

2. - CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

2.1. - UNITÀ IONIDI

2.1.1. – *Caratteri generali*

Nell'edificio della Catena Appenninico-Maghrebide le successioni meso-cenozoiche che caratterizzano le unità tettoniche più profonde sono le Ionidi (fig. 163). Si tratta di sequenze a prevalente carattere bacinale (fig. 164), riferibili ad un originario paleobacino ionico (FINETTI *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2002). Esse occupavano una porzione di tale bacino investito sin dal Miocene medio dal trasporto orogenico al disopra del Sistema Siculo-Pelagiano.

Nel Titolo II, Par. 1.5. è stato illustrato il carattere oceanico della crosta dell'attuale bacino ionico e della relativa copertura, costituita da successioni pelagiche a partire dal Triassico, trasformate in un cuneo di accrezione al fronte dell'edificio calabride, e con le quali presentano notevoli analogie le successioni pelagiche Lagonegresi, affioranti in Appennino Meridionale, Imeresi, M. Judica e Sicane, affioranti in Sicilia.

L'interpretazione di linee sismiche del Progetto CROP Mare, come quella illustrata nella figura 163, indica che la crosta continentale africana si estende verso nord, fino a raggiungere il Tirreno meridionale, dove passa lateralmente ad uno *slab*, quasi totalmente consumato, che viene attribuito ad un'originaria estensione della crosta oceanica del Paleobacino Ionico. Essa doveva ospitare una successione sedimentaria a carattere pelagico, che con tutta evidenza doveva essere quella che attualmente costituisce il sistema a *thrust* più profondo dell'edificio, sovrapposto in *toto* sul PSTB. Le unità tettoniche che compongono questo livello strutturale, il più profondo della Catena Appenninico-Maghrebide, sono state raggruppate sotto il termine di Unità Ionidi.

È interessante inoltre l'aver riconosciuto una crosta continentale, dalla quale appaiono scollate

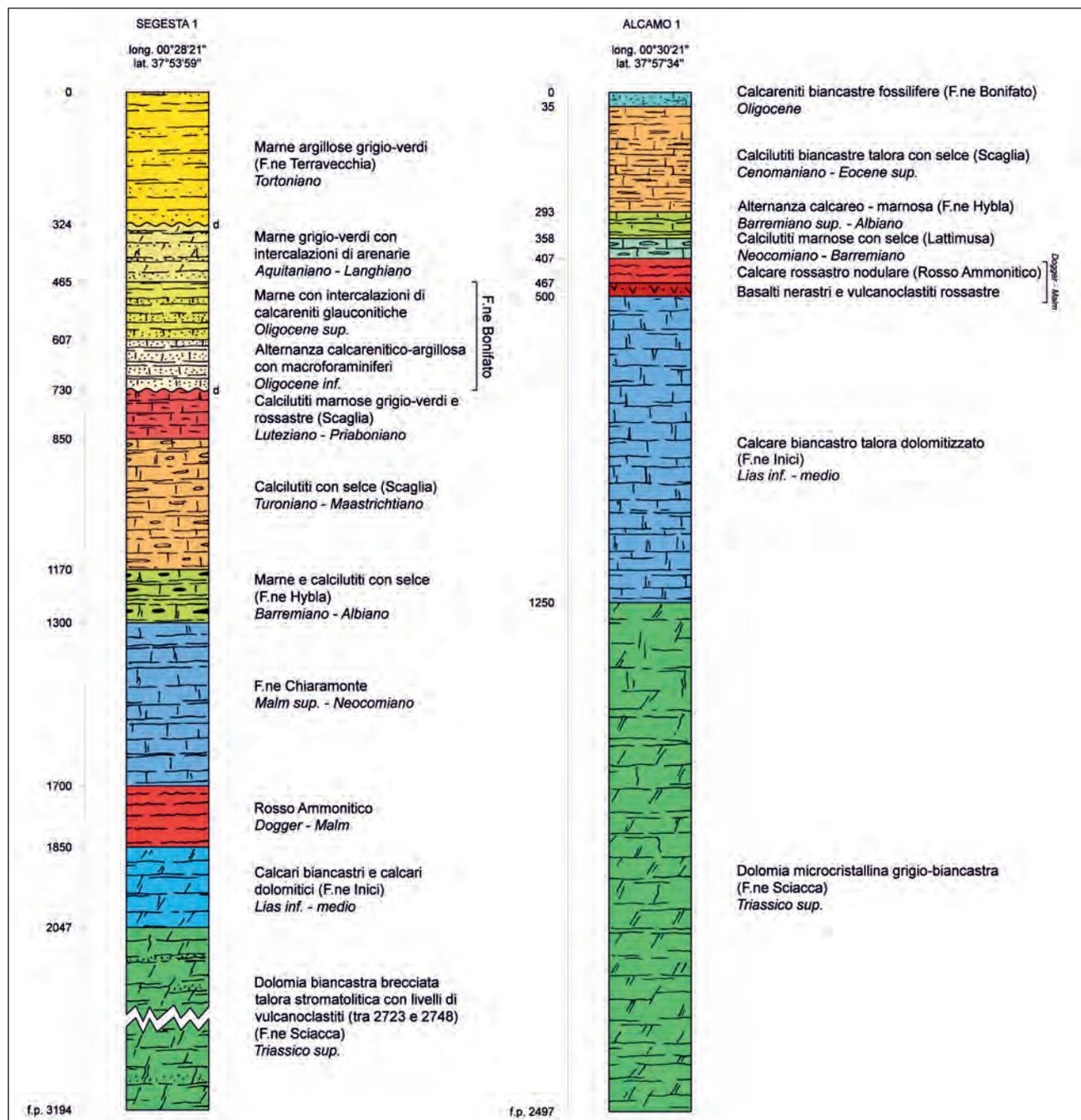


Fig. 162 – Logs dei sondaggi Segesta 1, ubicato a sud della Stazione di Alcamo, in piena depressione strutturale, e Alcamo 1, ubicato sul versante nord-occidentale di M. Bonifato nei pressi della periferia sud di Alcamo, e cioè in una zona di alto strutturale. d= discordanza.

- Logs of the wells Segesta 1, located south of Alcamo railway station, in the structural depression, and Alcamo 1, located on the northwestern side of M. Bonifato near the southern Alcamo suburbs, in a zone of structural high. d= unconformity.

le piattaforme carbonatiche panormidi, sovrapposte tettonicamente all'Unità Imerese (facente parte delle Ionidi), e ciò conferma quanto osservato in decenni di indagini sul terreno e cioè sono le Unità Panormidi a ricoprire quella Imerese e non viceversa (v. oltre Unità della Piattaforma Panormide).

In Sicilia le Ionidi sono ampiamente esposte nei Monti Sicani (Unità Sicane), nei Monti di Palermo, di Trabia e Termini Imerese, nelle Madonie (Unità

Imerese), mentre in Sicilia orientale sono prevalentemente sepolte (Unità Gagliano) per riaffiorare nella zona di M. Judica. La corrispondenza tra le successioni sicane e quelle dell'Unità di M. Judica è marcata, oltre che dal significato paleoambientale, da pelagico a vero e proprio oceanico, soprattutto dalla presenza di depositi neritici dell'Oligocene-Miocene medio, caratterizzati da abbondante glauconite (rispettivamente calcareniti di Corleone ed

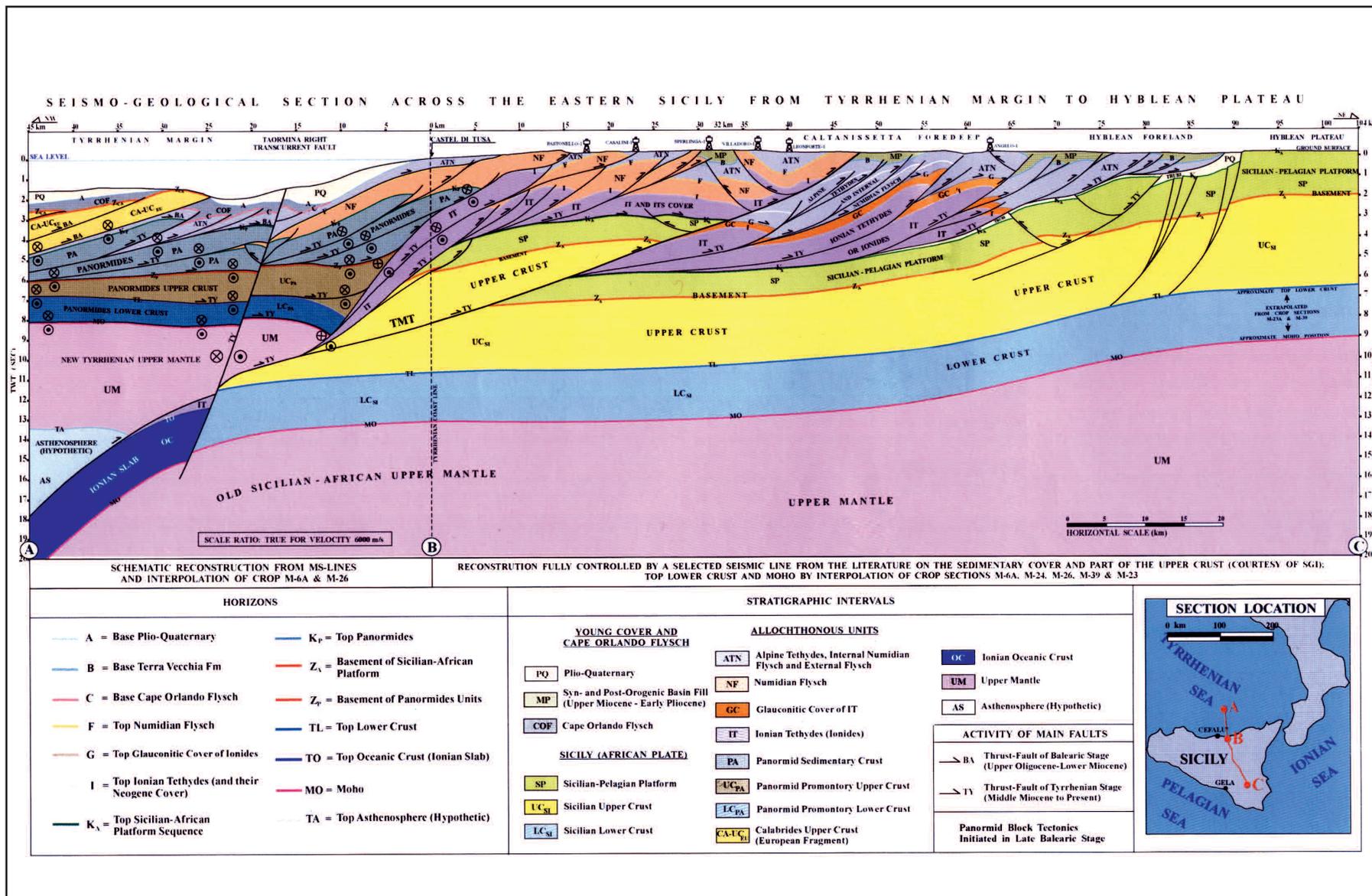


Fig. 163 – Sezione sismogeologica attraverso la Sicilia orientale dalle unità alloctone del margine tirrenico al Plateau Ibleo. Essa mostra l'estensione verso nord della crosta continentale africana, il passaggio ad uno slab, che corrisponde a una porzione della crosta oceanica paleoionica, lo scollamento delle sue originarie coperture, le Ionidi, la presenza nell'offshore tirrenico di una crosta continentale originario basamento delle piattaforme carbonatiche panormidi, attualmente in ricoprimento sulle Ionidi (da FINETTI, 2005c).

