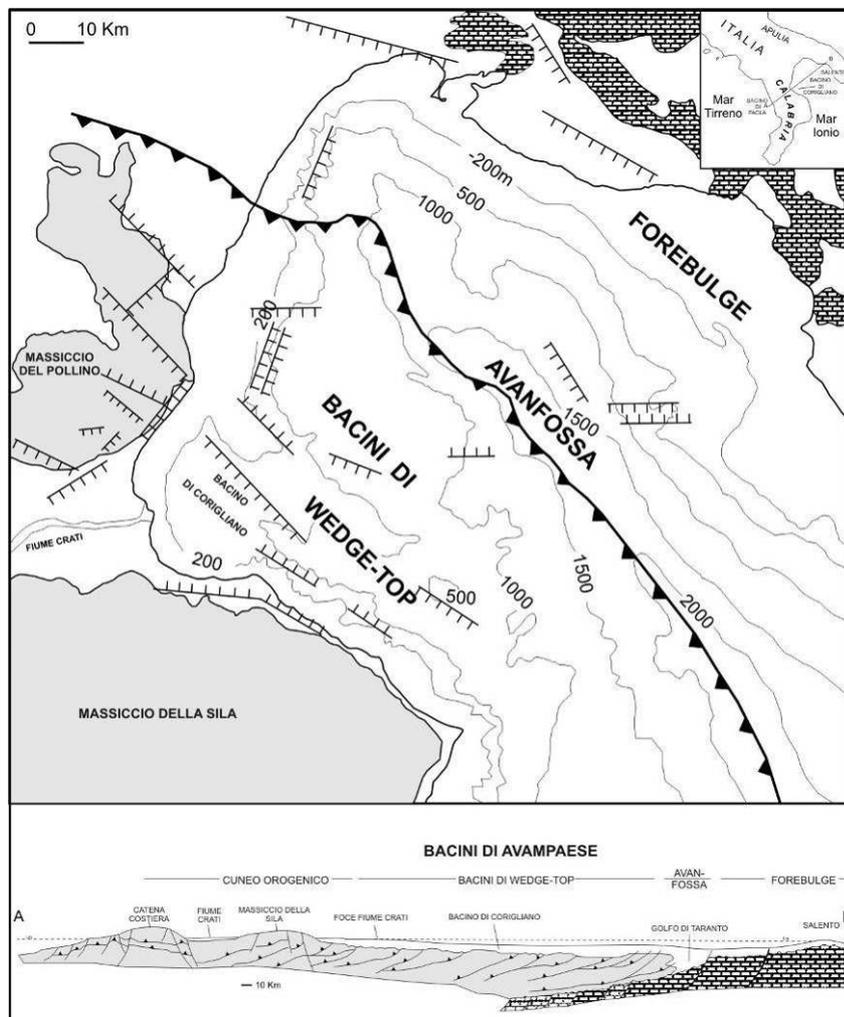


Figura 13 - Il sistema di bacino di foreland attuale del Golfo di Taranto, dalla costa ionica della Calabria settentrionale alla costa ionica pugliese e le relative depozione. Da CRITELLI (1999) e CRITELLI & LE PERA (2003), modificato.

Anche 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), inoltre diversi lavori hanno caratterizzato la morfologia e sedimentologia sottomarina di una vasta area compresa tra il Golfo di Taranto e 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; Neagu *et alii*, 2008) come esempio attualistico della dinamica sedimentaria e geologica del sistema di bacino di foreland (De Celles & Giles, 1996) dell'Italia meridionale (Critelli, 1999).

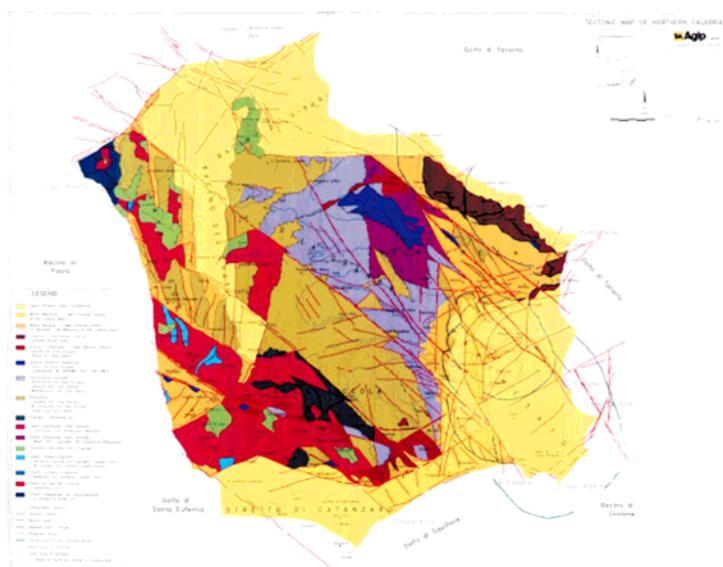


Figura 14 Mappa tettonica schematica della Calabria settentrionale, da Van Dijk et al., 2000.

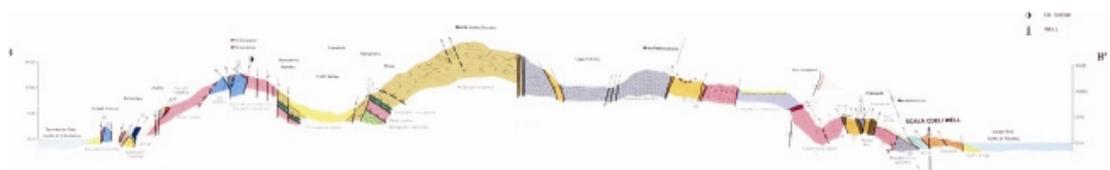


Figura 15- Sezione geologica B-B' (Tirreno-Ionio), da Van Dijk et al., 2000.

I terreni dell'Arco Calabro-Peloritano nel settore ionico settentrionale comprendente l'area di Cariati, Terravecchia, Crucoli e Cirò sono rappresentati, partendo

dal basso, dall'Unità della Sila *Auct.* (Messina et alii, 1994), un'unità paleozoica cristallina caratterizzata da rocce metamorfiche variabili e di basso grado (filladi, porfiroidi, quarziti, calcescisti; Unità di Bocchigliero *Auct.*; Acquafredda et alii, 1994; Messina et alii, 1994), al medio grado (micascisti; Unità di Mandatoriccio *Auct.*; Messina et alii, 1994) all'alto grado metamorfico (gneiss e granuliti; Unità di Polia-Copanello e Monte Gariglione *Auct.*; Amodio Morelli et alii, 1976; Messina et alii, 1994), di età Cambriano-Carbonifero e, da rocce intrusive a composizione variabile da gabbri a granitici (Batolite della Sila; Ayuso et al., 1994; Messina et al., 1994) del Permiano. Queste unità cristalline costituiscono i resti del complesso crostale dell'orogene ercinico (Atzori et al., 1984; Messina et al., 1994) esumatosi tra 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.*, Santantonio & Teale, 1987), carbonati e areniti di piattaforma (Formazione di Bocchigliero *Auct.*, Santantonio & Teale, 1987), marne, peliti, carbonati e areniti quarzose di scarpata continentale (Formazione del Fosso Petrone *Auct.*; Santantonio & Teale, 1987) e torbiditi arenitico-pelitiche, carbonati pelagici, marne rosse a belemniti e ammoniti e olistoliti delle formazioni di Bocchigliero e del Torrente Duno (Formazione del Fiume Trionto *Auct.*; Santantonio & Teale, 1987).

Una successione condensata per lo più analoga come età al Gruppo di Longobucco e correlabile 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.*; Santantonio & Teale, 1987). Le successioni dei Gruppi di Longobucco e Caloveto sono state interpretate come l'evoluzione di un margine continentale di rifting (Zuffa, 1978; Zuffa *et alii*, 1980; Bouillin, 1984; Santantonio & Teale, 1987) giurassico legato al rifting tetideo.

Sia direttamente sul basamento cristallino paleozoico, 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 torbida di oltre 500 metri di spessore (Zuffa & De Rosa, 1978), datata al Cretacico superiore-Eocene inferiore da Magri *et alii* (1965) e Lanzafame & Tortorici (1980), all'Eocene da Henderson (1971-73), all'Eocene inferiore-medio da Dubois (1976) e, recentemente ridatata all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Aquitano) da Bonardi *et alii* (2005).

Sull'Unità della Sila, sui Gruppi di Longobucco e Caloveto e sulla Formazione di Paludi si è avuta una generale trasgressione durante il Miocene medio, che ha prodotto la deposizione di una successione prevalentemente detritica costituita dalle successioni del Miocene medio-superiore (Serravalliano-Messiniano), Pliocene e Pleistocene dei bacini rossanese e crotonese le quali poggiano in discordanza sul basamento (Ogniben, 1955, 1962, 1973; Cotecchia, 1963; Bonfiglio, 1964a, 1964b; Roda, 1964, 1965, 1967, 1971; Di Nocera *et alii*, 1974; Van Dijk, 1990; Moretti, 1993; Critelli, 1999; Van Dijk *et alii*, 2000; Dominici, 2004; Rao *et alii*, 2006; Barone *et alii*, 2008).

Sulla base di questi studi il sistema di Bacino di Foreland della Calabria nord-orientale è stato suddiviso in tre bacini sedimentari: il Bacino Crotonese (BCr), il Bacino di Cirò (BdC) ed il Bacino di Rossano (BdR).

Alla fine del Miocene l'area di sedimentazione si è suddivisa in alcuni bacini di limitate dimensioni.

Due con sedimentazione prevalentemente evaporitica e cioè il Bacino Rossanese a nord ed il Bacino Crotonese a sud e, tra questi, un terzo Bacino (Cirò-Cariati) nel quale è continuata invece una sedimentazione essenzialmente detritica.

Una moderna chiave di lettura dell'evoluzione dei Bacini e delle loro correlazioni stratigrafiche, in un contesto spazio-temporale quale quello dell'evoluzione del sistema del Bacino di Avampaese dell'Appennino meridionale nell'intervallo Tortoniano-messiniano, è data da Critelli (1999).

L'Autore, sulla base di nuovi dati stratigrafici e sedimentologico-petrografici e su una rianalisi dei dati esistenti in bibliografia (Cotecchia, 1963; Roda 1964, Ogniben 1955, Roveri et al., 1992), interpreta la successione stratigrafica tortoniano-messiniana conglomeratica arenacea, che include diversi sistemi deposizionali (continentali, costieri, marino poco profondi e torbiditici) (Formazione arenacea a *Clypeaster*, Cotecchia 1963 o Formazione di San Nicola dell'Alto, Ogniben, 1955; Roda, 1964), come il riempimento di un Bacino di *wedge-top*.

Sulla base dei dati presenti in bibliografia ed utilizzando le moderne modellizzazioni dei bacini sedimentari (Ingersoll, 1988), l'area di studio costituisce un settore del sistema di Bacino di "Avampaese" al bordo nord-orientale dell'Arco Calabro e separato dall'Appennino Calabro-Lucano dal Graben di Sibari. In particolare, l'area costituisce il punto di raccordo tra la Fossa Bradanica, tipico Bacino periferico di *Foreland* (PFB) ed il Bacino di Avancarco (Forearc) Calabro-Ionico, in cui è ancora in atto subduzione verso ovest della litosfera ionica.

L'insieme dei Bacini di Rossano, Cirò-Cariati e il settore settentrionale del Bacino Crotonese, costituiscono la porzione più prossimale del sistema di Bacino di Avampaese (*Foreland*) sud-appenninico-calabro ed in particolare rappresentano il riempimento di bacini di *wedge-top* (Critelli, 1999) (fig 13).

Nella zona del massiccio della Sila, si ha una fascia pressoché ininterrotta di affioramenti lungo il margine ionico da Rossano Calabro, fino ai dintorni di Catanzaro. Ha una successione abbastanza uniforme lungo l'intero margine pedemontano della Calabria settentrionale. Questa è suddivisibile sommariamente in: molasse a Clypeaster alla base, marne argillose e infine le serie pre ed evaporitica messiniana.

Alla fine del Miocene, l'area di sedimentazione si è suddivisa in alcune depozone di limitata estensione, due delle quali si sono trasformate in bacini chiusi con sedimentazione prima euxinica e poi evaporitica, cioè il Bacino Rossanese a nord ed il Bacino Crotonese a sud.

Tra questi si interpone il Bacino di Cirò-Cariati, nel quale è continuata, invece, anche durante il Messiniano, una sedimentazione essenzialmente detritica con microfaune marine. Nei sedimenti del Tortoniano superiore e del Messiniano si ritrovano intercalate alcune lenti di «Argille Scagliose» alloctone, con probabile provenienza dallo Ionio. Un secondo complesso alloctono, la «Falda di Cariati» (Roda, 1967), giace al di sopra dei sedimenti messiniani ed è costituito da estesi lembi di un flysch oligo-miocenico e da una formazione conglomeratica probabilmente mediomiocenica.

Ambedue i complessi alloctoni sono compresi in un unico «Complesso Crotonide», secondo la denominazione di Ogniben (1955; 1962).

Nella zona di Rossano, la successione post-orogena è rappresentata nei suoi termini basali da una formazione arenaceo-conglomeratica con alla base locali lenti di breccie continentali, seguita in continuità di sedimentazione da una formazione argilloso-marnosa attribuita al Tortoniano da Ogniben (1962).

Verso l'alto si passa ai depositi della serie evaporitica messiniana costituiti dal basso dal Tripoli, formazione del Calcere di base, Argille salifere passanti eteropicamente a sedimenti molassici ed infine gessi. Separate da due intercalazioni di argille varicolori

cretacico-eoceniche, seguono le «Marne sabbiose di Valle», le «Sabbie marnose di Garicchi» e la «Molassa di Palopoli» (Ogniben,1962; Panizza,1967), contenenti ricche microfaune a *Globigerina multiloba* (Romeo,1967).

Nella zona compresa tra Cirò e Cariati, nei livelli conglomeratico-arenaceo-argillosi basali, si sovrappone una formazione sabbiosa.

Roda (1967), studiando il Bacino di Cirò – Cariati, individua un'area in cui il Messiniano non é registrato da sedimentazione riconducibile ai “cicli” evaporitici, ad eccezione dei sedimenti della Formazione del Tripoli.

Su questi si sovrappongono tettonicamente i terreni della «Falda di Cariati», rappresentati da una formazione flyscioide e da una formazione trasgressiva conglomeratico-arenacea (Roda, 1967).

Nel Bacino Crotonese, agli intervalli tortoniani denominati «Formazione di S. Nicola» ed «Argille marnose del Ponda» (Ogniben, 1955), segue la serie evaporitica messiniana.

In tale serie, Roda (1964) distingue un livello basale di Tripoli, una «Formazione evaporitica inferiore», rappresentata da un'alternanza calcareo-marnosa e da gessi, una «Formazione detritico-salina» ed una «Formazione evaporitica superiore», costituita da un'alternanza di strati gessosi e livelli pelitici e sabbioso- conglomeratici.

Anche in questo bacino esistono intercalazioni di argille varicolori cretacico – eoceniche, distinte in quattro livelli da Ogniben (1955) che data la loro messa in posto come intramessiniana.

3.2 Bacino di Rossano

IL Bacino di Rossano è caratterizzato da una successione che inizia, dalla base, con conglomerati di ambiente continentale, denominati “Formazione dei Conglomerati irregolari” di età serravalliana. Vengono descritti per la prima volta da Cortese (1895) mentre Fucini (1896) attribuisce a questa formazione un’età del Miocene inferiore. La formazione poggia sempre sul basamento metamorfico-cristallino dell’Unità della Sila ed ha uno spessore variabile da poche decine di metri fino ad un massimo di 100m, Ogniben (1962) attribuisce alla formazione uno spessore massimo di circa 80m nei pressi di Rossano. Essa è caratterizzata da grossi corpi lenticolari di breccie massive clasto-sostenute con accenni di stratificazione orizzontale e corpi lenticolari di dimensioni minori con accenni di stratificazione obliqua (Dominici, 2004). All’interno di tale formazione sono frequenti alternanze tra le breccie ed i conglomerati con corpi arenacei molto grossolani e ghiaiosi a stratificazione obliqua. Verso l’alto, infine, si chiude con argille e intervalli sabbiosi potenti dal metro alla decina di metri. 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, 2004).

Verso l’alto si passa alla Formazione Arenaceo-Conglomeratica *Auct.* (Ogniben, 1955) del Serravalliano-Tortoniano, costituita alla base da un caratteristico conglomerato che evidenzia il contatto basale che può essere con la formazione sottostante “Formazione dei Conglomerati Irregolari” o direttamente con il basamento dell’Unità della Sila, del Gruppo di Longobucco e della Formazione di Paludi. Questa formazione viene cartografata da Roda (1967) avendo buona continuità laterale da Rossano a Mandatoriccio. La base stratigrafica della formazione, interpretati come depositi costieri (Dominici, 2004), è caratterizzata da breccie e conglomerati, talora caotici o massivi che tendono ad essere più organizzati verso l’alto. 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*, *Pecten*, *Ostree* e noduli algali che registrano l'instaurarsi di ambienti marini costieri. Le porzioni più alte della formazione sono caratterizzate da intervalli arenaceo-siltosi molto bioturbati e corpi gradati ricchi talora in bioclasti alternati a peliti con una ricca macrofauna a brachiopodi che indica il passaggio ad ambienti di piattaforma (Dominici, 2004).

La Formazione Arenaceo-Conglomeratica passa verso l'alto alla Formazione Argilloso-marnosa *Auct.* (Ogniben, 1962). Questa formazione, di età Tortoniano, presenta spessori massimi intorno ai 150m ed è costituita alla base da strati arenaceo-conglomeratici e pelitico-arenacei che passano ad alternanze ritmiche di marne, peliti ed 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 arenarie (Dominici, 2004; Ogniben, 1955 e 1962; Critelli, 1999) interpretano questo olistostroma come proveniente dalle successioni delle Formazioni delle Argille Variegate *Auct.* del Complesso Sicilide (Ogniben, 1969) dell'Appennino meridionale.

Al di sopra della Formazione Argilloso-Marnosa poggia la Formazione del Tripoli (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 ittiofaune. 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 laminate e diatomiti, calcilutiti a noduli solfatici che marcano il passaggio alla soprastante formazione.

Sul Tripoli poggia la Formazione del Calcare di Base *Auct.* (Ogniben, 1962) del Messiniano inferiore, che presenta uno spessore massimo di circa 35 metri. 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 gesso siltiti drappeggiate da carbonati e livelli di breccie a clasti di calcilutiti e gesso (Dominici, 2004).

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

Per eteropia laterale si passa alla formazione delle Argille marnose salifere (Ogniben, 1962) costituita da argille e argille marnose ricche in noduli di solfati e salgemma.

La Formazione dei Gessi (Ogniben, 1962) del Messiniano poggia in concordanza stratigrafica sulle sottostanti formazioni o in discordanza con un contatto per onlap sulla Formazione delle Argille Salifere, sulla Formazione della Molassa di Castiglione o direttamente sulla Formazione del Calcare di Base Dominici (2004). 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, 2004; Barone *et al.*, 2008).

Verso l'alto la Formazione dei Gessi viene troncata da un olistostroma di argille varicolori con inclusi e olistoliti di calcari pelagici, argilliti e arenarie (Cortese, 1895; Fucini, 1896; Ogniben, 1955; Selli, 1957; Bonfiglio, 1964; Roda, 1967a; Critelli, 1999; Dominici, 2004; Barone *et alii*, 2008). Flussi gravitativi di Argille Scagliose nella

successione del bacino rossanese sono dislocati a diverse altezze della colonna stratigrafica, dentro la Formazione Argilloso-Marnosa del Tortoniano e nella parte alta della Formazione dei Gessi. Le argille scagliose sono composte da argille marnose policrome, verdi, rosse, grigie, azzurre con olistoliti e clasti di marne, calcari, arenarie. Verso l'alto si passa alla formazione delle Sabbie Marnose di Garicchi (Ogniben, 1962); la formazione ha uno spessore di circa 380 metri nella sezione tipo, ed è costituita da marne nerastre e grigiastre talora fortemente organiche alternate a strati arenacei. Secondo Ogniben (1962), Panizza (1966), Roda (1967a) e Romeo (1967) rappresenterebbe il complesso Messiniano terrigeno del bacino rossanese.

Il complesso terrigeno messiniano viene chiuso dalla Formazione della Molassa di Palopoli (Ogniben, 1962), tale successione ha uno spessore di circa 250m, è dominatamente costituita da arenarie ed è caratterizzata, nelle porzioni inferiori da strati arenaceo-conglomeratici, che tendono a diventare arenaceo-pelitici e argilloso marnosi verso le porzioni più elevate.

Il ciclo del Pliocene-Pleistocene è costituito da conglomerati e sabbie basali che passano alle argille marnose grigio-azzurre e che a loro volta passano a sabbie e conglomerati superiori (Panizza, 1966; Vezzani, 1968).

3.3 Bacino di Crotona

Il Bacino crotonese ha da sempre destato notevole interesse nella comunità scientifica 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). E' stato studiato in gran dettaglio sin dalla fine dell'800 con il lavoro di Cortese (1895) e Fucini (1896) e nei lavori successivi degli anni '50 fino all'inizio degli anni '70 di Ogniben (1955, 1962, 1973), Roda (1964a, 1965, 1967b, 1970, 1971), che 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 di riempimento, interpretandola e inquadrandola nei modelli paleogeografici, ciclostratigrafici, sequenziali e cinematici dell'intero margine peri-ionico degli orogeni del Mediterraneo centrale.

Il Basamento del Bacino Crotonese è caratterizzato da diversi termini litologici del basamento cristallino dell'Unità della Sila, essenzialmente rocce granodioritiche e gneissiche nei pressi di Cerenzia-Caccuri, rocce filladiche della sub-Unità di Bocchigliero dell'Unità della Sila nei pressi di San Nicola dell'Alto, su cui poggia la trasgressione basale caratterizzata dalla deposizione di conglomerati ed arenarie della Formazione Arenaceo-Conglomeratica di San Nicola dell'Alto (Ogniben, 1955). Il basamento della successione del bacino crotonese è stato raggiunto in alcuni pozzi dei campi Luna ed Hera Lacinia. Tali investigazioni hanno consentito di definire una stratigrafia dell'*offshore* crotonese in cui il basamento, costituito da una successione torbidity pelitico-arenacea e marnoso-arenacea, a cui attribuiscono un'età eocenica, sormontata da una successione torbidity arenaceo-conglomeratica indefinita come età, ma presumibilmente oligocenica-miocenica inferiore,

su cui poggia una successione torbidity pelitico-arenacea di età Langhiano. Su di essa poggia la Formazione Conglomeratico-Arenacea di San Nicola dell'Alto.

In affioramento, la successione stratigrafica del bacino crotonese inizia con la Formazione Arenaceo-Conglomeratica di San Nicola dell'Alto (Ogniben, 1955), di età serravalliana, il cui spessore si aggira sui 300 metri.

Alla base sono presenti grossi strati conglomeratici, poggiati sul basamento cristallino dell'Unità della Sila, verso l'alto passano a strati conglomeratici e arenaceo 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. I dati stratigrafici dei pozzi Luna ed Hera Lacinia (vedi fig. 22) 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 dei Conglomerati di San Nicola dell'Alto è in appoggio su di un basamento essenzialmente sedimentario costituito da un flysch pelitico-marnoso-arenaceo che denominano flysch di Albidona, a cui assegnano un'età Eocene medio-superiore. Su tale substrato si sovrappone stratigraficamente una successione per lo più torbidity conglomeratico-arenacea e arenaceo-pelitica denominata "Formazione Clastica di Sersale (Van Dijk *et al.*, 2000) e correlata alla Formazione di Stilo Capo d'Orlando, a cui assegnano un'età Oligocene-Langhiano. Su questa successione, in discordanza, poggerebbe la Formazione di San Nicola dell'Alto.

Dati di riferimento e di inquadramento sulle formazioni di basamento rappresentate nei pozzi Agip indicano che la Formazione di Albidona *Auct.* (Selli, 1957, 1962) affiora

diffusamente in Calabria settentrionale ed al confine calabro-lucano, 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 del Miocene inferiore. Successivamente, Ogniben (1969) e Vezzani (1970) descrivono la successione stratigrafica della formazione che loro denominano "Flysch di Albidona", come una successione torbidityca costituita da intervalli arenaceo-pelitici, contenente megatorbiditi carbonatiche marnose (Colella & Zuffa, 1988) e, verso l'alto, da un intervallo torbidityco arenaceo-conglomeratico a cui assegnano un'età Eocene medio-superiore e interpretano come parte stratigraficamente più alta 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 essa, assegnando alla base del Gruppo del Cilento un'età Burdigaliano-Langhiano inferiore sulla base di nuovi dati biostratigrafici.

In affioramento la Formazione di San Nicola dell'Alto poggia direttamente 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. Nell'area di Cerenzia, la Formazione dei Conglomerati di San Nicola dell'Alto è costituita da microconglomerati ed 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 (Ogniben, 1955; Roda, 1964a). Secondo questi autori, la Formazione delle Argille Marnose del Ponda è costituita da argille e marne e una successione argilloso-arenacea in parte torbidityca. In affioramento essi stimano lo spessore della formazione in oltre 300m, mentre in sottosuolo, nei vari pozzi e

investigazioni per scopi di idrocarburi, raggiungerebbe i 1300 metri di spessore. Gli autori assegnano a questa formazione un'età tortoniana fino al limite Tortoniano-Messiniano verso l'alto. Nella parte alta della Formazione delle Argille Marnose del Ponda poggia un Olistostroma di Argille Scagliose (A.S.), di circa 200 metri di spessore, caratterizzato da una matrice argillosa variegata e varicolori contenenti 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 dettaglio da Ogniben (1955) e da Roda (1964a).

Sulla Formazione delle Argille Marnose del Ponda o sull'Olistostroma di A.S., poggia la Formazione del Tripoli (Ogniben, 1955) La formazione è costituita da diatomiti biancastre più o meno marnose in sottili lamine ed ha uno spessore massimo di circa 60 metri. Su di esso mancherebbe una vera e propria Formazione del Calcarea di Base, sebbene il passaggio dal Tripoli alla Formazione Evaporitica Inferiore (Roda, 1964a) è marcato dalla presenza di grossi strati di breccie carbonatiche per circa 40 metri e peliti euxiniche per una ventina di metri di spessore.

La Formazione Evaporitica Inferiore (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 metri. Viene incluso dentro questa formazione il salgemma (Lugli *et alii*, 2007; Barone *et alii*, 2008) che viene però incluso da Ogniben (1955) e Roda (1964a) nella soprastante Formazione Detritico-Salina di Roda (1964a) e nella Formazione del Vitravo di Ogniben (1955).

Al tetto, la Formazione Evaporitica Inferiore (Roda, 1964a) è troncata da un olistostroma di Argille Scagliose a clasti calcarei, di argilliti silicizzate e arenarie, il cui spessore massimo è di circa 70 metri.

Al di sopra dell'olistostroma poggia la Formazione Detritico-Salina (Roda, 1964a), di età messiniana, costituita da una alternanza di strati di gessareniti, gessoruditi e gessolutiti, talora con strati di breccie di gesso e calcari evaporitici. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 150 metri. Questa formazione passa verso l'alto alla Formazione Evaporitica Superiore *Auct.* (Roda, 1964a), di età messiniana, è costituita da arenarie e peliti alla base, gessareniti e subordinate gessoruditi e gessolutiti nella porzione intermedia, che passano verso l'alto a peliti e arenarie grossolane. Questa successione costituisce sistemi deposizionali torbidity nella parte inferiore e intermedia che passano a sistemi deposizionali fluviali e deltizi in facies lago-mare nella porzione alta della successione. Lo spessore massimo in affioramento è di circa 180 metri.

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 compositiva anomala rispetto al contesto compositivo 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 metri, e gli strati che la caratterizzano indicano sistemi deposizionali fluvio-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 metri.

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 metri. Questa formazione passa alla Formazione della Molassa di Scandale *Auct.* (Roda, 1964, Zecchin, 2004), di età Pliocene medio-superiore, costituita da calcareniti, sabbie, argille marnose e corpi ruditici, il cui spessore massimo si aggira sui 450 metri. Al di sopra, si ha la Formazione delle Argille Marnose di Cutro (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 1200 metri 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 (Roda, 1964a). Sopra la Formazione delle Argille Marnose di Cutro, poggia la Formazione della Molassa di San Mauro (Roda, 1964a) di età Pleistocene inferiore-medio.

3.4 Bacino di Cirò-Cariati

E' stato oggetto, in passato, di campagne di rilevamenti e produzione di carte geologiche e schemi geologici a cominciare dal lavoro di Cortese (1895), di Ogniben (1955) ai lavori degli anni '60 di Ogniben (1962), Bonfiglio (1964a, 1964b) e Roda (1967a), a quelli degli anni '70 della Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000 della Casmez (1971-73), a quello di Ogniben (1973), alla carta geologica della Calabria di Bonardi et alii (1976) in Amodio Morelli et alii (1976) a Critelli & Le Pera (2000) agli ultimi lavori dell'Agip (Van Dijk et alii, 2000) (vedi fig.13,14 e 16) e Muto et alii (2007a).

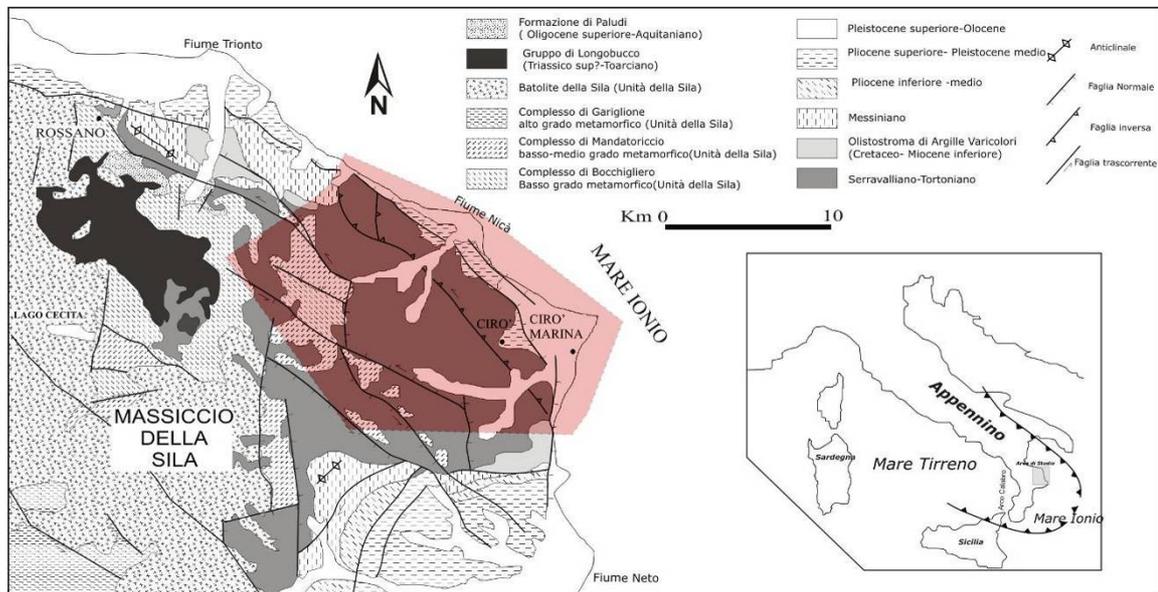


Figura 16 Area del Bacino di Cirò, settore settentrionale.

Sulle successioni dei bacini rossanese (a nord) e cotonese (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 di Crucoli, Cirò mentre nell’area di Cariati, poggia per sovrascorrimento sulla Formazione Argilloso-Arenacea e sul Tripoli del Bacino rossanese.

Bonfiglio (1964a, 1964b) produsse una carta geologica e relative sezioni geologiche nei suoi due lavori sulla coltre alloctona di Cariati. La stratigrafia della coltre alloctona, in tale studio, comprende dal basso in alto: argille emipelagiche, su cui poggia una successione torbidity pelitico-arenitica e pelitico-marnosa di età oligocenica che passa a una successione torbidity arenitico-ruditica. La coltre alloctona sarebbe poi ricoperta in trasgressione da argille marnose del Calabriano, che passano a sabbie gialle a Pecten e Ostreae e da terrazzi alluvionali. Viene inoltre discussa la geometria generale della coltre alloctona e determinata la provenienza da NE con traslazione verso SO mentre rimane, per l'autore incerta la posizione paleogeografia originaria di questa successione.

Romeo (1967) compie un dettagliato studio biostratigrafico sulle successioni messiniane del bacino rossanese dal Tripoli alla Formazione della Molassa di Palopoli.

Roda (1967), studiando il Bacino di Cirò – Cariati, individua un'area in cui il Messiniano non è registrato da sedimentazione riconducibile ai “cicli” evaporitici, ad eccezione dei sedimenti della Formazione del Tripoli, ma da unità alloctone ed autoctone conglomeratiche, arenacee e pelitiche deformate e talora tettonizzate. Le dimensioni del Bacino di Cirò-Cariati sono definite a nord dalla Fiumara Acquaniti e a sud dal contatto tettonico tra le “serie” evaporitiche del Bacino Crotonese e la sequenza trasgressiva pre-messiniana conglomeratico-arenacea e argilloso-marnosa della F.ne di San Nicola dell'Alto e della F.ne del Ponda. Secondo Roda (1967), da un punto di vista paleogeografico, la presenza di conglomerati probabilmente mediomioceni in posizione alloctona con provenienza da Est e messa in posto dopo la fine del Miocene, fa pensare all'estendersi della trasgressione mediomiocenica sopra una zona originariamente emersa ad Est della costa attuale.

Il comportamento positivo di questa zona ionica sarebbe poi continuato fino alla fine del Miocene, scaricando verso l'attuale zona silana sia detrito terrigeno (Ogniben, 1955), sia le importanti masse di trasporto orogenico gravitativo del «Complesso Crotonide».

Masse costituite da vari livelli di Argille Scagliose del Rossanese, del Crotonese, della zona Cirò-Cariati e dal complesso alloctono, definito come “Falda di Cariati”.

Anche secondo Cotecchia (1963), accanto alla normale serie di terreni miocenici calabresi sedimentati a partire dall’Elveziano, si possono osservare terreni depositatisi in un bacino sedimentario formato nel Miocene inferiore e che per buona parte del Miocene ha avuto uno sviluppo sotto molti aspetti particolare. Secondo Cotecchia, però, vi sono delle corrispondenze tra i sedimenti miocenici della serie «normale», chiamata serie miocenica di Scala Coeli-Pietrapaola -T. Acquanite e quelli della serie «anomala», detta serie miocenica di Terravecchia -S.Morello-Cariati.

Infatti per l’Autore, sulle arenarie a clipeastri della serie normale e sulle arenarie conglomeratiche della serie anomala, affiorano ovunque argille marnose elveziano-tortoniane .

Su queste posano gessi nella serie normale e conglomerati regressivi nella serie anomala. Si aveva quindi una generale ripresa della subsidenza, con messa in posto sui gessi di argille scagliose varicolori e sedimentazione di argille marnose e siltose con straterelli di arenarie da una parte, dall’altra arenarie depositate su conglomerati, arenarie in fitta alternanza con argille sabbiose, argille marnose ed infine, le stesse argille marnose e siltose con straterelli di arenarie della serie normale.

Le due serie presentano uno sviluppo identico verso la fine del Calabriano: emersione e conseguente lacuna stratigrafica nel Pliocene e subsidenza e parziale trasgressione nel Calabriano.

Cotecchia attribuisce l’età dei terreni della «serie anomala» al Miocene superiore, seguendo un criterio stratigrafico che non è in perfetto accordo con i risultati micropaleontologici, i quali consigliavano di porre gli stessi terreni nel Miocene medio.

Nella «serie anomala», egli ha preso come limite tra Miocene medio e superiore il contatto tra i conglomerati regressivi e le sottostanti Argille Marnose con faune elveziano-tortoniane.

Secondo Cotecchia, dopo il Calabriano e prima della deposizione dei depositi terrazzati, si sviluppavano intense dislocazioni tettoniche che piegavano i terreni della «serie anomala» e risparmiavano quelli della «serie normale».

Come conseguenza dell'anticlinale prodottasi nella serie anomala, si stabiliva una faglia subverticale, che per un lungo tratto corre al limite tra i terreni delle due serie.

3.4.1 Tettonica del Bacino di Cirò –Cariati

Secondo Van Dijk et al. (2000), nel tardo Neogene l'evoluzione della parte settentrionale dell'Arco Calabro è caratterizzata dallo sviluppo di fasce di taglio oblique che controllano l'evoluzione dei *thrust belts* bacinali.

Le inversioni bacinali, durante il Messiniano medio, Pliocene medio e Pleistocene medio, sono da attribuire, in molti casi, a *back thrust* obliqui e a *roof duplex* passivi regionali.

Si è creata, secondo l'Autore, a partire dal Miocene, una *shear-zone* a causa della quale le unità che costituiscono il *thrust sheet* del Miocene superiore vengono dissecati e deformati da importanti zone di faglie transpressive visibili in superficie.

Lungo entrambi i margini della Calabria il Miocene medio e l'Olocene sono rappresentati da depositi terrigeni e carbonatici, organizzati in tre ordini di sequenze sedimentarie (Van Dijk and Okkes, 1991; Van Dijk 1992).

Queste sequenze testimoniano i movimenti pulsanti verso SE degli elementi calabresi e l'apertura del Bacino di retroarco tirrenico.

Nel Miocene medio e nel Pleistocene questa evoluzione è interrotta da fasi di inversione, caratterizzate da espulsione della copertura sedimentaria dei bacini.

Queste sequenze in cui si verifica "espulsione" sono presenti lungo i margini dei bacini, determinate da *shear zone* transpressive con trends che vanno da NO-SE a NE-SO.

Una importante zona di fagliazione trascorrente nella parte ionica settentrionale è rappresentata dalla faglia Rossano San Nicola, con caratteristiche cinematiche di transpressiva sinistra ed orientazione NO-SE.

Gli *overthrust* a basso angolo, sviluppatisi tra l'Eocene e il Miocene sono dissecati e piegati da strutture ad alto angolo formatesi a partire dal Miocene medio. Queste strutture comprendono strutture transpressive e trasversive collegate a sistemi con trend NO-SE.

Una importante caratteristica è la presenza di un *back-thrust wedge*, affiorante lungo il margine del Bacino di Avanzo che è stato interpretato come un cuneo di accrezione (Van Dijk et al., 2000).

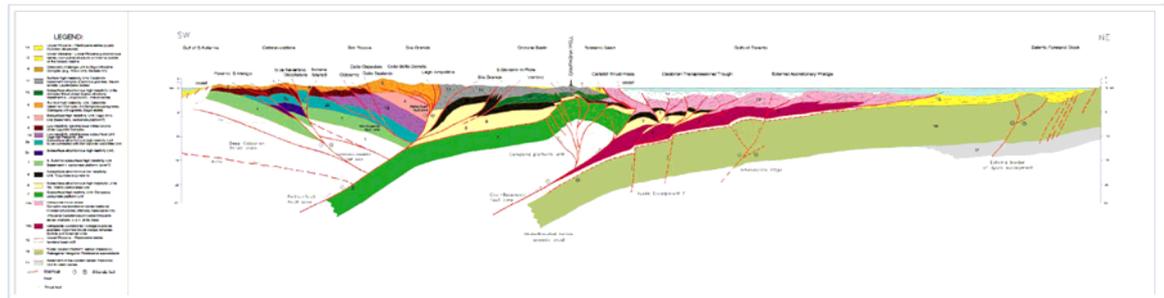


Figura 17–Sezione geologica dell’Arco Calabro settentrionale.(Van Dijk et al.,2000).

Queste strutture sono deformate da movimenti transpressivi durante i quali si formano le principali strutture anticlinali dell’area.

Questi movimenti generano innalzamenti nella fase del Pleistocene medio, documentato da un complesso set di *backthrust* lungo il bordo Calabro-Lucano. Secondo gli autori, le sequenze del Miocene clastico delle “*Cariatidi thrust sheets*” si sovrappongono sull’ unità eocenica (Formazione di Paludi) e sul basamento.

Gli orizzonti sismici mostrano una struttura anticlinale orientata NNO-SSE sub parallela alla trascorrente sinistra Rossano-S. Nicola.

L’area dell’off-shore a NE mostra sistemi di faglie con trend NO-SE e le loro antitetiche associate che mostrano episodi alternati di transtensione e transpressione. Questo pattern darebbe luogo ad un complesso di strutture a fiore e di bacini invertiti da thrust a basso angolo.