- Seismo-geological section across Eastern Sicily from the allocthonous crustal units of the Tyrrhenian margin to the Hyblean Plateau. It shows the extension northwards of the Africa continental crust, the transition to a slab, that represents part of the palaeoionian oceanic crust, the detachment of its original cover, the Ionides, the presence in the Tyrrhenian offshore of a continental crust, original basement of the panormid carbonate platform at present time overthrusting the Ionides (after FINETTI, 2005c).

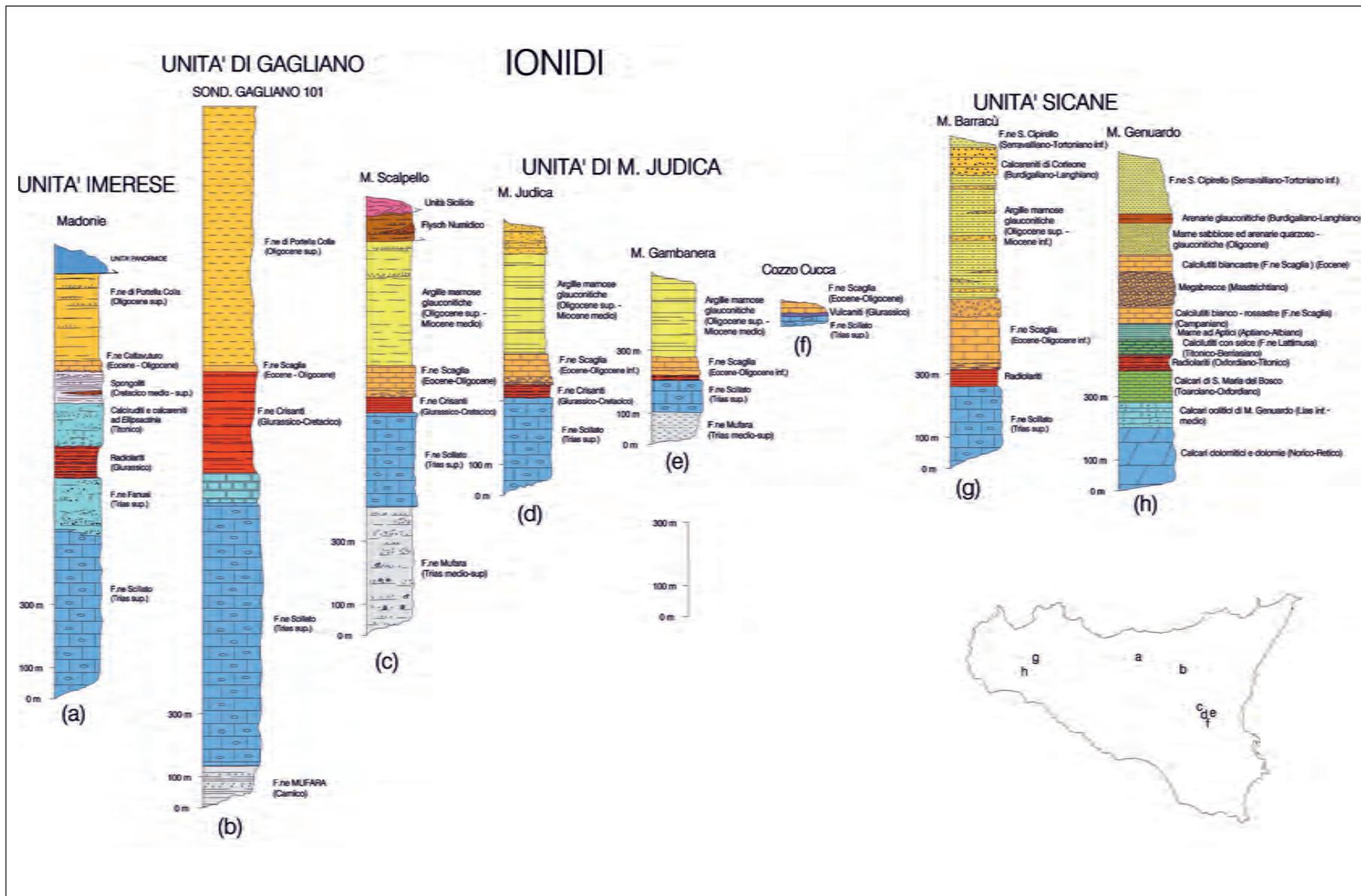


Fig. 164 – Colonne stratigrafiche delle Ionidi ordinate da sinistra a destra dall'Unità Imerese, originariamente ubicata al bordo interno del bacino ionico prossima alle piattaforme carbonatiche panormidi, alle unità di Gagliano e di M. Judica di tipo depocentrale, alle Unità Sicane allocate sul bordo esterno ovvero sulla chiusura occidentale del PaleoiONIO.

- Stratigraphic columns of the Ionides, in order from left to right from the Imerese Unit, originally located at the inner margin of the ionian basin, close to the panormid carbonate platforms, to the Gagliano and M. Judica units, located in the depocenters, up to the Sicilian Units, on the outermost margin or on the western termination of the Palaeo-Ionian basin.

argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova), che denota una drastica riduzione della batimetria e l'instaurarsi di condizioni "epicontinentali". Inoltre un confronto tra queste due unità mostra un'analogia delle condizioni strutturali e della loro evoluzione geodinamica, poiché al disopra degli orizzonti serravalliano-tortoniani di ambedue le sequenze giacciono in falda le Unità Sicilidi, l'Unità Lercara ed il flysch numidico "interno", che in seguito saranno ulteriormente coinvolti, assieme con il loro substrato, nelle fasi deformative plioceniche. Tra le Ionidi l'Unità Imerese era quella originariamente allocata sul bordo interno del paleobacino, prossima cioè alla piattaforma panormide. Rispetto alle due unità sopra citate, quella imerese possiede una copertura oligo-miocenica rappresentata dal flysch numidico "esterno", in prevalenza esposto nella Sicilia centro-settentrionale e orientale. Tale copertura è normalmente solidale con il substrato meso-cenozoico, ma spesso ha subito imponenti fenomeni di scollamento, tanto da originare sub-unità tettoniche, costituite dal solo flysch e sopravanzate in direzione dell'avampese (v. oltre: flysch numidico).

La transizione fra la successione di M. Judica e quelle imeresi è stata individuata grazie al sondaggio Gagliano 101 (v. oltre: Unità Gagliano), mentre il presunto passaggio laterale tra queste ultime e le successioni sicane non è osservabile in affioramento. È probabile che la continuità fisica tra le due successioni sia localizzata nella depressione tra le dorsali di M. Kumeta e Rocca Busambra come ipotizzato da CATALANO *et alii* (1998, 2000a).

2.1.2. – Coperture terrigene oligo-mioceniche

Per quanto concerne le coperture terrigene oligo-mioceniche delle Ionidi esse sono distinguibili in due gruppi: uno di ambiente "epicontinentale", costituito da sedimenti argilloso-sabbiosi e biocalcarenitici caratterizzati da una più o meno abbondante frazione glauconitica, l'altro rappresentato da depositi argilloso-arenacei, in cui le areniti sono contraddistinte da un'alta maturità mineralogica con un'assoluta prevalenza del detrito quarzoso. Il primo gruppo è caratteristico delle Unità Sicane e dell'Unità di M. Judica e viene descritto con i rispettivi termini di marne di Cardellia e di calcareniti di Corleone e di argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova. Il secondo gruppo, presente al tetto dell'Unità Gagliano, dell'Unità Imerese, all'interno dell'Unità di Lercara, e comune anche alle Unità Panormidi, comprende il flysch numidico dell'Oligocene superiore-Burdigaliano e il soprastante intervallo terrigeno del Miocene medio (f.ne Tavernola e marne di Castelbuono). Tali depositi verranno descritte nei vari sottoparagrafi di pertinenza.

2.1.2.1. – Flysch numidico: caratteri generali, studi precedenti e distribuzione

Il flysch numidico rappresenta uno dei temi di ricerca maggiormente dibattuto, sia per la sua notevole estensione verticale (sino a 3.000 m di spessore) e laterale (oltre 2.000 km), dall'Arco di Gibilterra all'Appennino meridionale (fa parte di differenti domini paleogeografici), sia per le peculiari caratteristiche sedimentologiche e petrografiche che permettono una collocazione paleogeografica e la ricostruzione dell'evoluzione paleotettonica dei bacini oligo-miocenici dell'intero Orogene Appenninico-Maghrebide.