Secondo Philip & Tortrici (1980), nella Calabria Settentrionale, a partire dal Tortoniano, si riconoscono tre principali eventi deformativi i quali hanno prodotto rispettivamente strutture tensive orientate N100°-130°, strutture compressive ed ancora strutture tensive ad andamento N-S. Essi attribuiscono un’età fra il Tortoniano-Pliocene inferiore al primo evento, Pliocene medio al secondo e Pliocene medio superiore - Pleistocene al terzo.

1 - La tettonica ha controllato la sedimentazione fino al Pliocene inferiore, con modalità tali da individuare fasi parossistiche come quella intramessiniana, che portano alla creazione di sequenze discordanti (Roda, 1964; Di Nocera et al, 1974; Romeo & Tortorici, 1980) ed intercalazioni clastiche grossolane lungo i bordi dei bacini .

2 - L'evento compressivo è responsabile della generazione di pieghe, faglie inverse e trascorrenti nonché della traslazione verso oriente dell'intero sistema che produce raddoppi e/o elisioni tettoniche di parte delle sequenze (Agip,1977) e la possibilità di fenomeni parziali di "*retrocharriage*" del tipo "Falda di Cariati".

3- Dal Pliocene medio-superiore in poi la tettonica è prevalentemente di tipo tensivo; questo provoca la formazione delle dislocazioni ad orientazione preferenziale N-S.

L'elemento strutturale Pietrapaola-Campana-Umbriatico è limitato nelle sue porzioni nord-orientali da una serie di faglie normali immergenti verso est.

Le più significative sono rappresentate dalla linea Cirò-Crucoli, Nicà-Trionto, che interessa localmente anche termini della successione medio-suprapliocenica infrapleistocenica e depositi marini terrazzati suprapliocenici e da una serie di faglie che si estendono da Mandatoriccio a Rossano, che mettono a contatto i termini del substrato con i depositi miocenici.

Le dislocazioni appartenenti a questo sistema mostrano, soprattutto lungo il versante ionico, una spiccata attività sinsedimentaria durante il Tortoniano (Philip & Tortorici, 1980).

Nei sedimenti del Tortoniano-Pliocene inferiore si riscontrano, nella zona del Bacino Crotonese e nella zona compresa tra Carfizzi e Scala Coeli, delle pieghe a carattere regionale con assi di orientazione N-S per il Bacino Crotonese. Nell'area compresa tra Cirò e Rossano gli assi sono ruotati di 10 gradi verso ovest ed interessano anche i sedimenti della Falda di Cariati.

In affioramento, strutture simili, o comunque ad esse strettamente collegabili, sono rappresentate dai sedimenti del Complesso Crotonide di Ogniben (1955) e Roda (1967).

Queste strutture sono chiaramente successive alle deformazioni tensive N 100°-130°. La sovrapposizione dei due eventi deformativi è ben osservabile nei sedimenti miocenici affioranti sugli specchi delle faglie normali che interessano i calcari evaporitici affioranti lungo tutto il versante ionico (Philip & Tortorici, 1980).

Su questi piani è possibile osservare la sovrapposizione di due ordini di strie, un primo legato a movimenti tensivi con pitch 75°- 80° ed un secondo, sovrapposto, con movimenti compressivi, con pitch 5°- 16° e movimenti orizzontali sinistri a componente inversa (Philip & Tortorici, 1980).

3.5 Il Sistema di Bacino di Forearc della Calabria sud-orientale.

La porzione prossimale del bacino di Forearc ionico è visibile a terra grazie all'intenso *uplift* dell'Arco Calabro verificatosi a partire dal Pleistocene medio (Tortorici et al.,1995). Al di sopra del basamento poggiano dei corpi deposizionali oligocenico superiori-quadernari.

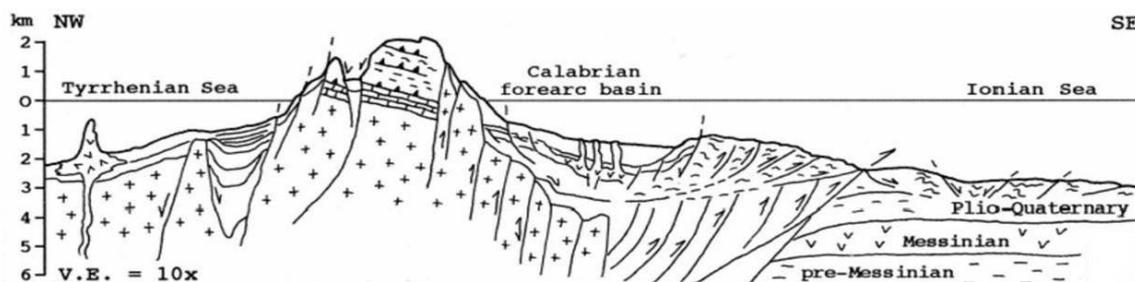


Figura 18 Sezione geologica schematica dell'Arco Calabro Meridionale (Cavazza e De Celles, 1998).

L'offshore della porzione nord dei bacini perionici, spesso individuato come Bacino di Crotona, risulta molto ben conosciuto in seguito a numerose ricerche effettuate per l'esplorazione di idrocarburi, invece nella porzione sud i dati sono molto più scarsi.

IL bacino di *forearc* ionico si estende tra la zona di subduzione e le unità del basamento dell'Arco Calabro.

Il termine “forearc”, secondo Cavazza et al.(1997) e Bonardi et al.(2001) viene usato per definire la posizione del bacino tra la zona di subduzione ed il corrispondente arco vulcanico rappresentato dall'Isole Eolie. Il fronte di subduzione ionico in quest'area rappresenta, nel Mediterraneo occidentale e centrale, l'unico segmento della vasta e complessa zona di collisione fra la placca africana e quella europea dove la subduzione di litosfera oceanica o transizionale è ancora in corso e una vera e propria collisione non è mai avvenuta. (Cavazza, 2001).

Il settore meridionale dell'ACP è costituito a nord dal Massiccio delle Serre ed a sud dal Massiccio dell' Aspromonte.

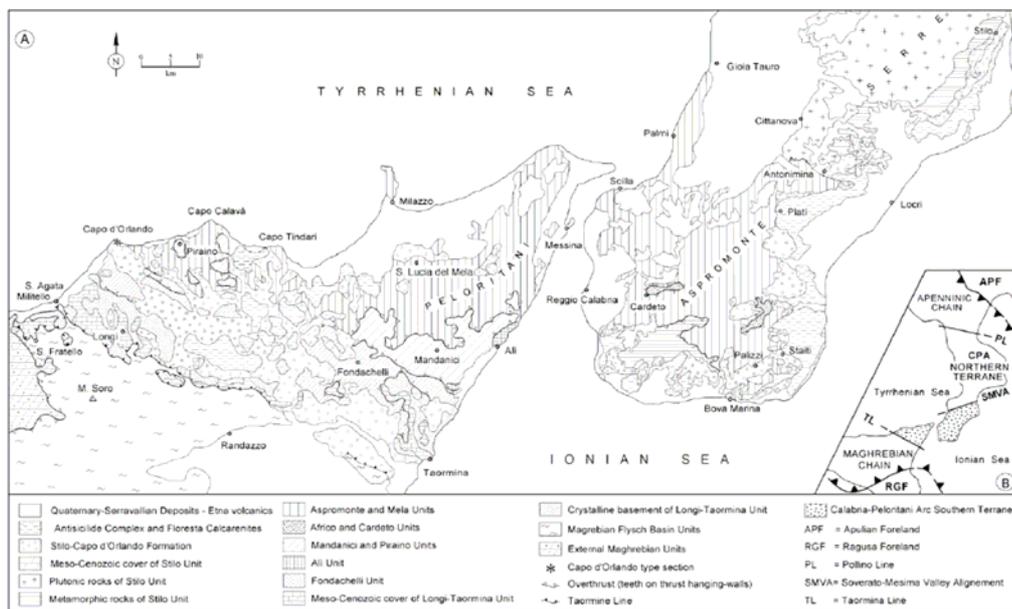


Figura 19 Carta geologica schematica della porzione meridionale dell'Arco Calabro Peloritano, da Bonardi et alii 2003.

Il Massiccio dell'Aspromonte è caratterizzato dalla presenza di numerose “nappe” tettoniche di natura differente. Le unità che compongono l'edificio sono costituite da rocce metamorfiche Varisiche ed Alpine derivate dal sistema Alpi - Appennino del mediterraneo occidentale (Cirrincione et al.2008).

La struttura geologica dell'Aspromonte è il risultato dell'impilamento di tre unità cristalline (Pezzino et al., (1990); Ortolano et al., 2005; Cirrincione et al., 2008) ricoperte da depositi oligocenico-miocenici rappresentati dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando (Cavazza et al., 1997; Bonardi et al., 2003) e di sedimenti argilloso-pelitici interpretati come unità alloctone messesi in posto per processi di backthrusting da Ogniben, (1960) o come mélange da Cavazza et al., (1997)

Dall'alto verso il basso il Massiccio dell'Aspromonte è costituito dalla Unità di Stilo, dall'unità dell'Aspromonte e dal Gruppo metapelitico inferiore.

Il gruppo metapelitico inferiore affiora in Aspromonte in tre finestre tettoniche, il Complesso di Cardeto (Fazio et al., 2003), l'Unità della Madonna di Polsi (Pezzino et al., 1990) e il Complesso di Samo-Africo (Ortolano et al., 2005). Il Gruppo Metapelitico è caratterizzato da un metamorfismo che va da scisti verdi di alta pressione alla facies anfibolitica delle metapeliti, con subordinati livelli di metacarbonati e metabasiti con metamorfismo esclusivamente alpino (Cirrincione et al., 2008).

L'unità dell'Aspromonte-Peloritani è costituita da rocce varisiche in facies anfibolitica, intruse da granitoidi peralluminosi tardo-post varisici localmente rielaborati durante l'orogenesi Alpina (Bonardi et al., 1984; Pezzino et al., 1990).

L'Unità di Stilo, infine, è costituita da metapeliti paleozoiche passanti da facies di scisti verdi-anfibolitica le quali si formarono durante il ciclo metamorfico Varisico (Bonardi et al., 1984; Graeßner and Schenk, 1999).

Il Massiccio delle Serre viene tradizionalmente suddiviso in due principali unità tettoniche: Unità di Polia Copanello in posizione geometrica inferiore (in facies granulitica) e l'Unità di Stilo in posizione superiore. Le due Unità sono divise dalla sub unità tonalitica di Cardinale (Crisci et al., 1985).

Il Massiccio delle Serre rappresenta un alto strutturale del settore meridionale, dove l'Unità tettonica più elevata è rappresentata dall'Unità di Stilo. La stessa Unità ricopre a nord l'Unità della Sila e a sud l'Unità dell'Aspromonte. L'Unità di Stilo è stata oggetto di studio sin dalla fine dell'800, infatti, la presenza nelle Serre di una copertura meso-cenozoica abbastanza estesa, dei soli terreni pre-mesozoici fossiliferi della Calabria e di numerose mineralizzazioni, oggetto di limitate coltivazioni, ha richiamato l'interesse degli studiosi fin dal secolo scorso, in tale contesto insorsero le prime polemiche sulla presenza nelle meta-morfite di fossili devoniani.

Alcuni elementi analitici fondamentali, primi fra tutti quelli stratigrafici, erano ben delineati già nei primi lavori di sintesi (Bassani & De Lorenzo, 1894; Cortese, 1895; De Lorenzo, 1896) e sono ancora validi, ad eccezione dell'età dei depositi clastici, che sono

stati in seguito notevolmente ringiovaniti. Le concezioni «autoctoniste» di questi Autori erano confortate, nelle Serre, dalla posizione «normale» dei terreni cristallini e dalla regolarità della struttura (Bonardi et al., “84).

Con l'affermarsi delle teorie «faldiste» andarono delineandosi due tendenze interpretative diametralmente opposte; Limanowsky (1913) pone la Sila e le Serre, con le loro ingenti masse di plutoniti, al nucleo di una grande piega coricata di provenienza tirrenica, al cui fianco rovescio corrisponderebbe l'edificio tettonico calabrese, Sila e Serre sarebbero parti dello stesso elemento tettonico, che avrebbe subito un notevole trasporto orogenico, collocandosi in una posizione geometrica elevata; Al contrario per Quitzow (1935), le Serre costituirebbero la zona di radici delle falde calabresi, al nucleo di una struttura a doppio rovesciamento, solo modestamente dislocata nel corso delle fasi alpine. Per tutti questi Autori i calcari mesozoici di Tiriolo ed Amantea sarebbero equivalenti a quelli di Stilo, rappresentando lembi residui della copertura dello stesso basamento cristallino indifferenziato.

Nel modello del «fronte africano», rifacendosi all'interpretazione geodinamica del Mediterraneo di Glandgeaud (1951), elaborato dalla scuola francese negli anni '60 (Caire, Glandgeaud & Grandjacquet, 1961; Grandjacquet, Glandgeaud, Dubois & Cajrè, 1961; Caire, 1962), le Serre corrisponderebbero ad una parte avanzata di tale fronte. Nelle sintesi di Dubois (1970, 1976) persiste questa concezione, arricchita da un gran numero di nuovi dati analitici, e viene proposto uno schema strutturale che per certi aspetti richiama quello di Quitzow (1935). L'Autore considera i calcari giurassici dell'asse Decollatura-Martirano-Conflenti in un primo momento come copertura di una «falda intermedia», poi (1976) di una «falda superiore», di cui le Serre sono una generica zona di origine.

Bonardi *et al.* (1971), in base ai caratteri delle facies mesozoiche ed interpretando come preorogena la successione terrigena terziaria, di cui forniscono una stratigrafia di dettaglio, propongono per la zona di Stilo una posizione paleogeografica corrispondente

a quella delle piattaforme carbonatiche sud-appenniniche, con una visione regionale alquanto primitiva, tendente a riconoscere nella Calabria la prosecuzione della «geosinclinale» appenninica.

Ogniben (1973) critica aspramente tale interpretazione, rilevando che gli Autori trascurano di accertare la posizione geometrica dell'elemento studiato. L'Autore pone i calcari mesozoici ed un loro basamento filladico in una posizione geometrica intermedia nell'edificio calabrese, corrispondente a quella Falda di Calati da lui stesso definita nei Monti Peloritani (Ogniben, 1960). Tale interpretazione rappresenta il primo tentativo di collocare, al di là delle analogie di facies messe in evidenza da vari Autori oltre a quelli citati (Guzzetta, 1964; Roda, 1965; Afchain, 1968; Truillet, 1968), i calcari neritici delle Serre e della Sila Piccola in un unico elemento tettonico con quelli dell'Aspromonte e dei Peloritani.

(Hieke Merlin & Lorenzoni, 1972; Colonna *et al.*, 1973; Hieke Merlin *et al.*, 1974; Moresi & Paglionico, 1975; Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1975; Borsi *et al.*, 1976; Dietrich *et al.*, 1976; Amodio Morelli *et al.*, 1976) hanno rappresentato un contributo essenziale alla definizione dell' Unità di Stilo . In un modello (Amodio Morelli *et al.*, 1976) in cui l'Arco Calabro-Peloritano veniva interpretato come un frammento di una Catena Alpina Europa-vergente coinvolto nella costruzione della catena Africa-vergente appenninico-maghrebide, tale unità risultava tettonicamente sovrapposta, nelle Serre, alla più alta unità della Catena Alpina (Dorsi *et al.*, 1976), in Catena Costiera e nella Sila Piccola a quasi tutte le unità di tale catena con un contatto fortemente obliquo (Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni, 1975). Essa rappresentava quindi l'unità geometricamente più elevata dell'Arco Calabro-Peloritano, condividendo tale posizione con l'Unità di Monte Gariglione, i rapporti con la quale non erano accertati. Ciò costituiva uno dei molti problemi aperti che avevano portato gli Autori a collocare l'Unità di Stilo in un gruppo di unità «*incertae sedis*» (Amodio Morelli *et al.*, 1976).

Un altro problema aperto era rappresentato dai depositi terrigeni oligo-miocenici, trasgressivi sia sul basamento sia sulla copertura mesozoica dell'unità, che non era chiaro se fossero da considerarsi pre-orogeni o corrispondenti al flysch «tardo-orogeno» di Capo d'Orlando (Ogniben, 1973). Questa incertezza aveva severe implicazioni riguardo all'età di messa in posto ed alla collocazione paleogeografica dell'unità: la prima possibilità poneva in essere un'ipotesi suggestiva di una messa in posto post-langhiana con una provenienza europea. I dati, inoltre, erano insufficienti a definire un'eventuale prosecuzione dell'unità in Aspromonte e nei Peloritani, suggerita dalla presenza di calcari neritici giurassici: l'esistenza in tali aree di terreni comparabili con il basamento dell'Unità di Stilo non era accertata; gran parte dei calcari giurassici dell'Aspromonte erano risultati brecce ed olistoliti alla base dei depositi terrigeni oligocenici per cui sull'ipotesi di una correlazione con l'Unità di Novara (come definita da Bonardi *et al.*, 1976) vi erano opinioni divergenti.

Alla fine degli anni '70 a questa interpretazione, in cui l'Unità di Stilo pur se «*incertae sedis*» è

l'elemento alloctono geometricamente più alto della catena, ed a quella definibile come «autoctonista moderata» di Dubois (1976) si affiancano concezioni «autoctoniste»

(Gorler, 1978; Gorler & Giese, 1978), riproponendo in sostanza le controversie esistenti nei primi decenni del secolo.

Negli ultimi anni l'intensificarsi delle ricerche in Aspromonte ha portato al prevalere delle tesi «alloctoniste» ed alla generale affermazione dell'estendersi dell'Unità di Stilo a sud delle Serre, ma sono insorte divergenze, anche sulla geometria dell'area, per cui tale prosecuzione meridionale dell'unità viene identificata da Autori diversi in corpi geologici di dimensione e composizione differente. Gelmini *et al.* (1978) all'estremità sud-orientale dell'Aspromonte distinguono una Unità Pietrapennata, costituita da un basamento filladico con livelli di metacalcari devoniani ed una copertura di calcari

giurassici, dalle evidenti analogie con l'Unità di Stilo, anche se gli Autori non propongono esplicitamente una correlazione. Bonardi *et al.* (1979), in un lavoro a carattere più generale, riconoscono la sovrapposizione, già segnalata da Afchain (1967), dell'Unità di Stilo alle metamorfite di medio-alto grado dell'Aspromonte lungo una linea Platì-Molochio, e distinguono in Aspromonte una «unità superiore», formata da metamorfite di medio-basso grado ed una copertura di calcari neritici giurassici. Gli Autori accennano ad una possibile correlazione, per la posizione geometrica e per i caratteri del basamento e della copertura, di tale unità con l'Unità di Stilo, senza proporla decisamente per i dubbi già espressi (Amodio Morelli *et al.*, 1976) riguardo ai calcari neritici e non ritenendo di disporre di dati sufficienti sulle metamorfite del basamento per un confronto a scala regionale. Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni (1979), in un lavoro in cui vengono proposte correlazioni tra Sila ed Aspromonte mantengono nel testo l'Unità di Pietrapennata, identificandola però, nello schizzo tettonico allegato, con l'Unità di Stilo.

Successivamente, (Lorenzoni *et al.*, 1980; Di Pierro *et al.*, 1980) l'Aspromonte viene interpretato come costituito essenzialmente da una «catena ercinica», che verrebbe a contatto con l'Unità di Stilo lungo una linea tettonica Caulonia-Mammola-San Giorgio Morgeto. A sud di tale linea l'unità di Stilo sarebbe rappresentata in numerosi *klippen*, costituiti da limitati affioramenti della porzione filladica del basamento ed a luoghi dalla copertura di calcari giurassici, poggianti, con un contatto fortemente obliquo, sulla «catena ercinica». In tale interpretazione le metamorfite dell'«unità superiore» di Bonardi *et al.* (1979) sembrerebbero trovare collocazione in diverse unità tettoniche della «catena ercinica», in particolare in quelle geometricamente più basse, e solo in piccola parte nel basamento dell'Unità di Stilo.

In un lavoro di inquadramento generale (Elter & Scandone, 1980) vengono incluse nell'Unità di Stilo, oltre agli elementi già noti, tutte le metamorfite di medio-alto grado dell'Aspromonte e dei Peloritani, delineando una tendenza diametralmente opposta,

rispetto agli Autori citati che, pur nel contesto di interpretazioni completamente diverse, identificano in lembi di spessore ed estensione più o meno limitati l'Unità di Stilo in Aspromonte. A tale tendenza si collegano Pezzino & Puglisi (1980) che in Aspromonte centro-settentrionale distinguono, nelle metamorfiti di medio grado («unità intermedia» di Bonardi *et alii*, 1979), due unità tettoniche di cui la più alta (unità superiore di questi Autori), probabilmente rappresentata anche nei M. Peloritani, corrisponderebbe al Complesso B di Atzori, Pezzino & Rottura (1977), facente parte secondo questi ultimi Autori dell'Unità di Stilo.

In definitiva, l'Unità di Stilo è geometricamente sovrapposta agli edifici tettonici di entrambi i settori, rendendo difficile l'individuazione dei rapporti tra essi.

La stessa è costituita da un basamento di metamorfiti paleozoiche, riferibili a due differenti unità erciniche, intruse da plutoniti tardo-erciniche, e da una copertura di carbonati neritici mesozoici. Affiora estesamente nella parte meridionale ed orientale delle Serre, ove sovrasta tettonicamente l'unità di Polia-Copanello (Borsi *et al.*, 1977). Inoltre, essa è rappresentata nelle Serre dalla zona di Satriano a quella di Monte Mutolo da un basamento continuo in affioramento dello spessore di alcune migliaia di metri costituito da metamorfiti di grado variabile fino a medio-alto, nelle cui porzioni meno metamorfiche si rinvencono fossili devoniani. Queste ultime risultano intruse da magmatiti tardo-erciniche e coperte da una successione carbonatica mesozoica con alla base modesti spessori di paleosuolo o modesti spessori di depositi clastici di tipo «verrucano» (Bonardi *et al.* 1984). In Aspromonte l'unità è rappresentata in lembi discontinui, di cui il più esteso affiora tra Roccaforte del Greco e Fossato Jonico, formati quasi esclusivamente da metamorfiti, in cui sono riconoscibili tutti i litotipi noti nelle Serre ad eccezione di quelli di più alto grado metamorfico (Bonardi *et al.* 1984). I numerosi blocchi di brecce calcaree e calcari mesozoici presenti in quest'area sono, come quelli riferiti nei Monti Peloritani all'Unità di Novara, quasi tutti da considerarsi olistoliti nella Formazione di Stilo-Capo

d'Orlando e solo in pochi affioramenti possono, con relativa sicurezza, essere considerati lembi residui della copertura dell'unità (Bonardi et al.1984). In Sila piccola ed in Catena Costiera la stessa unità forma una serie di klippen più o meno estesi allineati in direzione ESE-ONO, da Sellia ad Amantea, che poggiano tettonicamente su quasi tutte le unità della catena alpina (Lorenzoni & Zanettin Lorenzoni,1975).

Il contatto con le unità sottostanti ha un andamento irregolare e marcatamente ondulato ed è caratterizzato da una forte tettonizzazione, che interessa soprattutto le rocce dell'unità di Stilo.

Nelle Serre, in Catena Costiera e in Sila piccola le metamorfiti appartengono a due unità tettoniche erciniche: l'unità filladica di Stilo-Pazzano e l'unità paragneissica di Mammola (Colonna et al., 1973). Le due unità vengono a contatto lungo una superficie in genere piuttosto inclinata ed avente andamento irregolare, la giacitura attuale è di sovrapposizione delle filladi sui paragneiss.

La presenza di scaglie ed il divario metamorfico mettono in evidenza la natura tettonica del contatto. Poiché le metamorfiti dell'unità filladica contengono livelli di età devoniana e poiché entrambe le unità sono state intruse dagli stessi magmi permo-carboniferi dopo che erano venute a contatto, l'età di questo contatto tettonico non può che essere ercinica (Amodio Morelli et al., 1976).

Il complesso filladico di Stilo-Pazzano è monometamorfico, in quanto non vi sono fenomeni metamorfici posteriori all'intrusione magmatica permo-carbonifera. Poiché gli originari sedimenti sono almeno in parte devoniani, l'età del metamorfismo è carbonifera.

Il metamorfismo, di grado molto basso, è stato caratterizzato da pressioni basse, tipo Bosost (Di Pierro et al.,1973; Dietrich et al.,1977).

L'unità paragneissica di Mammola è costituita da paragneiss biotitici e biotitico-muscovitici a metablasti plagioclasici; da paragneiss biotitico-anfibolitici fino ad anfiboliti,

da micascisti gneissici biotitico-granatiferi, da filladi micascistose a biotite, da gneiss ad occhi di microclino.

La fenomenologia caratteristica di questo complesso è la metablastesi plagioclasica che è in gran parte legata al metamorfismo regionale.

Vi è anche una metablastesi feldspatica legata alle intrusioni magmatiche, che si manifesta nelle rocce granitizzate.

Il complesso paragneissico ha subito il solo metamorfismo ercinico, di grado intermedio tra la facies delle anfiboliti e quella degli scisti verdi in condizioni di probabile bassa pressione.

Le magmatiti sono rappresentate da numerosi tipi litologici appartenenti tutti al ciclo magmatico ercinico (Hieke Merlin & Lorenzoni, 1972; Paglionico & Salvemini, 1974; Moresi & Paglionico, 1976; Borsi et al., 1977; Lorenzoni & Zanetti Lorenzoni, 1975).

Queste rocce si sono formate in più fasi intrusive succedutesi in un intervallo di tempo piuttosto breve (da 279 m.a. a 261 m.a.) (Borsi et al., 1977).

Nella porzione settentrionale dell'Aspromonte affiorano i micrograniti a due miche di Cittanova. Il litotipo prevalente è una roccia a grana fine biotitico muscovitica, di colore chiaro raramente orientata, nella zona periferica del plutone è frequente una facies eterogranulare a tendenza aplitica come pure manifestazioni filoniane aplitico-pegmatitiche (Atzori et alii, 1977). Come rilevato da Bonofiglio (1963), inclusi metamorfici sono presenti un po' ovunque nel granito di Cittanova (a Nord e a Est di M.Cappellano, M. Campanaro, T. Vacale, P.no Moleti). Questi, secondo la paragenesi, trovano riscontro regionalmente nelle metamorfiti della falda dell'Aspromonte.

La massa di Cittanova si è intrusa in livelli crostali non molto profondi, come è indicato in particolare da contatti primari con rocce metamorfiche di basso grado (Atzori et al., 1977; Crisci et al., 1979). Il granito di Cittanova viene a contatto ad E e SE di San Giorgio Morgeto con delle plutoniti appartenenti al massiccio delle Serre (granodioriti tipo "Le

Serre”, Merlin & Lorenzoni, 1972); il contatto è primario con il granito di Cittanova intruso nelle granodioriti-tonaliti.

I caratteri del contatto sono:

– Presenza di blocchi e lembi di granodioriti-tonaliti inglobati dal granito che diventa eterogeneo e un pò più biotitico.

– Compenetrazioni e fitte mescolanze non cartografabili tra i due litotipi.

Verso E-SE la massa plutonica di Cittanova viene a contatto con delle metamorfite di medio-basso grado (esteso tra M. Cacciagrande e Canolo Nuovo), verso NO compaiono effetti sempre più evidenti di una sovraimpronta termica operata dal plutone di Cittanova, che è a contatto primario con le metamorfite di Canolo. Essi sono intrusi (Bonfiglio, 1963; Hieke Merlin & Lorenzoni, 1972) nelle granodioriti delle Serre ed appartengono verosimilmente allo stesso ciclo magmatico (Amodio Morelli et al., 1976).

Il contatto magmatiti-metamorfite è caratterizzato da un’aureola molto estesa (soprattutto nelle filladi) di metamorfite di contatto e (soprattutto nei paragneiss) di migmatiti di iniezione. Nella zona tra S. Nicodemo-T. Torbido il granito di Cittanova è a contatto primario con paragneiss di medio-alto grado. Verso SO (Molochio-Oppido Mamertina) il granito di Cittanova (qui nella variante a grossi individui K-feldspatici) è a contatto tettonico con metamorfite di medio grado, costituite da alternanze stratiformi di micascisti e paragneiss in bancate di spessore variabile fino a mezzo metro. Anche Afchain (1967), Ogniben (1973) e Bonardi et alii (1979), segnalano l’esistenza di un contatto tettonico, all’altezza della linea Plati-Molochio, tra il granito di Cittanova e le metamorfite affioranti a SO. L’ipotesi più verosimile (Atzori, Pezzino & Rottura, 1977) è quella che si tratti di due complessi metamorfici che erano già accostati tettonicamente al momento dell’intrusione granitica che ha interessato entrambi. In tale ipotesi, secondo gli stessi Autori, i complessi rappresentavano il tetto abbastanza superficiale dell’intrusione granitica, che si è prodotta in epoca tardo-ercinica come adiacente e posteriore alle Serre, è risalita interessando

entrambi i complessi già tettonicamente legati tra loro ed ha inglobato porzioni degli stessi termotrasformando soprattutto le meso-epimetamorfiti di Canolo.

Sul basamento pre-triassico poggiano in trasgressione discordante successioni sedimentarie meso-cenozoiche, che si rinvencono in lembi più o meno estesi lungo tutta l'area di affioramento dell'unità.

I principali affioramenti dei termini mesozoici sono presso Stilo e Canalo nuovo; la successione mesozoica è più completa e facilmente ricostruibile al Monte di Tiriolo a nord e al Monte Mutolo a sud. I termini più antichi sono costituiti da depositi clastici di tipo Verrucano dello spessore massimo di qualche decina di metri.

Lembi variamente estesi di coperture sedimentarie trasgressive, riferibili a eventi verificatisi a partire dall'Oligocene, ricoprono parzialmente le Unità cristalline costituenti i rilievi dell'Aspromonte e delle Serre.

Tali coperture vengono distinte, con riferimento alla tettonogenesi appenninica, in "Unità orogene" di età oligo-miocenica e "Unità postorogene" di età compresa tra il Miocene superiore e il Pleistocene superiore-Olocene.

La formazione terziaria più continua ed estesa presente nell'area è quella delle argille policrome, di aspetto caotico, le quali vanno generalmente sotto il nome di «Argille Scagliose». Questa lunga fascia di argille, ad affinità sicilide, costituisce molto spesso il substrato delle formazioni del Miocene medio-superiore e del Pliocene, separandole da quelle fliscioidi del Miocene inferiore.

3.6 Stretta di Siderno-Locri

3.6.1 Stratigrafia

L'area in esame risulta costituita da un basamento formato dall'Unità di Stilo, costituita, come descritto in precedenza, da metamorfiti di grado variabile fino a medio-alto nelle cui porzioni meno metamorfiche si rinvencono fossili devoniani, intruse da magmatiti tardo-erciniche costituenti il "Plutone di Cittanova". Sul basamento cristallino è presente una copertura carbonatica mesozoica con alla base un paleosuolo o modesti spessori di depositi clastici di tipo <<verrucano>> (Bonardi et al., 1984). Seguono dolomie micro e macro cristalline dello spessore variabile da qualche metro a qualche decina di metri.

Sulle dolomie trasgrediscono, in disconformità, calciruditi e calcareniti biancastre e grigio-perla, a volte a matrice micritica rosata, breccie e calcari di scogliera ad ellipsactinie, coralli e gasteropodi, calciruditi e calcareniti grigio chiare a *Clypeina jurassica* (Amodio Morelli et al., 1976).

Lo spessore massimo è di circa 300 metri; l'età è Giurassico superiore. Durante il Mesozoico la zona paleogeografica corrispondente all'unità di Stilo è stata caratterizzata da una sedimentazione carbonatica di mare sottile, interrotta da lacune più o meno ampie probabilmente dovute ad emersione, sempre con trasgressioni paraconformi o disconformi. Doveva trattarsi quindi di una zona relativamente instabile soggetta a frequenti movimenti verticali (Amodio Morelli et al., 1976).

L'area esaminata è caratterizzata da una successione di riempimento di età oligocenico-quaternaria. Partendo dal basso verso l'alto si possono distinguere unità litostratigrafiche clastiche rupeliano-cattiane, con alla base da un conglomerato monomictico, composto da alcuni sottili affioramenti di conglomerato scarsamente organizzato. Tali affioramenti sono costituiti da clasti di rocce metamorfiche di basso grado (filladi) in una matrice rossa e

prevalentemente arenacea. Tali conglomerati sono stati descritti compiutamente per la prima volta da Bonardi et alii (1980) che li hanno considerati come un membro basale della Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

Cavazza et alii (1997), interpretano tali depositi, sulla base di osservazioni sedimentologiche e della composizione monolitologica, come resti erosivi di una successione sedimentaria alluvionale e fluviale originariamente molto più estesa e di provenienza locale preservatasi esclusivamente nelle depressioni di una paleosuperficie topografica fortemente accidentata.

Anche se l'età di questa unità è ignota, è stata correlata provvisoriamente con la Formazione di Palizzi (Rupeliano) affiorante all'estremità meridionale della Calabria in una identica posizione stratigrafica (Bouillin *et alii*, 1985). I conglomerati e le arenarie conglomeratiche della Fm di Stilo-Capo d'Orlando coprono, con contatto fortemente erosivo, la sequenza dei conglomerati a matrice rossastra. Verso l'alto si passa ad un'altra formazione oligocenica riconosciuta come formazione di Pignolo (Bonardi et al., 1986).

Questa unità affiora sporadicamente tra il basamento pre-Cenozoico e le torbiditi silicoclastiche della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Bonardi et al., 2002).

E' costituita da biocalcareni nodulari grigie ricche in frammenti abrasivi di alghe corallinacee (*Lithotamnium*), briozoi, molluschi e macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Amphislegina*, *Asterigina*, *Nummulites*) con associate arenarie e peliti silicoclastiche; quest'unità raggiunge lo spessore massimo i 55 m (Cavazza et al., 1997). Il contatto tra le biocalcareni la Formazione di Stilo Capo d'Orlando è male esposto. Patterson et alii (1995) e Cavazza et alii (1997) definirono un'età cattiana per questa unità; gli autori la interpretarono anche come il prodotto di correnti di gravità che ridepositavano il sedimento bioclastico di mare poco profondo in un ambiente marino più profondo.

Afchain (1966) attribuì un'età oligocenica inferiore-aquitaniense inferiore, mentre Bonardi *et alii* (1971) assegnarono loro un'età oligocenica superiore – aquitaniana. Patterson *et alii* (1995) attraverso l'uso della isotopostatigrafia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hanno definito un'età cettiana.

Petrograficamente sono caratterizzate da areniti ibride (Zuffa, 1980) a contenuto sia intrabacinale, con bioclasti e biosoma generalmente abrasivi, che extra bacinale, con detrito arcosico derivato dall'erosione del basamento cristallino.

Secondo Cavazza *et alii* (1997) le biocalcareni sono quindi depositi marini torbiditici, come indicato dall'abrasione del detrito organogeno e dalla loro intercalazione con le classiche torbiditi silicoclastiche.

Le biocalcareni (e le associate torbiditi silicoclastiche) sono separate dal corpo principale della Formazione di Stilo Capo d'Orlando, da una discontinuità stratigrafica, marcata da un brusco passaggio di facies; evidenze di tale discontinuità sono date dalla presenza di rari clasti biocalcarenici alla base della Formazione di Stilo Capo d'Orlando e la differenza di età (Patterson *et alii*, 1995).

Verso l'alto si passa alla Formazione di Stilo Capo d'Orlando che Bonardi *et alii* (1980) istituirono, riconoscendone per primi la coerente posizione stratigrafica lungo tutto il settore meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano.

Nella maggior parte dell'area, la Formazione di Palizzi e la Formazione di Pignolo sono assenti e la base della successione del bacino di *forearc* è costituita dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

Dal punto di vista volumetrico, la Formazione di Stilo Capo d'Orlando è la più importante unità di riempimento del bacino di *forearc* ionico (Cavazza and Ingersoll, 2005).

Il corpo principale ricopre direttamente in disconformità il basamento cristallino o, in discordanza angolare, la sua copertura carbonatica mesozoica, dove presente, ricopre in disconformità anche i conglomerati rossi e le biocalcareni.

Tale formazione è un'unità silicoclastica costituita, nell'area di studio e in tutta la Calabria meridionale, da una serie di grandi corpi conglomeratici grossolani rappresentanti il riempimento di *canyons* sottomarini e dai corrispondenti depositi di scarpata e di tracimazione. In sezione trasversale i paleocanyons hanno larghezza di 3-6 km ed una profondità di 250-580 m (Cavazza e De Celles,1993).

Secondo Bonardi *et alii* (1971, 1980), la Formazione di Stilo Capo d'Orlando ha un'età aquitaniano – langhiana, tale assegnazione non è stata confermata dagli studi di Meulenkamp *et alii* (1986), Barrier & Montenat (1987) e Courme & Mascle (1988), che indicavano invece un'età cattiano-burdigalliana.

Minzoni *et alii* (1992) propongono una generica età oligocenico inferiore – miocenica inferiore, mentre Weltje (1992) indica un'età rupeliana superiore-burdigalliana inferiore.

Secondo Cavazza *et alii* (1997), le differenti datazioni sono dovute in parte alla natura torbiditica dell'unità.

Secondo tali Autori è verosimile che le età oligoceniche più antiche derivino dal fatto che la Formazione di Palizzi e di Pignolo siano state considerate come membri basali del corpo principale della Formazione di Stilo Capo d'Orlando ed in continuità di sedimentazione con lo stesso, non tenendo in considerazione che il corpo principale sia separato da quelli basali tramite significative discontinuità.

Anche Patterson *et alii* (1995) interpretano i dati paleontologici e isotopo-stratigrafici indicando per il membro biocalcarenitico un'età di ca. 28 – 26 Ma, e per il corpo principale della Formazione di Stilo Capo d'Orlando ha un'età di 25-17 Ma, in accordo quindi con Cavazza *et alii* (1997). Tale Formazione risulta quindi essere più recente del cattiano-burdigaliano.

La composizione petrografica delle arenarie e dei conglomerati della Formazione di Stilo Capo d'Orlando, come la orientazione delle paleocorrenti, indica una provenienza dal

vicino basamento plutono-metamorfico delle unità strutturali di Stilo e dell' Aspromonte (Cavazza, 1989).

I clasti derivati da rocce sedimentarie sono rari e si riscontrano principalmente alla base della Formazione di Stilo Capo d'Orlando; sono rappresentati soprattutto da calcari e dolomie simili ai carbonati mesozoici di Monte Mutolo.

E' inoltre presente, alla base della suddetta formazione, una piccola quantità di clasti vulcanici, sia nelle arenarie (1/2 % ca. sul totale dello scheletro) che nei conglomerati (8/9 % dei clasti, ritratta di vulcaniti porfiriche ipoabissali (daciti ed andesiti) a chimismo principalmente calcicalino (Ferla & Alaimo, 1976; Mazzoleni, 1991). Cavazza et alii (1997) interpretano tali depositi come provenienti dall'erosione di successioni vicine al bacino di avanarco; tali successioni si trovavano al di sopra del basamento attualmente affiorante e che sono stati progressivamente erosi; tale interpretazione è supportata dal fatto che il detrito vulcanico sia posto alla base della Formazione di Stilo Capo d'Orlando (Cavazza, 1989) nonché dai caratteri sedimentologici di prossimalità di tale unità (Cavazza e De Celles, 1993).

La Formazione di Stilo-Capo d'Orlando è coperta da un'unità stratigrafica denominata informalmente «argille varicolori» da Amodio Morelli et alii (1976). Secondo Cavazza et alii (1997) si tratta di un *mélange*, cioè di un litosoma caratterizzato sia dalla mancanza di continuità di stratificazione che dalla inclusione di frammenti e blocchi di varie dimensioni in una matrice di materiale granulometricamente più fine (Raymond, 1984). Più specificamente, le argille varicolori sono costituite da una matrice prevalentemente pelitica di colore verdastro e da inclusi di successioni quarzarenitiche e calcareo-marnose con dimensioni da pochi decimetri a più di 1 km, attribuibili a nessuna delle unità stratigrafiche che costituiscono il riempimento del bacino di avanarco calabro-ionico (Cavazza et alii, 1997).

L'Autore giustifica tale interpretazione con il fatto che l'orientamento della superficie di base è concordante con la giacitura della sottostante Formazione di Stilo Capo d'Orlando e suggerisce quindi che il contatto fra queste due unità sia di tipo stratigrafico (Cavazza et alii, 1997).

Le Argille Varicolori sono interposte stratigraficamente tra la Formazione di Stilo Capo d'Orlando (Chattiano superiore-Burdigaliano) e la successione Serravalliano-Tortoniana che la tronca al tetto con un contatto fortemente erosivo (Patterson et alii, 1995).

La successione serravalliano-tortoniana risulta molto discontinua sviluppandosi con affioramenti di estensione diversa ed è costituita da conglomerati, arenarie e peliti.

Corrisponde in parte alle «arenarie a Clipeastri» di Cortese (1895).

La base della successione è fortemente erosiva ed in lieve discordanza angolare sulle Argille varicolori e sulla Formazione di Stilo Capo d'Orlando (3-4°); talvolta la si ritrova direttamente sul basamento cristallino.

Il tetto può presentare significative troncature erosive verosimilmente dovute al basso stazionamento del livello di base durante il Messiniano e ai fenomeni erosivi che ne sono derivati, nonché alla tettonica intramessiniana.

La maggior parte degli affioramenti di questa unità può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente bacinale prossimale marino (soprattutto pendio e base di pendio) (Cavazza et al., 1997).

I conglomerati e le arenarie S-T hanno una composizione arcossica che indica provenienza dalle plutonici tardo erciniche del blocco calabrese, provenienza confermata dagli indicatori di paleocorrenti (Cavazza et al., 1997).

Le metamorfiti di basso-medio grado e i carbonati mesozoici e oligocenici (biocalcareniti ibride) sono rari, a differenza di quanto accade nella Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

L'arrotondamento leggermente maggiore dei clasti granitoidi rispetto alla Formazione di Stilo Capo d'Orlando implica anche che durante il Serravalliano-Tortoniano vi sia stato un

certo grado di riciclaggio e cannibalizzazione di quest'ultima (Cavazza and Ingersoll, 2005).

La successione Messiniana è suddivisa in tre unità (Cavazza e DeCelles 1998).

1. Un'unità basale locale composta da peliti pre-evaporitiche con al tetto calcari e gessi.
2. Conglomerati alluviali che in discordanza ricoprono le unità basali e tutte le altre unità più antiche.
3. La terza unità messiniana è composta da depositi quasi sempre sabbiosi sottili e discontinui.

I clasti della seconda unità hanno un diametro da 8 cm ad oltre 1 m, sono scarsamente cerniti, a stratificazione piano parallela e massiva; le abbondanti embriciature indicano paleocorrenti mediamente verso SSE. Questi conglomerati sono stati interpretati come depositi di conoidi alluvionali dominate da processi trattivi (De Celles & Cavazza, 1995). I conglomerati immergono debolmente verso ESE. Sono composti da clasti granitici e metamorfici di medio/basso grado con quantità subordinate di carbonati mesozoici e biocalcareni della Formazione di Pignolo; sono, inoltre, presenti rari clasti di calcari messiniani.

Formazione dei Trubi

La Formazione dei Trubi è costituita da ritmiti calcareo-marnose ricche in coccoliti (Zancleano) che ricoprono in onlap sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche. Questa formazione definisce un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino Ionico che da silicoclastica-extrabacinale passa a carbonatica-intrabacinale (Cavazza and Ingersol, 2005).

Essa definisce il confine tra il Miocene ed il Pliocene ed è tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., Cita 1975).

In realtà, i caratteri sedimentologici della terza unità della successione messiniana indica che il ristabilimento delle condizioni marine e normali nel bacino di Mediterraneo ha

potuto predatare la sedimentazione della Formazione di Trubi che può invece rappresentare solamente un ulteriore aumento di livello marino (Cavazza e De Celles, 1998).

Dal punto di vista mineralogico, i ritmi dei trubi sono il risultato di variazioni del rapporto tra componenti carbonatici intrabacinali come coccoliti e foraminiferi e componente silicoclastica extrabacinale.

Hilgen & Langereis, 1988, 1993, hanno effettuato degli studi sulla bio-magnetostratigrafia della Formazione dei Trubi dimostrando la correlabilità dei ritmi della Calabria meridionale e della Sicilia meridionale e il sincronismo della trasgressione marina su quest'area.

La formazione dei Trubi, dal basso verso l'alto, è costituita da un'alternanza di calcari marnosi e marne calcaree che verso l'alto si alternano a marne più o meno calcaree oltre a sporadiche intercalazioni sabbiose.

Formazione di Mt. Narbone

La Formazione di Trubi è sovrastata in paraconformità o in disconformità da una unità composta da sabbie debolmente cementate e peliti depositate in un ambiente di shelf (mare poco profondo) marino; l'età di questa unità è Pliocene-Pleistocene (Cavazza et al, 1997). Ha uno spessore massimo di oltre 200 metri ed un'età piacentiano-calabriano (Zijderveld et alii, 1991; Patterson et alii. 1995). La sequenza corrisponde per posizione stratigrafica, età e litologia alla Formazione di M. Narbone affiorante in Sicilia (Cavazza and Ingersol, 2005). La giacitura di questa formazione è concordante con quella della Formazione dei Trubi, tuttavia, il contatto fra le due unità stratigrafiche è disconforme ed erosivo. In corrispondenza di questo contatto è stato documentato uno hiatus di 1Ma (Zijderveld et alii, 1986). Più a nord, nell'area di Monasterace, la parte inferiore della formazione, composta da arenarie di età piacentiana, costituisce il riempimento di un bacino allungato in direzione NO-SE che incide i sottostanti Trubi per circa 100 metri.

Sulla gran parte dell'area studiata la sequenza piacentiano-calabriana è composta alla base da arenarie con rare intercalazioni di conglomerati intraformazionali e al tetto da peliti

marnose con abbondanti intercalazioni sabbiose; il contatto fra i due litotipi è graduale e per alternanza.

L'unità basale è composta da strati di arenaria da molto grossolana a medio-fine, con spessore medio di 50-100 cm, a gradazione normale, con accennata laminazione piano-parallela e, più raramente, laminazione incrociata a basso angolo e convoluta; alla base degli strati possono essere presenti sottili (fino a 15 cm) e discontinui intervalli a gradazione inversa, con comuni intraclasti e valve disarticolate di lamellibranchi. Gli strati arenacei sono separati da strati sottili (max. 15 cm) di peliti marnose oppure, più raramente, sono amalgamati fra loro. Alle arenarie possono essere associati corpi lenticolari a varia scala composti da conglomerati ad intraclasti pelitici e matrice sabbiosa. I caratteri sedimentologici indicano che quest'unità fu deposta in ambiente marino sotto il livello di base delle onde di tempesta, ad opera di flussi gravitativi ad alta densità.

L'unità superiore è composta prevalentemente da peliti marnose e massive grigio-chiare ricche di foraminiferi. All'interno delle peliti sono presenti delle lenti di sabbia/arenaria che in sezione trasversale hanno spessori da 5 a 25 metri e larghezze da 200 a 800 metri circa; queste lenti sono costituite da strati gradati (spessore 40-100 cm) e amalgamati, con concentrazioni di intraclasti, ghiaia terrigena e valve disarticolate di lamellibranchi alla base. Strati arenacei più sottili (5-10 cm) sono comuni ed isolati nelle peliti e possono presentare laminazione da ripples da onda e stratificazione gibbosa. Un'ulteriore evidenza dell'azione delle tempeste è fornita dalla presenza di concentrazioni disorganizzate di valve di fossili marini.

Le paleocorrenti misurate all'interno del membro arenaceo basale seguono l'asse longitudinale (genericamente verso ESE) delle grandi canalizzazioni di cui tale membro costituisce il riempimento. L'incisione di questi grandi truogoli nelle peliti di piattaforma della Formazione dei Trubi è stata verosimilmente causata da un periodo di basso stazionamento del livello marino; il loro riempimento avveniva, come indicato dalle

strutture sedimentarie, ad opera di correnti di riflusso e di risucchio verso il largo del sedimento messo in sospensione sottocosta durante le tempeste. L'ingente quantità di detrito all'interno delle canalizzazioni, così come l'estrema discontinuità laterale delle stesse, supporta l'ipotesi che i canali si attestassero non lontano dalle foci di corsi d'acqua: si avrebbe così la disponibilità di grandi quantità di detrito pronto ad essere rimobilizzato durante gli eventi di tempesta. Gli indicatori di paleocorrente misurati nel membro pelitico superiore comprendono sia embriciature e ripples da corrente (negli strati arenacei più spessi e gradali) con azimut mediamente verso sud-est (cioè verso il largo), sia ripples da onda (negli strati più sottili) che, insieme alla presenza della stratificazione gibbosa, indicano che il membro superiore fu deposto in un ambiente dove il livello di base del moto ondoso poteva raggiungere il fondo marino almeno saltuariamente.

La stratigrafia dei depositi plio-pleistocenici non è ovunque caratterizzata dalla bipartizione precedentemente descritta. Lungo una fascia che va da Gerace-Ardore verso nord-ovest, sono presenti arenarie a stratificazione incrociata a grande scala di età essenzialmente calabriana; quest'unità raggiunge uno spessore massimo di 60 metri. Si tratta di arenarie grossolane a composizione mista silico-carbonatoclastica; la componente carbonatica (come pure la granulometria media) aumenta verso l'alto ed è costituita per lo più da detrito bioclastico composto da frammenti abrasivi di molluschi bivalvi, brachiopodi ed echinodermi e da gusci di foraminiferi. Le arenarie formano sets a stratificazione incrociata spessi fino a 3 metri, che sono il risultato della migrazione pressoché unidirezionale (paleocorrente verso ESE) di grandi *sand-waves* a cresta rettilinea o leggermente sinuosa. Sebbene discontinui, gli affioramenti di quest'unità si allineano lungo una fascia irregolare ad andamento NÒ-SE che sembra indicare l'esistenza di un paleostretto tra il Mar Tirreno e lo Ionio (Colella & D'alessandro, 1988), in analogia con quanto è documentabile lungo il graben di Catanzaro e lo stretto di Messina. In questo contesto paleoambientale, le *sand-waves* calcarenitiche erano originate dalle forti correnti prodotte lungo il paleostretto dal

restringimento della sezione idraulica tra i due corpi d'acqua più grandi; questa stessa configurazione paleoceanografica favoriva anche la risalita di acque profonde ricche di nutrienti e quindi l'alta produttività biologica testimoniata dal detrito bioclastico.

Sabbie e ghiaie

Una serie di depositi sia continentali che marino-transizionali di età quaternaria ricopre in modo discontinuo la sequenza sedimentaria descritta precedentemente. Questi depositi, comunemente sotto forma di terrazzi fluviali o costieri, hanno giacitura orizzontale o sub-orizzontale e si ritrovano a quote che possono superare i 1000m s.l.m., a testimonianza del rapido sollevamento quaternario dei terrazzi calabresi (Ghisetti, 1979). Lungo alcune delle principali faglie normali Tortorici et alii (1995) hanno calcolato rigetti medi di 560-770 m negli ultimi 700 ka. La tettonica a blocchi relativa a tale sollevamento e delle oscillazioni eustatiche pleistoceniche hanno provocato una stratigrafia molto articolata caratterizzata da brusche variazioni di facies, sia verticali che laterali.

3.6.2 Tettonica settore meridionale

I depositi torbiditici Cattiano-Burdigalliani (Formazione di Stilo–Capo d’Orlando ed unità basali; Bonardi et al. 1980; Cavazza 1989; Cavazza and DeCelles 1993) venivano depositati durante l’ultimo stadio del *rifting* lungo il margine Provenzale e susseguente apertura del Bacino Algerino –provenzale (Cavazza ed Ingersoll 2005). La formazione di Palizzi e quella di Pignolo sono interpretate come due Sequenze deposizionali trasgressive, la prima consiste in una sequenza trasgressiva. La sedimentazione della Formazione di Stilo Capo d’Orlando si verifica all’interno di un *thrust-top basin* (Bonardi et al., 2003).

L’assenza di tali depositi in Calabria settentrionale fa supporre ad un eventuale diacronismo della deformazione in estensione che ha condizionato l’apertura dei bacini.

Vai (1992) definisce la F. Stilo Capo d’Orlando come il riempimento clastico, molto irregolare, di un bacino episuturale sviluppatosi in condizioni trascorrenti transtensive (movimento destro della piattaforma africana) complicate da sforzi transpressivi concomitanti o di poco successivi (rotazione antioraria della Sardegna). Secondo l’Autore, ed in riferimento alla teoria della frammentazione in vari blocchi dell’Arco Calabro Peloritano, il Bacino di Capo d’Orlando si alimenta cannibalisticamente dal substrato delle porzioni dei vari blocchi di cui è formato che sono rialzati per transpressione.

Retroscorrimenti della falda sicilide (Minzoni, 1992) posta subito all’esterno, contribuiscono in misura minore al rifornimento del bacino con clasti tabulari rossicci e peliti varicolori, quando si riduce l’alimentazione dal substrato cristallino e vulcanico. Secondo Weltje (1992) la deposizione della Formazione Stilo Capo d’Orlando si verifica in una serie di *mixed-mode piggy-back basins*. L’evoluzione del Bacino veniva controllata da due sistemi di faglie che si intersecano tra loro (Meulenkamp et al., 1986; Weltje, 1988b; Van Dijk & Okkes, 1991). Un sistema avente orientazione NO-SE e ONO-ESE che delimitava una serie di sub-bacini e fissava la posizione dei canali di alimentazione e dei canyons sottomarini; un secondo sistema orientato NE-SO parallelo agli *overthrust* della

parte esterna del prisma di accrezione (Finetti, 1985) controllava la dispersione assiale dei sedimenti all'interno dei sub-bacini. Durante questo intervallo, si verificava un'attività tettonica estensionale alternata con *backthrusting* obliqui collegati a transpressioni destre lungo i sistemi di faglia orientati NO-SE. Vari autori (Montigny et al., 1981; Burnus, 1984; Rehault et al., 1984,1985; Dewey et al.,1989; Boccaletti et al.,1990) individuano a larga scala la presenza di movimenti *strike slip* destri lungo faglie trasversi orientate NO-SE. Le osservazioni di campagna fatte da Weltje (1992) in Aspromonte, non confermano su larga scala tali dati, ma egli individua una serie di faglie minori *strike slip* destre. Lungo le faglie trasversali maggiori, nell'area aspromontana, tali osservazioni giustificherebbero, secondo l'Autore, anche la presenza di *back thrusting* e *tilting (push-up)*. Egli individua così due tipi di faglie trasversali o *fault zone* trasversali: una di entità maggiore, che ha agito ad intermittenza sia come trascorrente destra che come sinistra almeno dal Neogene (Boccaletti et al. 1984; Meulenkamp et al. 1976; Moussat et al. 1986); l'altro sistema è rappresentato da faglie trasversali che bordano i blocchi minori e che controllano il flusso dei sedimenti all'interno del bacino.

I bacini oligo-miocenici sono trasportati al top dell'unità del basamento calabro durante i fenomeni di migrazione dello stesso.

Vi sono notevoli differenze secondo Weltje (1992) tra i bacini aspromontani e i classici bacini di *piggy back* in quanto all'evoluzione di questi ultimi sono associati a fenomeni di *in-sequence thrust propagation* (Ori & Friend 1984; Ricci Lucchi 1986) mentre nel caso dei bacini aspromontani, gli stessi sono associati ad episodi di “*out of sequence*” *thrusting* e *back thrusting*, *strike slip deformation* e tettonica estensionale, l'Autore li considera quindi come esempi di “*mixed mode basins*”(sensu Gibbs,1987).

Secondo Van Dijk and Sheepers (1995) l'*on-shore* del Bacino di Forearc ionico mette in evidenza uno sviluppo dello stesso, dall'Oligocene medio ad oggi, caratterizzato da fenomeni di pulsazione e da inversioni verificatesi durante il tardo Burdigalliano, il

Pliocene medio ed il Pleistocene medio, Bacini di *pull apart* sono presenti all'interno di segmenti aventi trend NO-SE (Moussat et al., 1983; Boccaletti et al., 1984; Van Dijk and Okkes 1988, 1990, 1991). Nel margine esterno i bacini sono rappresentati da *piggy back basins* e da “*harmonica basins*” sul prisma di accrezione (Van Dijk and Okkes, 1988,1990; Van Dijk, 1994).

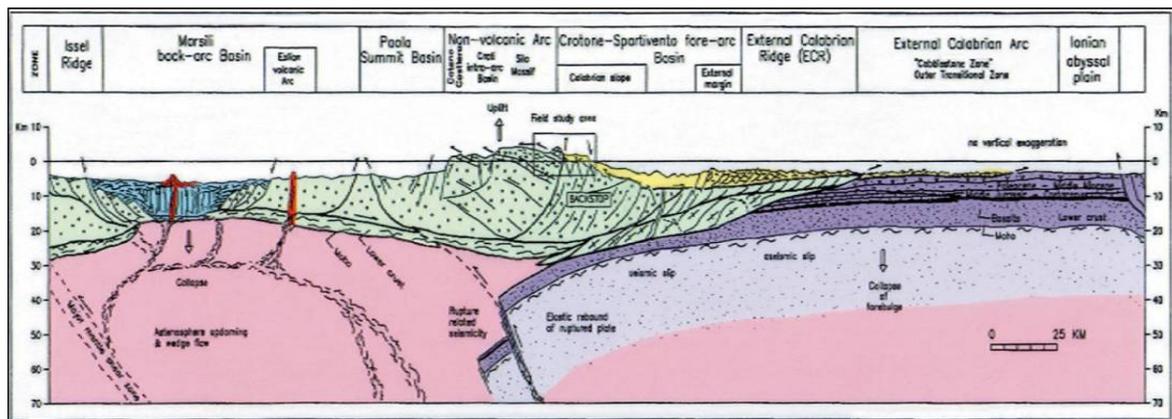


Figura 20–Sezione geologica dell’Arco Calabro meridionale.(Van Dijk et al., 2000).

All’interno dell’area di studio ricade la stretta di Siderno, considerata da Ghisetti & Vezzani (1979) come uno dei Graben trasversali formatisi in seguito agli stress regionali che accompagnavano la migrazione dell’Arco Calabro Peloritano verso sud est provocandone la segmentazione. Secondo Colella & D’Alessandro (1988) ha agito sin dal Miocene come collegamento tra il mar Tirreno e lo Ionio.

Attualmente domina un trend di tipo estensionale in entrambi i sistemi (Ghisetti & Vezzani 1981,1982).

CAPITOLO IV -Stratigrafia e rilevamento geologico

4.1 Settore settentrionale

L'area oggetto di studio si colloca all'interno del Bacino di Foreland del settore ionico settentrionale.

In seguito al rilevamento geologico effettuato (vedi fig 20), si è riscontrato che all'interno della stessa sono accostate tettonicamente le successioni di bacini sedimentari differenti. Infatti, le successioni stratigrafiche di riempimento che compongono le diverse unità oggetto dello studio presentano caratteristiche tali da permettere una netta suddivisione tra la porzione occidentale ed orientale dell'area.

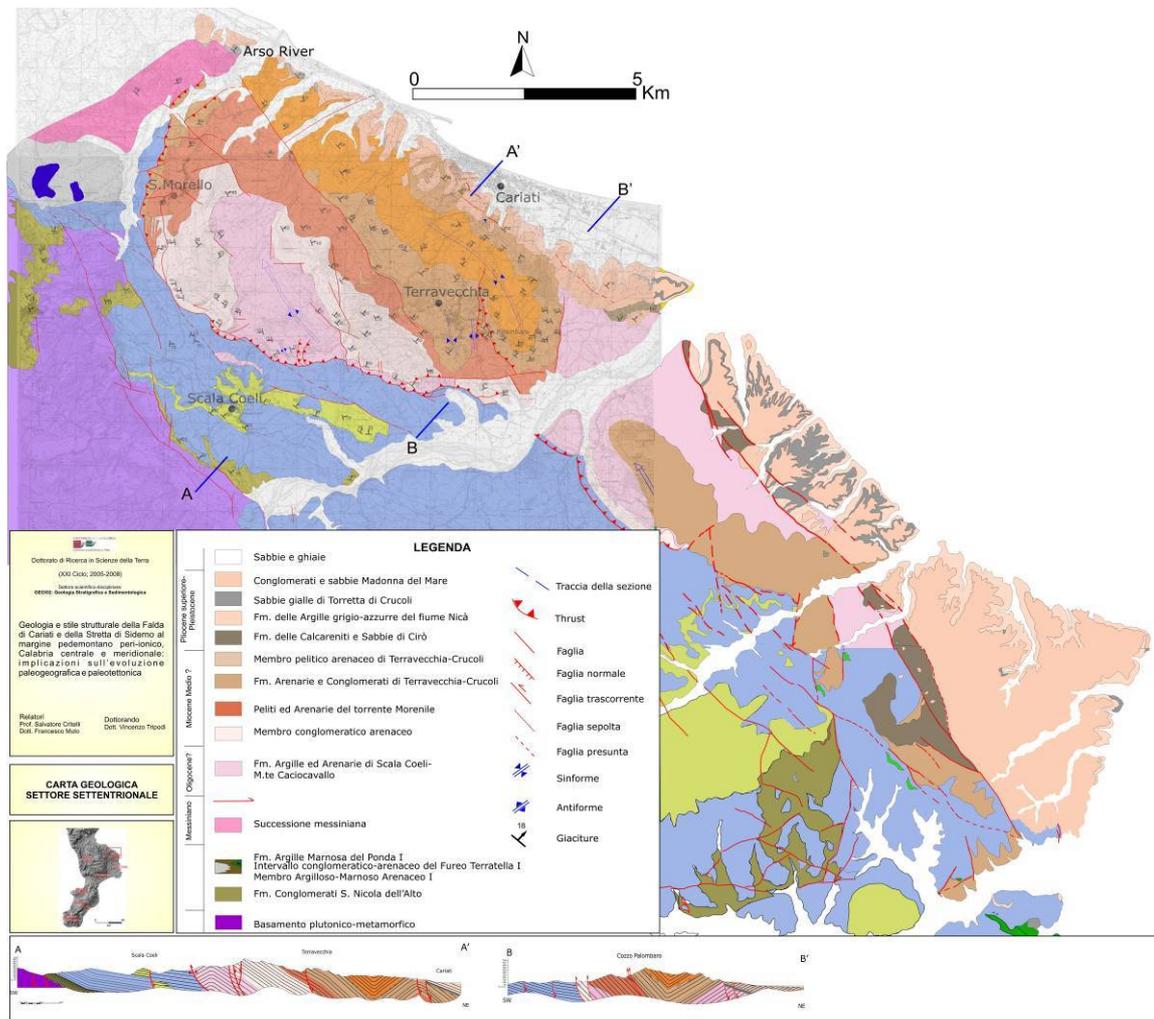


Figura 21- Carta geologica e sezioni geologiche area nord

La porzione occidentale è costituita da una successione trasgressiva conglomeratico-arenacea-argillosa di età serravalliano-tortoniana ascrivibile alle Unità stratigrafiche del Bacino Crotonese e Rossanese.

La porzione orientale, invece, è caratterizzata da una successione che alla base presenta un corpo deposizionale di natura “fliscioide” sul quale poggiano, in discordanza, due successioni continue caratterizzate da un *trend thinning and fining* (appendice) ascrivibili alle Unità stratigrafiche della “Falda di Cariati” (Roda 1967, Van Dijk *et alii*, 2000) ed aventi età oligo-miocenica.

Al tetto delle successioni appartenenti alla “Falda di Cariati” poggiano in discordanza le successioni sedimentarie plioceniche e pleistoceniche.

In tale area è stato individuato un elemento tettonico principale costituito dal contatto tettonico tra le formazioni serravalliano-tortoniane dei bacini crotonese e rossanese e dalle unità oligo-mioceniche ascritte alla “Falda di Cariati”. Tale contatto tettonico tra le due successioni risulta mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene quasi sempre tra una formazione “flyscioide” oligocenica, talora sovrastante le Argille Varicolori, ed i termini argillosi della formazione delle Argille Marnose del Ponda.

Dal lavoro di rilevamento effettuato si evince che la “Falda di Cariati” è costituita da una successione pelagica del Membro superiore Argillitico della Formazione delle Argille Scagliose *Auct.* (Ogniben, 1969), a cui segue una successione torbiditica argilloso-marnoso-arenacea di età oligo-miocenica (Burdigalliano) seguita da una successione conglomeratico-arenacea di età Langhiano. Quest’ultima passa ad una formazione torbiditica (Peliti ed arenarie del Torrente Morenile) di età langhiano-serravalliana. In continuità, si passa ad un’altra successione costituita alla base da conglomerati, arenarie ed argille (Conglomerati ed arenarie di Terravecchia-Crucoli) di età Serravalliano-Tortoniano inferiore. Verso l’alto la successione si chiude con un membro più argilloso-areaceo torbiditico che ha un’età tortoniana.

La successione appartenente ai Bacini di Rossano–Cirò si presenta continua in tutta l’area di studio, con variazioni locali di facies, lungo una fascia orientata all’incirca NO-SE, si ha inoltre una notevole variazione sia negli spessori che nell’estensione areale che aumentano notevolmente da nord a sud.

La successione afferente alla “Falda di Cariati” presenta lo sviluppo massimo nella porzione settentrionale dell’area di studio, compresa tra il T. Arso ed il F. Nicà.

A sud del Fiume Nicà, nell’area degli abitati di Crucoli e Cirò, non sono presenti i termini più alti della successione.

Le stratigrafie dei pozzi esplorativi Agip (vedi fig.22) posti ad est dell’area, mettono in evidenza l’esistenza di 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 Varicolori il cui spessore perforato non è mai minore di 500 metri (Pozzi Laika e Cirò 2).



Figura 22 Ubicazione dei pozzi esplorativi Agip.

I dati dei pozzi, unitamente ai rapporti stratigrafico-geometrici rilevati nell'area di Cariatì-Cirò, mettono in evidenza, verso est, di una successione del Miocene medio direttamente poggiante su un substrato costituito dalle Argille Varicolori afferenti al Complesso Sicilide (Ogniben, 1969; Lentini, 1979).

La stratigrafia della Falda di Cariatì sarebbe quindi costituita da una unica struttura tettono-stratigrafica di età oligo-miocenica dello spessore di 1500m circa.

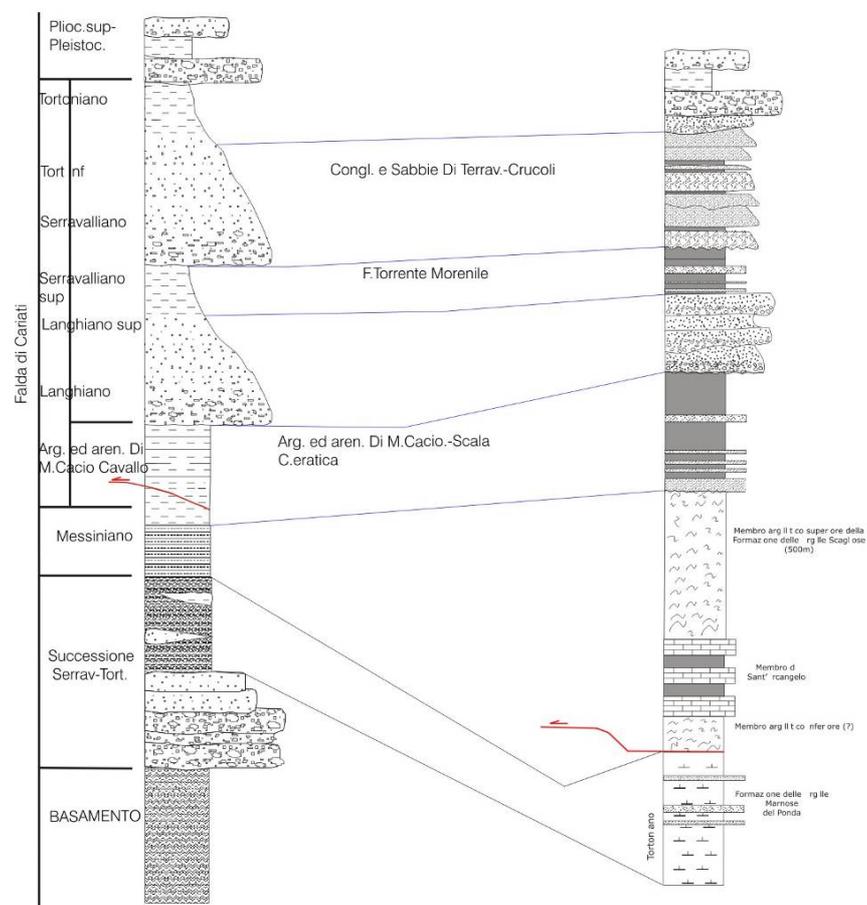


Figura 23- Colonne stratigrafiche di Scala Coeli-Terravecchia (sinistra) e Crucoli (destra).

1. UNITÀ DEL BACINO CROTONESE

Le successioni del bacino crotonese affiorano nella porzione occidentale dell'area di studio lungo una fascia continua orientata all'incirca NO-SE, da Scala Coeli a Nord fino a S.Nicola dell'Alto e Melissa a Sud (vedi fig 21) .

Tale successione è trasgressiva sul basamento cristallino ed è costituita, dal più vecchio al più giovane da:

1.1. FORMAZIONE DEI CONGLOMERATI DI SAN NICOLA DELL'ALTO

Definita Formazione Arenaceo-conglomeratica medio-miocenica, per Roda (1967); e Arenarie a clipeastri e conglomerati basali elveziano-tortoniani per Cotecchia (1963). In affioramento si osserva l'appoggio del conglomerato trasgressivo sul basamento cristallino che è osservabile nei pressi di Scala Coeli e di San Nicola dell'Alto. Tale formazione la si trova in affioramento nella zona a Sud di Scala Coeli, all'interno di Timpa Rindinelle ed all'interno dei corsi d'acqua che si trovano a sud dell'abitato, si ritrovano anche in esigui affioramenti in sinistra idrografica del F. Nicà.



Figura 24 Formazione di S.Nicola

La stessa formazione si ritrova in affioramento con un discreto spessore in destra e sinistra della valle del Torrente Lipuda. La base è costituita da strati conglomeratici che nella parte bassa si presentano massivi, con blocchi fino a decine di metri di diametro, e nella porzione superiore diventano stratificati. I conglomerati, talora di colore rossastro, mal classati con elementi arrotondati e sub arrotondati, con ciottoli delle dimensioni fino a 40-50 cm hanno giaciture fino a 40° di inclinazione ed immergono verso i settori orientali.

L'unità passa gradualmente verso l'alto, talora con contatto netto, alla Formazione delle Argille Marnose del Ponda *Auct.* Il passaggio risulta caratterizzato da frequenti intercalazioni di argille grigie e corpi arenacei con spessori decametrici. Le facies che caratterizzano tale unità descrivono ambienti di conoide pedemontana e di piana alluvionale. Le intercalazioni di barre arenacee conferiscono un accenno di stratificazione incrociata a basso angolo in cui si riconoscono frequenti livelli pelitici. Le facies più frequenti sono rappresentate da conglomerati clasto-sostenuti evolvendo ad arenarie medio

grossolane. La Formazione dei Conglomerati di San Nicola dell'Alto, ha uno spessore massimo sicuramente superiore ai 150m, che si evidenzia nell'area dell'abitato omonimo.

Le arenarie della Formazione di San Nicola sono caratterizzate da una composizione quarzoso-feldspatica. La componente litica è costituita da grani di natura metamorfica di basso grado come filladi e scisti a grana fina e subordinati frammenti di natura sedimentaria come calcari micritici, frammenti di fossili, silicoclastici quali grani di selci, argilliti e siltiti (Barone et al., 2008). Le tipologie dei clasti nei livelli conglomeratici includono dominatamente metamorfiti quali gneiss e scisti, plutonici come graniti e granodioriti e minori sedimentari come marne, calcari e areniti (Barone et al. 2008).

1.2. *FORMAZIONE DELLE ARGILLE MARNOSE DEL PONDA*

Verso l'alto, stratigraficamente, si passa alla Formazione delle Argille Marnose del Ponda, Argille marnose grigio-azzurre elveziano-tortoniane per Cotecchia (1963), Argille marnose medio-mioceniche per Roda (1967), alle quali viene attribuita in letteratura un'età tortoniana.

Tale Formazione, all'interno dell'area di studio risulta essere essenzialmente costituita da quattro membri principali distinti, dal basso verso l'alto in:

Membro Argilloso-Marnoso-Arenaceo del T. Ponda, Membro Conglomeratico-Arenaceo del Fureo-Terratella, Membro Argilloso-Marnoso del F.Nicà e da un Membro Arenaceo di Scala Coeli.

In generale, l'appoggio della Formazione delle Argille marnose del Ponda avviene al di sopra dei Conglomerati Basali, in continuità di sedimentazione, con passaggio graduale rapido.

Nella zona nord dell'area di studio, ad ovest dell'abitato di Scala Coeli, il **Membro Argilloso-Marnoso del F.Nicà**, poggia direttamente sul basamento cristallino.

La Formazione del Ponda affiora estesamente in tutta l'area di studio, dal T.Arso a nord, passando per l'area di Scala Coeli, il F. Nicà, proseguendo a sud ovest dell'abitato di Crucoli fino a Torre Melissa a sud del T. Lipuda .

Il membro basale della Formazione del Ponda, rappresentata dal **Membro Argilloso-marnoso-arenaceo del T. Ponda**, affiora estesamente da sud dell'abitato di Crucoli fino a Torre Melissa. Questo membro, è prevalentemente costituito da argille marnose, nella parte basale ed intermedia con frequenti intercalazioni decimetriche di microconglomerati ed arenarie fini e siltiti. All'interno di questa unità si rinvengono intervalli più strettamente arenacei la cui organizzazione interna è riconducibile a torbiditi incomplete, mostrando alcuni termini della sequenza di Bouma, presentandosi gradati alla base e a laminazione piano parallela e *ripples* al tetto. Lungo la destra idrografica del Torrente Santa Venere, 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, si riconoscono pieghe asimmetriche riconducibili a fenomeni di *slumping*.

Il **Membro Argilloso-Marnoso-Arenaceo del T. Ponda** affiora estesamente anche più a sud, nell'area di Cirò e fino a Melissa, ed è ben esposto lungo i versanti del Torrente Ponda, dove raggiunge probabilmente il massimo spessore.

Verso l'alto si passa al **Membro Conglomeratico-arenaceo del Fureo-Terratella**, anche questo membro affiora a sud dell'abitato di Crucoli.

Gli spessori risultano essere dell'ordine dei 40 metri in sinistra orografica del Torrente Santa Venere, a circa 70 metri, a Cirò, nelle località tra Croceminuti e Serra del Trono. In tali aree l'intervallo conglomeratico-arenaceo consiste di strati conglomeratici di spessore metrico, a clasti decimetrici di rocce metamorfiche e plutoniche, fortemente erosivo alla base e canalizzato, che passa 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.

Il Membro **Conglomeratico-arenaceo del Fureo-Terratella** passa verso l'alto a una successione argilloso marnosa e argilloso-arenacea definita **Membro Argilloso Marnoso del Fiume Nicà**. Tale successione è costituita da intervalli argilloso- marnosi, pelitico-marnosi e pelitico-arenacei.

Affiora estesamente tra il Torrente Arso fino ad ovest di Crucoli; In affioramento si stima lo spessore della formazione in oltre 300m. 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 Scagliose (A.S.), caratterizzato da una matrice argillosa variegata e varicolori contenenti blocchi di calcari pelagici, arenarie e argilliti più o meno silicizzate.

La parte alta della Formazione del Ponda è costituita dal Membro delle Arenarie di Scala Coeli.

Questo Membro affiora a nord dell'area di studio nell'area di Scala Coeli sul quale poggia l'abitato omonimo ed ha uno spessore osservabile fino a circa 150m.



Figura 25-Veduta del membro delle Arenarie di Scala Coeli, parte alta della formazione del Ponda.

E' costituito da arenarie grossolane giallastre ben stratificate che presentano intercalazioni di argille. Questi depositi hanno una geometria che su larga scala diventa lenticolare.

Al di sopra delle Sabbie di Scala Coeli, a nord dell'abitato e fino al F. Nicà poggiano nuovamente le argille tortoniane per uno spessore di poche decine di metri.

Da un punto di vista composizionale, i livelli arenitici della Formazione del Ponda mostrano una composizione quartzosfeldspatica in cui i rapporti relativi di abbondanza tra i feldspati indicano una lieve dominanza del plagioclasio rispetto al K feldspato. In alcuni livelli arenitici è presente una importante componente carbonatica intrabacinale (CI di Zuffa 1985) costituita perlopiù da bioclasti quali foraminiferi planctonici (Barone et al. 2008).

Formazione del Tripoli

Definita in letteratura da Cotecchia (1963) come “Marne fogliettate di Scala Coeli”, presenta caratteristiche riferibili alla Formazione del Tripoli (Roda, 1967). Affiora tra il Torrente dell'Arso e l'abitato di Scala Coeli, in affioramento si apprezza uno spessore massimo di circa 30 metri.



Figura 26 Alternanze di diatomiti e marne selcifere della Formazione del Tripoli

All'interno di tale Formazione si rinvengono strati arenacei e livelli ricchi in sostanza organica vegetale di colore nerastro che potrebbe indicare la presenza nel bacino di sedimentazione di una fase *euxinica*.

Successione della FALDA DI CARIATI

La "Falda di Cariati" è costituita dal basso verso l'alto da una successione pelagica del Membro superiore Argillitico della Formazione delle Argille Scagliose (Ogniben, 1969), sulla quale poggia una successione torbiditica argilloso-marnoso-arenacea di età oligomiocenica (Burdigalliano) definita formazione delle "Argille ed arenarie di Monte Caciocavallo".

In discordanza si passa ad una successione conglomeratico-arenacea di età langhiana definita Membro conglomeratico-arenaceo che evolve ad una formazione flyschioide (Peliti ed arenarie del Torrente Morenile)

di età langhiano-serravalliana; verso l'alto si passa in continuità ad un'altra successione costituita alla base da conglomerati, arenarie ed argille (Conglomerati ed arenarie di Terravecchia-Crucoli) di età Serravalliano-Tortoniano inferiore, verso l'alto passa infine al membro più argilloso di età tortoniana definito come membro pelitico sabbioso-argilloso di Terravecchia-Crucoli.

FORMAZIONE DELLE ARGILLE ED ARENARIE DI MONTE CACIOCAVALLO.

I terreni della "Falda di Cariati", sono costituiti, da una successione continua, che parte, alla base, con la Formazione delle Argille con Arenarie di Scala Coeli-Monte Caciocavallo (Formazione flyschioide secondo Roda, 1967; Marne argillose brune con arenarie grigie o biancastre secondo Cotecchia, 1963), rappresentata da una fitta alternanza di marne

argillose brune ed arenarie che si possono seguire in affioramento partendo a nord, da Pietra dell'Avvoltoio proseguendo a N di Scala Coeli, al Nicà, nell'area centrale, cioè quella di Crucoli affiora lungo una fascia orientata nordovest-sudest da Serra Cavallo (NO) a Serra di Crogna-Monte Caciocavallo (SE), nell'area a nord ovest di Cirò, questa formazione affiora estesamente lungo il Torrente Curiale ed a Serra Sanguigna.

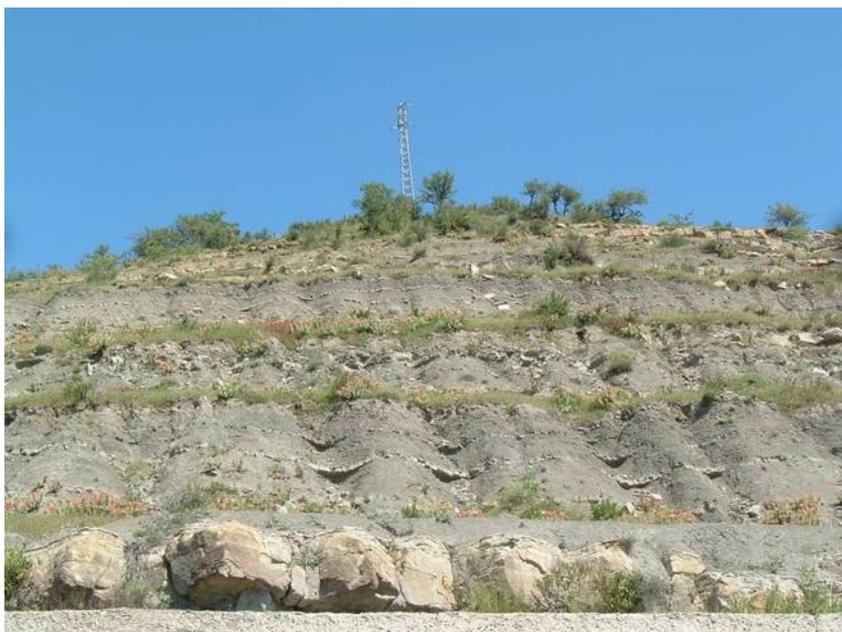


Figura 27 Strati torbiditici della FORMAZIONE DELLE ARGILLE ED ARENARIE DI M. CACIOCAVALLO

Alla base di tale formazione vi è un potente orizzonte arenaceo, man mano che si sale stratigraficamente, lo spessore dei singoli strati tende a diminuire e si passa a rapporti litologici che tendono maggiormente alle marne argillose brune.