Il termine flysch numidico non risulta strettamente appropriato, in quanto non risponde alle caratteristiche tipiche dei flysch, non essendo connesso ad una fascia orogenica, ma è entrato come termine storico nella letteratura geologica. Appare, infatti, per la prima volta in FICHEUR (1890) e viene usato per indicare una potente sequenza arenacea affiorante lungo la costa algerina (v. MORETTI *et alii*, 1991 e bibliografia in essi citata). Una simile successione viene poi descritta per le "Areniscas de l'Aljibe" nella Cordigliera Betica da GAVALA (1924). In seguito fu riconosciuta nel Maghreb e nell'Appennino meridionale (FLANDRIN, 1948; GOTTIS, 1953; DURAND DELGA, 1955, 1956, 1969; CAIRE, 1957; OGNIBEN, 1960, 1969; SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960; SELLI, 1962; WEZEL, 1966, 1968, 1970; LENTINI & TORTORICI, 1986; GUERRERA *et alii*, 1990, 1992).

Si tratta della formazione maggiormente rappresentata in Sicilia. Essa è costituita da un'alternanza di argille colore bruno tabacco e di quarzareniti, talora grossolane, organizzate in strati e banchi, che nella parte alta prevalgono sulle peliti. L'intervallo basale a prevalenza argillosa data all'Oligocene superiore, mentre quello quarzarenitico è assegnato all'Aquitano-Burdigaliano. Verso l'alto le quarzareniti passano più o meno gradualmente a depositi prevalentemente pelitico-marnosi ascrivibili al Burdigaliano superiore-Langhiano (f.ne Tavernola e marne di Castelbuono; v. oltre).

Il flysch numidico affiora estesamente lungo la Catena Nebrodica dalla zona di Bronte-Maletto, a nord dell'Etna, e in particolare dalla congiungente Pizzo Tredicino-Acquedolci fino alle aree del Trapanese attraverso i vasti affioramenti dei M. Nebrodi, delle Madonie, dei Monti di Termini Imerese e di Palermo.

Gli enormi volumi occupati da questa formazione sono molto più ampi di quelli, già cospicui, ipotizzabili sulla base dei dati di superficie. Dall'analisi dei *logs* dei pozzi per l'esplorazione petrolifera e delle linee sismiche in Sicilia orientale, infatti, sono stati messi in evidenza enormi spes-

sori di questa formazione (dell'ordine delle migliaia di metri) completamente sepolta sotto le unità affioranti. Questi spessori sono determinati dalla ripetizione tettonica della successione stratigrafica del flysch, che costituisce più orizzonti strutturali sovrapposti corrispondenti a diverse unità e/o sottunità tettoniche. Essa formava la copertura oligo-miocenica di differenti successioni mesozoico-terziarie.

In Sicilia questa formazione per la sua ampia diffusione era già stata segnalata nella letteratura geologica alla fine del secolo scorso. SEGUENZA (1873) individuava nei Monti Nebrodi una zona inferiore ad argille scagliose grigie o brune e una superiore ad arenarie grossolane a granuli di quarzo e cemento siliceo. Qualche anno dopo BALDACCIO (1886) segnalava una formazione argilloso-arenacea costituita da argille brune e arenarie quarzose del Miocene inferiore, soprastanti alle argille scagliose dell'Eocene inferiore.

Denominata "Formazione di Geraci Siculo" da ACCORDI (1958), essa viene inquadrata nell'ambito della geologia del Mediterraneo da OGNIBEN (1960), che per primo riconosce la continuità strutturale tra il "Numidien" nord-africano e la formazione siciliana, proponendo la denominazione di Flysch Numidico.

CAIRE & MATTEUR (1960) confermano l'identità litologica degli affioramenti siciliani del Flysch Numidico con quelli del "Numidien" del Marocco, Algeria e Tunisia.

La collocazione paleogeografica e paleotettonica del flysch numidico nell'ambito dell'orogene è stato argomento di notevoli controversie nella letteratura geologica. L'aspetto paleogeografico è stato sempre strettamente connesso alla provenienza del detrito quarzoso, di cui la formazione è costituita, specialmente in merito all'originaria area sorgente dei sedimenti, se cioè questi derivassero da zone orogeniche ovvero da aree cratoniche africane. Anche il significato strutturale non ha trovato sempre condivisioni: si è passati cioè da una totale autoctonia ad una interpretazione più o meno alloctona di tale formazione (OGNIBEN, 1960, 1963; DUEÉ, 1969, 1970; BROQUET, 1970; CAIRE, 1970; WEZEL, 1973b, 1974; GRASSO *et alii*, 1978; GIUNTA, 1985; LENTINI & TORTORICI, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987; GUERRERA *et alii*, 1990, 1992). Gli Autori che hanno privilegiato la provenienza del quarzo da aree africane hanno assegnato la formazione a domini esterni, prossimi ad aree di alimentazione cratoniche. È questo il caso di OGNIBEN (1960), che attribuiva la formazione al cosiddetto Complesso Basale (o Imerese) e pertanto la collocava in posizione strutturale profonda. Al contrario diversi Autori di scuola francese (DUEÉ, 1969, 1970; BROQUET, 1968, 1970), ma anche alcuni italiani

(PESCATORE *et alii*, 1987) riconoscevano, per analogia con le aree maghrebine, una posizione del Flysch Numidico associato alle argille scagliose di derivazione interna. La maggior parte degli Autori ha riconosciuto invece la presenza di successioni numidiche in differenti posizioni strutturali e riferibili a diversi paleodomini, a prescindere dal problema della provenienza del quarzo.

Nei Monti delle Madonie OGNIBEN (1960) divide il membro sottostante alla falda Panormide da quello soprastante, denominandoli rispettivamente Membro di Portella Colla e Membro di Geraci.

BROQUET (1968) distingue un Flysch Numidico esterno autoctono da un Flysch Numidico intermedio ed uno interno, entrambi alloctoni. Il primo costituirebbe la copertura oligo-miocenica della "zona di Sclafani" e della piattaforma panormide; gli altri due apparterebbero alle Unità Sicilidi.

L'interpretazione di OGNIBEN (1960) viene seguita da WEZEL (1970) e da GRASSO *et alii* (1978). Il primo assegna un'età Oligocene medio-superiore al Membro di Portella Colla e riconferma il Membro di Geraci come depositatosi sul "Complesso Panormide" dopo l'arrivo delle falde; riconosce inoltre la Formazione marnoso-arenacea di Tavernola, interposta fra il Flysch Numidico e le A.S. sicilidi, assegnandola al Langhiano-Elveziano.

WEZEL (1973a) al pari degli autori francesi, suddivide il Flysch Numidico in un'unità alloctona interna, denominandola Flysch Numidico *s.s.*, ed una più esterna, autoctona, chiamata Flysch Nebrodico che raggruppa il Membro di Portella Colla, di Geraci, le Formazioni di Tavernola, di Castelbuono e di Garbata. WEZEL (1973b) introduce accanto al Flysch Nebrodico e al Flysch Numidico *s.s.*, il Flysch di Malia, ancora più interno e lateralmente legato al Flysch di Reitano-Capo d'Orlando.

GUERRERA & WEZEL (1974) e WEZEL (1974) identificano come substrato stratigrafico del Flysch Numidico, del Flysch di Malia e dei flysch interni una facies di argille varicolori ascritte all'Oligocene-Burdigaliano, negando l'età cretaceo-eocenica fino ad allora attribuita.

Sulla base dei rilevamenti di superficie e dei sondaggi profondi VEZZANI (1974) assegna gli affioramenti numidici del Foglio Mistretta al Membro di Geraci di OGNIBEN (1960).

BROQUET (1975) descrive le unità del Flysch Numidico esterno, intermedio ed interno della zona di Finale, ricostruendo la relativa evoluzione geodinamica.

GIUNTA (1985) propone il termine di Flysch Numido-Siciliano (*Numidoide* degli Autori francesi) per i sedimenti depositi nel bacino ubicato sul margine passivo africano, la cui deformazione ha dato origine alle Unità Maghrebidi esterne, mentre restringe il termine di Flysch Numidico (*Numidien*

degli Autori francesi) a quello poggiate stratigraficamente sulle più interne Unità Sicilidi; ciò per analogia con la terminologia adottata in letteratura sia nella Catena Betica, che nelle Maghrebidi nord-africane. Secondo il medesimo Autore, l'inizio degli apporti da aree sorgenti interne, dimostrato dalle arenarie arcosiche e dalle litareniti, segna la fase di chiusura del bacino numidico a partire dal Burdigaliano superiore-Langhiano.

Sulla base di analisi sia di superficie che di sottosuolo, BIANCHI *et alii* (1987) hanno rilevato che le unità del Flysch Numidico disposte in scaglie ripetute, scollate dal loro originario substrato mesozoico, possono essere ordinate dal basso verso l'alto e presumibilmente dalle più esterne a quelle più interne, come segue:

1) Unità Gagliano, nota solo in sottosuolo, è relativamente radicata sul substrato di tipo imerese, e costituisce la roccia serbatoio dei campi gassiferi di Gagliano (Provincia di Enna);

2) Unità Serra del Bosco, forma delle culminazioni a nord di Leonforte (Provincia di Enna); il tetto dell'unità presenta un intervallo langhiano a marne e quarzareniti glauconitiche che la apparenterebbero con le successioni terrigene delle unità maghrebidi più esterne (Unità di M. Judica).

3) Unità Maragone, affiorante estesamente nella dorsale nebrodica e incontrata dal sondaggio omonimo e dal pozzo Pizzo Bellafontana 1, costituisce la copertura delle unità carbonatiche panormide.

4) Unità di M. Salici, è costituita nella zona tipo, in provincia di Enna, da circa 500 m di prevalenti argille nerastre passanti verso l'alto ad alcune centinaia di metri di quarzareniti in grossi banchi. A questa unità è stato assegnato anche un intervallo apicale di argille marnose del Langhiano inferiore (Marne di Gagliano, AMORE, 1969) spesse circa 200 m.

5) Unità di Nicosia, a composizione mista litarenitico-quarzosa, occupa una posizione strutturale più elevata e si rinviene associata alle Unità Sicilidi.