Si passa quindi a strati argillosi bruni e argille siltose brune con fitte intercalazioni di strati di arenarie, di spessore centimetrico, gradate e laminate a granulometria medio-fina, che indicano un sistema deposizionale torbiditico 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 alla successione torbiditica argilloso-arenacea, ad ovest di Crucoli, si ha un intervallo caotico di Argille Scagliose, di spessore massimo osservabile di circa 30 metri. Poco a nord di Serra

Sanguigna nell'unità si intercalano corpi di arenarie brune, mal stratificate, che marcano il passaggio graduale alla soprastante Formazione delle Arenarie e Conglomerati di Crucoli.

La Formazione delle Argille con Arenarie di Monte Caciocavallo descritta, si colloca alla base della successione stratigrafica che forma un'estesa anticlinale con asse orientato NO-SE ed immergente nella stessa direzione (fig. 55). L'età di tale formazione è oligocenico-burdigalliana.

Da un punto di vista compositivo le arenarie della Formazione delle Argille ed Arenarie di Monte Caciocavallo, sono quarzosofeldspatiche e contengono abbondanti frammenti litici a grana fina di rocce metamorfiche e sedimentarie, 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 di filladi e scisti e minori quantità di frammenti sedimentari (carbonati extrabacinali e arenarie a grana fine) e plutonici.

Olistostroma di Argille Scagliose intercalato nella Formazione delle Argille ed Arenarie - Monte Caciocavallo

Intercalata alla base della successione torbidity argilloso-arenacea della Formazione delle Argille ed Arenarie Monte Caciocavallo, affiora un olistostroma di Argille Scagliose di spessore massimo di circa 30 metri. Lo stesso è costituito da una matrice di argilliti di colore rosso e verde con clasti e blocchi metrici di calcareniti, calcilutiti, arenarie e rocce metamorfiche. All'interno dell'olistostroma sono inoltre presenti livelli di breccie e microbreccie ad elementi di rocce metamorfiche costituite da scisti bluastri, filladi e rocce ofiolitifere, blocchi costituiti da alternanze di arenarie brune gradate e siltiti rosse, marne verdastre, calcari marnosi e breccie calcaree fortemente ricristallizzate.



Figura 28 Argille Varicolori

Lo stesso olistostroma affiora, partendo dalla porzione settentrionale dell'area, dall'Arso fino a nord di Scala Coeli, lo si ritrova poi in affioramento lungo la porzione a sud di Crucoli, lungo una fascia orientata NO-SE. L'olistostroma riaffiora presso Casa Coppa, a Nord di Serra Sanguigna, ed in destra del Torrente Curiale. Affioramenti molto più estesi si hanno poco a sud di Cirò, a Timpa Bianca e ad ovest di Melissa, dove l'Unità esibisce il massimo spessore di tutta l'area. Nell'area di Cirò, in località Case Coppa, poco a nordovest di Serra Sanguigna, l'olistostroma ingloba, talora, olistoliti (*broken formation*) costituiti da filladi grigio plumbeo intensamente alterate e cataclastiche che passano a calcari brecciatati rosati e giallastri. Nell'insieme, le caratteristiche litologiche e stratigrafiche di questo olistolite filladico-calcareo sembra avere una affinità con la successione del Gruppo di Caloveto (Santantonio & Teale, 1987).

MEMBRO CONGLOMERATICO-ARENACEO di Cozzo Cufali

Verso l'alto, in discordanza, si passa ad una formazione Conglomeratico-Arenacea. In letteratura, questo Membro corrisponde alle "Arenarie Conglomeratiche" di Cotecchia (1963) e al "Conglomerato Rossastro" di Roda (1967a).



Figura 29 Formazione Arenaceo-conglomeratica

Questo membro è costituito da una successione di potenti strati e bancate di conglomerati generalmente matrice-sostenuti che passano verso l'alto ad arenarie microconglomeratiche bruno giallastre, talora ben stratificate. Ad essi si intercalano, a vari livelli, siltiti e peliti grigie e rossastre, laminate e con strutture sedimentarie. Tali conglomerati presentano elementi arrotondati di quarzo, di rocce granitiche gnessitiche, filladiche, calcaree ed arenacee. Nell'insieme il Membro Conglomeratico-arenaceo è interpretabile come un sistema deposizionale di piana alluvionale di tipo braided con passaggi latero-verticali ad ambienti transizionali.

Da un punto di vista compositivo le arenarie del Membro Conglomeratico-arenaceo, sono quarzosfeldspatiche e contengono abbondanti frammenti litici a grana fina

di rocce sedimentarie e metamorfiche 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. L'analisi composizionale dei livelli ruditici evidenzia la presenza di ciottoli costituiti prevalentemente da rocce plutoniche di granodioriti e graniti, sedimentari di arenarie, calcari e marne e di rocce metamorfiche di filladi e scisti e, infine, di ciottoli vulcanici di porfidi.

La porzione settentrionale dell'area di studio fa parte, assieme alla sottostante "formazione flyscioide" di un'ampia struttura anticlinalica affiorante a Pietra dell'Avvoltoio.

Questa unità affiora anche ad ovest ed a nord-ovest di Crucoli, ed ha uno spessore variabile fino ad un massimo di 100metri. In questa zona le migliori aree di affioramento si rinvencono immediatamente ad ovest di Crucoli, dove si ritrovano alla base della Formazione delle Argille ed Arenarie di Monte Caciocavallo. L'unità conglomeratica si assottiglia progressivamente verso sud fino a chiudersi a sud dell'abitato di Crucoli.

Peliti ed arenarie del Torrente Morenile

Tale unità affiora a nord, nell'area di Cariati, lungo il Torrente Morenile, in una lunga fascia che va da Carpinetto, a sud est di Terravecchia, fino al Torrente Rindine a San Morello.



Figura 30 Peliti ed arenarie del Torrente Morenile

E' costituito da una fitta alternanza di arenarie ed argille in cui gli strati arenacei hanno spessori al massimo di qualche decimetro; tale corpo definisce un approfondimento temporaneo del bacino di sedimentazione. In quest'ultima area, lo spessore massimo osservabile è di circa 250 metri ed ha un'età Langhiano-Serravalliano. In letteratura, questa unità corrisponde alle "Argille Marnose Grigio-Azzurre" di Cotecchia (1963), a cui assegna un'età Serravalliano-Tortoniano e alle "Sabbie Marnose di Garicchi" di Roda (1967a), a cui assegna un'età Messiniano.

FORMAZIONE DELLE ARENARIE E CONGLOMERATI DI TERRAVECCHIA-CRUCOLI

La Formazione delle Arenarie e Conglomerati di Terravecchia-Crucoli (Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore) affiora estesamente all'interno dell'area di studio lungo una fascia orientata NO-SE che si estende dal T. Arso a nord fino al T. Lipuda a sud.

Tale formazione, nell'area che va dal T. Arso al F. Nicà, fa parte di una estesa struttura sinclinale (appendice) che in affioramento interessa tutti i termini della "Falda di Cariatì" a partire dalla formazione suddetta.



Figura 31 Formazione delle Arenarie di Crucoli-Terravecchia

Qui raggiunge spessori massimi di circa 180-200 metri; il fianco occidentale si estende dal Monte Acquaviva fino al F. Nicà, passando per Terravecchia e il fianco orientale dal Nicà fino al Torrente del Salto.

A sud del F.Nicà, la struttura antiforme affiora solo nel suo fianco occidentale lungo una fascia orientata nord ovest – sud est, lo spessore complessivo massimo osservabile è di circa 100 metri. A sud, nell'area di Cirò, questa formazione affiora in lembi in sinistra orografica del Torrente Lipuda e lungo la dorsale tra Cozzo della Pigna e Puzzacchia.

Tale conglomerato si presenta ben cementato, con prevalenza di ciottoli arrotondati granitici, arenitici e calcarei, con abbondante matrice arenacea grossolana. Superiormente, il conglomerato passa, con contatto stratigrafico graduale, ad arenarie grossolane, queste hanno una discreta percentuale carbonatica e presentano una netta stratificazione con potenza degli strati che passa dal metro, per i termini basali, a qualche centimetro per quelli apicali della formazione.

Le arenarie passano superiormente e gradualmente a livelli sempre più pelitici, che si trova a tetto di tale struttura, con spessori degli strati arenacei che non superano i 30cm.

I conglomerati hanno struttura matrice-sostenuta con lenti arenacee e pelitiche e verso l'alto passano ad arenarie ben classate a grana medio-grossolana e peliti. Verso l'alto si passa ad arenarie a granulometria medio-grossolana con base fortemente erosiva, si presentano massive alla base e laminate al tetto dello strato. All'interno delle suddette arenarie sono intercalate peliti laminate talora rossastre.

Negli ultimi metri, le arenarie a granulometria medio-grossolana passano al membro pelitico di tale formazione costituito da lenti pelitiche di spessore centimetrico. Nell'insieme, l'analisi delle facies della successione della Formazione delle Arenarie e Conglomerati di Crucoli indica un sistema deposizionale di tipo torbiditico, con presenza di flussi torbiditici ad alta densità e flussi liquefatti (Mutti, 1992).

L'età della formazione è Serravalliano-Tortoniano inferiore, essa poggia sui livelli del Langhiano della sottostante formazione delle Peliti ed arenarie del Torrente Morenile.

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

Da un punto di vista composizionale le arenarie della Formazione delle Arenarie e Conglomerati di Crucoli, sono quarzose feldspatiche e contengono abbondanti frammenti litici a grana fina di rocce metamorfiche e sedimentarie 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.

SUCCESSIONE PLIOCENICO-PLEISTOCENICA

Tale successione si ritrova trasgressiva e discordante su tutte le unità mioceniche e sui termini della “Falda di Cariati”. Si presenta estremamente discontinua ed aumenta di potenza da nord verso sud dell’area di studio dove trova la sua espressione più completa in termini di età e spessori nel Bacino di Crotona s.s.

FORMAZIONE DELLE CALCARENITI E SABBIE DI CIRÒ

La Formazione delle Calcareniti e Sabbie di Cirò (Arenarie e sabbie del complesso Plio-Pleistocenico per Roda, 1967; Sabbie grossolane ed arenarie tenere gialle fossilifere per Cotecchia, 1963) costituisce i depositi stratigraficamente più bassi della successione plio-pleistocenica.

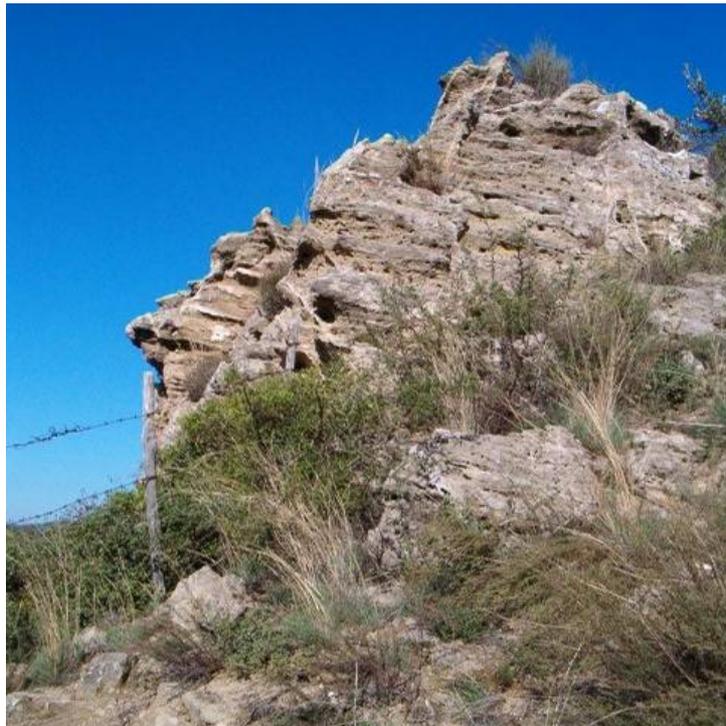


Figura 32 Formazione delle Calcareniti e Sabbie di Cirò

La formazione è costituita da sabbie e calcareniti 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, talora ben cementati. Sono costituite in generale da areniti ibride caratterizzate da una mescolanza di detrito silicoclastico quarzoso-feldspatico e detrito carbonatico intrabacinale per lo più dato da frammenti e gusci scheletrici di bioclasti che possono indicare livelli di tempesta. 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 Pliocene medio-superiore (Piacenziano).

Tale formazione si trova in affioramento nei pressi dell'abitato di Cariatì, in sinistra idrografica del F. Nicà, tra la zona dell'Acqua del Rasello e C. Renosa, dove trasgrediscono sulla Formazione delle Marne argillose brune con arenarie.

L'immersione rilevata va dai 50 ai 70°NE con inclinazione intorno ai 25-35°.

Nell'area di Crucoli la formazione affiora a Serra di Crogna e Cozzo Mendola; piccoli lembi affiorano tra Serra Santo Stefano e nel fondovalle del fiume Nicà ed a sud dell'abitato di Cirò. In quest'area e a nord, lungo la fascia costiera tra Cariatì ed il F. Nicà, le areniti ibride e le areniti e siltiti soprastanti passano verso l'alto alla Formazione delle Argille Grigio-Azzurre.

FORMAZIONE DELLE ARGILLE GRIGIO-AZZURRE DEL FIUME NICÀ'

La Formazione delle Argille Grigio-Azzurre del Fiume Nicà è costituita da argille e marne di colore grigio-azzurro prive di stratificazione, strutture sedimentarie e contenuto macrofossilifero.

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.



Figura 33 Contatto stratigrafico tra la formazione delle Argille Grigio –Azzurre del fiume Nicà e i Conglomerati e Sabbie di Madonna del Mare.

Nell'area di Cirò, la formazione delle Argille Grigio-Azzurre del Fiume Nicà affiora fino ad ovest di Punta Alice e Cirò Marina. L'unità si ritrova nei pozzi Agip Leila, Laika e Cirò, ed in particolare nei pozzi Cirò, ubicati prevalentemente alla foce del T. Nicà ed a sud di Punta Alice (fig.22), dove raggiunge spessori di 500 metri. L'età della formazione è Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. Questa formazione passa verso l'alto alla Formazione delle Sabbie gialle di Torretta di Crucoli.

SABBIE GIALLE DI TORRETTA DI CRUCOLI

Si tratta di sabbie a granulometria da media e grossolana talora stratificate e bioturbate alla cui base si rinviene un sottile livello di ghiaie ad elementi ben arrotondati. Queste ghiaie hanno carattere fortemente erosivo e marcano una locale superficie erosiva sulla sottostante Formazione delle Argille Grigio-Azzurre del Fiume Nicà. 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.



Figura 34 SABBIE GIALLE DI TORRETTA DI CRUCOLI

L'età della formazione è Pleistocene inferiore-medio (?). Queste sabbie passano verso l'alto ai "Conglomerati e Sabbie di Madonna del Mare".

CONGLOMERATI E SABBIE DI MADONNA DI MARE

Sono costituiti da ghiaie e conglomerati ben selezionate, a luoghi a stratificazione inclinata, di ambiente di spiaggia sommersa e sabbie medio-grossolane talora a stratificazione incrociata concavo-convessa e con intercalazioni di argille siltose grigio brune.



Figura 35 Conglomerati e Sabbie di Madonna del mare.

Su questi litotipi poggiano i conglomerati ad elementi subarrotondati ed a matrice sabbiosa bruna contenenti degli orizzonti di paleosuoli. Tali depositi costituiscono in gran parte le superfici terrazzate della fascia pedemontana e costiera e raggiungono spessori decametrici. Essi risultano terrazzati in più ordini; piccoli lembi di conglomerati si rinvencono presso Cozzo Mendola e Serra della Crognà, dove sono costituiti da ghiaie a matrice sabbiosa o microconglomeratica di colore rossastro. In maniera più estesa e nell'area di Cirò, tali depositi affiorano lungo il margine costiero, tra Cirò e Punta Alice.

4.2 Settore meridionale

All'interno dell'area di studio, la successione sedimentaria del bacino di *forearc* ionico ricopre un basamento pre-Cenozoico costituito dall'Unità di Stilo caratterizzata da rocce metamorfiche di basso grado, e dalla sua sottile e discontinua coperta sedimentaria Mesozoica. Nella porzione più meridionale dell'area il basamento è rappresentato dall'Unità dell'Aspromonte.

Due pozzi per esplorazione Agip, Loredana 1 e Loretta 1, consentono di correlare la stratigrafia di pozzo in *offshore* con quella in affioramento. La successione sedimentaria attraversata dai pozzi è ben comparabile, in termini di età e di discontinuità stratigrafiche principali, alla successione del bacino Calabro-Ionico affiorante a terra.

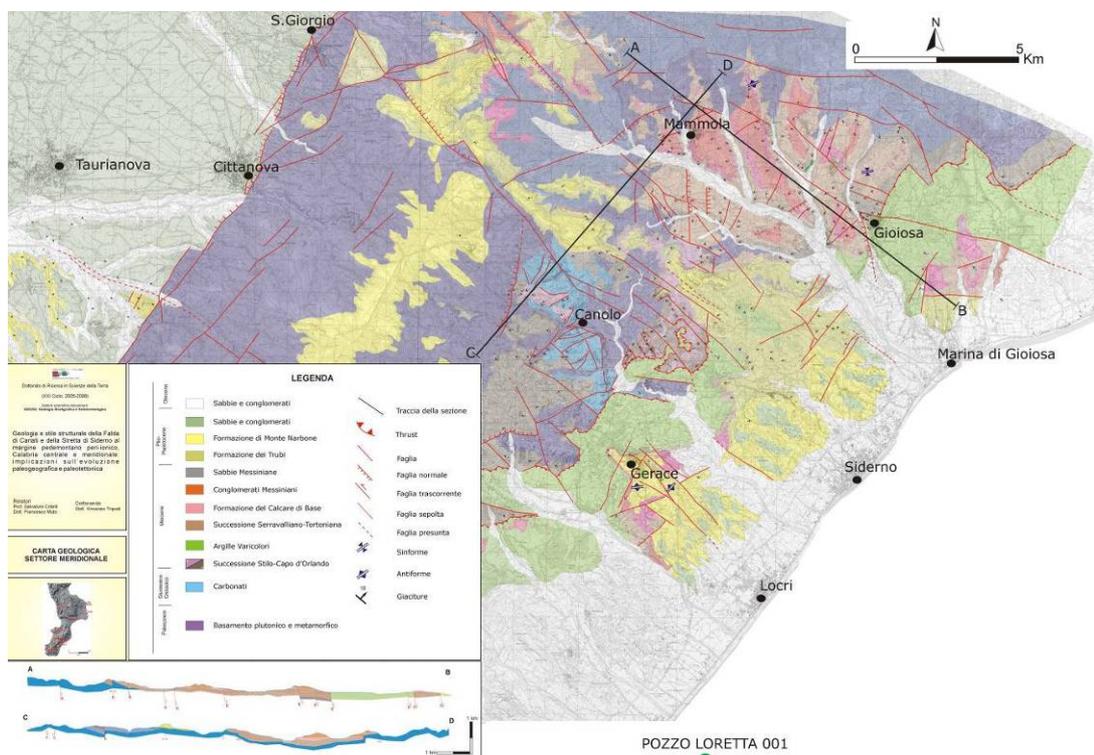


Figura 36 Carta geologica e sezioni geologiche area di studio del settore meridionale

In particolare il pozzo Loredana 1 (fig.37), ubicato nella parte meridionale dell'area di studio, raggiunge la profondità di c.a. 4 km e attraversa un basamento costituito da filladi, micascisti e gneiss, attribuibile all'unità di Stilo.

La stratigrafia emersa da tale pozzo è costituita, partendo dal basso, da un basamento cristallino sul quale poggia una successione costituita da varie centinaia di metri di sedimenti clastici appartenenti alla Formazione di Stilo-Capo d'Orlando sulla quale poggiano le Argille Varicolori spesse poche centinaia di metri.

In discordanza, verso l'alto si passa a poche decine di metri di sedimenti pliocenico inferiori (Trubi).

Tale pozzo intercetta alla profondità di 3785m un contatto tettonico in cui il basamento cristallino poggia a sua volta su una successione costituita da carbonati ricristallizzati (Fm. Monte Mutolo) e da quarzareniti e conglomerati attribuibili al Verrucano.

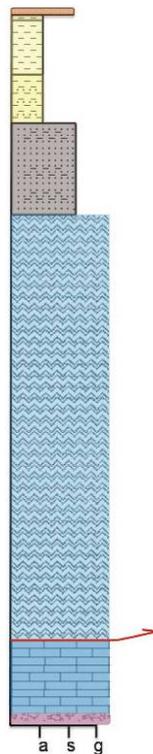


Figura 37 Colonna stratigrafica schematica del pozzo Agip Loredana

Escludendo la porzione prettamente cristallina, le unità che sono state individuate sono, a partire dalla più antica:

- Calcari e dolomie di età Giurassico-cretacea
- Successione oligo-miocenica inferiore costituita da:
 - Membro conglomeratico basale (Cavazza et al., 1997)
 - Membro torbido-silico-carbonatoclastico (eq. Formazione di Pignolo)
 - Formazione di Stilo-Capo d'Orlando (Bonardi et al., 1980)
- Argille varicolori
- Sequenza Serravalliano-Tortoniana
- Depositi messiniani
- Formazione dei Trubi
- Formazione di Monte Narbone
- Sabbie e ghiaie Quaternarie

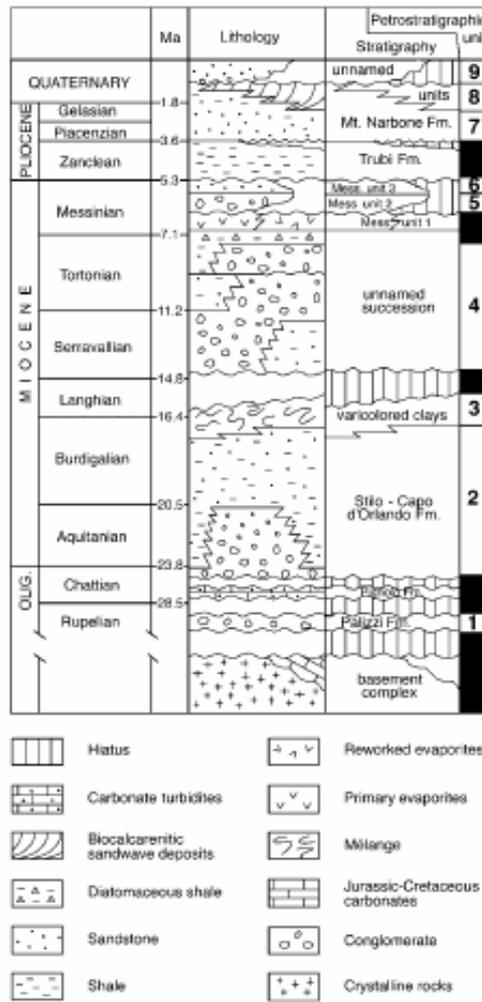


Figura 38 Schema stratigrafico del Bacino di Forearc ionico (W. Cavazza, P.G. DeCelles 1998)

Figura 39 colonna stratigrafica dell'area sud

Calcari e dolomie di Monte Mutolo (Giurassico).

La gran parte della successione mesozoica è rappresentata da dolomie e calcari di mare basso di età giurassico-cretacica, lo spessore massimo della successione è di 300 m (Cavazza et al., 1997).

Sono presenti, inoltre, filoni sedimentari costituiti da sabbie talora organizzate in lamine piano – parallele.



Figura 40 Calcari e dolomie presso M.nte Mutolo (Giurassico).

I Carbonati mesozoici rappresentano la copertura mesozoica dell'Unità di Stilo e si collocano sempre al di sopra del basamento cristallino di cui ne costituiscono la copertura.

Nell'area di studio affiorano estesamente tra Canolo nuovo, Canolo, Piano Crasto e Agnana (Monte Mutolo); il contatto con il sottostante basamento è marcato, localmente, da sottili paleosuoli con mineralizzazione ad idrossidi e solfuri metallici (Bonari et alii,1982).

Successione Oligocene-Miocenica inferiore

1) Conglomerato di Base (eq. Formazione di Palizzi)

L'età di questa unità è stata correlata con la Formazione di Palizzi (Rupeliano) (Bouillin et al., 1985; Weltje, 1992; Bonardi et al., 2003) affiorante all'estremità meridionale della Calabria. Tale formazione è costituita da sporadici affioramenti di conglomerati e peliti rossastre scarsamente organizzati costituiti da clasti di rocce metamorfiche di basso grado (filladi) immersi in una matrice sabbiosa rossastra. Questi depositi, dove presenti, sovrastano il basamento cristallino e sono associati a paleosuoli.



Figura 41- Conglomerati rossastri della formzzione di Palizzi

Sono stati interpretati da Cavazza et al. (1997) come resti erosivi di una successione sedimentaria alluvionale e fluviale originalmente molto più estesa e di provenienza locale, preservatasi esclusivamente nelle depressioni di una paleosuperficie topografica fortemente accidentata.

Questa formazione è stata individuata in affioramento nell'area di M. Mutolo, contrada passo della Zita, nei pressi della strada statale 111. Lo spessore di tali affioramenti non

supera i 10-15 m. Si ritrova, inoltre, in affioramento, lungo il versante occidentale di Monte Scifa con alla base un paleosuolo. Altri affioramenti sono visibili a nord di Gioiosa jonica dove la formazione poggia sul basamento metamorfico dell'Unità di Stilo e viene troncata a tetto dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

Formazione di Pignolo

Questa unità affiora tra il basamento pre-Cenozoico e le torbiditi silicoclastiche della Formazione di Stilo Capo d'Orlando (Bonardi et al., 2002). E' costituita alla base da torbiditi arenacee silicoclastiche con strati dello spessore da decimetrico a metrico, sono inoltre presenti livelli metrici di biocalcareni, talora affiorano intercalazioni di lenti conglomeratiche.



Figura 42 Formazione di Pignolo

Verso l'alto questa unità passa ad alternanze di peliti ed arenarie e/o argille ed arenarie con spessori degli strati da centimetrici a decimetrici per i livelli più fini, metrici nel caso delle

bancate sabbiose. Caratteristica di questa Unità è la presenza di livelli di lignite che si intercalano a varie quote e si riscontrano in corrispondenza dell'intervallo arenaceo-argilloso.

La si ritrova in affioramento presso l'abitato di Agnana dove risulta evidente la presenza di livelli, di spessore da decimetrico fino ad arrivare al metro, di depositi di lignite sfruttati nel campo minerario in epoche relativamente recenti.

L'unità presenta notevoli variazioni di spessore; si passa, all'interno dell'area rilevata, da più di 60m di spessore a passo della Zita, all'assenza completa all'interno della valle del Torbido.

A Monte Mutolo l'unità si ritrova direttamente trasgressiva sui carbonati mesozoici e presso la strada statale 111 sono evidenti alcune *facies* caratteristiche tra le quali l'intervallo biocalcarenitico.

Molto spesso i rapporti a tetto ed a letto non sono visibili, in quanto l'unità risulta intensamente dislocata da intense zone di taglio.

Le biocalcareniti sono nodulari, di colore grigio, ricche in frammenti abrasivi di alghe corallinacee (*Lithotamnium*), briozoi, molluschi e macroforaminiferi (*Lepidocyclina*, *Operculina*, *Heterostegina*, *Amphislegina*, *Asterigina*, *Nummulites*) (Cavazza et al., 1997). Patterson et alii (1995) e Cavazza et alii (1997) definirono un'età oligocenica per questa unità; gli autori la interpretarono anche come il risultato di correnti di gravità che ridepositavano il sedimento bioclastico di mare poco profondo in un ambiente marino più profondo.

Afchain (1966) attribuì un'età oligocenica inferiore-aquitana inferiore, mentre Bonardi et alii (1971) assegnarono loro un'età oligocenica superiore – aquitana.

Patterson *et alii* (1995) attraverso l'uso della isotopostatigrafia $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ hanno definito un'età cattiana.

Petrologicamente sono considerate areniti ibride (Zuffa,1980) a contenuto sia intrabacinale, con bioclasti e biosoma generalmente abrasivi, che extra bacinale, con detrito arcosico derivato dall'erosione del basamento cristallino (Cavazza et al., 1997).

Secondo Cavazza et alii (1997) le biocalcareni sono quindi depositi marini torbiditici, come indicato dall'abrasione del detrito organogeno e dalla loro intercalazione con le torbiditi silicoclastiche.

I clasti derivati da rocce sedimentarie sono rari e si riscontrano principalmente alla base dell'unità; sono rappresentati soprattutto da calcari e dolomie mesozoici di Monte Mutolo.

Le biocalcareni (e le associate torbiditi silicoclastiche) sono separate dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando da una discontinuità stratigrafica, marcata da un brusco passaggio di facies (Cavazza et al., 1997).

Evidenze di tale discontinuità sono la presenza di rari clasti biocalcarenitici alla base della Formazione di Stilo Capo d'Orlando e la differenza di età (Patterson et al., 1995).

Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

Il Membro torbiditico silico-carbonatoclastico (eq. Formazione di Pignolo) ed il Conglomerato di Base (eq. Formazione di Palizzi), essendo corpi deposizionali molto discontinui, si ritrovano in affioramento solo in alcune località. Nella maggior parte dell'area rilevata la base della successione del bacino di *forearc* è costituita dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando.



Figura 43, a e b, Formazione di Stilo Capo d'Orlando.

Secondo Cavazza and Ingersoll (2005), dal punto di vista volumetrico, la formazione di Stilo Capo d'Orlando è la più importante unità di riempimento del bacino di *forearc* ionico. La stessa affiora lungo una fascia che si estende quasi ininterrottamente da NE dell'abitato di Gioiosa a SO di quello di Gerace, con una interruzione nella alta valle del Fiume Torbido, e ricopre direttamente in nonconformità il basamento cristallino oppure in leggera discordanza angolare i depositi più antichi.

Le facies appartenenti a tale formazione, già studiate in dettaglio da Cavazza and DeCelles (1993), sono ben rappresentate nell'area di studio e sono costituite da conglomerati prodotti dall'azione di *debris flow* o *mass flow* riferiti a *paleocanyons* sottomarini, argille con

intercalazioni siltose, frequentemente incise da conglomerati canalizzati, corrispondenti a depositi di scarpata.

Infine si hanno le torbiditi associate a spessi strati arenacei, interpretati rispettivamente come depositi torbiditici diluiti e di alta densità.

Tale formazione costituisce una sequenza deposizionale trasgressiva (Bonardi et al., 2003), la stessa è caratterizzata da una successione di tipo *thickening and fining upward*.

Le varie facies che la costituiscono presentano eteropie latero-verticali, che producono in affioramento una estrema variabilità degli affioramenti.

I conglomerati sono caratterizzati da facies scarsamente stratificata, costituita da clasti spigolosi costituiti per lo più da rocce metamorfiche di basso grado immersi in una matrice arenacea grossolana; talora presentano struttura clasto-sostenuta e colore grigio scuro. Queste facies si rinvengono, nell'area di studio, alla base della successione.

Verso l'alto si passa generalmente a conglomerati arenacei con ciottoli di rocce intrusive e metamorfiche di basso-medio grado e ad arenarie medio-fini. La porzione sommitale, generalmente, è caratterizzata dalla presenza di un'alternanza di livelli decimetrici di arenarie ed argille che verso l'alto tendono a diminuire di spessore.

La Formazione di Stilo Capo d'Orlando si presenta intensamente dislocata da strutture tettoniche a cinematica trascorrente, sinsedimentarie e post-deposizionali, che provocano una estrema variabilità laterale di facies e spessori.

La composizione petrografica delle arenarie e dei conglomerati della Formazione Di Stilo Capo d'Orlando, come l'orientazione delle paleocorrenti, indica una provenienza dal vicino basamento plutono-metamorfico delle unità strutturali di Stilo e dell' Aspromonte (Cavazza, 1989).

Argille Varicolori

Le Argille Varicolori, all'interno del bacino di *forearc*, si ritrovano generalmente stratigraficamente interposte tra la Formazione di Stilo Capo d'Orlando (Chattiano superiore-Burdigaliano) e la successione Serravalliano-Tortoniano.

Le Argille Varicolori sono costituite da una matrice pelitica, intensamente interessata da fenomeni di taglio con la presenza di inclusi quarzarenitici e calcareo-marnosi .



Figura 44 Argille Varicolori

Nell'area di studio affiorano estesamente lungo una fascia che si estende da nord-est verso sud-ovest. Nella porzione nord, nell'area che si estende tra Roccella Jonica e Gioiosa Jonica, le argille poggiano sia sulla Formazione di Stilo Capo d'Orlando. In tale area l'unità delle argille viene troncata dai depositi miocenici. Verso sud, in destra idrografica del Torrente Torbido, le Argille Varicolori non si ritrovano più in affioramento fino ad arrivare a Monte Scifa ed all'interno della valle del Torrente Lordo; anche qui le varicolori si ritrovano nei rapporti stratigrafici suddetti.

Proseguendo verso sud le argille tendono ad aumentare di spessore fino a raggiungere centinaia di metri nell'area di Antonimina. Le Argille varicolori affiorano molto più

estesamente nella porzione meridionale dell'area dove all'interno inglobano olistoliti di Flysch Numidico.

Sequenza del Serravalliano-Tortoniano.

La sequenza serravalliano-tortoniana è costituita da un'unità silicoclastica in cui sono distinguibili alla base un intervallo di conglomerati, che verso l'alto evolvono in arenarie e peliti, Corrisponde in parte alle «arenarie a Clipeastri» di Cortese (1895).

I conglomerati sono costituiti da clasti di composizione prevalentemente granitica, arrotondati e si presentano con notevoli variazioni laterali di spessore, le arenarie sono caratterizzate da banchi costituiti da sabbie scarsamente cementate e nella porzione sommitale delle stesse sono presenti dei livelli fossiliferi.

All'esterno dell'area di studio, tale successione generalmente poggia direttamente al di sopra delle argille varicolori. Al contrario, all'interno del settore studiato, tale successione ha base fortemente erosiva e poggia sia sulla Formazione di Stilo Capo d'Orlando (in discordanza angolare), oppure, talvolta, la si ritrova direttamente sul basamento cristallino.

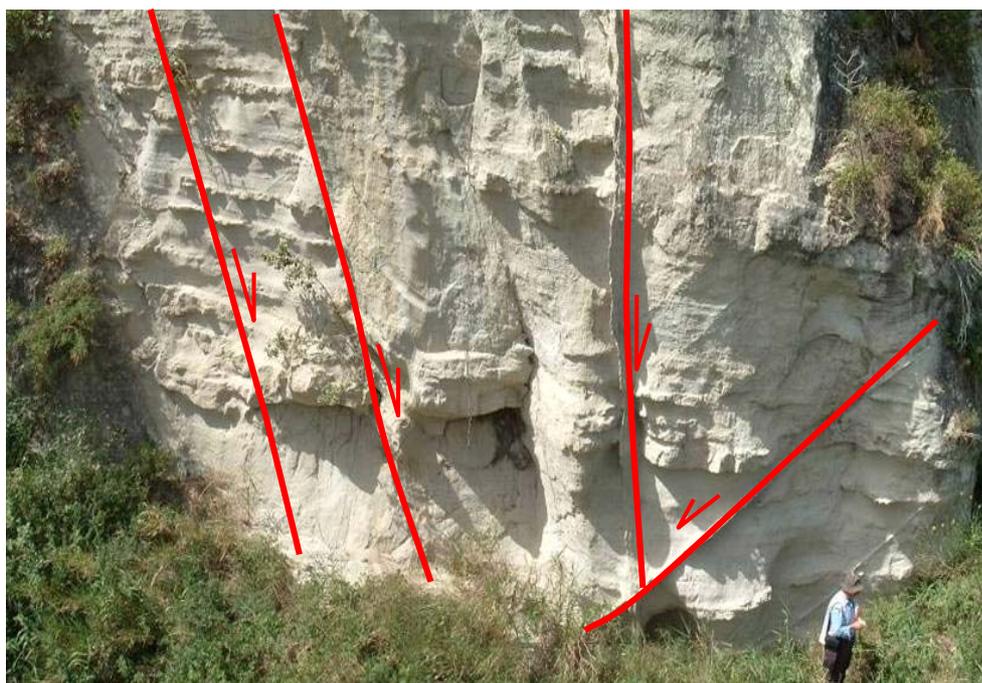


Figura 45 Depositi tortoniani

La sequenza S-T in tutta l'area di studio è caratterizzata da un'estrema variabilità degli spessori ed è dislocata da strutture tettoniche a varie quote. Sulle superfici sommitali dei Monti della Limina si ritrova in affioramento con spessori molto ridotti e direttamente trasgressiva sul substrato cristallino; lo spessore massimo si raggiunge all'interno del T. Torbido, dove giace a contatto direttamente con la Formazione di Stilo Capo d'Orlando e sulla quale poggia la formazione del calcare di base messiniano. Verso sud, nella zona di Siderno superiore, la si ritrova direttamente sulle argille varicolori.

Il tetto può presentare significative troncature erosive verosimilmente dovute al basso stazionamento del livello di base durante il Messiniano e ai fenomeni erosivi che ne sono derivati, nonché alla tettonica intramessiniana.

La maggior parte degli affioramenti di questa unità può essere interpretata come il risultato di deposizione da correnti di densità in un ambiente bacinale prossimale marino (soprattutto pendio e base di pendio) (Cavazza et al., 1997). I conglomerati e le arenarie S-T hanno una composizione arcossica che indica una provenienza dalle plutoniti tardo erciniche del blocco calabrese, provenienza confermata dagli indicatori di paleocorrenti (Cavazza et al., 1997).

Formazione del Tripoli.

Verso l'alto, in continuità di sedimentazione sono presenti sporadici lembi di marne tripolacee sottilmente laminate dello spessore massimo non superiore ai 15m. Si trovano in affioramento in corrispondenza del Fiume Torbido, a nord di Grotteria e nei pressi di Monte Scifa.



Figura 46 Sucessione serravalliano-messiniana

Formazione del Calcare di base.



Figura 47 Formazione del Calcare di base

La Formazione del Calcare di base è costituita da calcari vacuolari bianco-giallastri e da bancate di calcare marnoso di spessore metrico con intercalazioni pelitiche di spessore centimetrico. Talora si sono riscontrati al loro interno, come a Gerace ed a Grotteria, conglomerati spigolosi, i cui clasti sono costituiti da metamorfiti.

Affiora in tutta l'area di studio anche se talvolta in modo estremamente discontinuo, lo si trova sui piani della Limina, nella porzione settentrionale dell'area di studio.

Verso sud, sul crinale aspromontano non si sono rinvenuti affioramenti di calcare, lo stesso lo si ritrova nell'area di Piano Crasto- Monte Scifa e verso sud fino a Gerace.

Conglomerati e Sabbie messiniane

Al tetto il calcare messiniano viene troncato da conglomerati alluvionali che ricoprono in discordanza il calcare messiniano e le unità basali.

Sono costituiti da depositi mal stratificati talora clastosostenuti, immersi in una matrice sabbiosa. I clasti dell'unità conglomeratica messiniana hanno un diametro che va da qualche centimetro ad oltre 1m, sono scarsamente cerniti, a stratificazione piano parallela e massiva; le abbondanti embriature indicano paleocorrenti mediamente verso SSE.



Figura 48 **Passaggio Conglomerati-Sabbie messiniane.**

Questi conglomerati sono stati interpretati come depositi di conoidi alluvionali dominate da processi trattivi (DeCelles & Cavazza, 1995). I conglomerati immergono debolmente verso ESE. Sono composti da clasti granitici e metamorfici di medio/basso grado con quantità subordinate di carbonati mesozoici e rari clasti di calcari messiniani.

Affiorano diffusamente all'interno della valle del Fiume Torbido e più precisamente in corrispondenza del versante delle Serre dove raggiungono spessori di un centinaio di metri. Si trovano in affioramento anche sui piani della Limina, mentre a sud del Torbido gli

spessori dei conglomerati diminuiscono drasticamente e gli affioramenti tendono a divenire molto sporadici.

Sul fianco meridionale della *Cuesta* sulla quale poggia l'abitato di Gerace si ritrovano in affioramento con spessori decametrici.

Verso l'alto, sui conglomerati si hanno depositi costituiti da sabbie debolmente cementate che affiorano in sporadici e sottili lembi ad est di Monte Scifa.