Rilevamenti geologici hanno consentito un parziale riesame dei rapporti geometrici tra le unità numidiche valido per una reinterpretazione delle linee sismiche utilizzate da BIANCHI *et alii* (1987). Si riconosce un vasto orizzonte strutturale basale costituito da scaglie embricate del flysch numidico dell'Unità di Maragone equivalente, nelle aree messinesi, alle Unità di Serra del Bosco e di Gagliano delle aree ennesi. Su questo orizzonte profondo poggiano tettonicamente unità numidiche completamente flottanti attribuibili alle unità di Nicosia e M. Salici-M. Castelli, descritte da LA MANNA *et alii* (1995) (fig. 165). Nell'area a sud di Mistretta il flysch numidico di M. Castelli forma un vasto *klippe* sui livelli prevalentemente pelitici che costituiscono il tetto della copertura oligo-miocenica della piattaforma panormide (membro Geraci Siculo), come desunto dai son-

daggi Bellafontana 1 e Maragone 1. Questa copertura numidica profonda è bene esposta nella media valle del Torrente S. Stefano ad est di Mistretta e mostra giaciture regolari immergenti a sud. In questa zona i rapporti di sovrapposizione sono ulteriormente modificati da faglie orientate NE-SO, che ribassano verso il Tirreno (Tav. 3).

BELLO *et alii* (2000) dividono il Flysch Numidico in un intervallo profondo, più o meno solidale con le successioni meso-cenozoiche e in uno superiore alloctono, utilizzando per quest'ultimo il termine di "*far travelled Numidian Flysch*".

LENTINI *et alii* (2000, 2006), e FINETTI *et alii* (2005a) sintetizzano il quadro strutturale, distinguendo due orizzonti principali: quello più profondo viene denominato "Flysch Numidico esterno", formato da scaglie embricate, che rappresentano l'originaria copertura delle unità Gagliano e Imerese e più o meno solidali con la piattaforma carbonatica panormide. Il soprastante orizzonte strutturale ampiamente alloctono costituiva la parziale copertura delle Tetidi Alpine e forma le sottounità di Nicosia e di M. Salici, conservate nelle depressioni strutturali della catena e in genere direttamente ricoperte dai depositi tortoniani (f.ne Terravecchia).

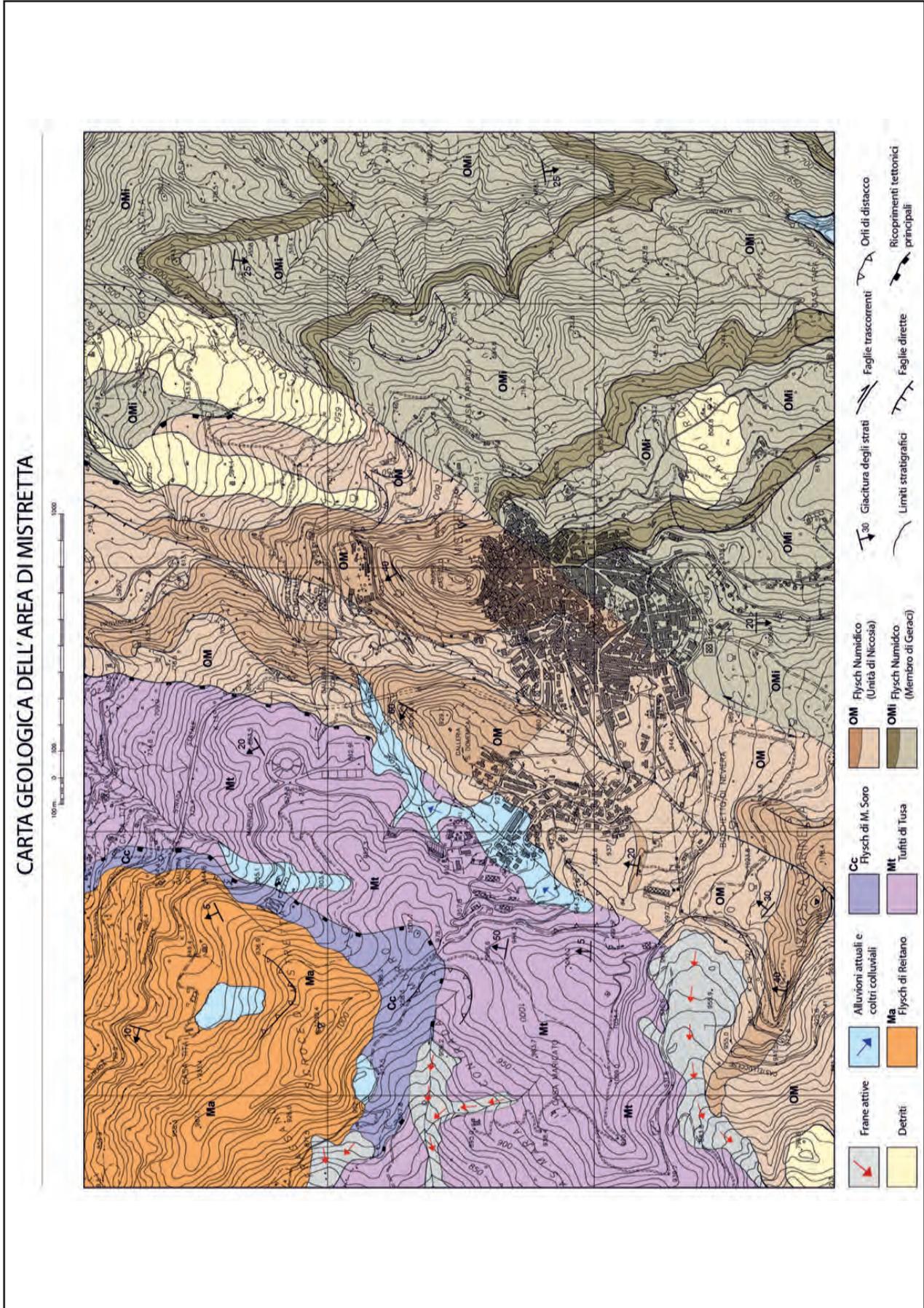
Nella carta geologica a scala 1:250.000 allegata alle presenti note si è scelto di confermare tale impostazione e cioè di suddividere le coperture numidiche più o meno solidali con le successioni meso-cenozoiche dell'Unità Imerese, di Gagliano e panormide, da quelle delle Unità Alpino-Tetidee, totalmente alloctone, ma raggruppando in un unico colore le sottounità di Nicosia e di M. Salici. Tale criterio risponde da un lato all'esigenza di accorpamento in una carta geologica di carattere regionale, ma nello stesso tempo mette in evidenza gli elementi strutturali, in quanto le unità alloctone risultano conservate nelle depressioni tettoniche.

Ulteriore distinzione viene riservata al flysch numidico associato al *mélange* permo-triassico dell'Unità di Lercara. Quest'ultima, insieme con le coltri alloctone, a causa dell'intensa deformazione



Fig. 165 – Panoramica di M. Castelli e di C.da Montagna a SE di Mistretta. Si nota il ricoprimento del flysch numidico interno (sottounità M. Salici) al disopra dell'intervallo pelitico al tetto del flysch numidico esterno (membro Geraci Siculo).

- Panorama of M. Castelli and C.da Montagna SE of Mistretta. Note the overthrusting of the inner Numidian Flysch (M. Salici subunit) above the pelitic horizon at the top of the outer Numidian Flysch (Geraci Siculo member).



Tav. 3 - Carta geologica dell'area di Mistretta, da rilevamenti a scala 1:10.000. - Geological Map of the Mistretta area, from 1:10.000 scale geological maps.

e della variabilità litologica presenta un alto grado di predisposizione al dissesto.

Al fine di evidenziare i caratteri strutturali delle aree occupate dal flysch numidico, si ritiene fondamentale che accanto ad una corretta definizione dei caratteri stratigrafici vi sia una collocazione in un determinato orizzonte strutturale. Esempio tipico si riscontra nella carta geologica edita da ABATE *et alii* (1988); in particolare nell'area attorno a Montemaggiore Belsito e Aliminusa l'importante *trend* strutturale, che delimita a NE la dorsale M. Scardilla-M. Roccelito, non viene evidenziato e i rapporti tra le due facies arenacee e pelitiche sono riportati come stratigrafici. In realtà la facies pelitica appartiene ad un elemento alloctono strutturalmente più alto come dimostrato dalla copertura del Miocene superiore (f.ne Terravecchia e Serie Gessoso-Solfifera) discordante sulle coltri. Il contatto tra i due orizzonti strutturali è definito da una faglia orientata ONO-ESE, che ha la sua prosecuzione verso NO nell'area a sud di Caccamo (v. "Caccamo Shear Zone" di GUARNIERI, 2003b).

Nell'ambito del Progetto CARG l'Unità numidica di Nicosia, più interna e geometricamente superiore, ha assunto la denominazione di flysch numidico - membro Nicosia, mentre l'Unità di M. Salici-M. Castelli è stata denominata flysch numidico - membro M. Salici (SERV. GEOL. D'IT., 2010a, 2012a, 2013e). Al flysch numidico esterno, quello strutturalmente più profondo, viene assegnato il termine di membro Portella Colla per l'intervallo oligocenico, mentre l'orizzonte quarzarenitico del Miocene inferiore viene denominato membro Geraci Siculo, e ciò a prescindere che si tratti della copertura imerese o panormide.

In conclusione le successioni numidiche di Nicosia e di M. Salici sarebbero totalmente sradicate e si sovrappongono in sottosuolo ad altre successioni di flysch numidico-membro Geraci Siculo complessivamente solidali, anche se più o meno parzialmente scollate, con i vari substrati mesozoici presenti in sottosuolo e che culminano in corrispondenza delle dorsali madonita e nebrodica.

Per quanto concerne il flysch numidico esterno esso costituisce la copertura terrigena delle unità Gagliano e Imerese, caratterizzate da successioni bacinali e di margine di bacino, ma anche la copertura delle piattaforme carbonatiche panormidi. Le prime presentano al tetto una transizione ad argille di colore bruno scuro con sottili intercalazioni di quarzosiliti, che nelle Madonie sono state denominate da OGNIBEN (1960) Membro di Portella Colla e considerate l'intervallo basale oligocenico della successione numidica. Nell'area-tipo esse sono delimitate al tetto dal ricoprimento delle Unità Panormidi, ma laddove queste ultime chiudono, il flysch numidico è costituito da un intervallo basale prevalentemente

pelitico di età Oligocene superiore, passante in alto ad un'alternanza argilloso-quarzarenitica, con arenarie in grossi banchi, di età Aquitaniano-Burdigaliano. Dove la successione non è interrotta dall'inserimento delle falde panormidi, e considerata la scala della carta geologica allegata, è praticamente impossibile separare il membro di Portella Colla dall'intervallo miocenico del flysch numidico. Pertanto in carta al di fuori delle aree panormidi tutto il flysch numidico esterno risulta accorpato. L'età dell'inserimento delle falde panormidi era stata ascritta al passaggio Oligocene-Miocene da OGNIBEN (1960), e confermata da GRASSO *et alii* (1978); ciò aveva come conseguenza di ritenere il flysch numidico (membro di Geraci) quale "meso-autoctono", depositatosi cioè successivamente al trasporto orogenico delle falde panormidi e ricoperto tettonicamente dalle Unità Sicilidi.

Elementi geologico-strutturali e bio-cronostratigrafici hanno suggerito di reinterpretare la copertura numidica delle unità panormidi quale originariamente depositatesi sulle piattaforme anteriormente alla loro messa in posto. Tra gli elementi a sostegno di questa ipotesi vi è che l'età del trasporto tettonico delle Unità Panormidi sarebbe troppo precoce nel contesto dell'evoluzione geodinamica dell'intero orogene, addirittura coevo al ricoprimento delle falde cristalline calabridi; la nuova interpretazione ha l'effetto di ringiovanire la messa in posto delle Unità Panormidi. In tal caso gli intervalli miocenici del flysch numidico, assenti al disotto delle falde, sarebbero gli stessi che attualmente poggiano sulle unità più esterne e cioè sul PSTB, a seguito di imponenti scollamenti in corrispondenza delle argille oligoceniche (membro di Portella Colla).

Per esempio nella dorsale Pizzo di Cane-Pizzo dell'Inferno, fra Trabia e Ventimiglia di Sicilia, la successione imerese termina con l'orizzonte oligocenico, troncato dalle Unità Sicilidi, e l'intervallo quarzarenitico del Miocene inferiore si ritrova più a sud-ovest sovrapposto tettonicamente sui livelli del Miocene medio al tetto della successione di Rocca Busambra (fig. 166).

2.1.3. - Unità Sicane

Con questo nome vengono indicate le unità stratigrafico-strutturali affioranti in Sicilia occidentale ed originatesi dalla deformazione dei depositi del "Bacino Sicano" (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982), avvenuta dal tardo Miocene al Pliocene medio, cioè durante la fase Tirrenica (v. oltre, Titolo V - Tettonica).

Le successioni sedimentarie consistono in circa 2000 m di depositi bacinali carbonatici e siliceo-carbonatici riferibili all'intervallo Triassico supe-



Fig. 166 - membro quarzarenitico del flysch numidico scollato dalla successione imerese ed affiorante sul versante nord della dorsale di Rocca Busambra.
- Quartzarenitic member of the Numidian Flysch, detached from the Imerese succession and cropping out along the northern slope of Rocca Busambra ridge.

riore-Miocene superiore e che si accumularono nel prolungamento occidentale del paleobacino Ionico. Le Unità Sicane sono distribuite a sud dell'allineamento Roccamena–Rocca Busambra fino a raggiungere la congiungente M. Genuardo-Lucca Sicula-S. Stefano Quisquina-M. Cammarata. Verso est spariscono in corrispondenza della Valle del F. Platani al disotto delle coltri permo-triassiche dell'Unità Lercara e oligo-mioceniche del flysch numidico alloctono per effetto di un'importante linea tettonica di significato regionale, che con orientazione circa NO-SE delimita ad ovest la depressione di Caltanissetta ("Bacino di Caltanissetta" *Auctt.*).

Le facies del Triassico superiore-Lias sono di piattaforma di tipo transizionale nella Sottounità M. Genuardo per poi divenire francamente bacinali nelle sottounità Pizzo Mondello e M. Barracù-M. Colomba e più ad est nelle successioni affioranti a M. Cammarata e Castronovo di Sicilia. Dall'interpretazione delle linee sismiche emerge che le Unità Sicane formano un sistema a *thrust* ampiamente sovrascorso sui livelli del Miocene medio del PSTB affiorante in corrispondenza della dorsale M. Magaggiaro-Pizzo Telegrafo (v. figg.

106, 107, 111), dove coinvolge in modo più o meno incisivo depositi del Mio-Pliocene, come dimostrano i Trubi e i lembi argilloso-sabbiosi pliocenici distribuiti al fronte dei *thrust*, come quello di M. Genuardo (Sambuca di Sicilia) oppure la successione argilloso-calcarenitica dei dintorni di Burgio ascrivibile al Santerniano (fig. 167). Spettacolari esempi di sovrascorrimento dei calcari triassici su argille del Miocene superiore sono visibili al fronte sul versante meridionale della dorsale Pizzo Mondello-S. Stefano Quisquina-M. Cammarata. Più ad ovest lo stesso fronte si realizza con il sovrascorrimento della dorsale Pizzo di Gallinaro-Cozzo di Pietra Fucile (fig. 168).

Tali unità formano un sistema a *duplex*, i cui singoli elementi mostrano spessori di 1-1,5 km. Le culminazioni spesso corrispondono ad alti strutturali del sottostante PSTB, che possono dare luogo a fenomeni di *breaching*, come avviene a sud di Lucca Sicula, dove le sequenze sicane "bucano" il cuneo di accrezione della Falda di Gela.

2.1.3.1. – Sottounità M. Genuardo

Questa sottounità è accavallata sopra la più alta delle unità di piattaforma carbonatica del PSTB e si immerge verso ovest al disotto dei depositi neogenici del Bacino del Belice, verso nord sotto il Ba-



Fig. 167 - Nella zona di Burgio i rilievi montuosi a NE del paese sono costituiti da un sistema a *thrust* che si accavalla su argille e calcareniti del Quaternario (Santerniano).
- In the area of Burgio the mountains NE of the village consist of a thrust system that overthrusts the Quaternary clays and calcarenites (Santernian).



Fig. 168 - I calcari con selce (f.ne Scillato) di Lista dell'Inferno tra S. Stefano Quisquina e M. Cammarata si accavallano su argille del Miocene superiore (a). Più ad ovest la dorsale Pizzo di Gallinaro-Cozzo di Pietra Fucile è sovrascorsa su argille del Miocene superiore (b).
- The Late Triassic cherty limestones (Scillato Fm.) of Lista dell'Inferno between S. Stefano Quisquina village and M. Cammarata overthrust Late Miocene clays (a). Westwards the Pizzo di Gallinaro-Cozzo di Pietra Fucile thrust over Late Miocene clays (b).

cino di Realbate, mentre verso est e NE si immerge, in corrispondenza di Chiusa Sclafani, sotto i *thrust* di M. Barracù-M. Colomba. Una linea sismica orientata N-S, interpretata da FINETTI *et alii* (2005a), mostra che la monoclinale di M. Genuardo immerge verso nord, ma non possiede continuità in sottosuolo. Essa invece giace su un'unità strutturale Maranfusa-Roccamena, appartenente al PSTB con una geometria cuneiforme verso nord (v. fig. 108), presentandosi quindi totalmente sradicato. L'immagine suggerisce un fenomeno di scollamento su una superficie a basso angolo accompagnato da una leggera rotazione e un generale basculamento e ciò è spiegabile come adeguamento della sottounità alla culminazione della struttura profonda del PSTB (v. Capitolo 1).

Successione stratigrafica

La sottounità M. Genuardo è caratterizzata da una successione stratigrafica, potente circa 1500 m, di cui affiorano circa 700-800 m (figg. 163, 169). Essa è costituita da depositi carbonatici e silicoclastici ed è estesa dal Triassico superiore al Neogene (DI STEFANO & GULLO, 1986; DI STEFANO & VITALE, 1993). Per i caratteri stratigrafici dell'intervallo Triassico superiore-Lias questa sottounità viene considerata di transizione tra la piattaforma sacense e il bacino sicano (CACCIATORE *et alii*, 2004).

La parte inferiore infatti consiste di dolomie e calcari dolomitici di piattaforma di colore biancastro massivi del Norico-Retico (fig. 170). Si tratta di biolititi dolomitizzate contenenti spugne e coralli, di calcareniti a *Galeanella panticae*, *G. laticarinata*, *Siculocosta battagliaensis* e *Pseudocucurbita* sp., e di breccie di inter- e periscogliera. Nel versante orientale di M. Genuardo la formazione è rappresentata da dolomie stromatolitiche e loferitiche grigio-biancastre, alternate a dolomie vacuolari contenenti *Megalodonti* con stratificazione piano-parallela, interpretabili come cicli peritidali.

La formazione è ricoperta in discordanza angolare da calcareniti oolitiche e bioclastiche di colore bianco-nocciola, costituite da frammenti algali risedimentati (*Thaumatoporella parvovesiculifera*, *Paleodasycladus mediterraneus* e *Cayeuxia* sp.) e alternate a calcilutiti a radiolari e spicole di spugna. Verso l'alto compaiono lenti di calcari rossastri a crinoidi e brachiopodi dell'Hettangiano-Pliensbachiano inferiore (SERV. GEOL. D'IT., 2013c; DI STEFANO *et alii*, 2013).

L'“annegamento” della piattaforma è testimoniato da depositi di scarpata e di bacino, rappresentati da calcilutiti nodulari del Pliensbachiano superiore-Bajociano inferiore (calcari di S. Maria del Bosco), cui seguono sottili livelli di radiolariti e calcilutiti policrome alternate a marne silicizzate, riferite al Bajociano-Titonico inferiore. Vengono segnalate anche calciruditi con clasti carbonatici di piattaforma di età liassica. Inoltre nell'orizzonte oxfordiano si intercalano corpi

basaltici lenticolari rappresentati da *pillow-lavas* e vulcanoclastiti con spessori fino a 60 m (fig. 171).