Formazione dei Trubi

La Formazione dei Trubi è costituita da ritmi calcareo marnosi ricchi in coccoliti (Zancleano) che ricoprono in *onlap* sia i depositi messiniani che le altre unità litostratigrafiche più antiche. Tale Formazione definisce un cambio improvviso nella sedimentazione all'interno del bacino Ionico che da silicoclastica-extrabacinale passa a carbonatica-intrabacinale (Cavazza and Ingersol, 2005).

Essa definisce il confine tra il Miocene ed il Pliocene ed è tradizionalmente considerata la superficie di trasgressione che marca la fine della crisi di salinità messiniana (e.g., Cita 1975).



Figura 49 Formazione dei Trubi, alternanze siltoso-marnose.

La base della formazione, che presenta spessori variabili con dimensioni massime superiori ai 100m, è costituita da marne calcaree, verso l'alto diventano più frequenti le intercalazioni sabbiose. In generale i trubi affiorano lungo una fascia orientata NO-SE che va dai piani della Limina fino alla costa ionica.

Formazione di Mt. Narbone

La Formazione di Trubi è sovrastata in paraconformità o in disconformità dalla, da una successione che in termini di età e caratteri stratigrafici corrisponde alla Formazione di Mt. Narbone della Sicilia (Cavazza and Ingersol, 2005).



Figura 50 Formazione di Mt. Narbone

Anche se la giacitura è concordante con la sottostante Formazione dei Trubi, il contatto è disconforme ed erosivo. Zijderveld et alii (1986) documentano uno hiatus di circa 1Ma.

La formazione è costituita alla base da arenarie e lenti conglomeratiche che presentano laminazione sia piano parallela che incrociata; verso l'alto è prevalgono per lo più peliti marnose con abbondanti intercalazioni di strati sabbiosi, che verso il tetto passano ad arenarie a stratificazione incrociata a grande scala di età calabriana aventi spessore max di circa 60m.

Le arenarie sono a composizione mista silico-carbonato-clastica dove la componente carbonatica è costituita per lo più da frammenti di gusci di bivalvi, brachiopodi, echinodermi e gusci di foraminiferi. tale formazione è caratterizzata dalla presenza di *sets* a stratificazione incrociata spessi fino a 3 metri che sono il risultato di una migrazione pressochè unidirezionale verso ESE di grandi *sand-waves* a cresta rettilinea o leggermente sinuosa, sembrerebbero indicare la presenza di un paleostretto tra il Tirreno e lo Ionio (Colella & D'Alessandro, 1988).



Figura 51 Formazione di Mt. Narbone

Lungo una fascia orientata NO-SE che si estende tra Piano Crasto, M. S. Elia, M. Scifa, Gerace, sono presenti arenarie a stratificazione incrociata. Nell'area di piano Crasto e di Monte Scifa affiora l'appoggio della formazione sulla Formazione dei Trubi. Affioramenti della formazione di monte Narbone sono presenti anche lungo il versante tirrenico ed in particolare sono stati individuati in affioramento nei pressi della Strada Statale della Limina, nell'area di Cinquefrondi-Galatro e nei pressi di S. Giorgio Morgeto. La parte basale della formazione affiora sporadicamente lungo il crinale tra i piani della Limina e i piani di Zomaro; in quest'area, gli sporadici affioramenti mettono in evidenza la base conglomeratica con ciottoli centimetrici ben arrotondati, talora clasto-sostenuto, immerso in una matrice biancastra, gli stessi si presentano frequentemente con stratificazione incrociata.

Sabbie e ghiaie Quaternarie

Una complessa serie di depositi sia continentali che marino-transizionali di età quaternaria ricopre in modo discontinuo la sequenza sedimentaria descritta precedentemente.



Figura 52 Depositi sabbioso-ghiaiosi quaternari

Questi depositi, comunemente costituiscono i terrazzi fluviali o costieri, hanno giacitura orizzontale o sub-orizzontale e si trovano attualmente a quote che possono superare i 1000 metri s.l.m.. Essi testimoniano il rapido sollevamento recente della Calabria meridionale (Ghisetti, 1979) ed in particolare indicano un sollevamento eccezionale del blocco calabrese durante gli ultimi 700 ka (Tortorici et al. 1995).

CAPITOLO V -Tettonica

La caratterizzazione strutturale è stata realizzata attraverso uno studio di dettaglio svoltosi in varie fasi di lavoro.

Si è effettuata un'analisi delle foto aeree, che hanno consentito di individuare le principali strutture tettoniche presenti nell'area e di localizzare gli eventuali siti di primaria importanza per la determinazione della geologia della zona.

È stato eseguito un rilevamento di campagna e numerose stazioni di misura strutturali di dettaglio; l'analisi cinematica delle faglie è stata condotta attraverso lo studio dei piani di faglia mesoscopici dotati di indicatori cinematici.

La realizzazione delle stazioni di misura strutturali alla mesoscala si è resa necessaria per la caratterizzazione strutturale macroscopica dell'intera area.

L'acquisizione dei dati mesostrutturali viene realizzata attraverso la misurazione delle caratteristiche giaciture dei piani di faglia e la misurazione degli indicatori cinematici che forniscono informazioni riguardo il senso di movimento relativo dei blocchi a contatto lungo i piani.

Tutti i dati vengono analizzati suddividendo le mesofaglie in varie famiglie, raggruppate prima in base alla giacitura e poi in funzione del cinematiso. Tutti i dati sono stati poi elaborati attraverso l'utilizzo del *software* Daisy e proiettati sui diagrammi stereografici di *Schmidt* (emisfero inferiore)(appendice).

I dati statistici ottenuti, assieme ai dati geologici a scala maggiore, hanno consentito di caratterizzare lo stile tettonico dell'area.

Sono state elaborate sezioni geologiche estese a tutta l'area, eseguite con metodi quantitativi basati sulla discriminazione dei domini giaciture e tarate in funzione della stratigrafia dei pozzi Agip presenti nell'area; tali sezioni danno una rappresentazione delle geometrie dei corpi e delle strutture tettoniche in profondità(appendice).

5.1 Tettonica area settentrionale.

L'area ricadente nel settore settentrionale è risultata essere estremamente interessante dal punto di vista strutturale, lo studio effettuato ha permesso di individuare vari elementi che caratterizzano tale area e permettono di poter dare un'interpretazione sulla sua evoluzione tettono-stratigrafica.



Figura 53 Particolare della struttura di S. Morello Cirò

L'elemento strutturale di principale interesse è costituito dalla presenza di un contatto tettonico tra le formazioni serravalliano-tortoniane dei bacini crotonese e rossanese, poste nella porzione occidentale dell'area di studio, e le unità oligo-mioceniche ascritte alla "Falda di Cariati" (Roda 1967, Van Dijk et alii, 2000) e occupanti la porzione orientale (fig 53 e appendice). Il contatto tettonico tra le due successioni è mal esposto lungo tutta la fascia considerata ed avviene da nord a sud tra la Formazione delle Argille con Arenarie del Monte Caciocavallo-Scala Coeli, (Formazione "fliscioide" secondo Roda, 1967; Marne argillose brune con arenarie grigie o biancastre secondo Cotecchia, 1963), talora sovrastanti l'Unità delle Argille Varicolori, ed i termini argillosi della Formazione delle Argille Marnose del Ponda.

Solo nell'area nei pressi di Scala Coeli e San Morello il contatto avviene con la formazione tripolacea e con la successione terrigena messiniana del Bacino Rossanese.

Il contatto tettonico tra le successioni sedimentarie mioceniche superiori e oligo-mioceniche è rappresentato da un *thrust* ad alto angolo immergente nei quadranti orientali. La presenza di un piano di thrust ad alto angolo tra le due successioni sedimentarie è stato

verificato sia in campagna e sia dall'assenza, nell'immediato off-shore dell'area, della successione Serravalliano-Tortoniana affiorante nel settore occidentale e lungo il margine bacinale.

Infatti 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, nella stratigrafia dei pozzi, come Formazione di Albidona. In alcuni casi la Formazione di Albidona o i termini della successione della "Falda di Cariati" poggiano direttamente sulle Argille Varicolori il cui spessore perforato supera i 500 metri (Pozzi Laika e Cirò 2). I dati dei pozzi, unitamente ai rapporti stratigrafico-geometrici rilevati nell'area di Cariati-Cirò, mettono in evidenza l'esistenza, verso est, di una successione oligo-miocenica media direttamente poggiante su un substrato costituito dalle Argille Varicolori afferenti al Complesso Sicilide Auct. (Ogniben, 1969; Lentini, 1979).

La successione sedimentaria costituita dalle unità stratigrafiche appartenenti alla "Falda di Cariati" sono poste nell'*hanginwall* ed assumono un assetto geometrico generale riconducibile ad una associazione strutturale di pieghe con trend assiale all'incirca NO-SE e di thrust orientati NO-SE ed immergenti prevalentemente verso i quadranti occidentali e vergenti verso i quadranti orientali. La continuità delle strutture plicative e dei sistemi di faglia principali è osservabile da nord a sud (fig. 53, 55, 56 e appendice).

Le successioni appartenenti ai bacini di Rossano e di Crotona rappresentano il *footwall* della struttura principale, ed è caratterizzato esclusivamente da pieghe ad ampio raggio.

5.2 Caratteri strutturali area settentrionale

I domini giaciturali delle unità rilevate presentano direzioni ed immersioni variabili tra il settore occidentale, rappresentato dalle formazioni del Bacino Rossanese e Crotonese, e quello orientale in cui sono presenti i terreni appartenenti alla “Falda di Cariati”.

In particolare, la Formazione dei Conglomerati di San Nicola dell’Alto, la Formazione delle Argille Marnose del Ponda e l’intervallo Conglomeratico-Arenaceo del Fureo-Terratella assumono una giacitura pressoché costante con direzione variabile nel quadrante NO ed immersione orientale. Le strutture tettoniche principali che interessano questo settore sono rappresentate da faglie subverticali che dislocano in vari blocchi le formazioni appartenenti al dominio dei Bacini Rossanese e Crotonese. Nel settore orientale, in cui affiorano i termini della “Falda di Cariati”, lungo una fascia orientata NO-SE che va dal T. Arso, a nord, al T.Lipuda 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 90° nell’area di S.Morello e Terravecchia. Dall’analisi giaciturale di questo settore emerge la presenza di pieghe simmetriche ed asimmetriche con assi orientati NO-SE e subordinatamente pieghe ad asse variabile da N-S a NE-SO.

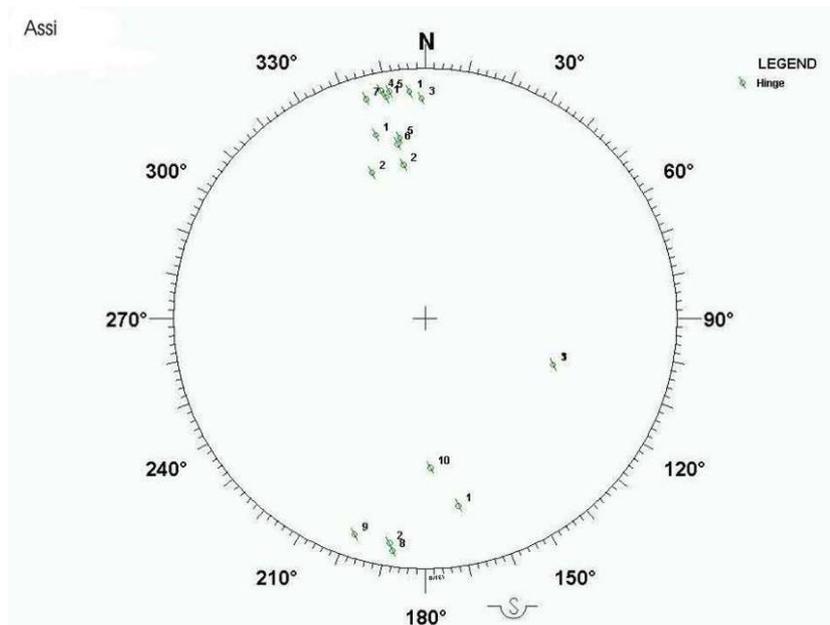


Figura 54 Stereogramma di Shmit ,proiezione assi di piega area nord.

Nell'area di studio da sud-est verso nord-ovest la "Falda di Cariati" è in rapporto tettonico con formazioni di età differente.

Nell'area tra il F. Nicà e Scala Coeli, i termini basali della "Falda di Cariati" definita Formazione delle Argille ed arenarie di M. Caciocavallo (Formazione "fliscioide" secondo Roda ,1967; Marne argillose brune con arenarie grigie o biancastre secondo Cotecchia, 1963), si trovano in rapporto tettonico con i termini argillosi più alti della formazione delle Argille Marnose del Ponda.

Più a nord, nell'area tra Scala Coeli e S.Morello il rapporto tettonico è con la Formazione tripolacea per poi passare, nell'area del T. Arso, a contatto con la parte basale terrigena della serie messiniana. 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 successioni.

In tutta l'area di studio sono presenti strutture plicative che interessano i termini della "Falda di Cariati" mentre la deformazione è molto poco evidente nelle fomazioni serravalliano-tortoniane del Bacino di Rossano e di Crotona dove sono presenti, soprattutto nella porzione meridionale, delle pieghe ad ampio raggio.

Nell'area tra il F. Nicà ed il T. Arso sono presenti delle strutture plicative a grande scala, vergenti a sud-ovest e con assi orientati nord ovest-sud est ed immergenti a nord ovest.

Tra queste la principale è rappresentata da una anticlinale ed una sinclinale che interessa tutti i termini della "Falda di Cariatì" alla quale si associano tutta una serie di pieghe alla mesoscala aventi all'incirca lo stesso trend o aventi assi orientati NO-SE e in misura minore N-S. Le mesopieghe che si associano alle strutture principali rispecchiano le geometrie della cerniera e dei fianchi.



Figura 55 Struttura anticlinale di Terravecchia a vergenza occidentale.

Si sono individuate pieghe S, Z pieghe a box, concentriche ed asimmetriche, pieghe rovesce con assi orientati generalmente nella stessa direzione della struttura principale e sono spesso associate a superfici di sovrascorrimento a vergenza occidentale (appendice).



Figura 56 Piega a vergenza orientale in il forelimb dell'anticlinale è tagliato da un thrust.

Più a sud, lungo il versante sinistro del Torrente Lipuda, pieghe rovesciate e con vergenza nei quadranti occidentali, testimoniano l'accavallamento delle unità riferibili alla "Falda di Cariati" sulla Formazione delle Argille Marnose del Ponda.

Il limite tra la Formazione delle Argille Marnose del Ponda e la Formazione delle Argille con Arenarie del Monte Caciocavallo 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. I piani di faglia a cinematica inversa presentano pitch variabili tra 45° e 90°, inclinano tra 70° e 85° ed immergono sia verso est che verso ovest. Tali piani, alla mesoscala, si rinvengono principalmente nella fascia di contatto tra le unità appartenenti ai due domini principali dove sono frequenti delle geometrie dei piani che definiscono strutture di tipo *flower* positive.

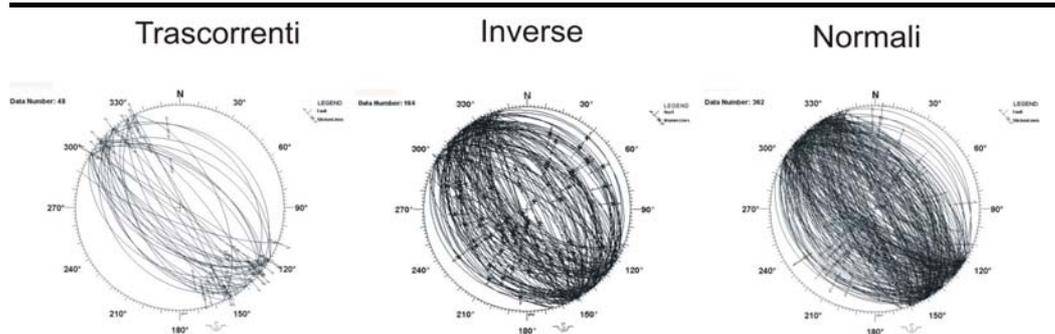


Figura 57 Proiezione stereografica dei piani di faglia alla mesoscala, orientati NO-SE

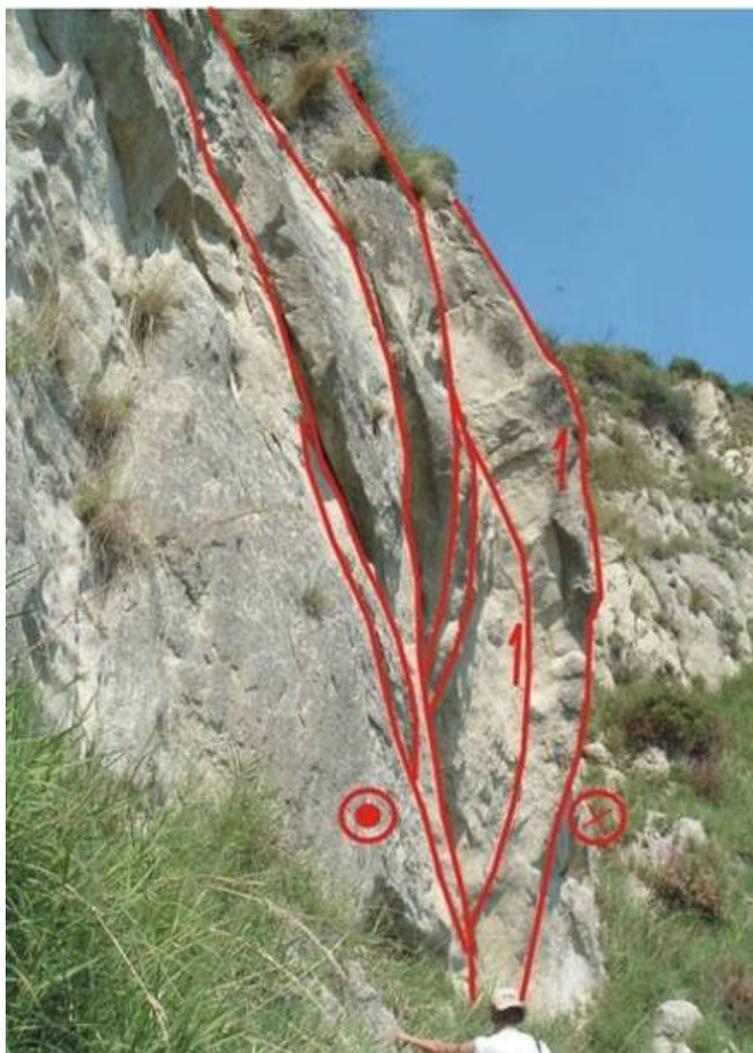


Figura 58 Struttura tipo flower positiva associata a tettonica trascorrente sinistra.

Le strutture relative 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 nord-orientali. Il verso di scorrimento è prevalentemente sinistro e subordinatamente mostra cinematiche trascorrenti destre.

Tale sistema di faglie orientate NO-SE dislocano anche le unità del Pliocene-Pleistocene, ciò si evidenzia maggiormente nell'area centro meridionale, nei pressi del T.nte Santa Venere e dell'abitato di Cirò, tali lineamenti hanno un'immersione prevalente verso i quadranti orientali.

Tali faglie, alla mesoscala, nonchè sui piani principali mostrano *pitch* variabili da *dip-slip* ad obliqui e cinematiche normali, inverse e subordinatamente normali a componente trascorrente (fig61).

Il sistema considerato prosegue verso sud-est e sud nell'area di Cirò, dove mostra maggiore estensione. In quest'area, i lineamenti NO si dispongono subparalleli in una configurazione *en èchelon* fino all'altezza della foce del Torrente Lipuda. In tale area e verso sud, essi vengono sostituiti dai lineamenti orientati N-S e NE-SO.

I dati relativi al sistema di faglia N-S, mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali mentre risultano poco estesi i lineamenti cartografabili.

Tale sistema presenta cinematiche trascorrenti, dirette, inverse o oblique con componente inversa e si associa spesso alle cinematiche puramente trascorrenti.

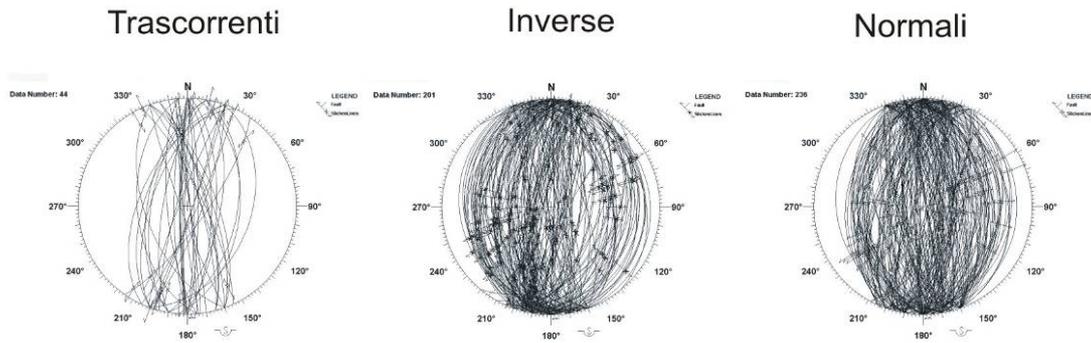


Figura 59 Proiezione stereografica dei piani di faglia alla mesoscala, orientati N-S.

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. 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.

Buone esposizioni di tale sistema sono presenti nella Formazione delle Arenarie e Conglomerati di Crucoli-Terravecchia ed è particolarmente diffuso lungo tutta la dorsale tra Crucoli e Terravecchia. L'analisi alla mesoscala mette in evidenza come i sistemi NO-SE e N-S trascorrenti ed inversi hanno una dominante se non esclusiva distribuzione nel settore di affioramento delle unità litostratigrafiche ascritte alla Falda di Cariatì (Tavola Carta geologica).

Lo stesso sistema N-S mostra, alla macroscale ed alla mesoscale cinematiche normali ed oblique. Esso risulta poco rappresentato, nell'area di Crucoli, da faglie cartografate se non in rami di faglia con estensione di qualche chilometro poco a sud dell'abitato stesso. Piani con questa cinematica sono ben presenti nei depositi Plio-Pleistocenici affioranti lungo la fascia che si estende dal Fiume Nicà a Cirò. Le relazioni di sovrapposizione di 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 faglia NE-SO è rappresentato quasi esclusivamente alla mesoscala, mentre diventa predominante, unitamente con il sistema N-S, nell'area di Cirò.

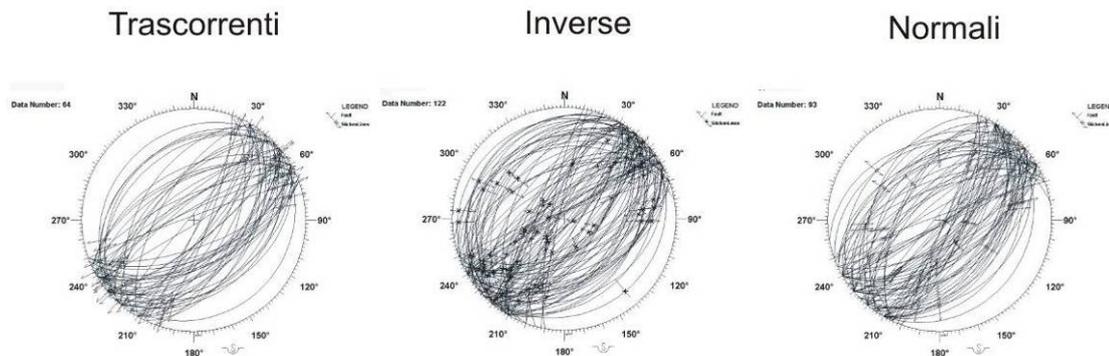


Figura 60 Proiezione stereografica dei piani di faglia alla mesoscala, orientati NE-SO.

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*.

Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche normali o oblique ed interessa le unità del Plio-Pleistocene. Buone esposizioni si possono osservare nella Formazione delle Calcareniti e Sabbie di Cirò di età pliocenica affioranti lungo la dorsale Serra della Crognazzo Mendola.



Figura 61 Faglie trascorrenti nei depositi pliocenici.

A sud di Cirò questo sistema con cinematica transtensiva diventa più evidente ed insieme a quello N-S risulta 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. Esso comprende cinematiche trascorrenti, inverse e dirette, diventando sempre più significativo a sud di Serra del Trono e nell'area compresa tra Serra del Trono e Strongoli.

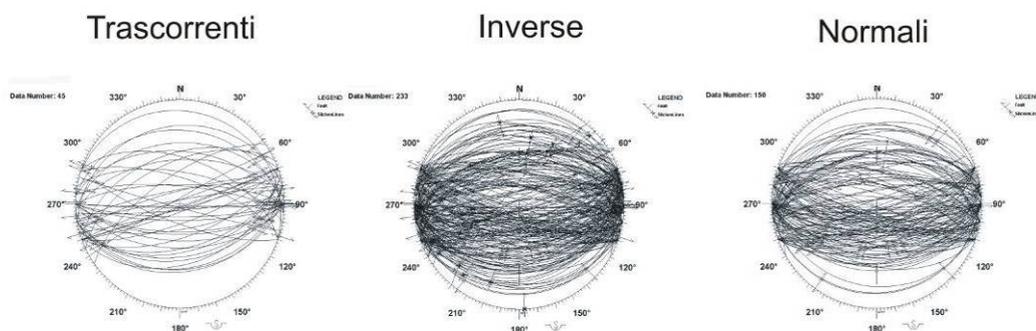


Figura 62 Proiezione stereografica dei piani di faglia alla mesoscala, orientati E-O

5.3 Lineamenti strutturali area settentrionale

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 metri. I lineamenti principali sono orientati all'incirca NO-SE. Tale sistema si raccorda verso nord alle faglie che bordano il margine orientale della Calabria settentrionale e si dispongono subparalleli in una configurazione *en-èchelon* fino al sistema di faglie del Pollino. L'attività come faglie trascorrenti sinistre viene riconosciuta almeno fino al Pleistocene medio (Turco et alii, 1990; Knott & Turco, 1991; Catalano et alii, 1993; Hyppolite et alii, 1994a, 1994b; Monaco et alii, 1995; Tortorici et alii, 1995; Schiattarella, 1998; Van Dijk et alii, 2000; Tansi et alii, 2007), mentre la componente verticale del movimento è da attribuire alle ultime fasi di sollevamento dell'Arco Calabro. Il sistema considerato assume estensioni ed espressioni morfostrutturali nei settori occidentali dove le faglie più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità del riempimento del bacino rispetto al basamento metamorfico-cristallino del massiccio della Sila. A questo sistema sono riconducibili i lineamenti di estensione regionale individuabili nel sistema di faglia Campana-Umbriatico-San Nicola dell'Alto-Pallagorio. 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 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; Neagu et alii, 2008) 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, 2008; Muto et alii, 2007b; Neagu et alii, 2008). 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-pleistoceni, 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.

Verso sud, nell'area di Cirò, 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.

5.4 Tettonica area meridionale

L'area di studio meridionale presenta un motivo strutturale che da nord a sud mantiene una certa regolarità. Una spessa successione sedimentaria oligo-pleistocenica poggia su un basamento cristallino appartenente a due diverse unità, Aspromonte e Stilo, e un melange caotico, noto come Argille Varicolori è interposto all'interno della successione tra i corpi deposizionali oligo-miocenici inferiori e i depositi serravalliano-tortoniani. Questo rapporto non viene sempre mantenuto, nell'area di studio, infatti, all'interno della porzione medio-alta della valle del T. Torbido, le argille varicolori sono assenti e la successione serravalliano-tortoniana va a giacere direttamente, in discordanza, sulle formazioni più antiche e sul basamento cristallino.



Figura 63 Contatto erosivo tra la successione serravalliano –tortoniana ed il basamento dell'Unità di Stilo.

Lo spessore delle argille varicolori aumenta da nord a sud, presso l'abitato di Stilo, a nord dell'area di studio, lo spessore si riduce a qualche metro, mentre a sud gli spessori apparenti sono di oltre 1 km (fig 64 e 65).



Figura 64 Panoramica della successione oligo-miocenica dell'area di Caulonia.



Figura 65 Panoramica della successione oligo-pleistocenica dell'area di Cirella.

Le età delle litologie che compongono le argille varicolori variano dal Cretaceo al Miocene inferiore, mentre la messa in posto è datata al Langhiano.

I corpi deposizionali di riempimento, in quest'area si trovano direttamente addossate sul cristallino e sono generalmente orientate con direzioni variabili ed immersioni generalmente verso i quadranti orientali.

Le inclinazioni degli strati tendono ad aumentare con l'età dei depositi, tale aumento delle inclinazioni è molto più chiaramente osservabile fuori dall'area di studio, sia a nord che a sud della stessa, dove è molto bene evidente un ventaglio di crescita dei corpi deposizionali (fig 64 e 65).

In tale area sono presenti due discordanze stratigrafiche maggiori, una in corrispondenza del passaggio tra le argille varicolori e i depositi serravalliano-tortoniani e l'altra all'interno dei depositi messiniani.

Tali rapporti sono confermati anche dalle stratigrafie dei pozzi Agip in *offshore*.

Argnani e Possenti (2005) interpretano la geologia dell'*offshore* della Calabria ionica meridionale attraverso la taratura dei profili sismici con dati di pozzo ed osservano che il

basamento cristallino presenta una rampa laterale posizionata fra Capo Spartivento e Roccella Ionica. Questa struttura sembra responsabile del tilting osservato nella fascia di sedimenti affioranti a terra e della distribuzione attuale delle argille varicolori. L'unità serravalliano-tortoniana mostra una forte troncatura dovuta all'erosione messiniana nel settore sud-occidentale, posto sull'anticlinale di rampa del basamento. Gli effetti combinati della topografia dell'anticlinale di rampa e dell'erosione messiniana sono visibili anche in affioramento nella distribuzione dei sedimenti del Tortoniano-Pliocene inferiore.

Dal lavoro di campagna effettuato, inoltre, si evince che il motivo strutturale più evidente è caratterizzato da strutture ad alto angolo, sia a carattere regionale che di minore estensione. Tali strutture, orientate prevalentemente NO-SE e NE-SO, presentano cinematiche variabili testimoniando riattivazioni durante le variazioni del campo di stress.



Figura 66 Panoramica della faglia di Antonimina.

Tali strutture hanno prodotto la formazione di alti e bassi strutturali paralleli ai margini principali. I corpi deposizionali del riempimento neogenico-quadernari sono estremamente deformati e dislocati e presentano numerose troncature erosive e discordanze angolari (fig67 e fig 68). Esse testimoniano un'intensa attività tettonica che ha interessato l'area durante la sua strutturazione ed evoluzione bacinale.



Figura 67 Troncature all'interno della successione oligo-pleistocenica.



Figura 68 Onlap dei depositi pliocenici sulle Argille Varicolori. (la formazione dei Trubi risulta tiltata verso i quadranti orientali).

Tale bacino si è sviluppato in condizioni trascorrenti transtensive, con degli sforzi transpressivi concomitanti, e con delle fasi di tettonica compressiva.

5.5 Caratteri strutturali area meridionale

I domini giacitureali delle unità rilevate presentano direzioni estremamente variabili in riferimento ai corpi deposizionali oligo-miocenici, in quanto l'area di studio si presenta estremamente dislocata sia per tettonica tangenziale che verticale.

Una certa regolarità si ha generalmente in riferimento alla successione plio-pleistocenica che presenta un trend giacitureale caratterizzato da direzioni NE-SO ed immersioni quasi esclusivamente verso i quadranti orientali.

Il motivo strutturale principale è rappresentato da un sistema di faglie orientate NO-SE che disloca l'intera area di studio e si dispone *en-échelon* formando delle depressioni e degli alti in asse ai lineamenti principali.

La struttura di maggiore interesse, appartenente al suddetto sistema, è rappresentata da una fascia di taglio disposta a gradinata, con piani immergenti a sud e con inclinazioni molto elevate, che si associa alla Nicotera-Gioiosa *fault-zone* (fig69), struttura di rilevanza regionale alla quale in letteratura viene attribuita generalmente una cinematica trascorrente destra e diretta.

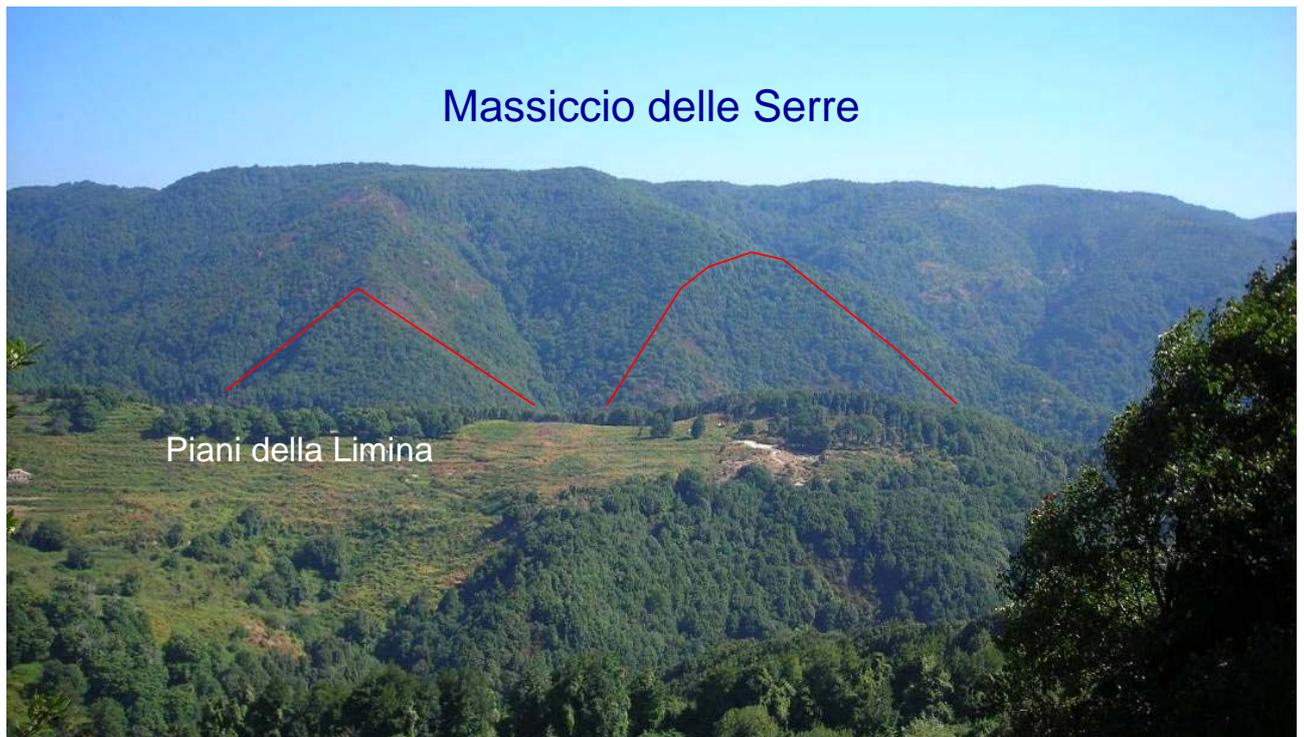


Figura 69 Particolare delle faccette triangolari poste lungo il versante meridionale del Massiccio delle Serre Nicotera –Gioiosa

Tale struttura tettonica delimita, a nord, la stretta di Siderno, ribassando la porzione meridionale dell'area rispetto al dominio delle Serre e dislocando sia il basamento che i corpi deposizionali oligo-pleistocenici. Questi ultimi vengono ribassati rispetto alla catena, l'espressione morfostrutturale più evidente è data dalla valle del T. Torbido.

Il trend delle strutture tettoniche orientate NO-SE è ben rappresentato in tutta l'area di studio ed è molto diffuso anche a sud dove si incontra la Molochio-Antonimina (fig.66), un'altra struttura a carattere regionale, questa volta con caratteristiche di trascorrente sinistra, la stessa borda a sud il *graben* di Gerace-Antonimina.

L'altro sistema tettonico che caratterizza l'area di studio è rappresentato da strutture con *trend* NE-SO che sono per lo più associate a cinematiche che suggeriscono due tipologie principali di tettonica: una compressiva, con asse di raccorciamento orientato NO-SE, che ha portato ad una tettonica d'inversione con formazione di *thrust* con vergenza orientale e di *back thrust*, con vergenza delle strutture verso la catena; Una estensionale

corrispondente alle fasi in cui si approfondiva il bacino e alle ultime fasi di sollevamento dell'Arco Calabro. Questi *thrust* presentano spesso geometria spesso di tipo *flat* e *ramp*.



Figura 70 Faglia inversa all'interno della successione oligocenica.

Questo tipo di strutture interessano fortemente i corpi deposizionali oligo-miocenici ed il basamento cristallino e producono strutture quali raddoppi con vergenza nord-occidentale e pieghe con asse perpendicolare alla direzione di massimo raccorciamento.

Queste strutture interessano anche la successione del Miocene superiore-Pleistocene, anche se con evidenze molto meno accentuate e si esplicano attraverso il *tilting* delle successioni e la loro dislocazione.



Figura 71 Faglia inversa all'interno della successione pliocenica inferiore.

Tali piani vengono riattivati come faglie dirette o sono rigettati da piani con la stessa orientazione a partire dal Pleistocene inferiore.

I sistemi N-S ed E-O non hanno la stessa diffusione statistica dei precedenti ed hanno anche una minore espressione morfostrutturale.

Il sistema E-O è caratterizzato da cinematiche per lo più di tipo trascorrente ed inversa ed ha una maggiore rilevanza nella porzioni settentrionale e occidentale dell'area.

Il sistema N-S è caratterizzato da cinematiche trascorrenti, inverse ed è molto evidente la presenza di piani di neoformazione con cinematica diretta.

Le strutture plicative spesso sono rappresentate da pieghe generalmente ad ampio raggio con assi orientati maggiormente nel quadrante NE-SO; testimonianze di tali strutture si hanno sia a nord, in sinistra idrografica del T. Torbido, che nell'area tra Portigliola e Gerace.



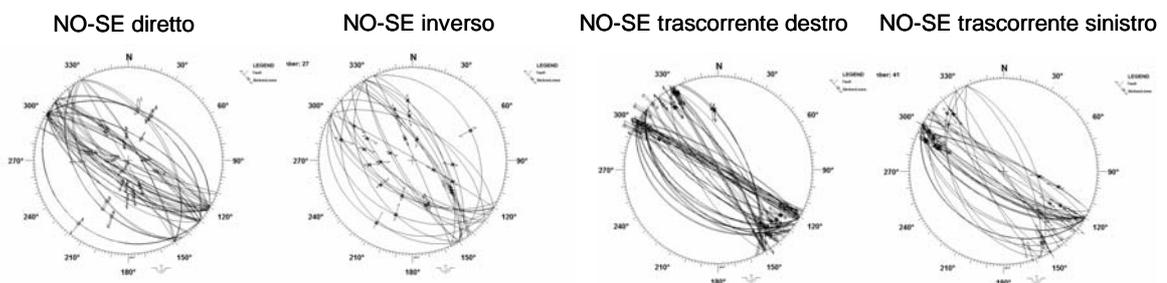
Figura 72 Pieghe all'interno della successione plio-pleistocenica nei pressi dell'abitato di Gerace.

Un'altra famiglia di pieghe presentano assi con orientazione E-O o SE-SO e *plunge* variabili.

Figura 73 Plot assi di piega area sud

Alla mesoscala i sistemi di faglia dominanti rispecchiano le strutture che caratterizzano l'area a grande scala; sono essenzialmente due, uno è orientato NO-SE, l'altro appartiene al sistema NE-SO, tali sistemi sono diffusi omogeneamente in tutta l'area di studio. Il primo è caratterizzato soprattutto da cinematiche trascorrenti e dirette.

Sistema NO-SE



Tali piani, alla mesoscala, si rinvencono diffusamente in tutta l'area ed in particolare a nord nella fascia di contatto tra le unità appartenenti ai domini cristallini delle Serre e le successioni di riempimento di bacino e nella porzione meridionale dell'area di Gerace-Antonimia. I piani a cinematica trascorrente hanno movimento sia destro che sinistro e *pitch* variabili tra 45° e 0°, inclinano tra 70° e 90° ed immergono dominatamente a sud-ovest nella porzione nord dell'area. Nella parte restante le immersioni sono variabili. Tale sistema di faglie, orientate NO-SE, disloca tutte le litologie presenti, anche le unità del Pliocene-Pleistocene; ciò si evidenzia sia nella porzione settentrionale dell'area di studio che in quella meridionale.