Seguono verso l'alto marne calcaree bianche ad *Aptychus* e *Stomiosphaera moluccana* e calcilutiti bianche a *Calpionella alpina*, *C. elliptica* e *Tintinnopsella carpathica* con liste e noduli di selce in facies di “Lattimusa”, ascrivibili al Giurassico superiore-Cretacico inferiore; queste passano, tramite un sottile intervallo di marne ad Aptici (f.ne Hybla equiv.), a calcari marnosi bianchi, rosati o rossi in facies di Scaglia. Il contenuto fossifero consiste in globotruncane in basso e in *Morozevella aragonensis*, *M. lehneri*, *Turborotalia cerroazulensis* e *Hantkenina* sp. in alto. Al limite Cretacico-Eocene compaiono intercalazioni, talora di notevole spessore, di megabrecce carbonatiche in corpi cuneiformi talora clinostratificati (fig. 172), ad elementi di calcari peritidali del Triassico-Lias, sovente a spigoli arrotondati, immersi in una matrice riconducibile alla Scaglia.

La successione stratigrafica continua in alto con marne sabbiose grigio-verdastre (marne di Cardella), riferibili all'Oligocene per la presenza di *Globigerina ciperoensis* e *Globorotalia opima opima*, passanti ad arenarie quarzose e biocalcareni a glauconite

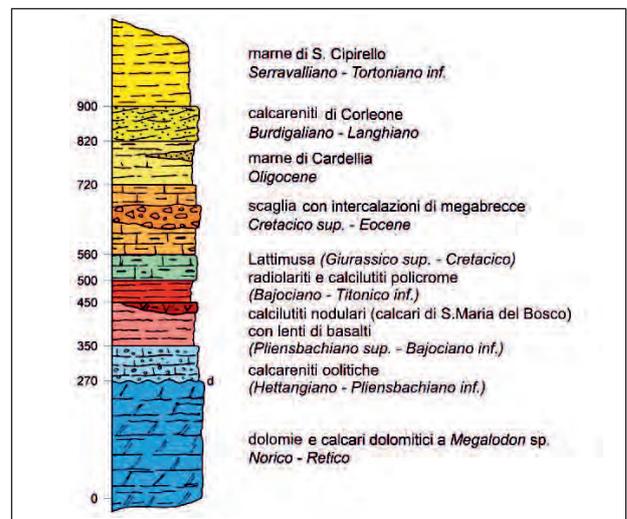


Fig. 169 – Colonna stratigrafica della sottounità M. Genuardo.
- Stratigraphic column of the M. Genuardo subunit.



Fig. 170 - Sul versante orientale di M. Genuardo affiora una successione formata da dolomie e calcari dolomitici ricoperti da calcareniti oolitiche, passanti a calcilutiti e a calcareniti a crinoidi, ascrivibile ad un intervallo Triassico-Lias medio.
- On the eastern slope of M. Genuardo crops out a sequence composed of dolomites and dolomitic limestones covered by oolitic calcarenites grading up to calcilutites and encrinurites referred to a Triassic-Middle Liassic interval.

ascrivibili al Burdigaliano–Langhiano e note come calcareniti di Corleone (fig. 173) e termina con marne grigio-azzurre con intercalazioni sabbiose (marne di S. Cipirello) con microfaune a *Globigerinoides ruber*, *G. subquadratus*, *Globorotalia mayeri* e *G. menardii*, che permettono un’assegnazione al Seravalliano-Tortoniano inferiore.

Queste due formazioni affiorano tutt’attorno al M. Genuardo in una struttura antiforme con asse orientato circa E-O.

2.1.3.2. – Sottounità Pizzo Mondello-M. Cammarata

Questa sottounità è composta da una successione bacinale di circa 1000 m e si estende per decine di chilometri da Pizzo Mondello (zona di Bivona) fino a Monte Cammarata. Si tratta di un sistema a *thrust* sud-vergente notevolmente articolato, sovrascorso *in toto* sul PSTB. Al suo fronte il sistema si accavalla su argille del Miocene superiore (fig. 174, v. anche fig. 168).

Nel settore occidentale la successione stratigrafica è ben esposta lungo una traccia orientata da sud a nord, da Pizzo Mondello fino al Torrente S. Calogero a SO di Palazzo Adriano, lungo la quale si può ricostruire una colonna stratigrafica dal Triassico superiore al Tortoniano (fig. 175) ed osservare i rapporti di ricoprimento tettonico delle formazioni permo-triassiche dell’Unità di Lercara (v. oltre). Si tratta di una sezione rappresentativa della successione affiorante tra i dintorni di Bivona e l’area di Palazzo Adriano, cioè il settore occidentale del sistema a *thrust* più meridionale, che passando per S. Stefano Quisquina si collega alla dorsale Serra Quisquina/Serra della Moneta, M. Gemini fino a M. Cammarata.

L’orizzonte basale affiora nel versante meridio-



Fig. 171 - Basalti sottomarini intercalati in livelli del Giurassico medio-superiore della successione di M. Genuardo.
- Submarine basalts interbedded in Middle-Upper Jurassic horizons of the M. Genuardo succession.

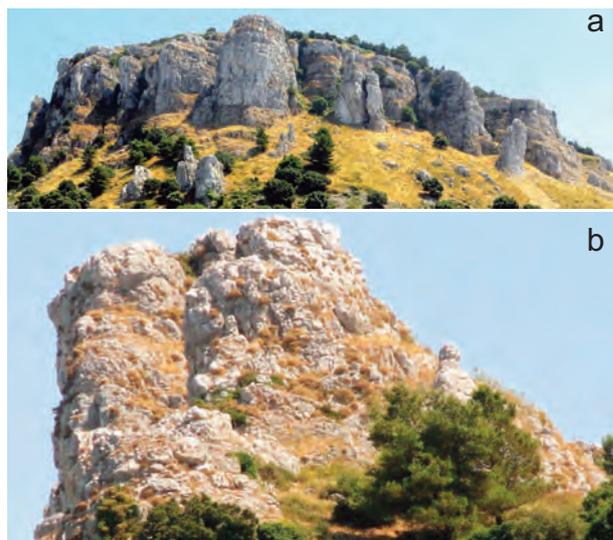


Fig. 172 - Megabrecce ad elementi di calcari peritidali mesozoici ad assetto caotico intercalate in orizzonti della scaglia al passaggio Cretacico-Eocene (a). Dettaglio del livello di megabrecce (b). Loc.: versante nord di M. Genuardo.
- Chaotic megabreccia composed of clasts of Mesozoic peritidal limestones intercalated within the Cretaceous-Eocene boundary of Scaglia Fm. (a). Detail of megabreccia (b). Loc.: north side of M. Genuardo.

nale di Pizzo Scavarrante e nella terminazione sud-orientale di Pizzo Mondello ad ovest di Bivona ed è rappresentato da modesti spessori di marne e calcilutiti del Julico, equivalente alla f.ne Mufara comune a diverse unità tettoniche. Questa passa verso l’alto a 470 m di calcilutiti con selce ricche di *Halobriidae*, riferiti da DI STEFANO *et alii* (1998) al Carnico-Norico, e alla cui sommità compaiono calcilutiti bianche a radiolari del Retico (calcilutiti di Portella Gebbia) e, in paraconcordanza, calcareniti a crinoidi e brachiopodi del Lias, interpretabili come sottili torbiditi. Verso l’alto la successione continua con radiolariti e calcilutiti policrome (Rosso Ammonitico) del Giurassico medio-superiore, calcilutiti con selce (“Lattimusa”) del passaggio Giurassico-Cretacico e con la Scaglia cretacico-eocenica, rappresentata da calcari marnosi e marne rossicce (fig. 176). I livelli sommitali



Fig. 173 – Passaggio tra le argille oligoceniche (marne di Cardellia) e le calcareniti glauconitiche del Miocene inferiore (calcareniti di Corleone), affioranti a nord di M. Genuardo.
- Transition from the Oligocene clays (Cardellia marls) to the Early Miocene glauconitic calcarenites (Corleone calcarenites), cropping out north of M. Genuardo.



Fig. 174 – Sul fronte meridionale della sottounità Pizzo Mondello i calcari con selce della f.ne Scillato si accavallano, insieme a lembi della F.ne Mufara (equiv.), su argille del Miocene superiore.

- Along the southern front of the Pizzo Mondello subunit the cherty limestones of the Scillato Fm. overthrust, with some strips of the Mufara Fm. (equiv.), Late Miocene clays.

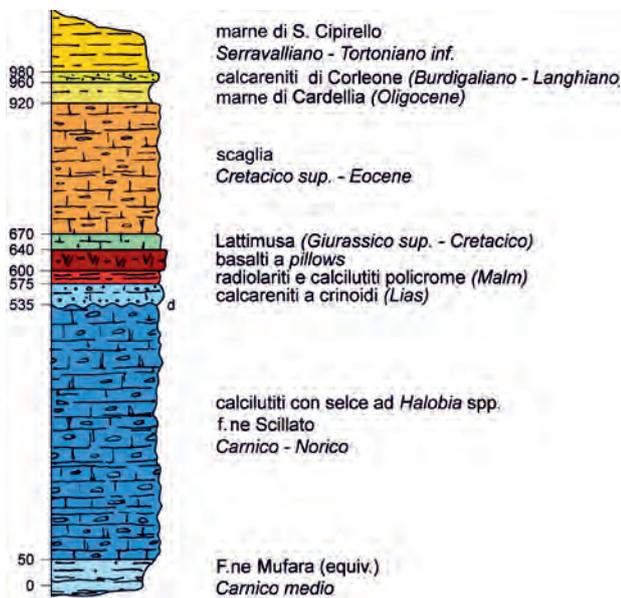


Fig. 175 – Colonna stratigrafica della sottounità Pizzo Mondello. d= paraconcordanza.

- Stratigraphic columns of the Pizzo Mondello subunit. d= paraconformity.

sono dati da depositi di *open-shelf* oligo-miocenici: marne passanti ad arenarie e a biocalcareni a glauconite (calcareni di Corleone) di modesto spessore, sormontate dalle marne di S. Cipirello.

Questi livelli affiorano nella valle del T. San Calogero lungo la stradella che congiunge Palazzo Adriano con Bivona. Sopra le marne del Miocene medio-superiore poggiano tettonicamente lembi della triassica f.ne Mufara e terreni paleozoici, tra cui i famosi blocchi del “Permiano del Sosio” tutti ascrivibili all’Unità di Lercara descritta più avanti (v. Sottopar. 2.1.5 - Unità di Lercara).