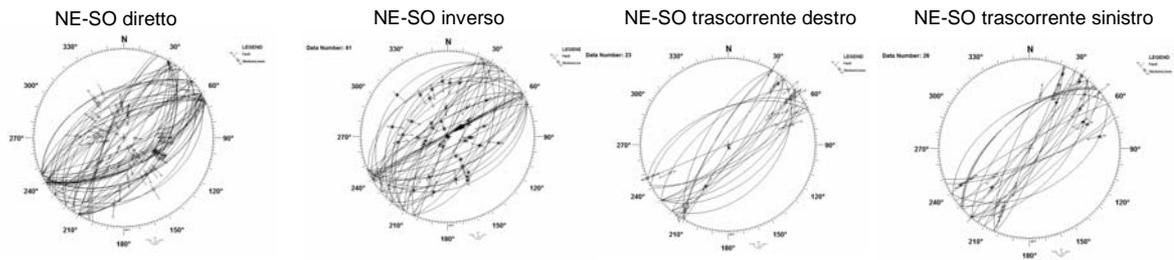
In alcuni casi si sono individuati piani caratterizzati da cinematica transpressiva, come a nord, nei pressi dell'abitato di Roccella, tali strutture provocano locali accavallamenti delle argille varicolori sui depositi pliocenici.

A sud questo sistema si rinviene nei depositi plio-pleistocenici, come nell'area di Gerace, Siderno sup. e Portigliola. Su questi piani si sono riscontrati cinematismi diretti con *pitch* variabili tra 45 e 90° come testimoniato sia dalla sovrapposizione di strie e sia da piani di neoformazione. Le strutture relative a questo sistema si associano a pieghe da propagazione di faglia mostranti una vergenza prevalentemente verso i quadranti orientali ed in secondo luogo verso quelli occidentali.

Tale motivo strutturale si ripete da nord a sud e si evidenzia notevolmente anche nell'area di Antonimia. In questa zona i piani hanno cinematica prevalentemente transtensiva, e l'espressione morfostrutturale di maggiore importanza è rappresentata dal *graben* di Antonimia.

Il sistema di faglia NE-SO è ben rappresentato sia a grande scala che alla mesoscala.

Sistema NE-SO

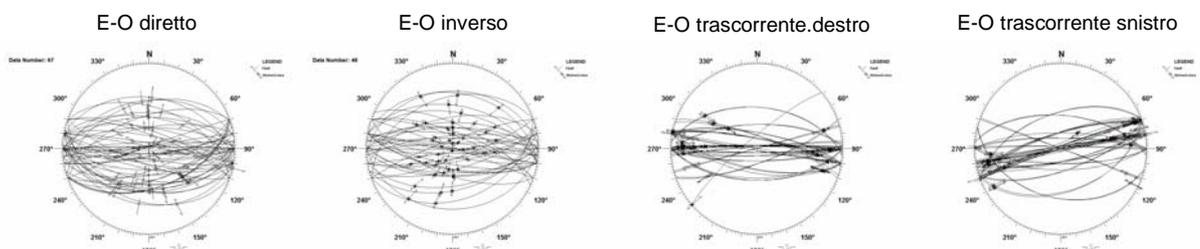


Alla mesoscala presenta cinematiche inverse, trascorrenti, sia destre che sinistre con immersioni verso la catena ed orientali ed interessa anche i termini pliocenici. Lo stesso sistema è caratterizzato da cinematiche normali od oblique ed interessa anche le unità del Plio-Pleistocene. Buone esposizioni si possono osservare lungo tutta la fascia costiera e a ridosso del crinale dell'Aspromonte. Tale sistema presenta delle cinematiche inverse ed è rappresentato da *thrust* e *back thrust*; questi sono stati rilevati soprattutto nella successione che dal basamento cristallino arriva ai depositi oligo-miocenici.

Evidenze si hanno anche nei depositi pliocenici con formazione di *fault propagation fold* soprattutto visibili nell'area a nord dell'abitato di Siderno.

I dati relativi al sistema di faglia E-O, mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali mentre risultano poco estesi i lineamenti cartografabili.

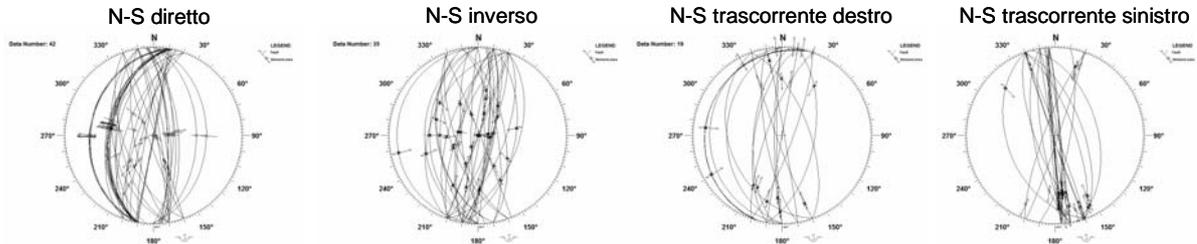
Sistema Est -Ovest



Tale sistema E-O presenta cinematiche trascorrenti e inverse ed è visibile soprattutto nella porzione settentrionale e occidentale dell'area di studio.

Meno rappresentato, anche alla mesoscala, è il sistema N-S maggiormente diffuso nell'area tra il T. Torbido ed Agnana, esso comprende cinematiche trascorrenti, inverse e dirette.

Sistema N-S



Tutti i sistemi sono interessati da cinematismi diretti che si sovrappongono a quelli già esistenti o si riscontrano su piani di neoformazione prodotti dal sollevamento pleistocenico dell'Arco Calabro.

Un discorso a parte deve essere fatto per la porzione ricadente sul versante tirrenico in cui sia alla mesoscala che a scala maggiore dominano due sistemi principali e cioè, il sistema N-S e il NE-SW con cinematismi diretti che hanno la loro massima espressione morfo strutturale nella Faglia di Cittanova.

5.6 Lineamenti Strutturali area meridionale

I sistemi tettonici riconosciuti alla mesoscala sono compatibili con l'orientazione di quelli riconosciuti alla macroscala; essi hanno caratterizzato l'area nella sua evoluzione tettono-stratigrafica fino alla configurazione attuale, che si è strutturata nelle ultime fasi deformative. Tali sistemi sono sia dovuti a neoformazione sia a riattivazione sui vecchi piani e sono costituiti da faglie dirette o transtensive ad alto angolo con orientazione prevalente NO-SE e NE-SO.

I principali lineamenti strutturali sono rappresentati quindi da sistemi di faglia a cui è legata geneticamente l'evoluzione tettonica quaternaria e recente dell'area. Essi acquisiscono particolare significato morfotettonico sia riguardo i segmenti orientati NE-SO, che determinano il sollevamento del massiccio cristallino rispetto al bacino di sedimentazione e dislocano i termini della successione oligo-pleistocenica, sia dai sistemi di faglia orientati NO-SE che interessano, da nord a sud, l'area con le espressioni morfologiche maggiori a nord e a sud e che la caratterizzano come una depressione definita generalmente in letteratura Stretta di Siderno.

Al sistema NE-SO sono riconducibili dei lineamenti di estensione regionale individuabili nel sistema di faglie in asse alla catena che nell'area ionica ha agito come un sistema sul quale si sono alternati nella storia bacinale sia fenomeni estensionali sia compressivi .

Tale sistema risente della tettonica estensionale pleistocenica che ha la sua massima espressione ancora più ad ovest, nel sistema di faglie sismogenetiche che bordano ad oriente il Bacino di Gioia Tauro e ribassano la successione di riempimento bacinale mio-pleistocenica rispetto al massiccio cristallino delle Serre-Aspromonte (Galli and Bosi, 2002).

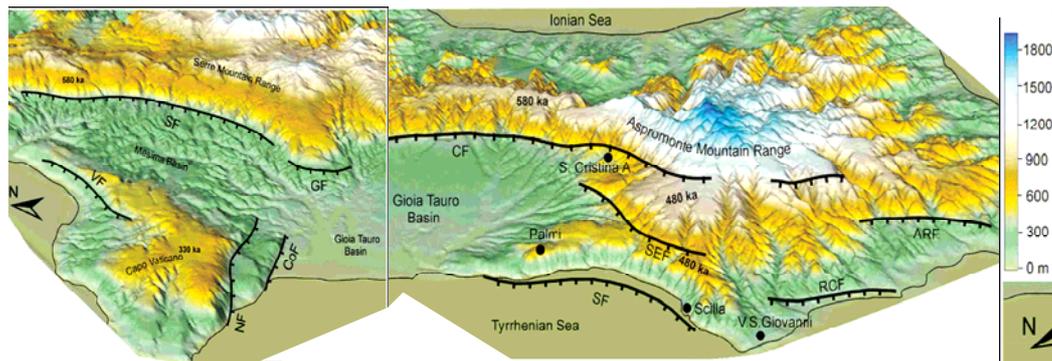


Figura 74 Prospettiva 3D del verante calabro dello Stretto di Messina; Monaco et al 2008.



Figura 75 Panoramica da ovest dei rami di faglia appartenenti alla struttura principale definita in letteratura Faglia di Cittanova.

Il sistema NE-SO è caratterizzato da faglie che immergono prevalentemente verso lo ionio, nella zona di raccordo delle due fasce di taglio principali orientate NO-SE, quella a nord, nell'area del T.Torbido e quella a sud comprendente gli abitati di Antonimia-Gerace-Agnana.

L'altro sistema maggiore, orientato NO-SE, si associa a quello costituito dalla Nicotera-Gioiosa *fault zone* che verso nord borda la fossa tettonica di Siderno.

Questa appartiene al sistema di bacini trasversali alla catena, la componente verticale del movimento è da attribuire alle ultime fasi di sollevamento dell'Arco Calabro.

Il sistema assume estensioni ed espressioni morfostrutturali notevoli nel settore considerato, dove le faglie più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità del riempimento del bacino rispetto al basamento cristallino.

I sistemi descritti trovano conferma negli studi di geologia marina compiuti negli ultimi anni; essi individuano nello Ionio sia i lineamenti tettonici descritti che le pieghe ad asse NE-SO che deformano la copertura messiniano-pliocenico-aternaria (Selli, 1975).

CAPITOLO VI -Discussione

Lo scopo del lavoro di questo progetto di ricerca è stato quello di studiare due bacini sedimentari rappresentativi della Calabria ionica settentrionale e meridionale al fine di definire i rapporti tra l'architettura dei bacini terziari e la loro evoluzione tettono-stratigrafica, in relazione all'assetto regionale in cui ricadono. E' stato inoltre effettuato un confronto ed una correlazione dell'evoluzione degli stessi.

Lo studio si è articolato in diverse fasi:

- Studio e interpretazione dalle foto aeree;
- Rilevamento geologico di campagna, su base topografica al 10.000;
- Rilevamento geologico strutturale alla mesoscala;
- Realizzazione di carte e sezioni geologiche;
- Caratterizzazione delle geometrie e dello stile deformativo;

Tale studio è stato intrapreso in quanto l'Arco Calabro durante la sua strutturazione, ha evidenziato stili deformativi che presentano notevoli differenze tra i suoi diversi settori, in particolar modo una differenziazione di tali fenomeni può essere fatta tra il settore settentrionale e meridionale e tra il margine tirrenico e quello ionico della Calabria.

Dal Tortoniano, questo settore di orogene assume una configurazione tettonica caratterizzata dalla presenza, da ovest verso est, di un bacino in forte estensione (Bacino

Tirrenico) caratterizzato da fenomeni di *rifting* fino alla quasi oceanizzazione, con significato di *back arc basin* (Scandone,1979), che produce una rotazione antioraria dell'intera catena che continua ad accavallarsi sui domini orientali.

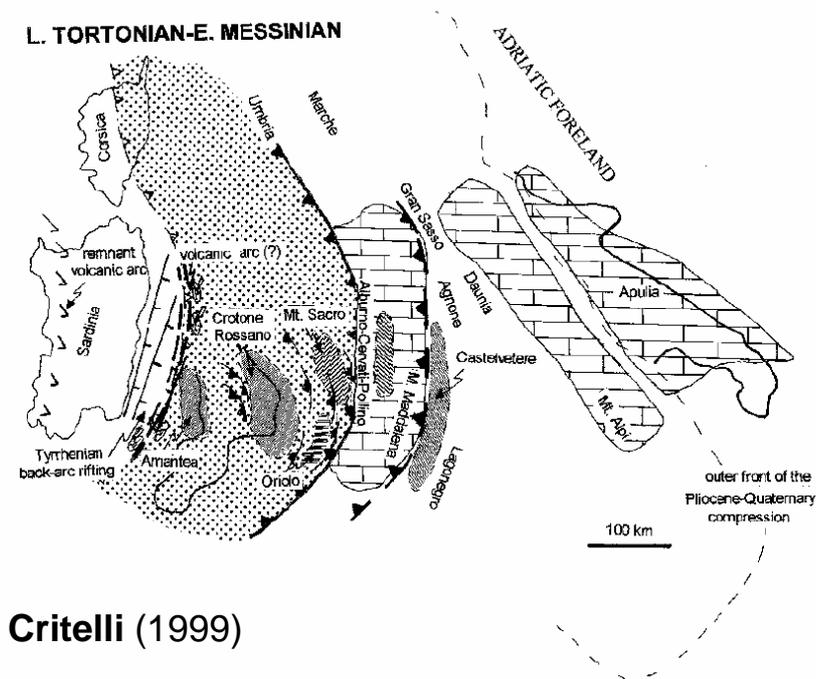


Figura 76

L'Arco Calabro si formava quindi, a nord dall'impilamento di *thrust* dei domini Alpini e Tetidei che si sovrapponevano alla piattaforma carbonatica mesozoica appenninica mentre a sud si verificava l'accavallamento dei domini alpini sulla crosta oceanica ionica.

Tale strutturazione veniva accompagnata dalla migrazione verso SE dell'Arco Calabro; in tale fase i fenomeni di *thrusting* migravano da NO verso SE ed erano sostituiti, nei settori interni dell'Arco, dalle strutture estensionali connesse con il *rifting* tirrenico (Tortorici, 1981; Tortorici, 1982; Moussat et al.,1986; Moretti & Guerra, 1997; Turco & Malito, 1988; Turco et al., 1990; Rossettiet al., 2001).

Durante tale evoluzione si verificavano movimenti di trascorrenza destra e sinistra lungo svincoli cinematici orientati NO-SE rispettivamente nel settore meridionale e settentrionale

(Knott and Turco, 1991). Tali strutture dislocano l'Arco Calabro e sono responsabili della suddivisione strutturale neogenica dell'avampaese appenninico e dell'Arco Calabro.

6.1 Settore Settentrionale

Nel settore settentrionale, dal Tortoniano, una dislocazione verso est del *fold thrust belt* nell'Appennino meridionale è responsabile di bruschi cambiamenti paleogeografici, che includono la deformazione del margine dell'Adria e lo spostamento verso est del Sistema di Bacino di *Foreland* (e.g., Critelli 1999). Durante il Tortoniano inferiore-Messiniano, il Sistema di Bacino di *Foreland* dell'Italia meridionale è caratterizzato da una progressiva traslazione verso est dei depocentri, dal massimo *uplift* con esumazione e denudazione dei terreni dell'Arco Calabro e dall' iniziale *rifting* del nascente *back-arc* tirrenico (Critelli 1999).

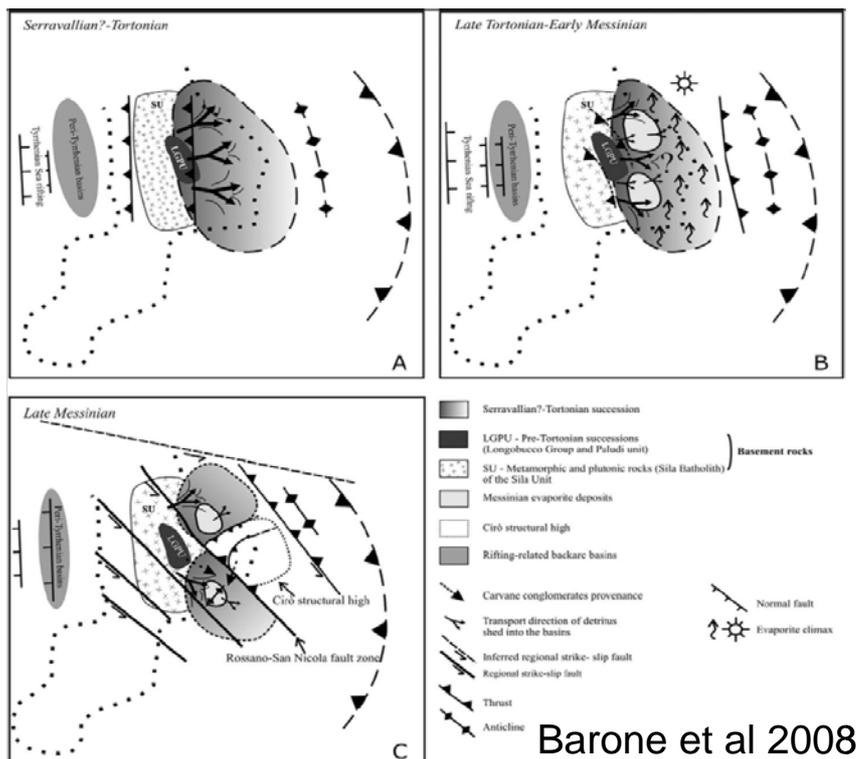


Figura 77

I Bacini di Crotona e di Rossano rappresentano la porzione interna del Sistema di *Foreland* miocenico dell'Italia Meridionale (Cello et al., 1981; Bonardi et al., 1982), la successione

basale mostra caratteristiche di depozona di *wedge top* (DeCelles and Giles, 1996; Critelli, 1999) in cui l'interazione tra le variazioni del livello marino e l'evoluzione tettonica regionale, si evidenzia attraverso le maggiori *unconformity*.

La chiave degli eventi geologici consiste proprio nella propagazione di *thrust* correlata con la migrazione verso est del fronte orogenico durante il Serravalliano-Tortoniano. Questa fase era seguita da un progressivo cambiamento da uno stile tettonico da *thrust* frontali responsabili della dislocazione dei primi bacini di *wedge-top* ed in seguito da un *partitioning* bacinale plio-pleistocenico. L'architettura e la storia tettonica dei Bacini nord-orientali dell'Arco Calabro sono il risultato di fasi tettoniche registrate nelle inversioni bacinali ed aventi meccanismi transtensivi e transpressivi (Van Dijk et al. 2000), con evidenze anche nei bacini peritirrenici (Colella 1995; Muto and Perri 2002; Tansi et al. 2007). Nel settore settentrionale si può ipotizzare, proprio per l'accostamento di successioni bacinali autoctone (rossanese e crotonese) e alloctona (Falda di Cariati), l'individuazione, durante il Serravalliano-Tortoniano, di bacini sedimentari sviluppatisi in diversi contesti. Un bacino più interno impostatosi sulle unità dell'Arco Calabro di cui il margine occidentale è affiorante, ed un bacino più esterno impostatosi sulle unità Sicilidi e sul flysch 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 (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 dalla Formazione delle Argille Scagliose e dalle Arenarie di Colle Cappella, si appoggiano successioni conglomeratico-arenacee torbiditiche del Serravalliano-Tortoniano della Formazioni di Oriolo *Auct.* (VEZZANI, 1967) e della Formazione dei Conglomerati di Nocera (ZUPPETTA *et alii*, 1984; CRITELLI *et alii*, 1995). Delle analogie si hanno con l'area dell'alto ionio calabro-lucano, infatti, anche qui 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 retroscorrimenti (*backthrust*) di Unità Sicilidi (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CARBONE & LENTINI, 1990). Nell'insieme, la messa in posto delle diverse unità tettoniche appenniniche creano una struttura di tipo *thin-skinned* costruita tra il Burdigaliano-Langhiano e il Pleistocene inferiore che costituisce la struttura dell'Avanfossa Bradanica-Golfo di Taranto (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CASERO et alii, 1988; CASNEDI, 1988; CARBONE & LENTINI, 1990; ROURE *et alii*, 1991; PIERI et alii, 1996) del sistema di bacino di *foreland* attuale dell'Italia meridionale (PATACCA & SCANDONE, 1987, 2001; CRITELLI, 1999).

L'evoluzione del Settore Settentrionale dell'Arco Calabro si verifica quindi, a partire dal Tortoniano, con una catena interna in sollevamento, in cui lungo il suo margine esterno la subsidenza favoriva l'accumulo di una spessa successione Tortoniano-Quaternaria (più di 3300 metri di spessore) dominatamente silicoclastica depositata nella depozona di *wedge-top* (Bacino di Rossano e Crotone) (Barone et al., 2008).

L'area fonte del Bacino di *foreland* era costituita dal vicino basamento cristallino (plutonico e metamorfico) e dalla sua associata copertura Mesozoica –miocenica inferiore.

In tale settore le unità neogeniche poggiano direttamente su un basamento paleozoico costituito da rocce plutoniche e metamorfiche o sulla sua copertura mesozoica e sulle unità oligoceniche-mioceniche inferiori (Formazione di Paludi).

Le unità serravalliano-messiniane si depositano all'interno di due distinti depocentri e cioè i Bacini di Rossano e Crotona. Durante il Serravalliano –Tortoniano si verifica la subsidenza e la sedimentazione di una successione trasgressiva che poggia sul basamento, al di fuori dell'area di studio anche sui depositi più antichi, e consiste in un conglomerato basale che verso l'alto passa ad arenarie di mare basso, ad arenarie di piattaforma e scarpata, argille e marne.

Le successioni stratigrafiche di riempimento che compongono le diverse unità individuate durante il lavoro di rilevamento sono costituite, partendo dalla base della successione da:

Un basamento cristallino sul quale poggia una successione trasgressiva conglomeratico-arenaceo-argillosa di età serravalliano-tortoniana ascrivibile alle Unità stratigrafiche del Bacino Crotonese e Rossanese.

Sulla precedente poggia, per contatto tettonico, una successione ascrivibile alle Unità stratigrafiche della “Falda di Cariati” (RODA 1967, VAN DIJK *et alii*, 2000) ed aventi età oligo-miocenica caratterizzata alla base da una successione pelagica del Membro superiore Argillitico della Formazione delle Argille Scagliose *Auct.* (OGNIBEN, 1969), sul quale poggiano, in discordanza, due successioni continue caratterizzate da un *trend thinning and fining* di età oligo-miocenica; la stessa presenta lo sviluppo massimo nella porzione settentrionale dell'area di studio, compresa tra il T. Arso ed il F. Nicà.

Al tetto delle successioni appartenenti alla “Falda di Cariati” poggiano in discordanza le successioni sedimentarie plio-pleistoceniche.

In tale area è stato quindi individuato un elemento tettonico principale costituito dal contatto tettonico tra le formazioni serravalliano-tortoniane dei bacini crotonese e rossanese e dalle unità oligo-mioceniche ascritte alla “Falda di Cariati”. Tale contatto tettonico

avviene quasi sempre tra la formazione delle Argille con Arenarie di Scala Coeli-Monte Caciocavallo, talora sovrastante l'Unità delle Argille Varicolori ed i termini argillosi della Formazione delle Argille Marnose del Ponda.

Le successioni afferenti alla "Falda di Cariati" presentano lo sviluppo massimo nella porzione settentrionale dell'area di studio, compresa tra il T.Arso ed il F.Nicà.

La successione appartenente ai Bacini di Rossano–Cirò si presenta continua in tutta l'area di studio, con variazioni locali di facies, lungo una fascia orientata all'incirca NO-SE, si ha, inoltre, una notevole variazione sia negli spessori che nell'estensione areale che aumentano notevolmente da nord a sud, intercalata in tale successione si trovano dei livelli di Argille Varicolori.

Questa successione accumulatasi nel bacino durante il progressivo *flexural bending* del suo margine esterno, corrisponde al fianco esterno del Massiccio Silano, affetto da esumazione, *uplift* e tettonica estensionale iniziata nel tardo Oligocene (Thomson 1994).

Durante il tardo messiniano, l'attività tettonica era caratterizzata da ulteriori sviluppi di *thrust* e pieghe correlate ai *thrust*, lo stile tettonico cambia dal Pliocene medio con lo sviluppo di *tear fault* ad alto angolo correlate ad una *shear zone* nell'intero Arco Calabro settentrionale (Knott and Turco 1990; Catalano et al. 1993; Van Dijk et al. 2000; Tansi et al. 2007).

L'associazione di faglie e la loro compatibilità cinematica definiscono una zona di taglio orientata all'incirca NO-SE che raggiunge la sua espressione in strutture di primo ordine rappresentate da un sistema di faglie appenniniche.

Lungo la Rossano–S.Nicola *fault zone* i movimenti trascorrenti sinistri erano responsabili di una intensa dislocazione laterale del Tortoniano-Messiniano, la progressiva separazione dei bacini di Crotona, Rossano comincia nel tardo Messiniano e veniva accompagnata da progressiva estrusione e inversione della successione basale serravalliano-tortoniana (alto strutturale di Cirò).

L'upthrust formatosi nell'area di Cirò si è sviluppato lungo un allineamento principale orientato NO-SE, faglia Cirò-San Morello, una composita zona di faglia che presenta cinematica prevalentemente trascorrente sinistra a componente inversa e mette a contatto la successione del Miocene superiore con i termini della "Falda di Cariati".

Le unità dell'*hanginwall* esibiscono una spiccata deformazione caratterizzata da strutture plicative e *thrust* che non trovano continuità e corrispondenza nei settori occidentali dell'area.

Le strutture plicative evidenziano una deformazione polifasica che interessa l'intera successione miocenica. Le strutture più antiche rappresentate da un'associazione strutturale di pieghe e di *thrust* orientati NO-SE ed immergenti prevalentemente verso i quadranti orientali, 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. Le prime fasi deformative avvenivano già durante il Tortoniano superiore e possono essere considerati come *backthrust* associati a strutture frontali e più esterne del sistema di *wedge-top* miocenici.

Il sistema trascorrente è stato attivo a più riprese e ad esso sono associati *thrust* transpressivi con trend N-S e NE-SO cronologicamente propagatisi da sud verso nord; al sistema principale si associano *thrust* ad alto angolo orientati N-S e NE-SO dovuti a transpressione. I *thrust* orientati N-S nell'insieme costituiscono strutture tipo *flower* positive o singoli *thrust* a vergenza prevalentemente occidentale. Tali strutture si evidenziano soprattutto nella zona di contatto tra le due successioni.

Mentre nell'area di Crucoli e Cirò la sovrapposizione avviene sulle porzioni del Tortoniano superiore, a nord, mentre lo stesso sistema principale disloca e deforma i termini del Messiniano alto del bacino di Rossano. 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 attraversata dalla superficie di

taglio. La compressione responsabile di tali strutture avrebbe agito particolarmente durante il Pliocene inferiore-medio, in virtù delle successioni che coinvolge verso nord (riempimento messiniano del bacino di Rossano), ma anche per la presenza di una forte lacuna stratigrafica pliocenica nelle aree dell'immediato *off-shore*. In tali aree, infatti, si hanno solo i termini calcarenitico-argillosi del Pliocene superiore e del Pleistocene trasgressivi direttamente sulla successione del Miocene medio. Un'ulteriore pulsazione del sistema trascorrente principale si verifica nel Pliocene ed è testimoniata sia dalle mesofaglie esistenti, sia dal *tilting* verso est che subisce la successione del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Dal Pleistocene medio-superiore in poi, la tettonica dell'area è di tipo estensionale e ciò provoca la formazione di dislocazioni ad orientazione preferenziale N-S, NO-SE e NE-SO. L'ultimo evento deformativo che ha interessato l'area è caratterizzato dall'associazione di sistemi di faglie dirette. Tali strutture si riscontrano nei depositi del Pliocene sup., fino ad interessare i depositi pleistocenici terrazzati. Le famiglie di faglie hanno principalmente picth variabili da 70 a 90°, che talora si sovrappongono a picth trascorrenti.

In definitiva, dagli studi effettuati si può affermare che il contatto della Falda di Cariati è di tipo tettonico da sovrascorrimento sulla Formazione delle Argille Marnose del Ponda e sulla Formazione Argilloso-Arenacea e sul Tripoli del Bacino rossanese. Questi contatti indicano che la messa in posto della Falda di Cariati avviene in modo polifasico, partendo dal Tortoniano.

Ulteriori accomodamenti tettonici di termini litostratigrafici della Falda di Cariati portano il suo accavallamento sulle unità post-evaporitiche del Messiniano delle Formazioni delle Sabbie Marnose di Garicchi e della Molassa di Palopoli del bacino rossanese. Questa nuova ripresa del sovrascorrimento sembra essere legata ad eventi transpressivi legati alla tettonica trascorrente che produce la sua massima attività nel Pliocene.

Tali strutture sono orientate prevalentemente N-S e NE-SO e sono prodotte da un'associazione di sistemi di faglie trascorrenti associate ad una fascia di taglio o ad una *master fault* orientata NO-SE.

Considerando il modello deformativo per una zona di taglio trascorrente, orientata NO-SE (Hancock,1985), le faglie appartenenti alle famiglie NO-SE, hanno cinematismi trascorrenti, con movimento sintetico alla fascia di taglio principale; il sistema N-S è rappresentato da faglie oblique e inverse; il sistema E-O ha lo stesso senso di movimento delle faglie maggiori, le NE-SO, rappresentano le R', con senso di trascorrenza destra.

L'analisi di superficie e le correlazioni con alcuni pozzi posti nell'immediato *off-shore* inducono, inoltre, evidenziano 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 retroscorso, sarebbe radicata nell'*off-shore* antistante, e sarebbe responsabile della individuazione di alti strutturali ed estrusione di porzioni bacinali e relativo substrato, a partire dal Tortoniano superiore.

6.2 Settore meridionale

Nel Mediterraneo la convergenza tra la placca Africana e quella Europea si esprime attraverso subduzione e parziale obduzione della crosta oceanica tetidea, tranne che nel Bacino Ionico e nel Mediterraneo orientale dove residui di crosta oceanica tetidea persistono (Cavazza et al. 2004).

Dall' Oligocene medio tale settore è caratterizzato da fenomeni di pulsazione e da inversioni tettoniche che hanno portato alla strutturazione di un sistema di Bacini di *pull apart* aventi trend NO-SE. (Moussat, 1983; Boccaletti et al., 1984; Van Dijk and Okkes, 1988, 1990, 1991).

L'elemento strutturale di primaria importanza dell'area studiata è caratterizzato sia dalla presenza di faglie orientate prevalentemente NO-SE e NE-SO che dalla presenza di un intervallo, più o meno continuo, di Argille Varicolori che separano la successione oligomiocenica dalla successione mio-pleistocenica.

All'interno del bacino di *forearc* Calabro Ionico, lungo il margine considerato si sono depositati più di 2000m di depositi oligo-quadernari (Cavazza e DeCelles, 1998), tale successione definisce appunto il bacino Calabro-Ionico interpretato come un bacino di avan-arco nel sistema subduittivo dell'Arco Calabro (Weltje, 1992; Cavazza et al., 1997).

Le Unità stratigrafiche distinte sono, partendo dal basso:

Calcari e dolomie di età giurassico-cretacea;

Formazione di Palizzi;

Formazione di Pignolo;

Formazione di Stilo-Capo d'Orlando;

Argille Varicolori;

Successione Serravalliano-Tortoniana;

Depositi messiniani;

Formazione dei Trubi;

Formazione di Monte Narbone;

Conglomerati e sabbie pleistocenici;

Le formazioni oligoceniche di Palizzi e di Pignolo sono interpretate come due Sequenze deposizionali trasgressive (Cavazza, 1997) e si collocano alla base della successione bacinale; in particolare la Formazione di Palizzi affiora in lembi estremamente esigui.

Nella maggior parte dell'area la successione basale è rappresentata dalla Formazione di Stilo Capo d'Orlando, la cui deposizione si verificava all'interno di un *thrust top Basin* (Bonardi et al., 2003), la stessa è costituita da prodotti derivati dall'erosione dell'Unità dell'Aspromonte e di Stilo (Thomson, 1994; Cavazza, 1997).

Tale formazione è un'unità silicoclastica costituita, nell'area di studio e in tutta la Calabria meridionale, da una serie di grandi corpi conglomeratici grossolani rappresentanti il riempimento di *canyons* sottomarini e dai corrispondenti depositi di scarpata e di tracimazione (Cavazza e De Celles, 1993).

Le Argille Varicolori separano le successioni oligo-mioceniche da quelle più giovani.

Lo spessore delle AAVV aumenta da nord verso sud, nell'area di Stilo, a nord dell'area di studio, lo spessore si riduce a qualche metro, mentre a sud gli spessori apparenti sono di oltre 1 km. Le età delle litologie che compongono le AA VV variano dal Cretaceo al Miocene inferiore mentre la messa in posto è datata al Langhiano.

La successione serravalliano-tortoniana giace in discordanza sulle rocce più antiche e talora direttamente sul basamento. Corrisponde in parte alle «arenarie a Clipeastri» di Cortese (1895), in continuità si passa alla formazione del Tripoli che affiora in lembi esigui con spessori di 15m, verso l'alto si passa al Calcere di base affiorante in tutta l'area di studio.

In discordanza, con un forte contatto erosivo si passa ai conglomerati messiniani, che sono stati interpretati come depositi di conoidi alluvionali dominati da processi trattivi (De

Celles & Cavazza, 1995). Sono principalmente clasto-sostenuti ed i componenti sono rappresentati da graniti e metamorfiti di medio/basso grado con quantità subordinate di carbonati mesozoici (De Celles & Cavazza, 1995).

I corpi deposizionali di riempimento sono orientati con direzioni variabili ed immersioni generalmente verso i quadranti orientali e le inclinazioni degli strati tendono ad aumentare con l'età dei depositi. Tale aumento delle inclinazioni è molto più chiaramente osservabile fuori dall'area di studio in oggetto, sia a nord che a sud della stessa, dove è molto bene evidente un ventaglio di crescita quasi indisturbato dei corpi deposizionali di riempimento.

Le strutture tettoniche aventi orientazione NO-SE attraversano l'area ed hanno massima espressione morfostrutturale nella faglia Molochio-Antonimina. La stessa faglia borda a sud il *graben* di Gerace-Antonimina. Il sistema è rappresentato a nord dalla faglia Nicotera – Gioiosa che rappresenta una struttura a carattere regionale con caratteristiche di trascorrente destra. Essa borda a nord la Stretta di Siderno e definisce il versante meridionale delle Serre.

In alcuni casi si sono individuate strutture caratterizzate da cinematiche transpressive orientate NO-SE, come a nord, nei pressi dell'abitato di Roccella, in cui si ha l'accavallamento delle Argille Varicolori sui depositi zancleani. I caratteri cinematici e geometrici di faglie appartenenti a tale sistema indicano una loro attivazione, a più riprese, come faglie transpressive. Nell'offshore appena a sud dell'area, faglie regionali quali la Bovalino-Bagnara (Del Ben et al., 2008), mostrano caratteri strutturali di faglie transpressive orientate NO-SE che hanno generato strutture positive perpendicolari al trend principale dell'asse del prisma di accrezione di questo settore.

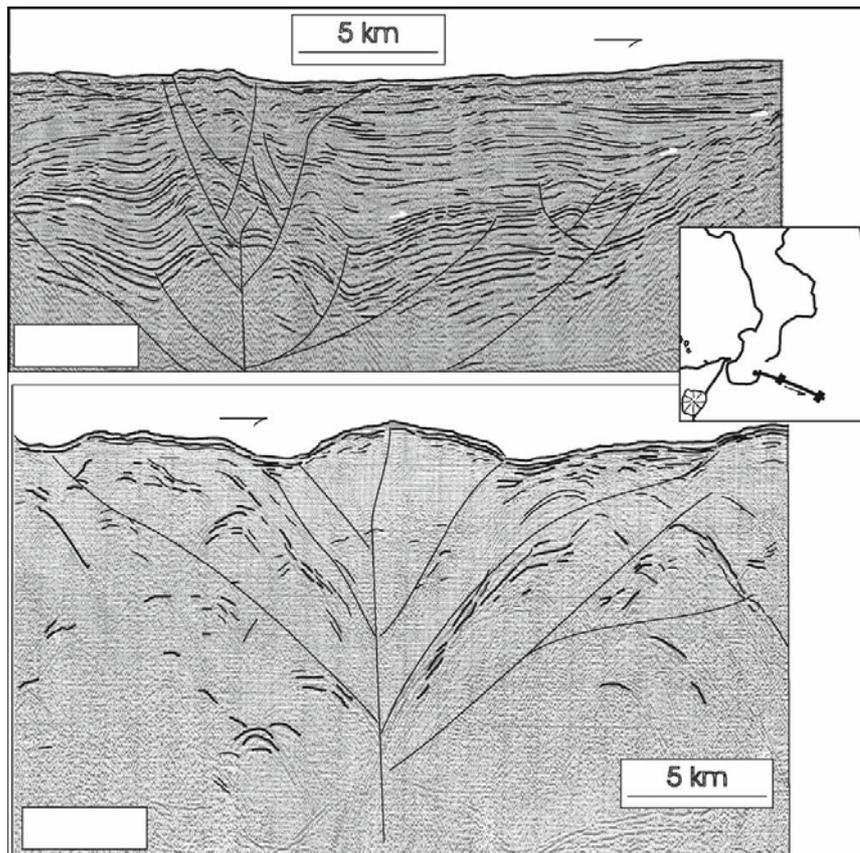


Figura 78 Profilo sismico in off-shore raffigurante la Faglia Bovalino-Bagnara avente orientazione NO-SE e cinematisimo trascorrente sinistro. Del Ben et al., 2008.

L'altro sistema tettonico che caratterizza l'area di studio è rappresentato da faglie con trend NE-SO. Tale sistema presenta per lo più cinematiche e geometrie che testimoniano: una tettonica compressiva, con asse di raccorciamento orientato NO-SE, che ha portato ad inversione tettonica e formazione di *thrust* con vergenza orientale e di *back thrust*.

Le strutture plicative spesso sono rappresentate da pieghe ampie generalmente coassiali con i sistemi di thrust NE-SO. Evidenze di queste strutture si hanno anche nei depositi pliocenici in cui si riconoscono geometrie di tipo *fault propagation fold* caratterizzate da vergenza orientale.

Le Argille Varicolori rivestono un ruolo di particolare importanza all'interno della successione oligo-miocenica, infatti, una delle fasi più importanti da associare al sistema NE-SO è la messa in posto delle Argille Varicolori verificatasi a partire dal Langhiano.

Tale messa in posto è dovuta allo sviluppo di un *backthrust* del basamento a cui si associa una anticlinale da rampa.

Tale affermazione trova riscontro nei dati di prospezione sismica in off-shore e dai dati di pozzo Agip. I profili sismici multicanale, appartenenti alla zona commerciale “F”, copre la piattaforma ionica della Calabria meridionale, estendendosi fino ad una profondità di 900 m. In particolare, il pozzo Loredana 1, ubicato nella parte meridionale dell’area di studio, raggiunge la profondità di c.a. 4 km ed individua il contatto tettonico di sovrapposizione tra il basamento cristallino e la successione carbonatica giurassica. Una rampa laterale è stata individuata anche da Argnani e Possenti (2005) che riconoscono nell’offshore della Calabria ionica meridionale una rampa laterale posizionata fra Capo Spartivento e Roccella Ionica.

Tale evento si verificava durante la rotazione del Blocco Sardo-Corso, durante il tardo Burdigalliano-Langhiano, quando la porzione meridionale dell’Arco Calabro inizia la sua collisione con il margine continentale africano (Bonardi et al. 2001).

Il bacino serravalliano-tortoniano si sviluppa contemporaneamente al *rifting* tirrenico; in tale intervallo di tempo si comincia già a definire l’architettura della Stretta di Siderno.

Da questo momento, infatti, quest’area può essere considerata una zona di trasferimento tettonico (transfer zone), tale tesi è avvalorata dall’intensa dislocazione della successione serravalliano-tortoniana, dalle sostanziali variazioni di spessore, troncature erosive e discordanze angolari che caratterizzano tutta la successione neogenica. Inoltre, tale area, si colloca tra due settori, quello posto a nord e quello a sud, in cui la successione oligo-pleistocenica presenta un ventaglio di crescita relativamente indisturbato e lateralmente correlabile per geometrie e discontinuità.