Per maggiori dettagli sui caratteri stratigrafici dell’intervallo triassico si rimanda a DI STEFANO *et alii* (1998), che riferiscono anche sulle condizioni anossiche, che si verificarono durante la deposizione della f.ne Mufara, soppiantate da condizioni

di maggiore ossigenazione all’inizio della sedimentazione dei calcari con selce.

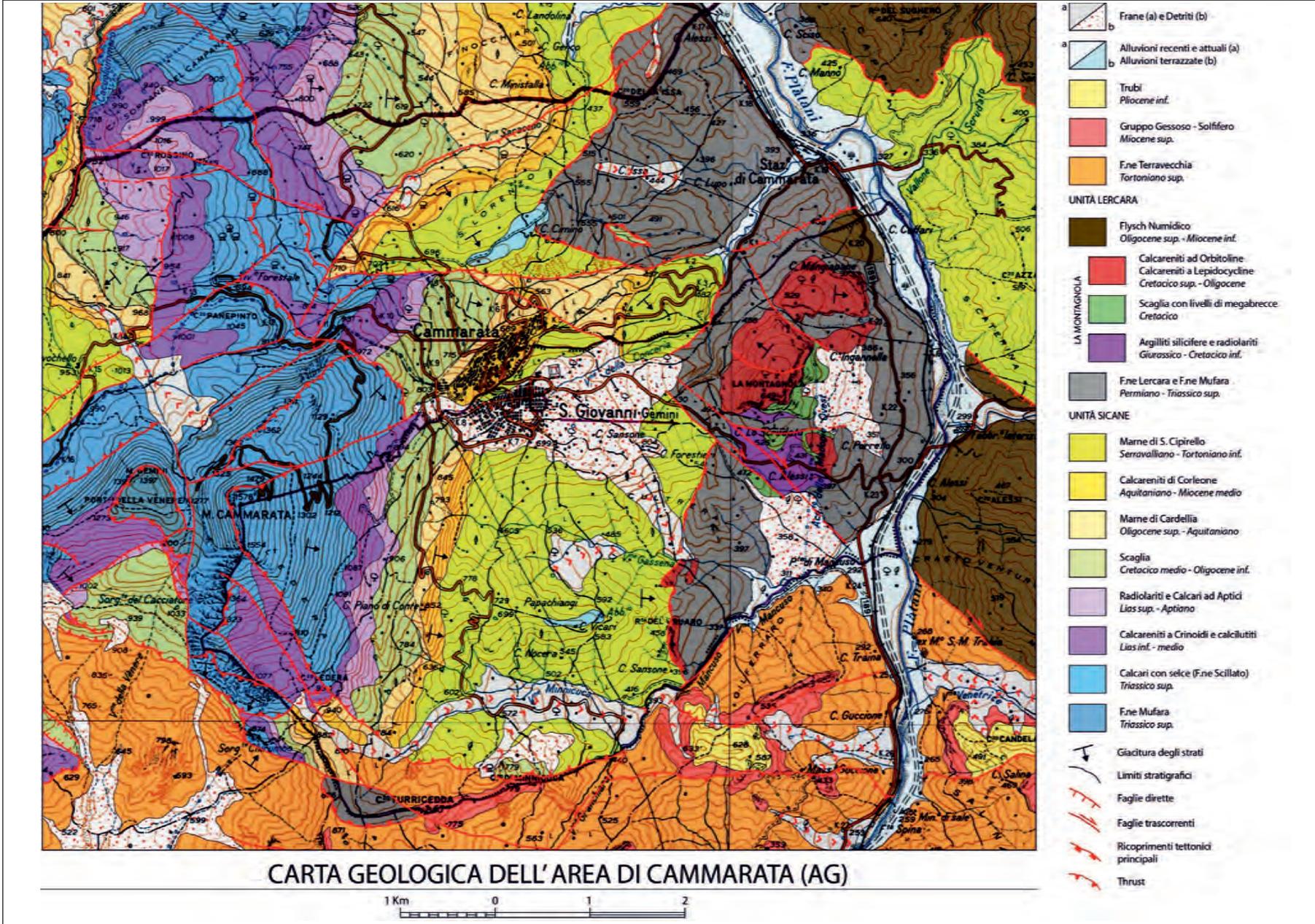
Al disopra della successione descritta si accavalla una subunità, quella di M. Rose descritta da MASCLE (1979), totalmente “flottante” sulla sottounità Pizzo Mondello.

Nella parte orientale dei Monti Sicani il sistema a *thrust* si presenta notevolmente complesso (Tav. 4). La successione stratigrafica è abbastanza analoga alle precedenti ed è rappresentata da calcari con selce della f.ne Scillato, sormontati da un intervallo di modesto spessore di pelagiti ascrivibile al Giurassico-Cretacico, che termina con la scaglia, ricoperta a sua volta dall’intervallo oligo-miocenico, caratterizzato dai sedimenti glauconitici di *open shelf*, le marne di Cardellia e le calcarenite di Corleone. Le prime sono rappresentate da marne, talora sabbiose, di colore bruno e verdastro e con sporadiche intercalazioni calcarenitiche a macroforaminiferi. Il contenuto microfaunistico delle marne, piuttosto abbondante, permette una datazione all’Oligocene superiore-



Fig. 176 – Affioramenti della scaglia cretacico-eocenica della zona di Portella di Gebbia, versante nord di Pizzo Mondello.

- Outcrops of the Cretaceous-Eocene Scaglia Fm. of the Portella di Gebbia area, northern slope of Pizzo Mondello.



Tav. 4 - Carta geologica dell'area di Cammarata (Sicilia centro-occidentale). - Geological map of Cammarata area (western-central Sicily).

Aquitano inferiore. Le calcareniti sono ascrivibili all'Aquitano superiore-Burdigaliano e si estendono talora al Langhiano.

I contatti tettonici all'interno del sistema a *thrust* coinvolgono anche le soprastanti marne di S. Cipirello del Serravalliano-Tortoniano inferiore, che pertanto pre-datano il sistema medesimo. Talora nelle depressioni o al *footwall* dei *thrust* affiorano lembi di terreni alloctoni, ascrivibili all'Unità di Lercara.

Monte Cammarata, la cui cima si eleva fino a 1578 m s.l.m., è costituito da una monoclinale immergente ad est e troncata da faglie sul versante nord-occidentale, mentre verso sud è delimitata dal già citato fronte di accavallamento sui terreni del Miocene superiore. La struttura al suo interno è interessata da *thrust* minori e piccoli accavallamenti. La successione affiorante inizia con modesti spessori di f.ne Mufara (equiv.) passante ad alcune centinaia di metri di f.ne Scillato; seguono calcareniti e calciruditi a crinoidi, alternate a calcilutiti e riferibili al Lias inferiore-medio, radiolariti e calcari selciferi ad aptici del Lias superiore-Aptiano, passanti alla Scaglia cretaco-eocenica. In leggera discordanza poggiano biocalcareni a macroforaminiferi oligoceni, passanti alle marne di Cardellia e alle calcareniti di Corleone contenenti glauconite. La successione viene chiusa dalle marne di S. Cipirello ascrivibili al Serravalliano-Tortoniano inferiore.

Al tetto della successione, cioè sulle marne di S. Cipirello poggia tettonicamente l'Unità di Lercara, costituita da un *mélange* permo-triassico, da Flysch Numidico alloctono e da coperture post-triassiche (v. oltre). Una di queste affiora a La Montagnola e lungo la strada di raccordo S. Giovanni Gemini-superstrada PA-AG, la cui successione verrà descritta più avanti nel Sottopar. 2.1.5. - Unità di Lercara.

2.1.3.3. – Sottunità M. Barracù-M. Colomba

A nord dell'allineamento Pizzo Mondello-M. Cammarata il sistema a *thrust* sicano si presenta notevolmente articolato. La zona dove si può osservare meglio la successione stratigrafica è quella di M. Barracù, dove questa sottunità sicana forma un sistema a *thrust* sud-vergente, costituito da una successione triassico-miocenica, con due culminazioni principali che corrispondono alle dorsali di M. Barracù-M. Cangialoso a nord e di M. Colomba-M. Triona più a sud (fig. 177).

La successione stratigrafica è ben esposta lungo il versante occidentale di M. Barracù-M. Cangialoso (fig. 178). Essa è abbastanza simile a quella di Pizzo Mondello, ma appartiene, assieme a M. Colomba e M. Triona ad un orizzonte strutturale più alto. M. Barracù infatti è costituito da una monoclinale immergente a nord e delimitata verso ovest da una

rampa laterale a componente di movimento destro, che mette a contatto i calcari mesozoici con i livelli apicali, cioè con le calcareniti di Corleone (fig. 179).

La dorsale M. Triona-M. Colomba si estende fino a Prizzi, per poi collegarsi con la zona di Castronuovo di Sicilia e corrisponde ad un fronte di *thrust* con orientazione E-O e vergenza a sud. Lungo il fianco settentrionale della valle del F. Sosio si osserva chiaramente che a questa struttura in accavallamento è connessa una sinclinale di *footwall* con asse E-O, formata dalla successione oligomiocenica con il fianco settentrionale rovesciato (figg. 180, 181).

Successione meso-cenozoica

Alla base della successione (fig. 181) affiorano circa 200-250 m di calcari con selce della f.ne Scillato, ascrivibili al Norico-Retico. Si tratta di calcilutiti grigiastre con noduli e liste di selce in strati lastroidi contenenti microfaune a radiolari e Halobie. Verso l'alto si passa ad un sottile livello di encriniti del Lias inferiore e a circa 50 m di radiolariti policrome riferibili al Lias superiore-Malm. Per la maggiore erodibilità questo livello forma una cengia molto pronunciata. Seguono 250 m di calcilutiti bianche con selce nera in facies di Lattimusa (Cretaco inferiore), e di calcilutiti più o meno marnose in facies di scaglia con intercalazioni di megabrecce. L'intervallo eocenico della scaglia è rappresentato da calcilutiti marnose bianche con noduli di selce rossastri. Verso l'alto si passa a calcari marnosi con *Cancellophycus*, che proseguono con circa 20 m di calcareniti e calciruditi a nummuliti di età Oligocene inferiore. La successione evolve a sedimenti terrigeni con circa 400 m di argille e marne di colore bruno o verdastro, contenenti sporadiche intercalazioni di torbiditi calcaree a nummuliti e *Nephrolepidina* sp.