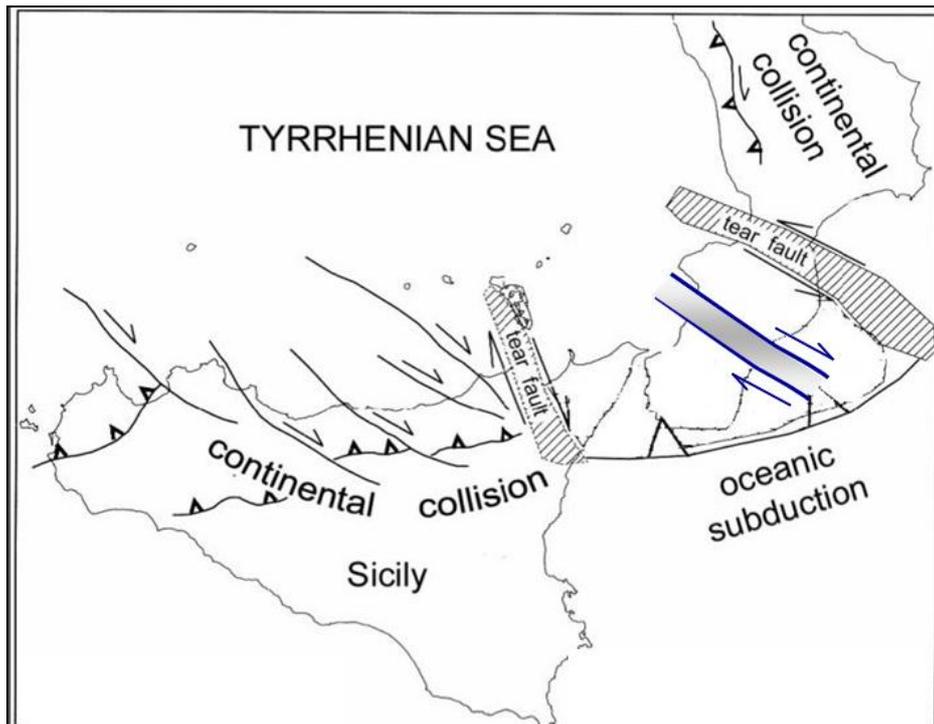


Figura 79

I depositi messiniani rappresentano dell'interazione tra i cambiamenti del livello del mare e la tettonica. L'essiccazione regionale causava il *rebound* isostatico della litosfera ionica e cambiava le condizioni di equilibrio della catena che rispondeva con un *out of sequence thrusting*, erosione diffusa e generazione di grossi spessori di sedimenti conglomeratici (DeCelles and Cavazza, 1995; Cavazza and DeCelles).

Nel tardo Messiniano-Pliocene l'attività tettonica era caratterizzata dalla formazione di *thrust* e pieghe; tali strutture sono visibili anche in *offshore*, dove i profili sismici effettuati in tale area mostrano un'anticlinale di rampa est-vergente la cui attività è proseguita anche nel Pliocene (Argnani e Possenti, 2005).

In seguito la tettonica trascorrente ha portato alla strutturazione del paleostretto che collegava il Tirreno con lo Ionio allungato all'incirca NO-SE. Nel Pleistocene inferiore-medio un ulteriore evento a carattere trascorrente porta al *tilting* ed alla formazione di *thrust* a vergenza orientale all'interno dei depositi pliocenici e al piegamento di quelli pleistocenici.

Alcuni di questi piani vengono riattivati come faglie dirette o sono rigettati da piani con la stessa orientazione ed individuatisi a partire dal Pleistocene medio-superiore.

Ciò è testimoniato sia dalla sovrapposizione di strie sugli stessi piani di faglia, sia da piani di neoformazione.

I principali lineamenti strutturali sono rappresentati da sistemi di faglia a cui è legata geneticamente l'evoluzione tettonica quaternaria e recente dell'area. I lineamenti più importanti rigettano di alcune centinaia di metri le unità del riempimento del bacino rispetto al basamento cristallino e dislocano i termini della successione oligo-pleistocenica. Essi acquisiscono particolare significato morfotettonico sia riguardo i segmenti orientati NE-SO, caratterizzati da faglie che immergono prevalentemente verso lo Ionio, e dall'altro sistema principale, orientato NO-SE, che identifica la depressione tettonica di Siderno.

I terrazzi pleistocenici e l'intensa dislocazione verticale sono il risultato dell'*uplift* pleistocenico indotto dal distacco dello *slab* ionico (Wortel and Spakman, 1992), le evidenze di tale fase si hanno maggiormente nella fascia tirrenica. (Galli and Bosi, 2002; PAROTTO & PRATURLON, 2004; Monaco et al. 2008).

L'analisi strutturale effettuata lungo il versante tirrenico ha permesso di individuare le strutture principali che hanno trend NE-SO e N-S. Queste sono caratterizzate da faglie dirette la cui massima espressione morfostrutturale è rappresentata dalla faglia di Cittanova. Questa struttura borda e delimita il Bacino pleistocenico di Gioia Tauro verso est e separa i depositi plio-pleistocenici dal basamento. Tale struttura fa parte di un sistema che si dispone parallelo all'asse della catena ed è tuttora attivo (Tortorici et al., 1995; Monaco & Tortorici, 2000; Galli & Bosi, 2002; Tansi et al., 2005; Monaco et al. 2008)

Alla mesoscala i dati confermano quello che si riscontra a scala maggiore. I sistemi di faglia dominanti sono essenzialmente due: NO-SE e NE-SO, tali sistemi sono diffusi omogeneamente in tutta l'area di studio. Il primo è caratterizzato soprattutto da cinematiche

trascorrenti e dirette, tale sistema di faglie orientate NO-SE disloca tutte le litologie presenti, anche le unità del Plio-Pleistocene.

Il sistema di faglie NE-SO è ben rappresentato sia a grande scala che alla mesoscala dove presenta cinematiche inverse, trascorrenti e dirette.

I dati relativi al sistema di faglia E-O mostrano una significativa distribuzione nei dati mesostrutturali mentre risultano poco estesi i lineamenti cartografabili, tale sistema E-O presenta cinematiche trascorrenti, inverse e dirette.

Meno rappresentato, anche alla mesoscala, è il sistema N-S maggiormente diffuso nell'area del T. Torbido e presenta soprattutto cinematismi diretti.

Tutti i sistemi sono interessati da cinematismi diretti che si sovrappongono a quelli già esistenti o si riscontrano su piani di neoformazione prodotti da sollevamento pleistocenico dell'Arco Calabro ed in particolar modo di questo settore.

CAPITOLO VII -Conclusioni

L'Arco Calabro, dal Tortoniano, assume una configurazione tettonica caratterizzata dalla presenza, da Ovest verso Est di: un bacino in forte estensione (Bacino Tirrenico) caratterizzato da fenomeni di *rifting* fino alla quasi oceanizzazione con significato di *Back Arc Basin* (Scandone,1979), e da una Catena (Arco Calabro) nella quale i fenomeni di *thrusting* migrano da NO verso SE e sono sostituiti, nei settori interni dell'Arco, dalle strutture estensionali connesse con il *rifting* tirrenico.

La migrazione dell'Arco si verificava con movimenti di trascorrenza destra e sinistra lungo i lineamenti orientati NO-SE rispettivamente nel settore meridionale e settentrionale (Knott and Turco 1991).

Le strutture orientate NO-SE dislocano quindi l'Arco Calabro e sono responsabili della suddivisione strutturale neogenica dell'avampaese appenninico e dell'Arco Calabro.

Le aree di studio hanno evidenziato delle caratteristiche tettonostratigrafiche che permettono di discriminare due tipi di evoluzioni differenti per i due bacini presi in considerazione.

In riferimento allo studio effettuato si può eseguire un raffronto tra le due aree:

- In entrambe le aree sono presenti delle successioni sedimentarie all'interno di bacini oligocenici.
- La messa in posto delle Argille Varicolori è avvenuta in tempi diversi tra i due bacini sedimentari; nel settore dei bacini settentrionali essa avviene durante il passaggio tra il Tortoniano ed il Messiniano, nel settore meridionale avviene nel Langhiano.

- Nella zona settentrionale si registra la messa in posto di una successione silicoclastica definita in letteratura “Falda di Cariati”, che si sovrappone tettonicamente alle sequenze tortoniano-messiniane.
- L’area meridionale presenta una potente successione marnoso-argillosa di età pliocenico inferiore (Trubi) che ricopre in *onlap* tutte le unità inferiori, a nord, i depositi coevi sono assenti.

Dal Pliocene superiore la sedimentazione è simile per i due settori studiati.

L’area settentrionale registra l’espressione di un tettonica molto spinta che si verifica all’interno del wedge-top del Sistema di Bacino di *Foreland* sud-appenninico-calabro.

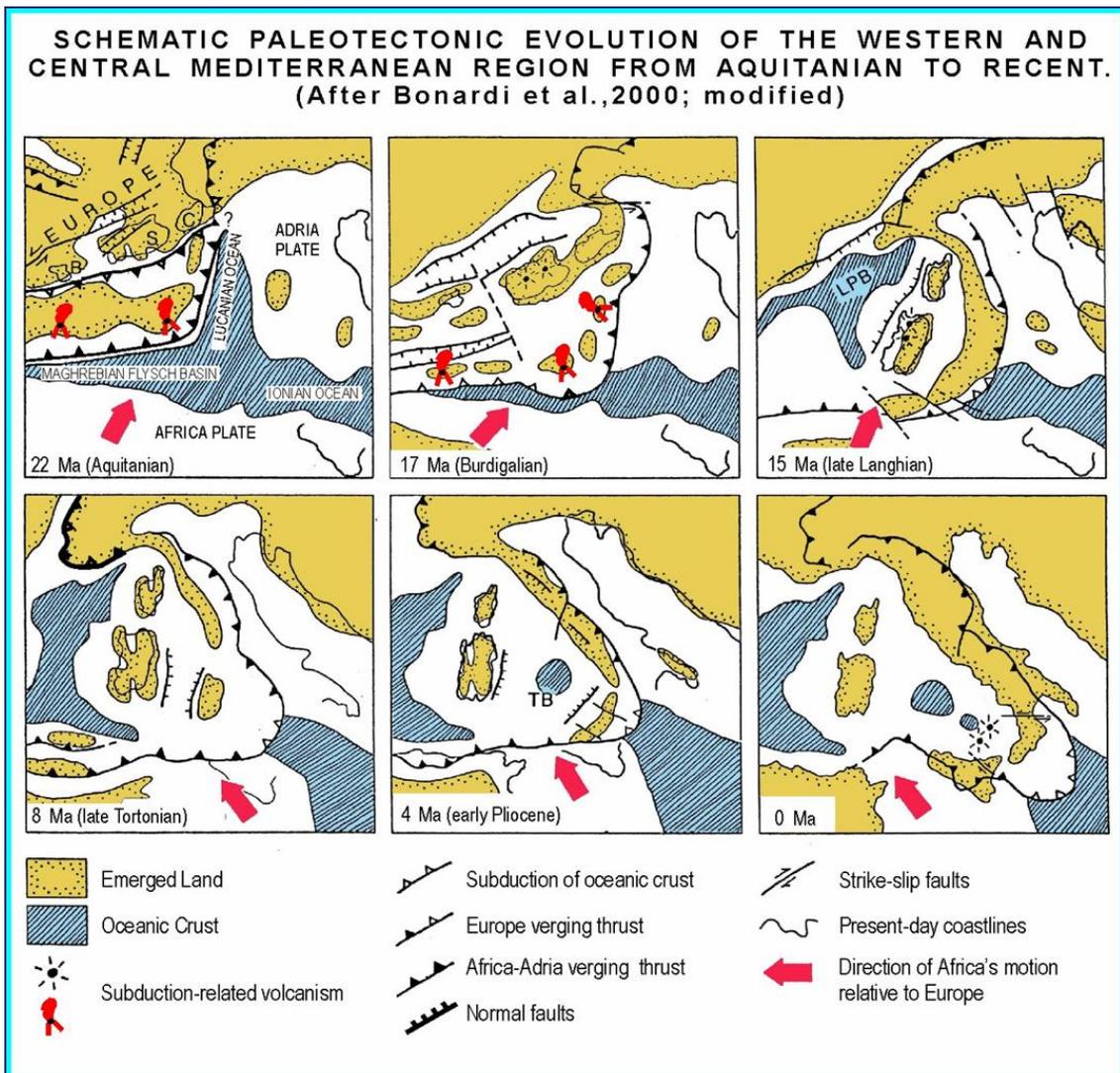


Figura 80

La deformazione si esplica attraverso un tipico *fold and thrust belt* che dà luogo ad una catena di tipo *thin-skinned* fino almeno al Miocene medio, dal Tortoniano, processi di collisione continentale e rotazione antioraria del blocco apulo (Collisione obliqua?) porta allo sviluppo di strutture litosferiche che trasferiscono e dislocano verso SE ed identificano *shear zone* sinistre.

Lungo i sistemi principali e lungo le zone di taglio si realizza l'inversione dei bacini neogenici. Dal miocene superiore si verifica la sovrapposizione della tettonica *thin e thick skinned* legate a collisione continentale. Durante questa fase si realizzano la propagazione

dei thrust a vergenza orientale e quelli a vergenza occidentale. A questi ultimi è legata la messa in posto della successione Oligo-miocenica definita in letteratura “Falda di Cariati”.

L’area meridionale si colloca in un contesto di Bacino di *Forearc*. Tale Bacino di *Forearc* non è omogeneo su tutto il fronte, a partire dal Tortoniano-Messiniano, infatti, si struttura la Stretta di Siderno che rappresenta un bacino impostato su una *transfer-zone* litosferica.

La tettonica trascorrente agisce da accomodamento agli sforzi generati sul prisma di accrezione in risposta alla subduzione della litosfera ionica ed all’avanzamento del fronte in accrezione del Sistema di *Forearc* Calabro.

L’evoluzione di tale area registra continue pulsazioni del sistema fino al Pleistocene inferiore-medio.

Il confronto tra il bacino meridionale e quello settentrionale, esaminati in questo lavoro, evidenzia un’evoluzione tettono-stratigrafica sostanzialmente differente che si associa nel settore settentrionale all’evoluzione di un Sistema di Bacino di *Foreland*, mentre nel settore a sud l’evoluzione tettono-stratigrafica è associata a un Sistema di Bacino di *Foreac*.

L'area di separazione tra i due settori a diversa struttura litosferica e a diversa evoluzione temporale può essere costituita dalla zona di taglio rappresentata dalla Stretta di Catanzaro.

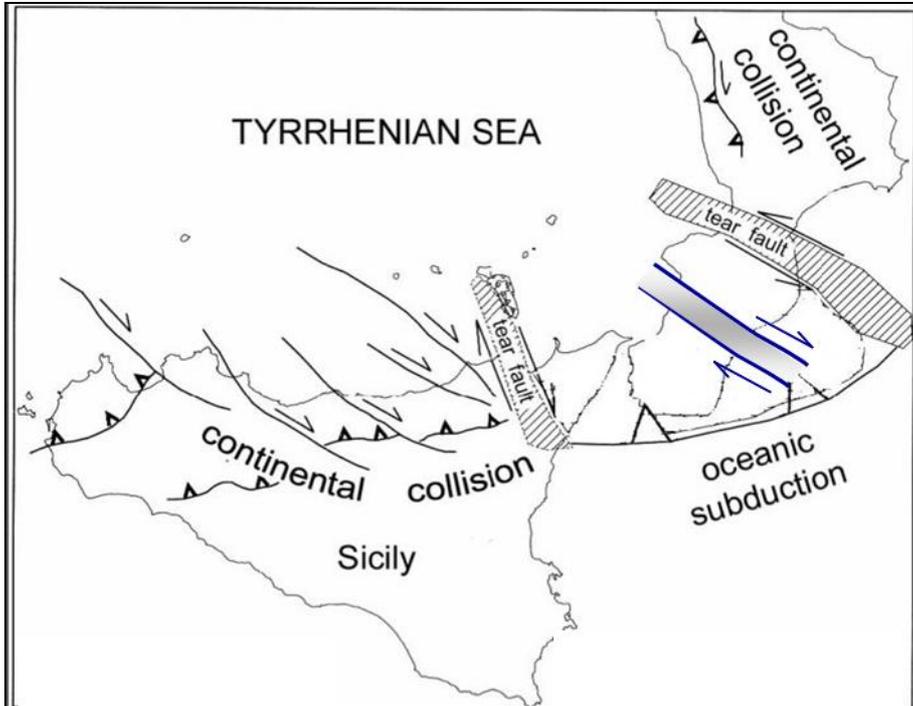


Figura 81

RINGRAZIAMENTI

BIBLIOGRAFIA

- Acquafredda P., Lorenzoni S., Zanettin Lorenzoni E. (1994) - *The Bocchigliero Paleozoic sequence in the context of the Calabrian-Peloritan Hercynian Range (Italy)*. Geol. J., 29, 45-58.
- Afchain C. (1966) - *La base de la sèrie tertiaire sur le bord oriental de la Calabre ultérieure (Note prèliminaire)*. C. R. Somm. Soc. Gèol. France, 8, 397-398.
- Afchain C. (1967) - *Les argilles ècailleuses versicolores et les couches à huitres de Motticella (Reggio de Calabre, Italie mèridionale)*. C.r. Somm.Soc. Gèol. Fr., 366-368.
- Afchain C. (1968) - *Le tèmoin calcaire de Sideroni près de Bova Marina (Calabre mèridionale)*. C. R. Somm. Soc. Gèol. France 10, 329-330.
- Afchain C. (1969) - *Présence de Tentaculitidae démontrant l'âge dévonien des niveaux calcaires intercalés dans le «phyllades» du substratum du chaînon calcaire de Stilo-Pazzano (Calabre mèridionale, Italie)*. C. R. Soc. Gèol. France 5, 150-151.
- AGIP S.p.A (1977) - *Marine reflection sismic interpretation report. Zone «F»*. Serv. Geol. It.
- AGIP S.p.A (1977) - *Temperature sotterranea*. Agip, 1390 pp.
- Allen P. & Homewood P. (1986) - *Foreland basin*. Spec. Publs. Int. Ass. Sediment. Vol. 8.
- Allen P.A. & Allen J.R. (1990) - *Basin Analysis, principles and applications*. Blackwell Scientific Publications.
- 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. and Zuppetta A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Societa` Geologica Italiana Bollettino, v. 17, p. 1-60.
- 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, 5ff.,4 tabb., 1 carta geol.
- Amore F. O., Bonardi G., Ciampo G., De Capoa P., Perrone V., Sgrosso I. (1988) - *Relazioni tra Flysch interni e domini appenninici: reinterpretazione delle formazioni di Pollica, San Mauro e Albidona e l'evoluzione infra-medio-miocenica delle zone esterne sudappenniniche*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 285-297.
- Argnani A. & Bonazzi C. (2005) - *Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on a new multicannel seismic data*. Tectonics, vol. 24.
- 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, 190, p. 257-271.
- Asioli A., Backman I., Capraro L., Consolaro C., Fornaciari E., Massari F., Rio D., Stefani C. (2000) - *Middle Pleistocene marine sedimentation in Marcedusa area (Crotone basin, Calabria, southern Italy), in The Plio-Pleistocene Boundary and the lower/middle Pleistocene Transition. Type Areas and Sections: INQUA Subcommision on European Quaternary Stratigraphy, 2000 Meeting, Bari (Italy), 25-29 settembre 2000*.
- Atzori P. (1968) – *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, 20, 143-172.
- Atzori P. & D'amico C. (1972). *Rapporti fra gneiss occhiadini e filladi a Savoca (Peloritani, Sicilia)*. Min. Petr. Acta, 18, 83-96.
- Atzori P. e Vezzani L. (1974) – *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, 13: 21-27
- Atzori P., D'Amico C. e Pezzino A. (1974) – *Relazione geo-petrografica preliminare sul cristallino della catena peloritana (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, 18: 83-96
- Atzori P., Lentini F., Lo Giudice A., Pezzino A. & Vezzani L. (1975) - *Precisazioni sulla natura e sul significato dei lembi sedimentari interposti tra la falda dell'Aspromonte e la falda di Mandanici*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 789-795.

Atzori P., Ioppolo S., Maccarrone E., Pezzino A., Puglisi G. (1976) – *I paragneiss e micascisti della catena peloritana*. Rend. SIMP, 32, 479-496.

Atzori P., Carveni P., Lentini F., Pezzino A., e Vezzani L. (1977) - *Posizione strutturale dei lembi meso-cenozoici dell'Unità di Rocca Novara nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 331-338.

Atzori P., Pezzino A. & Rottura A. (1977) - *La massa granitica di Cittanova (Calabria meridionale): relazioni con le rocce granitoidi del massiccio delle serre e con le metamorfiti di Canolo, S. Nicodemo e Molochio (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. It., 96, 387-391, 1 tav.

Atzori P., Ghisetti F., Pezzino A., e Vezzani L. (1978) - *Struttura ed evoluzione geodinamica recente dell'area peloritana (sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., 97, 31-56.

Atzori P., Ferla P. (1979) - *Caratteristiche del metamorfismo ercinico sulle successioni sedimentarie e magmatiche del basamento paleozoico delle unit_a inferioridei M. Peloritani*. Mem Soc Geol It: 20: 447–452

Atzori P., Ferla P., Paglionico A., Piccarreta G., Rottura A., 1984 - *Remnants of the Hercynian orogen along the "Calabrian-Peloritan arc", southern Italy: a review*. J. Geol. Soc. London, 141: 137-145.

Atzori P & Traversa G., (1986) - *Post-granitic permo-triassic dyke magmatism in eastern Sardinia (Sarrabus, Barbagia, Mandrolisai, Goceano, Baronie e Gallura)*. Per: Mineral ., v. 55, 203-231.

Ayuso R.A., Messina A., De Vivo B., Russo S., Sutter J., Woodruff L and Belkin H.E. (1994) – *Geochemistry and argon thermochronology of the Variscan Sila Batholith, Southern Italy: source rocks and magma evolution*. Contr. Min. Petr. 117, 87-109.

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.

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 p.

Barone M., Dominici R. and 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., and Johnsson M., eds., *Sedimentary Provenance and Petrogenesis. Perspectives from Petrography and Geochemistry: Geological Society of America Special Paper 420*, p. 135-148.

Barone M., Dominici R., Muto F., Critelli S. (2008) - *Detrital modes in a late Miocene wedge-top basin, northeastern Calabria, Italy: compositional record of wedge-top partitioning*. *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, in press.

Basile S.L., Fiordaliso G. & Sonnino M. (:::;) - *La formazione di Stilo-Capo D'Orlando (oligo-miocene) nell'area compresa tra Saline Ioniche e Bova (Calabria meridionale)*.

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, p. 249-254.

Ben Avraham Zvi, Boccaletti M., Cello G., Grasso M., Lentini F., Torelli L. & Tortorici L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione neogenico- quaternaria nel Mediterraneo centrale*. *Soc. Geol. It.*, 453-462, 1f., 2 tav.

Boccaletti M., Nicolich R. and Tortorici L. (1984) - *The Calabrian Arc and the ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. *Marine Geology*.

Boccaletti M., Tortorici L. (1987) - *Appunti di Geologia Strutturale*. Patron Editore, Bologna.

Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F. & Tortorici L. (1990) - *Palinspastic restoration and paleogeographic reconstruction of the peri-Tyrrhenian area during the Neogene*. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 77, 41-50.

Bonardi G., Pescatore T., Scandone P., Torre M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. *Boll. Soc. Natur. Napoli*, 80, 147-159.

- Bonardi G., Giunta G., Liguori V., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 49 – 74.
- Bonardi G., Gurrieri S., Messina A., Perrone V., Russo M. & Zuppetta A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., 55-73.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M., Zuppetta A. & Ciampo G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la formazione di Stilo –Capo D'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It. 99, 365-393, 9 ff., 1 tav.
- Bonardi G., Giunta G., Perrone V., Russo M., Zuppetta A. & Ciampo G. (1982) - *Osservazioni sull'evoluzione dell' arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., 99, 365-393.
- Bonardi G., Cello G., Perrone V., Tortorici, Turco E. & Zuppetta A. (1982a) - *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 Vivo B., Giunta G. and Perrone V.(1982b) – *I conglomerati rossi dei Monti Peloritani e considerazioni sull'Unità Novara*. Boll. Soc. Geol. It. 101, 157-172.
- Bonardi G., Messina A., Perrone V., Russo S. & Zuppetta A. (1984) - *L'unità di Stilo nel settore meridionale dell'arco Calabro-peloritano*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 279-309, 10 ff.
- 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., Cavazza W., Perrone V. & Rossi S. (2001) – *Calabria – Peloritani terrane and northern Ionian Sea*. G. B. Vai, I.P. Martini (Eds.), *Anatomy of an orogen: the Appennines and adjacent Mediterranean Basins*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London. 287 – 306.
- Bonardi G., De Capoa P., Di Staso A., Martin-Martin M, Martin-Rojas I., Perrone V., J. E. Tent-Manclùs. (2002) - *New constraints to the geodynamic evolution of the southern sector of the Calabria-Peloritani Arc(Italy)* . C. R. Geoscience, 334, 423-430.
- Bonardi G., De Capoa P., Di Staso A., Estévez A., Martín -Martín M., Martín-Rojas I., Perrone V., J.E. Tent- Manclùs (2003) - *Oligocene to Early Miocene depositional and structural evolution of*

the Calabria Peloritani Arc southern terrane (Italy) and geodynamic correlations with the Spain Beltics and Marocco. Rif. Geodinamica Acta, 16, 149-169.

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° International Geological Congress, Florence (Italy) august 20-28 2004, APAT, Roma, 60 pp.

Bonardi G., De Capoa P., Di Staso A., Perrone V., Sonnino V. and Tramontana M. (2005) - *The age of the Paludi formation: a major constraint to the beginning of the Apulia-verging orogenic transport in the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc.* Terra Nova, v. 17, p. 331-337.

Bonofiglio (1964) – *La coltre alloctona di Cariati.* Atti soc. Tosc. Sc. Nat.,71, pp 200-256.

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.

Boncio P & Lavecchia G. (2000) – *A structural model for active extention in Central Italy.* Journal Geodynamics, 29, 233-244.

Boncio P & Lavecchia G. (2000) – *A geological model for the Colfiorito earthquakes (September-October 1997, Central Italy).* Journal of Seismology, 4, 345-356.

Borsi S., Hieke Merlin O., Lorenzoni S., Paglionico A., Zanettin Lorenzoni E. (1976) - *Stilo unit and "dioritic-kinzigitic" unit in Le Serre (Calabria, Italy). Geological, petrological, geochronological characters.* Bollettino della Società Geologica Italiana, 95(01-02), pp. 219-244

Bouillin J. P.(1984) - *Nouvelle interpretation de la liason Apennin- Maghrébides en Calabre: consequences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes.* Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys., 25, 321-338.

Bouillin J.-P., Majesté-Menjoulas C., Ollivier-Pierre M.-F., Tambareau Y, Villatte J.(1985) - *Transgression de l'Oligocène inférieur (formation de Palizzi) sur un karst à remplissage bauxitique dans les zones internes calabro-péloritaines (Italie).* C. R. Acad. Sci. Paris, série II 301, 415-420.

Bouillin J. P., Durand DelgaM., Olivier P. (1986) - *Betic- Rifain and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: F. C. Wezel (ed), *The Origin of Arcs*. Elsevier, Amsterdam: 281-304.

Bousquet J. C. (1973) - *La tectonique récente de l' Apennin Calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana 12, 1-104.

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., p. 399-405.

Burrus J. (1984) – *Contribution to a geodynamic synthesis of the Provencal Basin (northwestern Mediterranean)*. Mar. Geol. 55, 247-269.

Busby C.J., Ingersoll R. V. (1995) - *Tectonics of the sedimentary basins*. Blackwell Science.

Caire A., Glangeaud L. e Grandjacquet C. (1961) – *Les grands traits structuraux et l'évolution du territoire calabro-sicilien (Italie méridionale)*. Bull. Soc. Géol. France, s. 7, vol. 2, n. 7, p. 915-938, 4 fig.

Caire A. (1962) – *Les Arcs Calabro-Sicilien et les relations entre Afrique du Nord et Appennin*. Bull. Soc. Géol. France, ser. 7:774-784.

Caire A.(1970) – *Sicily in its mediterranean setting*. In: *Geology and history of Sicily*. Petroleum Exploration Society of Lybia, 145-170.

Campisi B., (1960) – *Lineamenti geologici della regione di Sant'Agata di Militello, Floresta e zone Contermini (Sicilia Settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. D'It., 80, 4-5.

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.

Carmisciano R., Gallo L., Lanzafame G. e Puglisi D. (1981) – *Le calcareniti di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro – Peloritano (Calabria e Sicilia)*. Geol. Romana, 20: 12 pp.

Carobene L. (2003) - *Genesi, età, sollevamento ed erosione dei terrazzi marini di Crosia-Calopezzati (Costa Ionica della Calabria-Italia)*. Italian Journal of Quaternary Sciences, v. 16(1), p. 43-90.

Casero P., Roure F., Endignoux L., Moretti L., Muller C., Sage L. e Vially R. (1988) - *Neogene Geodynamic evolution of the Southern Apennines*. Mem. Soc. Geol. It., 41, 109-120.

Casmez (1971) - *Carta geologica della Calabria nella scala 1:25.000*.

Casnedi R. (1988) - *La fossa bradanica: origine, sedimentazione e migrazione*. Memorie Società Geologica Italiana, 41, 439-448.

Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Tansi C. (1993) - *Pleistocene strike-slip tectonics in the Lucanian Apennine (southern Italy)*. Tectonics, 12, 656-665.

Catalano S., De Guidi G., Monaco C., Tortorici G., Tortorici L. (2003) - *Long-term behaviour of the late Quaternary normal faults in the Straits of Messina area (Calabrian arc): structural and morphological constraints*. Quaternary International, 101-102, 81-91.

Cavazza W., (1989) - *Detrital modes and provenance of the Stilo Capo d'Orlando Formation (Miocene), southern Italy*. Sedimentology 36, 1077-1090.

Cavazza W., De Celles P.G., (1993) - *Geometry of a Miocene submarine canyon and associated sedimentary facies in southeastern Calabria, southern Italy*. Geol. Soc. Am. Bull. 105, 1297-1309.

Cavazza W., Blenkinsop J., De Celles P. G., Patterson R.T., Reinhardt E.G. (1997) - *Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico-quadernaria del bacino calabro-ionico*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 51-77.

Cavazza W., De Celles P.G. (1998) - *Upper Messinian siliciclastic rocks in southern eastern Calabria (southern Italy): palaeotectonic and eustatic implications for the evolution of the central Mediterranean region*. Tectonophysics, 223-241.

Cavazza W. & Colella A. - *Escursione Post Congresso 5-7 Ottobre 2001*.

Tettonica e sedimentazione nel bacino calabro-ionico di Avanzo (Calabria Meridionale).

Cavazza W., Roure F. and Ziegler P.A. (2004) – *The Mediterranean area and the surrounding regions: active processes, remnants of former Tethyan oceans and related thrustbelts*, in Cavazza W., Roure F., Spakman W., Stampfli G.M. and Ziegler P.A., eds, *The trans-med Atlas: The Mediterranean Region from Crust to Mantle*: Berlin, Springer-Verlag, p.1-29.

Cavazza W. and Ingersoll V.R. (2005) - *Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene–Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria–Peloritani terrane (Southern Italy)*. *Journal of Sedimentary Research*, v. 75, p. 268–279.

Cita M.B. (1975) - *The Miocene/Pliocene boundary. History and definition*. In: Saito T. & Burkle L. (Eds.), *Late Neogene Epoch Boundaries*, Micropaleontology Press, 1-30.

Cello G., Tortorici L., Turco E., Guerra I.(1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 423-431.

Cello G., Guerra I., Tortorici L., Turco E. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. *Journal of structural geology*, vol.4, 385-393.

Cello G., Lentini F., Tortorici L. (1990) – *La struttura del settore calabro-lucano e suo significato nel quadro dell'evoluzione tettonica del sistema a thrust sudappenninico*. *Studi Geol. Camerti*, spec. vol.: 27-34.

Cesarano M. & Turco E. (2002) - *Folding within Upper Miocene deposits of the Calabrian Coast Range (Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, volume speciale n. 1, 677-685, 11 ff.

Cesarano M., Pierantoni P. P. & Turco Eugenio (2002) - *Structural analysis of the Albidona Formation in the Alessandria del Carretto- Plataci area (Calabro- Lucanian Apennines, Southern Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, volume speciale n.1, 669- 676, 11 ff.,1 tab. f.t.

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.

Cipollari P., Cosentino D., Gliozzi E. (1999) - *Extension- and compression-related basins in central Italy during the Messinian Lago-Mare event*. *Tectonophysics* 315, 163-185.

Cirrincione R., Ghisetti F. & Pezzino A. (1997) - *Ruolo e significato delle "shear zone" alpine nell'arco calabro-peloritano*. Plinius No 18.

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.

Colella A. & D'Alessandro A. (1988) - *Sand waves, Echinocardium traces and their bathyal depositional setting (Monte Torre Paleostrait, Plio-Pleistocene, southern Italy)*. Sedimentology, v. 35, 219-237.

Colella A. (1994) - *Coarse-grained deltas in neotectonic strike-slip and extensional settings: tectonic and sedimentary controls on the architecture of deltas and basin fills (Crati Basin and Messina Strait, Southern Italy)*. In: Pre Meeting Fieldtrip Guidebook. Int. Assoc. Sedimentologists, 15th Regional Meeting, Ischia, Italy, 245-277.

Colella A. (1995) - *Sedimentation, deformational events and eustasy in the perityrrhenian Amantea Basin: preliminary synthesis*. Giornale di Geologia, v. 57, p. 179-193.

Colonna V., Lorenzoni S. & Zanettin - Lorenzoni E. (1973) - *Sull'esistenza di due complessi metamorfici lungo il bordo sud-orientale del massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 92, 801-830.

Colonna V. & Piccarreta G. (1975b) - *Schema strutturale della Sila Piccola Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It. 94, 3-16.

Colonna V. & Piccarreta G. (1976) - *Contributo alla conoscenza dell'unità di Castagna in Sila Piccola: rapporti tra micascisti, paragneiss e gneiss occhiadini*. Boll. Soc. Geol. It. 95, 39-48.

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. descrittiva Carta Geologica d'Italia, 9, 1-310.

Cosentino D., Gliozzi E., Salvini F.(1989) - *Brittle deformations in the Upper Pleistocene deposits of the Crotona Peninsula, Calabria, Southern Italy*. Tectonophysics, v. 163, p. 205-217.

Cotecchia V. (1963) - *I terreni sedimentari dei dintorni di Cariati, Scala Coeli e Pietra Paola, al margine Nord- Orientale della Sila (Calabria)*. Memorie degli istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova, vol. XXIV.

Courme M. D. e Mascle G. (1988) – *Nouvelles donnèes stratigraphies sur les sèries oligo-miocènes des unitès sicilienne: consèquences palèogèographiques*. Bull. Soc. Gèol. France, 8 (4): 105-118.

Crisci G. M., Maccarrone E. & Rottura A. (1979) - *Cittanova peraluminous granites (Calabria, Southern Italy)*. Mineralogica et Petrographica Acta 23, 279-302.

Crisci G.M., Paglionico A. & Rottura A. (1985) - *Tonalites from the Serre, Calabrian Arc, Southern Italy. Geological, petrological and geochemical features*. N.JB. Mineral.Abh.153,59-75.

Critelli S. (1993) - *Sandstone detrital modes in the Paleogene Liguride Complex, accretionary wedge of the southern Apennines (Italy)*. J. Sedim. Petr., 63, 464-476.

Critelli S. (1999) - *The interplay of lithospheric flexure and thrust accomodation in forming stratigraphic sequences in the southern Apennines foreland basin system, Italy*. Accademia Nazionale dei Lincei, Serie IX, Vol. X-fascicolo 4, 257-326.

Critelli S., Gabriele S., Le Pera E., Cozza C. (1993) – *Il bacino del fiume Crati (Calabria Settentrionale): evoluzione geologica, idrogeologica e morfo-strutturale*. Rapporto interno No 403.

Critelli S. and Le Pera E. (1994) - *Detrital modes and provenance of Miocene sandstones and modern sands of the Southern Apennines thrust-top basins (Italy)*. Journal of Sedimentary Research, v. 64, p. 824–835.

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.

Critelli S. & Le Pera E. (1998) - *Post-Oligocene Sediment-Dispersal Systems and Unroofing*

History of the Calabrian Microplate, Italy. International Geology Review, 40, 609-637.

Critelli S. and Le Pera E. (1998) - *Post-Oligocene sediment-dispersal systems and unroofing history of the Calabrian microplate, Italy.* International Geology Review, v. 40, p. 609–637.

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, p. 257-326.

Critelli S. and Le Pera E. (2000) - *Provenance relations and actualistic petrofacies in an uplifted thrust-belt, northern Calabria, Italy.* In: Quantitative Provenance Studies in Italy (Eds A. Basu and R. Valloni), Mem. Descr. Carta Geol. Ital., Special issue (in press)

Critelli S., Le Pera E., Galluzzo F., Milli S., Moscatelli M., Perrotta S. and Santantonio M. (2007) - *Interpreting siliciclastic–carbonate detrital modes in foreland basin system: an example from upper Miocene arenites of the central Apennines, Italy, in Arribas, J., Critelli, S., and Johnsson, M., eds., Sedimentary Provenance and Petrogenesis. Perspectives from Petrography and Geochemistry, Geological Society of America, Special Paper 420, p. 107–133.*

Critelli S. et al. (2008) – *Compositional and Geochemical Signatures for the Sedimentary evolution of the Middle Triassic-Lower Jurassic Continental Redbeds from Western-Central Mediterranean Alpine Chains.* J. Geol., 116, 375-386.

D’Amico C., Messina A., Puglisi G., Rottura A. & Russo S. (1973) – *Confronti petrografici nel cristallino delle due sponde dello Stretto di Messina. Implicazioni geodinamiche.* Boll. Soc. Geol. It., 92, 939-953.

De Capoa – Bonardi P. (1970) – *Segnalazione di una fauna a Conodonti del Devonico superiore nei calcari intercalati alle filladi di Stilo Pazzano (Calabria Meridionale).* Rend. Accad. Sc. Fis. Mat. In Napoli, 37, 127-128.

De Celles P.G. & Cavazza W. (1995). *Upper Messinian fanglomerates in Calabria, southern Italy: response to orogenic wedge adjustment following Mediterranean sea-level changes.* Geology, v. 23, 775-778.

- De Celles P.G., Giles K.A. (1996) - *Foreland basin systems*. Basin Research, 8, 105-123
- De Lorenzo G (1896) – *Studi di geologia nell’Appennino meridionale*. Atti Acc. Sc. Fis e Mat., s. 2, 8, n. 7, pp. 128, 12 figg., Napoli
- De Jonge M.R., Wortel M.J.R., Spacman W. (1994) – *Regional scale tectonic evolution and the seismic velocity structure of the lithosphere and upper mantle: the Mediterranean region*. J. Geoph. Res 99, 12091-12108.
- De Roever E.W.F.(1972) - *Lawsonite-albite-facies metamorphism near Fuscaldo, Calabria (Southern Italy)*. Per. Mineral., 43, 1-37.
- Devoti R., Ferraro C., Gueguen E., Lanotte R., Luceri V., Nardi A., Pacione R., Rutigliano P., Sciarretta C., Vespe F. (2002) - *Geodetic control on recent tectonic movements in the central Mediterranean area*. Tectonophysics 151-167.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton. D.H.W., Knott. S.D. (1989) - *Kinematics of the Western Mediterranean* in *Alpine Tectonics*, edited by Coward M.P., Dietrich, D., Park, R.G.. Geological society Special Publications, 45, p.265-283.
- Dietrich D.(1976) - *La geologia della Catena Costiera Calabria tra Cetraro e Guardia Piemontese*. Mem. Soc. Geol. Ital. 17, 61-121.
- Dietrich D.(1988) - *Sense of overthrust shear in the Alpine nappes of Calabria (southern Italy)*. J. Struct. Geol., 10, 373-381.
- Di Grande A. (1967) – *Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabriano) nel Bacino Crotonese*. Riv. Ital. Pal. Strat. Mem., 13, 199-258.
- Di Grande A. (1967a) - *Sezione tipo della Molassa di S. Mauro (Calabriano) nel Plio- Pleistocene del Bacino Crotonese*. Riv. Ital. Paleont. Strat., mem. 13. 3 f., 9 tavole.
- Di Grande A. (1967b) - *La microfauna mediopliocenica in Contrada Pantano(Catanzaro) nella Argilla marnosa di Spartizzo*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 6, vol. 19, 4 figure.
- Di Grande A. (1968) – *La sezione tortoniana di Scala Coeli (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, 20, 1-27.

- 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.
- Dogliani C. et al. (1998) – *Boudinage of the Alpine belt in the Apenninic back-arc*. Boll. Soc. Geol. It.52, 457-468.
- Dogliani C., Merlini S., Cantarella G. (1999) - *Foredeep geometries at the Apennines in the Ionian Sea (central Mediterranean)*. Earth and Planetary Science Letters 168, 243-254.
- Dubois R. (1970) - *Phases de serrage, nappes de sode et métamorphisme alpin a la jonction Calabre-Apennin: la suture calabro-apenninique*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., 12, 221-254.
- Dubois R. (1976) - *La suture calabro-apenninique Cretacè-Eocène et l'ouverture Tyrrheniane neogène: étude 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 Croton basin using AMS as tectonic tilt correction and timing of the opening of the Tyrrhenian basin*. Tectonophysics, v. 287, p. 233 -249.
- Elter P. and Scandone P. (1980) - The Apennines. Int. Geol. Congr., 26th. Paris, Col. C5: 99-102.
- Faure M. (1980) – *Microtectonique et charriage Est-Ouest des nappes alpines profondes de Sila (Calabre-Italie Mèridionale)*. Rev. De Gèologie Dynamique et Gèographie Physique, v.22, p. 135-146.
- Ferla P. (1972). *Serie metamorfiche dei M. Peloritani occidentali (Messina)*. Rend. Soc. It. Miner. Petr. 28, 125-151.
- Ferla P; Alaimo R. (1976) - *I graniti e le rocce porfiriche calc-alkaline e K-andesitiche nel conglomerato trasgressivo del Miocene inferiore dei Monti Peloritani (Sicilia)*. Memorie della Società Geologica Italiana, 17, pp. 123-133
- Ferreri L., Michetti A.M., Serva L. & Vittori E. (1994) - *Terremoti olocenici lungo la faglia del Pollino (Calabria Settentrionale); nota preliminare*. In: Michetti A.M.,ed, «Paleosismologia e pericolosità sismica: stato delle conoscenze ed ipotesi di sviluppo». Cnr-gndt, Rendiconti, 2, 65-88, Roma.

Finetti I. (1985) - *Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian Seas)*. In: D.J. Stanley, F.C. Wezel (eds.). *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, 215-230. Springer-Verlag, Heidelberg.

Fucini A.(1896) – *Studio geologico sul circondario di Rossano in Calabria*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., ser. 4, 9, pp. 3 tt.

Galli P. and Bosi V. (2002) - *Paleoseismology along the Cittanova fault: Implications for seismotectonics and earthquake recurrence in Calabria (Southern Italy)*. *Journal of geophysical research* , vol 107, no. b3.

Galli P., Bosi V. (2003) - *Catastrophic 1638 earthquakes in Calabria (southern Italy): new insights from paleoseismological investigation*. *J. Geophys. Res.* 108 (B1).

Gelmini R., Lorenzoni S., Mastrandrea A., Orsi G., Serpagli E., Vai G. B. & Zanettin – Lorenzoni E. (1978) – *Rinvenimento di fossili devoniani nel cristallino dell’Aspromonte (Calabria)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, 1, 45-47.

Ghisetti F. (1979) – *Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 387 – 430.

Ghisetti F., (1979). *Relazione tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. *Geol. Romana*, 11, 35-42.

Ghisetti F. (1981) – *L’evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quarto geodinamico dell’Arco Calabro*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 100, 433-466, 17 ff.

Ghisetti F. (1984) – *Recent deformations and the seismogenic source in the Messina strait (Southern Italy)*. *Tectonophysics*, 101, 191-208.

Ghisetti F., Vezzani L. (1979) - *Strutture crostali della Calabria e della Sicilia: loro evoluzione geodinamica*. Atti Sem. Sottoprogetto “Sorveglianza dei vulcani attivi e rischio vulcanico” CNR, P.F. Geodinamica. 3-4 Maggio 1979, Catania, 235, 2-28.

Ghisetti F., Vezzani L. (1980) – *The Peloritani-Calabria range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): relationship between land and marine data*. *Geologica Rom.*, 19, 131-150, 15 fig.

Ghisetti F. and Vezzani L. (1981) - *Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc, southern Italy*. Journal of Structural Geology, v. 3, no. 4, p. 371–381.

Ghisetti F., Vezzani L., (1982). *Different styles of deformation in the Calabrian arc (southern Italy): implications for a seismotectonic zoning*. Tectonophysics, 85, 149-165.

Giunta G. (1985) – *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., 104, 239 – 256, 2ff., 1 tabb.

Gliozzi E. (1987) - *I terrazzi del Pleistocene superiore della penisola di rotona (Calabria)*. Geologica Romana, v. 26, p. 17-79.

Göerler F. & Ibbeken H. (1970) – *Erste Fossilfunde in der Metamorphiten des Kalabrischen Massivs (Süd Italien)*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 7, 424-426.

Görler K (1978) - *Neogene olistostromes in southern Italy as an indicator of contemporaneous plate*. Tectonics, in: P. Closs et al. (Eds.), IUCG Report, 38, Stuttgart, , pp. 25–36.

Göerler K and Giese P. (1978) - *Aspect of the evolution of the Calabrian Arc*. In: H : Closs, D. Roeder and K. Schmidt (Editors), Alps, Apennines and Hellenides, IUGC Scientific Report, 3, E. Schweizerische Verlagsbuchhandlung, Stutgart, Part 4, pp. 355-359.

Graebner T. and Schenk V. (1999) - *Low pressure metamorphism of paleozoic pelites in the Aspromonte , southern Calabria: constrains for the thermal evolution in the calabrian crustal cross-section during the hercynian orogeny*.

Grandjacquet C., Glangeaud L., Dubois R. & Caire A. (1961) – *Hypothèses sur la structure profonde de la Calabre (Italie)*. Revue Gèologie Dynamique et de Gèographie Physique, 4, 131-147.

Gueguen E., Doglioni C., Fernandez M. (1998) - *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, 259-269.

Guerra I. (1986) - *Osservazioni strumentali della sismicità della Calabria*. Risultati preliminari. 5° Conv. Ann. Gr. Naz. Geofis. Terra Solida, Roma, 525-536.

- Guerra I. & Moretti S. (1997) - *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria : implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno-Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 125-142.
- Guerrera F. e Wezel F. C. (1974) – *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., 145-147: 27-51.
- Guerrera F, Martín-Algarra, 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 tectogénique de la liaison Alpes-Appennines (de la Ligurie a la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 309-341.
- Hancock P.L. (1985) – *Brittle microtectonics: principles and practice*. J. Struct. Geol., 7, 437-457.
- Henderson G. (1962) - *Carta geologica della Calabria alla scala 1:25.000*. Cassa per opere straordinarie di pubblico interesse nell'Italia meridionale (Cassa per il Mezzogiorno).
- 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).
- Hieke Merlin O. & Lorenzoni S. (1972) – *Il massiccio granitico delle Serre (Calabria)*. Stato attuale delle conoscenze petrografiche. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 29, 1-29.
- Hilgen F.J. and Langereis C.G. (1988) – *The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello Area (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, v. 91, pp. 214-222.
- Hilgen F.J. and Langereis C.G. (1993) – *A critical re-evaluation of the Miocene /Pleistocene boundary as defined in the Mediterranean*. Earth and Planetary Science Letters, 118, 167-179.
- Hippolyte J.C., Angelier J. & Roure F. (1994a) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, 230, 199-210.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Roure F. & Casero P. (1994b) - *Piggyback basin development and thrust belt evolution: structural and palaeostress analyses of Plio-Quaternary basin in the Southern Apennines*. Journal of Structural Geology, 16, 159-173.

- Hippolyte J.C., Angelier J., Barrier E. (1995) - *Compressional and extensional tectonics in an arc system: example of the Southern Apennines*. Journal of Structural Geology, 17, No 12, 1725-1740.
- Hoffman C. (1970) - *Die Glaukophangesteine, ihre stofflichen aquivalente und Unwandlungsprodukte in Nordcalabrie(suditalien)*. Contr. Mineral. And Petrol., 27, 283-330.
- Ibbeken H., Schleyer R., 1991. *Source and Sediment. A Case Study of Provenance and Mass balance at an Active Plate Margin (Calabria, Southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin, 286 pp.
- Ingersoll R.V. (1988) - *Tectonics of sedimentary basins*: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 1704-1719.
- Kastens K. et al.(1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc.Am. Bull., 100, 1140-1156.
- 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. (1987) - *The Liguride Complex of southern Italy: a Cretaceous to Paleogene accretionary wedges*. Tectonophysics, 142, 217-226.
- Knott S.D. (1988) - *Structure, sedimentology and petrology of an ophiolitic flysch terrain in Calabria, south Italy*. PhD Thesis, University of Oxford, 152 pp.
- Knott S.D. & Turco E. (1991) - *Late Cenozoic kinematics of the Calabrian Arc, southern Italy*. Tectonics, v. 10, n. 6, 1164 - 1172.
- Krantz R. W. (1995) - *The transpressional strain model applied to strike-slip, oblique-convergent and oblique-divergent deformation*. Journal of structural geology, vol. 17. No. 8, pp. 1125 to 1137.
- Lanzafame G. & Tortorici L. (1980) - *Le successioni giurassico-eoceniche dell'area compresa tra Bocchigliero, Longobucco e Cropalati (Calabria)*. Riv. It. Paleont. Strat., 86, 31-54.
- Lentini F.(1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Rom., 18, 215-225.

Lentini F. and Vezzani L.(1975) - *Le Unità Meso-Cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino Peloritano (Sicilia Nord-Orientale)*. Bolletino Società Geologica Italiana, p. 537–554

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, v. 48, p. 357-377.

Limanowsky, M. (1913) - *Die grosse Kalabrische Decke*. Bulletin Societe Cracovie, Cl. Sc. Math., Nat., Serie A., v. 6, p. 370–385.

Lorenzoni S. & Zanettin Lorenzoni E. (1975) – *The granitic unit of the Sila Piccola (Calabria, Italy). Its position and tectonic significance*. N. Jb. Geol. Paleont. Abh., 148, 233-251.

Lorenzoni S. & Zanettin Lorenzoni E. (1979) - *Problemi di correlazione tettonica Sila-Aspromonte. Il significato della copertura eocenica e della struttura a scaglie nella zona di Monte Bruverello-Monte Mutolo (Calabria meridionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana, fasc.1 , vol. 100, pag. 99 – 106.

Lorenzoni S., Orsi G. & Lorenzoni Z. (1980) – *The Hercinian Range in southeastern Aspromonte (Italy). Its relationship with the Alpine Stilo Unit*. N. Jb. Geol. Paläont. Mh., H. 7, 404-416.

Magri G., Sidoti G. & Spada A. (1965) - *Rilevamento geologico sul versante settentrionale della Sila (Calabria)*. Mem. e Note Ist. Geol. Appl. Napoli, 9, pp. 1-59, 2 t. 8 ff.

Mattei M., Cipollati P., Casentino D., Argentieri A., Rossetti F., Speranza F. and Di Bella L. (2002) - *The miocene tectono-sedimentary evolution of the southern Tyrrhenian Sea: stratigraphy, structural and palaeomagnetic data from the on-shore Amantea basin (Calabrian Arc, Italy)*. Basin Research 14, 147-168.

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., Sgavetti M., Rio D., D'Alessandro., Prosser G. (1999) - *Sedimentary record of falling stages of Pleistocene glacio-eustatic cycles in shelf setting (Croone basin, south Italy)*. *Sedimentary Geology*, v. 127, p. 85-110.

Massari F., Rio D., Sgavetti M., Prosser G., D'Alessandro A., Asioli A., Capraro L., Fornaciari E., and Tateo F. (2002) - *Interplay between tectonics and glacio-eustasy: Pleistocene succession of the Croton Basin, Calabria (Southern Italy)*. *Geological Society of American Bulletin*, v. 114, p. 1183-1209.

Mazzoleni P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerate basale della Formazione di Stilo Capo d'Orlando*. *Mem. Soc. Geol. It.*, v. 47, 557-565.

Messina A., Rottura A. & Russo S. (1974) – *Le leucogranodioriti muscovitiche dell'entroterra di Villa San Giovanni (Reggio Calabria)*. *Per. Min.*, 43, 51-92.

Messina A., Compagnoni R., De Vivo B., Perrone V., Russo S., Barbieri M. & Scott B. A. (1991a). *Geological and petrochemical study of the Sila Massif plutonic rocks (northern Calabria)*. *Bollettino della Società Geologica Italiana* vol. 110, pp. 165-206.

Messina A., Russo S., Perrone V. and Giacobbe A. (1991b) – *Calc-alkaline Late-Variscan two-mica-cordierite-Al-silicate-bearing intrusions of the Sila Batolith (Northern Sector of the Calabrian-Peloritan Arc- Italy)*. *Boll. Soc. Geol. It.* 110, 365-389.

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*. *Bollettino della Società Geologica Italiana* vol.113, pp.539-586.

Meulenkamp J.E., Hilgen X., Voogt E.(1986) - *Late Cenozoic sedimentary-tectonic history of the Calabrian Arc*. *Giorn. Geol.* 48, 345–359.

Minzoni N., Garavello A., Luciani V., Negri A. & Ungaro S. (1992) – *La Calabria Ercinica negli Orogeni Alpino e Appenninico- Maghrebide*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 131-145.

Minzoni N. (1993) – *Le catene alpina e appenninica nella Calabria centro-meridionale: possibili rapporti con la Calabria settentrionale e con i Monti Peloritani (Sicilia)*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 112, 15-30, 11 ff., 1 tav.

- Minzoni N., Luciani V., Negri A. (1993) – *New biostratigraphic data on the “Capo D’Orlando formation” in central-southern Calabria: geotectonic consequences*. Boll. Soc. Geol. It., 112, 977-997, 8 ff., 2 plate, 5 tabb.
- Monaco C., Tansi C., Tortorici L., De Francesco A.M. & Morten L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell’Unità del Frido al Confine calabro-lucano (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 341-353.
- Monaco C., Tansi C. (1992) - *Strutture transpressive lungo la zona trascorrente sinistra del versante orientale del Pollino (Appennino Calabro-lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., 111, 291-301.
- 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.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. & Costa M. (1996) – *From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian Arc (Italy)*. Tectonophysics, 266, 233 – 249.
- Monaco C., Tortorici L. & Paltrinieri W. (1998) – *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. Journal of Structural Geology, 20, 617-638.
- Monaco C. & Tortorici L. (2000) – *Active faulting in the Calabrian Arc and eastern Sicily*. Journal of Geodynamics, 29, 407 – 424.
- Montigny R., Edel J. B., Thuizat R. (1981) - *Oligo-Miocene rotation of Sardinia: K- Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics*. Earth and Planet. Sc. Lett., 54, 261-271.
- Moresi M & Paglionico A. (1976) – *Osservazioni geologiche, petrografiche e geochemiche sulle rocce granitoidi delle Serre orientali (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1855-1882.
- Moretti A. (1993) - *Note sull’evoluzione tettono-stratigrafica del Bacino Crotonese dopo la fine del Miocene*. Boll. Soc. Geol. It. 112, 845-867.
- Moretti I., Royden L. (1988) - *Deflection, gravity anomalies and tectonics of doubly subducted continental lithosphere: Adriatic and Ionian seas*. Tectonics, 7, 875-893.
- Moretti A., Corea I., Guerra I. (1990) - *Sismicità attuale e sistemi di fratture superficiali in Calabria*. Atti del Convegno GNDT, vol. 1, pp. 89-101.

Moretti A., Guerra I. (1997) - *Tettonica dal Messiniano ad oggi in Calabria: implicazioni sulla geodinamica del sistema Tirreno-Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., 116, 125-142.

Morten L., Tortorici L. (1993) - *Geological framework of the ophiolite-bearing allochthonous terranes of the Calabrian Arc and Lucanian Apennines. Italian Eclogites and related rocks*. (L. Morten Ed.). Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL Roma, scritti e documenti XIII, 145-150.

Mostardini F., Merlini S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

Moresi M., Paglionico A., (1975) - *Schizzo geologico-petrografico rocce granitoidi delle Serre Orientali (Calabria)*

Moussat E. (1983) – *Evolution de la Mer Tyrrhenienne Centrale et de ses Marges Septentrionales en Relation avec la Néotectonique dans l'Arc Calabrais*. Thèse 3e cycle. Univ. P. et M. Curie, Paris, 1983, 125 pp.

Moussat E., Rehault J.P., Fabbri A. (1986) - *Rifting et évolution tectono-sédimentaire du Bassin Tyrrhénien au cours du Néogène et de Quaternaire*. Giornale di Geologia fascicolo:01-02, volume: 48, anno: 1986, pagine: 41 – 62.

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. & Perri E. (2002) - *Evoluzione tettono-sedimentaria del bacino di Amantea, Calabria occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., 121, 00-00, 15 ff.

Mutti, E. (1992) – *Turbidite sandstones*. Parma, Agip – Istituto di Geologia Università di Parma, 175 p.

Nalin R., Basso D., Massari F. (2006) - *Pleistocene coralline algal build-ups (coralligène de plateau) and associated bioclastic deposits in the sedimentary cover of Cutro marine terrace*

(*Calabria, southern Italy*), in Peddley H.M. and Carannante G., eds., *Cool-ater Carbonates: Depositional Systems and Paleoenvironmental Control*. Geological Society of London, Special Publication 255, p. 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*, v. 77, p. 340-354.

Neagu R.C., Rebesco M., Dominici R., Muto F., Cuppari A., Critelli S. & Cova A. (2008) - *Submarine mass movements in the Western Gulf of Taranto (Calabria Margin), Ionian Sea*. *International Journal of Earth Sciences*, in press.

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* v. 190, p. 243-255.

Nicotera P. (1963) - *Rilevamento geologico dei bacini lignitiferi di Agnana e Antonimina (Calabria)*.

Nota illustrativa del foglio 246 "Cittanova".

Nota illustrativa del foglio 255 "Locri".

Nota illustrativa della carta geologica "Crucoli".

Ogniben E. (1955) - *Le argille scagliose del Crotonese*. *Mem. e note Ist. Geol. Appl. Napoli*, 6, 1-72.

Ogniben, L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. *Riv. Min. Sicil.* 64 – 65 (2), 183–212.

Ogniben L. (1962) - *Le argille scagliose ed i Sedimenti Messiniani a sinistra del Trionfo (Rossano, Cosenza)*. *Geologica Romana*, 1, pp. 255-282, 2 tt., 8 ff.

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. Romana, 12, 243 – 585.

Ori G.G. & Friend P.F. (1984) – *Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets*. Geology, 12, 475-478.

Ortolano G., Cirrincione R., Pezzino A. (2005) - *P-T evolution of Alpine metamorphism in the southern Aspromonte Massif (Calabria Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 85 1, 31-56.

Paglione A. & Piccarreta G. (1978) - *History and petrology of a fragment of the deep crust in the Serra (Calabria, southern Italy)*. N.Jb.Miner.Mh., 9, 385-396.

Palmentola G., Carobene L., Mastronuzzi G., Sansò P. (1990) - *I terrazzi marini Pleistocenici della Penisola di Crotona (Calabria)*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, v. 13, p. 75-80.

Panizza M. (1966) - *Carta ed osservazioni geomorfologiche del territorio di Calopezzati (Calabria)*. Riv. Geograf. Ital., 73, pp. 1- 40, 9tt., 8 ff.

Panizza M. (1966) - *Studio granulometrico della Formazione Messiniana di Palopòli (Rossano, Calabria) e considerazioni paleogeografiche relative*. Boll. Soc. Geol. It., 85, 403-427, 19 ff., 1 tab., 1 tav.

Panizza M. (1967) - *Il Pleistocene di Crosia (Rossano, Cosenza)*. Riv. It. Paleont. Strat., mem. 13, 12 f., 4 tavole.

Parise M., Sorriso-Valvo M., Tansi C. (1997) – *Mass movements related to tectonics in the Aspromonte massif (southern Italy)*. Engineering Geology 47, 89-106.

Parotto M. & Praturlon A. (2004) - *The Southern Apennine Arc*. Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence.

Patacca E., Scandone P. (1987) - *Tectonic evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system*. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo and G.B. Vai (Eds.), "The lithosphere in Italy. Advances in Earth Science Research", It.Nat.Comm.Int.Lith.Progr., Mid-term Conf. (Rome, 5-6 May 1987), Pre-print volume, 139-142.

Patacca E., Scandone P.(1989) - *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. (EDS.), *The Lithosphere in Italy.* Atti dei Convegni Lincei, 157-176.

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.(2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust-belt-foredeep system of the Southern Apennines (Pliocene-Pleistocene),* in Vai, G.B., and Martini, I.P., eds., *Anatomy of an Orogen: The Apennines and Adjacent Mediterranean Basins:* Dordrecht, The Netherlands, Kluwer Academic Publishers, p. 401–440.

Patterson J., Blensikop W., Cavazza (1995) - *Planktic foraminiferal biostratigraphy and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic stratigraphy of the Oligocene-to-Pleistocene sedimentary sequence in the southeastern Calabrian microplate, southern Italy.* J. Paleontol. 69, 7–20.

Pescatore T. and Senatore M.R. (1986) - *A comparison between a present-day (Taranto Gulf) and a Miocene (Irpinian Basin) foredeep of the southern Apennines (Italy).* In: P.A. Allen, P. Homewood (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.

Pezzino A. & Puglisi G. (1980) - *Indagine Geologico-Petrografica sul cristallino dell'Aspromonte centro-settentrionale (Calabria).* Boll. Soc. Geol. It., 255-268.

Pezzino A., Pannucci S., Pugliesi G., Attori P., Ioppolo S. & Lo Giudice A. (1990) - *Geomtry and metamorphic environment of the contact between the Aspromonte-Peloritani unit (upper unit) and Madonna di Polsi unit (lower unit) in the central Aspromonte area (Calabria).* Boll. Soc. Geol. It., 109, 455-469, 14 ff., 1 tav.

Pezzino A., Puglisi G., Pannucci S. & Ioppolo S. (1992) - *Due unità cristalline a grado metamorfico diverso in Aspromonte centrale. Geometria dei loro rapporti, ambientazione metamorfica del loro contatto e caratteri petrografici delle metamorfiti.* Boll. soc. geol. It., 111, 69-80, 14 ff., 1 tab.

Philip H. & Tortorici L. (1980) - *Tectonique superposée dans les sédiments Miocène supérieur à Pléistocène de la Calabre centrale et septentrionale (Italie méridionale)*. C.R.Somm.Geol.Fr.Fasc., 5, 191-194.

Pizzino L., Burrato P., Quattrocchi F. & Valenzise G. (2004) - *Geochemical Signatures of large active faults: The example of the 5 February 1783, Calabrian earthquake (southern Italy)*. Journal of Seismology, 8: 363-380.

Platt J.P. & Compagnoni R. (1990) - *Alpine ductile deformation and metamorphism in a Calabrian basement nappe (Aspromonte, south Italy)*. Eclogae geol. Helv., 83/1: 41-58.

Puglisi G. & Rottura A. (1973) - *Le leucogranodioriti muscovitiche della zona di Capo Rasocolmo (Messina)*. Per. Miner., 42, 207-256.

Puglisi G. and Ioppolo S. (1994) - *Geochemical and Petrological Investigation on the Amphibolites from Palmi-Bagnara (Southern Calabria, Italy)*. Per. Mineral., 63, 79-91.

Quitow, H. W. (1935) - *Der Deckenbau des kalabrischen Massivs und seiner Randgebiet: Abhandlungen der Gesellschaft für Wissenschaften Göttingen. III Folge, v. 13, p. 63-179.*

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)*. Bollettino della Società Paleontologica Italiana, v. 45, p. 115-132.

Rehault, J.P., and Boillot, G. (1984) - *Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène*. Mem. Soc. Geol. Ital., 27: 85-96

Rehault, J.P., Boillot, G. & Mauffret A. (1985) - *The Western Mediterranean Basin. In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin*. Ed. By D. J. Stanley & F. C. Wezel, pp. 101-129. Springer-Verlag, New York.

Ricchetti E. & Ricchetti G. (1991) - *Aspetti della morfogenesi pleistocenico-olocena sul versante tirrenico della Calabria*. Mem. Soc. Geol. It., 47, 655-663, 1f., 2 tavv.

Ricci Lucchi F., Colella A., Gabbianelli G., Rossi S., Normark W.R. (1984) - *Crati fan, Mediterranean*. In: A.H. Bouma, W.R. Normark, N.E. Barnes (eds.), *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 51-57. Springer-Verlag, New York.

Ricci Lucchi F.(1986) – *The Oligocene to Recent foreland basins of the northern Apennines*. Spec. Publs int. Ass. Sediment., 8, 105-139.

Rio D., Sprovieri R., Thunnell R. (1991) - *Pliocene-lower Pleistocene chronostratigraphy: A reevaluation of Mediterranean type sections*. Geological Society of America Bulletin, v. 103, 1049-1058.

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 settings (Crotone peninsula, southern Italy)*. Geology, v. 24, p. 743-746.

Roda. C. (1964) - *Distribuzione e facies dei sedimenti Neogenici del Bacino Crotonese*. Geol. Romana, Vol. III, pp. 319-366, 4 tav., 2 fig., Roma.

Roda C. (1964a) - *Distribuzione e facies dei sedimenti neogenici nel Bacino Crotonese*. Geol. Rom., 3, 319-366. 2 figg., 4 tavv.

Roda C. (1964b) - *Il Membro di Barretta della Molassa di Scandale (Pliocene medio-superiore del Bacino Crotonese)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 83, p. 335-347.

Roda, C. (1965) - *Geologia della tavoletta Belvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. 237, I – SE)*. Boll. Soc. Geol. Ital., 84 (2), 159-285.

Roda, C. (1965) - *Il calcare portlandiano a Dasycladacee di Monte Mutolo (Reggio Calabria)*. Geol. Romana 4, 259-290.

Roda C. (1965a) - *Geologia della Tavoletta Belvedere di Spinello (Prov. Catanzaro, F. 237, I-SE)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 84, p. 159-285. 2 tt., 41 ff.

Roda C. (1965b) - *La sezione pliocenica di Barretta (Bacino Crotonese-Calabria)*. Riv. It. Paleontol., v. 71, p. 605-660.

Roda C. (1965c) - *Studio granulometrico della barra sabbiosa mediopliocenica di M. Pedalacci (Bacino Crotonese.)*. «La ricerca Scient., Rendic., A», vol. 8, n 5, 1169- 1215, 36 figg.

- Roda C. (1966) - *Nuove conoscenze sulla trasgressione medio-pliocenica*. Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat., s. 4, 8 pp. 705-716, 2 ff.
- Roda C. (1967) - *I sedimenti neogenici autoctoni ed alloctoni della zona di Cirò- Cariati (Catanzaro e Cosenza)*. Memorie della Società Geologica Italiana, vol. VI, 137- 149, 5 ff., 1 t.
- Roda C. (1967) - *I sedimenti del ciclo pio-pleistocenico sul versante ionico della Sila, tra Rossano e Botricello*. Atti Accademia Gioenia di Scienze Naturali in Catania. Serie sesta, vol. XVIII (supplemento di Scienze Geologiche), pp. 237-245, I figura.
- Roda C. (1971) – *Note illustrative della Carta Geologica della tavoletta Monte Gibliscemi (Caltanissetta) F. 272, I SO*. Boll. Acc. Gioenia Scienze Nat., Vol. X, Catania
- Roda C. (1971) – *Origine della salinità delle acque del fiume Salso o Imena Meridionale*. Boll. Acc. Gioenia Scienze Nat., Vol. X, Catania
- Romagnoli C., Gabbianelli G. (1990) - *Late Quaternary sedimentation and soft-sediment deformation features in the Corigliano Basin, north Ionian Sea (Mediterranean)*. Gior. Geologia, 52, 33-53.
- Romeo M. (1967) - *Stratigrafia micropaleontologica del Messiniano di Rossano (Cosenza)*. Paleontografia Italica, 63, 4 tt., 16 ff.
- Romeo M., Tortorici L. (1980) - *Stratigrafia dei depositi miocenici della Catena costiera calabra meridionale e della media-valle del F. Crati (Calabria)*. Boll. Soc. Geol. It. (in stampa).
- Rossetti F., Faccenna C., Goffè B., Moniè P. (2001) – *Alpine structural and metamorphic signature of the Sila Piccola Massif nappe stack (Calabria, Italy): insights for the tectonic evolution of the Calabrian Arc*. Tectonics, vol.20, No.1, pag. 112-133.
- 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., Visentini C. (1992) - *Sedimentary evolution of the Luna Field area, Calabria, Southern Italy*. In Generation, Accumulation and Production of Europe's Hydrocarbons II, A. M. Spencer (Ed.) special Publication of the European Association of Petroleum Geoscientists No. 2. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.

Roveri M., Bassetti M. A., Ricci Lucchi F. (2001) - *The mediterranean Messinian salinity crisis: an Apennine foredeep perspective*. *Sedimentary Geology*, 201-214.

Santantonio M., and 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., and Zuffa, G.G., eds., *Deep-Marine Clastic Sedimentology*. Concepts and Case Studies: London, Graham & Trotman, p. 62–74.

Sartori R. (1982) - *L' Arco Calabro- Peloritano: aspetti di geologia marina*. Soc. It. di Mineralogia e Petrografia. 38 (3), pp. 941- 950.

Sartori R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of Perityrrhenian areas*. In : K. Kastens, G. Mascle et al. (eds.), *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific results*. College Station, Texas, 107, 715-730.

Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1974) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily*. 24° Congres-Assemblée Plenaire C.I.E.S.M. Com. Geol. Geoph : Marines, Montecarlo 4-6 dic. 1974.

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. and Johnsson M., editors, *Sedimentary Provenance: Petrographic and Geochemical Perspectives*. Geological Society of America Special Paper 420, p. 149-166.

Schenk V. & Schreyer W. (1978) - *Granulire facies metamorphism in the Northern Serre, Calabria, Soythern Italy*. In Closs H., Roder D. & Schmidt K. Eds. – *Alps, Apennines Hellenides*. I.U.C.G., 38, 341-348.

Schiattarella M., (1998) - *Quaternary tectonics of the Pollino Ridge, Calabria-Lucania boundary, southern Italy*. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Dewey, J.F. (eds.), *Continental*

Transpressional and Transtensional Tectonics. Geological Society, London, Spec. Pub. 135: 341-354.

Selli R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia Meridionale*. Giorn. di Geologia, ser. 2, 26, pp. 1-54, 9 tt.

Selli R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., 3, 737-789.

Selli R., Colantoni P., Borsetti A.M. & Galignani P. (1975) – *Marine geological researches on the Messina Strait area*. Rapp.Comm. int. Mèr Médit., 23, 275 pp.

Senatore M.R. (1987) - *Caratteri sedimentari e tettonici di un bacino di avanfossa. Il Golfo di Taranto*. Mem. Soc. Geol. It., v. 38, p. 177-204.

Signorini R. (1942) - *Cenni sulla formazione gessoso-solfifera del bacino del Neto in Calabria*. Rdc. R. Acc. Sc. Fis. Mat. Nat. Soc. R. di Napoli, serie 4, vol. XII.

Sorriso-Valvo M. (1993) - *The Geomorphology of Calabria. A sketch*. Geogr.fis.Dinam.Quat.,16, 75-80.

Sorriso-Valvo M. & Sylvester A. (1993) - *The relationship between geology and landform along a coastal mountain front, northern Calabria, Italy*. Earth Surf. Proc. Landf., 18, 257-273.

Sorriso-Valvo M. & Tansi C. (1996) - *Grandi frane e deformazioni gravitative profonde di versante della Calabria. Note illustrative della carta al 250.000*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 19, 395-408, 2 figg., 3 tabb., 1 tav.f.t.

Spadafora E. (1990) – *Successioni sedimentarie tardo-mioceniche della Calabria Settentrionale*. Rend. Soc. Geol. It., 13, 135-138, 2ff.

Spadea P. et al. (1976) – *Serie ofiolitifera nell'area fra Tarsia e Spezzano Albanese (Calabria): Stratigrafia, Petrografia, rapporti strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., 17, 135-174, 22ff., 5 tabb.

Suppe J. and Medwedeff D. A. (1990) – *Geometry and kinematics of fault-propagation folding*. Eclogae geol. Helv. 83/ 3: 409- 454.

- Tansi C., Iovine G., Folino Gallo M. (2005) - *Tettonica attiva e recente, e manifestazioni gravitative profonde, lungo il bordo orientale del graben del Fiume Crati (Calabria Settentrionale)*. Bollettino della Società Geologica Italiana 124 (3), 563–578.
- Tansi C. Tallarico A., Iovine G., Folino Gallo M., Falcone G. (2005b) - *Interpretation of radon anomalies in seismotectonic and tectonic-gravitational settings: the south-eastern Crati graben (Northern Calabria, Italy)*. Tectonophysics 396, 181–193.
- Tansi C., Muto F., Critelli S. & Iovine G. (2007) - *Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (Southern Italy)*. Journal of Geodynamics, v. 43, issues 1-3, p. 393-414.
- Tavarnelli E. (1993) – *Evidence for fault- propagation folding in the Umbria-Marche- Sabina Apennines (Central Italy)*. Annales Tectonicae, vol. VII, N.2- 87-99.
- Thomson S.R. (1994) - *Fission track analysis of the cristalline basement rocks of the Calabrian Arc, southern Italy: evidence of Oligo- Miocene late_ orogenic extension and erosion*. Tectonophysics, 238, 331-352.
- Thomson S.R. (1998) - *Assessing the nature of tectonic contacts using fission-track thermochronology: an axample from the Calabrian Arc, southern Italy*. Terra Nova 10, 32-36.
- Thunell R., Rio D., Sprovieri R. & Raffi I. (1991) - *Limestone-marl couplets: origin of the early Pliocene trubi marls in Calabria, southern Italy*. Journal of sedimentary petrology, vol. 61, No. 7, 1109-1122.
- Tortorici L. (1980) – *Osservazioni su una sintesi neotettonica preliminare della Calabria Settentrionale*. Pubbl. 356. P.F. Geodinamics 811-820.
- Tortorici L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti postorogenici della Calabria Settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It. , 100, 291-308, 11 ff., 1 tav.
- Tortorici L. (1982) – *Lineamenti geologico – strutturali dell’Arco Calabro – Peloritano*. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 38 (3), 927 – 940.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C. & Cocina O. (1995) – *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (southern Italy)*. Tectonophysics, 243, 37 – 55.

- Trincardi F., Normark William R. (1989) – *Pleistocene suvero slide, Paola basin, southern Italy*. *Marine and Petroleum Geology*, vol.6,324-335.
- Truillet R. (1968). *Etude geologique des Peloritains Orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Univ. Paris , 1 – 547
- Tschanz X., Sommaruga A.(1993) - *Deformation associated with folding above frontal and oblique ramps around the rhomb shaped Val-de-Ruz basin (Jura Mountains)*. *Annales Tectonicae*, vol. VII, N. 1- 53-70.
- Turco E. and Malito M. (1988) - *Formazione di bacini e rotazione di blocchi lungo faglie trascorrenti nell'Appennino meridionale*. *Atti 74° Congr. Soc. Ital.*, Napoli. Pp. B424-426
- Turco E., Maresca R. & Cappadona P. (1990) - *La tettonica plio-pleistocenica del confine calabro-lucano: modello cinematica*. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 519-529, 9 ff.
- Vai G. B. (1992) - *Il segmento Calabro – Peloritano dell'orogene ercinico. Disaggregazione palinspastica*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 111, 109-129.
- Van Dijk J. P. (1991) - *Basin Dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean); records and pathways of the Crotona Basin*. *Geologie en Mijnbouw* 70, 187-201.
- Van Dijk J.P. (1992) - *Late Neogene fore arc basin evolution in the Calabrian Arc (central Mediterranean). Tectonic sequence stratigraphy and dynamic geohistory*. *Geol. Ultraj*, 92, 288.
- Van Dijk J. P. (1994) - *Late Neogene kinematics of intra- arc oblique shear zones: the Petilia-Rizzato fault zone (Calabrian arc, central Mediterranean)*. *Tettonics*, vol. 13. No. 5, pages 1201-1230.
- Van Dijk J. P., Okkes F.W.M. (1988) – *The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean*. *Ric. Sci., Suppl.*, 68, 24-27.
- Van Dijk J. P., Okkes F.W.M. (1990) - *The Analisis of sheare zones in Calabria; implications for the Geodynamics of the Central Mediterranean*. *Riv. Ital. Strat. Paleont.* 96, 241-270.
- Van Dijk J.P. Okkes F.W.M. (1990) - *Basin dynamics and sequence stratigraphy in the Calabrian Arc (Central Mediterranean); records and pathways of the Crotona Basin*. *Geol. Mijnb.*70, 187-201.

Van Dijk J.P., Okkes F.W.M. (1991) - *Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian Basin, implication for the geodynamics of the Central Mediterranean*. Tectonophysics, 196, 23-60.

Van Dijk J.P., Scheepers P. J. J. (1995) - *Neotectonic rotations in the Calabrian Arc; implications for a Pliocene-Recent geodynamic scenario for the central Mediterranean*. Earth Science Reviews, 39, 207-246.

Van Dijk J.P., Bello M., Brancaleoni G.P., Cantarella G., Costa V., Frixia A., Golfetto F., Merlini S., Riva M., Torricelli S., Toscano C., Zerilli A. (2000) - *A regional structural model for the northern sector of the Calabria Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, 324, 267-320.

Vermilye Jan M., Scholz Christopher H. (1999) - *Fault propagation and segmentation: insight from the microstructural examination of a small fault*. Journal of Structural Geology 21, 1623-1636.

Vezzani L. (1967) - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Calabria)*. Geologica Romana, v. 6, p. 87-120.

Vezzani L. (1968) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia di Catania Sc. Natur. Catania, S. 6, v. 20, p. 28-84.

Vezzani L. (1970) - *Il Flysch di albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania*. Geologica Romana, v. 9, p. 101-126.

Weltje G. (1988b) - *De Stilo-Capo d'Orlando Formatie in het zuidoostelijk deel van het Aspromonte massief (Zuid-Calabrië, Italië)*. Internal report Stratigraphy Dept., 113+80 pp. Institute of Earth Science, University of Utrecht.

Weltje G. (1992) - *Oligocene to early miocene sedimentation and tectonics in the southern part of the Calabrian-peloritan Arc (Aspromonte, southern Italy): a record of mixed-mode piggy-back basin evolution*. Basin Research 4, 37-68.

Westaway R. (1993) - *Quaternary Uplift of Southern Italy*. Journ. Geophys. Rec., 98, 21.741-21.772.

Wortel M.J.R. & Spackman W. (1992) – *Structure and dynamics of subducted lithosphere in the Mediterranean region*. Proc. K. Ned. Akad. Wet., Biol. Chem. Geol. Phys. Med. Sci., 95, 325-347.

Wortel M.J.R. & Spackman W. (1993) - *The dynamic evolution of the Appenninic-Calabrian, Hellenic and Carpathian Arcs: a unifying approach*. Terra Nova (Abstract Supplement), S.5, 1, 97 p.

Zanettin-Lorenzoni E. (1982) – *Relationship of main structural elements of Calabria (Southern Italy)*. N. Jb. Geol. Palänt. Mh., 7, 403-418.

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, v. 75, p. 300-312.

Zecchin M., Massari F, Mellere D. and 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, p. 863-880.

Zecchin M., Massari F., Mellere D., and Prosser G. (2004) - *Anatomy and evolution of a Mediterranean-type fault bounded basin: the lower Pliocene of the northern Crotona Basin (Southern Italy)*. Basin Research, v. 16, p. 117–143.

Zecchin M., Massari F., Mellere D. and 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, v. 172, p. 165-185.

Zijderveld J.D.A., Zachariasse W.J.,Verhallen P.J.J.M & Hilgen F.J. (1986). *The age of the Miocene – Pliocene boundary*. Strat. Newls., v. 16, 169-181.

Zijderveld J.D.A., Hilgen F.J., Langereis C.G., Verhallen P.J.J.M. and Zachariasse W.J. (1991) - *Integrated magnetostratigraphy and biostratigraphy of the upper Pliocene-lower Pleistocene from*

the Monte Singa and Crotona areas in Calabria, Italy. Earth and Planet, Sci. Letters, 107, 697-714.

Zuffa G.G. (1978) - *Rapporti fra petrofacies ed evoluzione tettonica delle successioni mesozoiche della Sila nord-occidentale (Calabria).* Mem. Soc.

Zuffa G.G. (1980) - *Hybrid arenites: their composition and classification.* Journal of Sedimentary Petrology, v. 50, p. 21–29.

Zuffa G.G. (1985) - *Provenance of arenites.* NATO ASI Volume C-148 Dordrecht, The Netherlands, Reidel Publishing Company, 408 p.

Zuffa G. G . and De Rosa R. (1978) - *Petrologia delle successioni torbiditiche eoceniche della Sila Nord Orientale (Calabria).* Societa` Geologica Italiana Memorie, v. 18, p. 31–35.

Zuppetta A., Russo M., Turco E., Bartoli A. (1984) – *Nuovi dati sul “Flysch di Nocera” (Calabria Settentrionale).* Bollettino della Società Geologica Italiana, 103 (04), pp. 615-622.