Questa unità litostratigrafica potrebbe essere correlabile con la Formazione Bonifato di SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65), che però caratterizza la parte alta di successioni appartenenti al PSTB e non alle Unità Sicane. Di recente CATALANO *et alii* (2010a, b) hanno proposto la denominazione formale di marne di Cardellia (dal monte ad est di Corleone). I medesimi autori riportano associazioni a foraminiferi delle biozone a *Globorotalia opima opima*, a *Globigerina ciperoensis* e a *Globorotalia kugleri* e associazioni a nanofossili delle biozone a *Sphenolithus distentus* e a *Sphenolithus ciperoensis*, che permettono di datare la formazione all'Oligocene superiore-Aquitano inferiore.

Le migliori esposizioni si hanno sul versante meridionale di M. Cardellia e in varie località dell'area di Corleone, in particolare al nucleo delle anticlinali di Contrada Gandolfo a NE di Corleone (fig. 182).

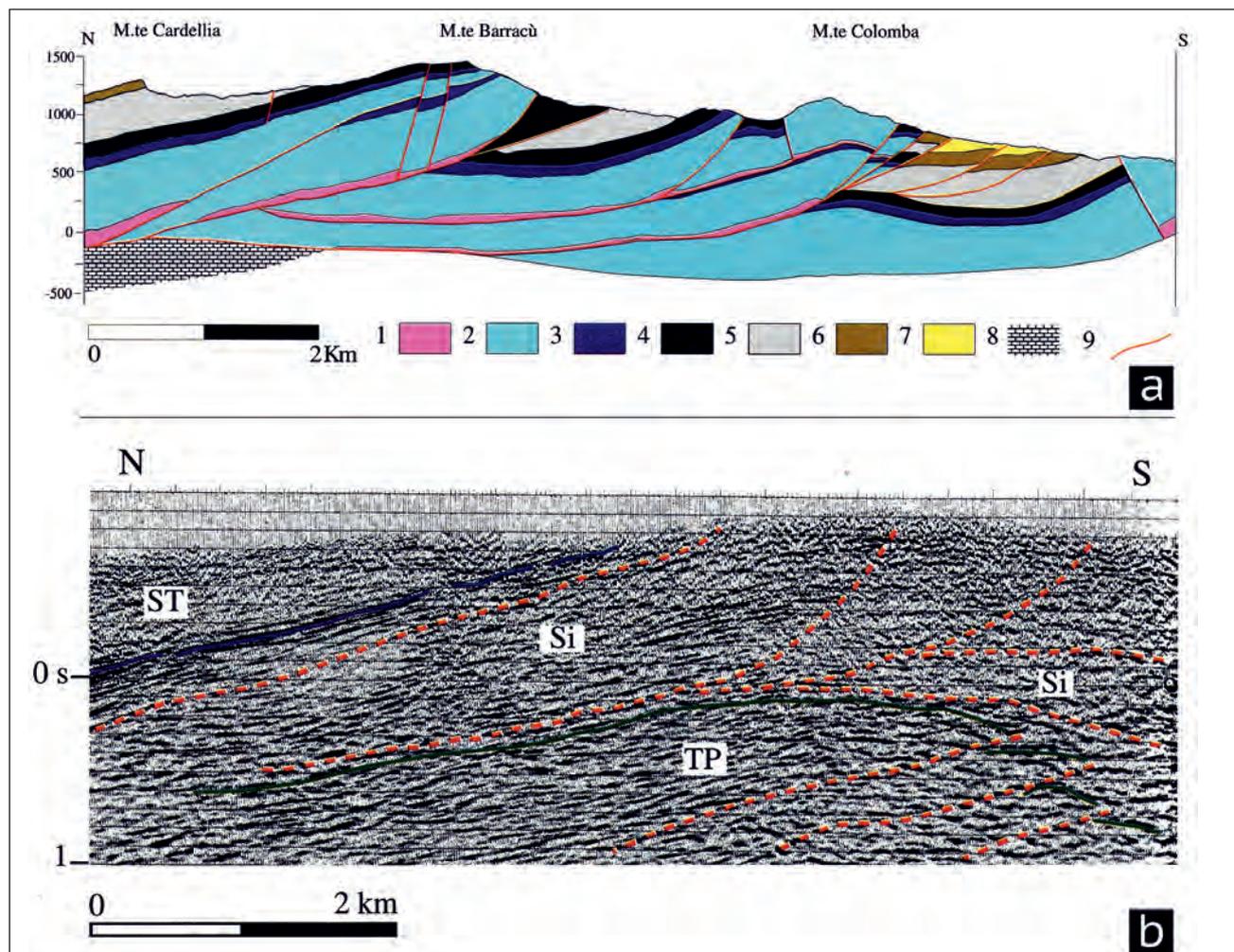


Fig. 177 - a) Profilo geologico schematico da M. Cardellia alla valle del F. Sosio, mostrante il raddoppio della successione di M. Barracù su quella di M. Colomba. La sottounità sicana è sovrapposta tettonicamente al PSTB (Unità Trapanesi di CATALANO *et alii*, 1998). 1) F.ne Mufara (Carnico); 2) f.ne Scillato (Triassico superiore) e calcareniti a crinoidi (Lias inferiore); 3) Rosso Ammonitico (Dogger e Malm) e Lattimusa (Titonico Cretacico inferiore); 4) F.ne Hybla e scaglia (Cretacico superiore-Oligocene inferiore); 5) marne di Cardellia (Oligocene superiore-Aquitaniense); 6) calcareniti di Corleone (Burdigaliano-Langhiano); 7) marne di S. Cipirello (Serravalliano-Tortoniano); 8) unità carbonatiche del PSTB; 9) faglie e sovrascorrimenti.; (da AGATE *et alii*, 1998, modificato). b) Immagine sismica mostrante il sistema a thrust sicano Barracù-Colomba (Si) con le sue coperture oligo-mioceniche e sovrascorso sulle unità carbonatiche in “facies trapanese” del Sistema a Thrust Esterno (PSTB) (da AGATE *et alii*, 1998).

- a) Schematic geological profile from M. Cardellia to the Sosio River Valley, showing the duplex of M. Barracù-M. Colomba. This sicilian subunit overthrusts the PSTB (Trapanese Units of CATALANO *et alii*, 1998). 1) Mufara Fm. (Carnian); 2) Scillato Fm. (Upper Triassic) and encrinites (Lower Liasic); 3) Rosso Ammonitico (Dogger e Malm) and Lattimusa (Tithonian-Lower Cretaceous); 4) Hybla and Scaglia Fms. (Upper Cretaceous-Lower Oligocene); 5) Cardellia marls (Upper Oligocene-Aquitaniense); 6) Corleone calcarenites (Burdigalian-Langhian); 7) S. Cipirello marls (Serravallian-Tortonian); 8) Carbonate units of PSTB; 9) faults and thrusts; (after AGATE *et alii*, 1998, modified). b) Seismic image showing the Sicilian thrust system Barracù-Colomba (Si) with its Oligocene-Miocene cover and overthrusting the carbonate units (Trapanese facies) of the External Thrust System (PSTB) (after AGATE *et alii*, 1998).

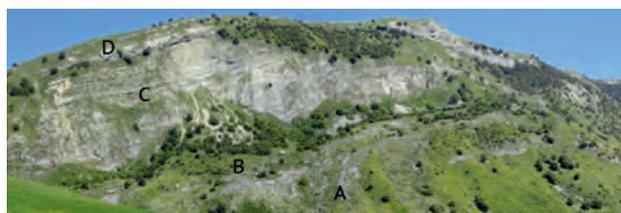


Fig. 178 - Sul versante occidentale di M. Barracù affiora la successione triassico-paleogenica. A) F.ne Scillato (Noric-Retico); B) radiolariti e calcilutiti del Dogger-Malm; C) F.ne Lattimusa e scaglia (Cretacico-Eocene); D) calcareniti a macroforaminiferi passanti alle marne di Cardellia (Oligocene inferiore).

- On the western slope of M. Barracù the Triassic-Paleogene succession crops out. A) Norian-Rethian Scillato Fm.; B) Dogger-Malm calcilutites and radiolarites; C) Lattimusa and Scaglia Fms. (Cretaceous-Eocene); D) Macroforaminifera-bearing calcarenites upgrading to the Cardellia marls (Oligocene-Lower Miocene).

In tutta l'area attorno all'abitato di Corleone le marne di Cardellia passano verso l'alto a biocalciriti e biocalcareniti verdastre con abbondante glauconite, alternate a calcareniti marnose, con laminazioni incrociate e concave e canali erosivi, che denotano un ambiente deltizio e di spiaggia (figg. 183, 184).

Il passaggio delle marne di Cardellia alle soprastanti calcareniti di Corleone (RUGGIERI, 1966) è chiaramente stratigrafico, ma con molta probabilità leggermente diacrono. La transizione avviene tramite un infiltrarsi delle bancate calcarenitiche, come avviene ad est di Corleone in località Abbeveratoio Quattro Finaite. In questa località MAESANO (2008)

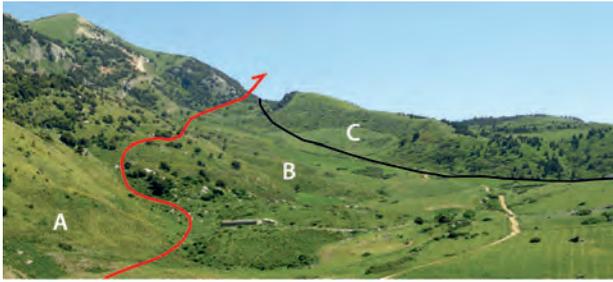


Fig. 179 – Versante occidentale di M. Barracù-M. Cangialoso: la successione meso-cenozoica forma un *thrust* sud-vergente con una rampa laterale che lo mette a contatto con la successione oligo-miocenica. A) successione calcarea mesozoica; B) marne di Cardellia (Oligocene); C) calcareniti di Corleone (Miocene inferiore-medio).

- Western side of M. Barracù-M. Cangialoso: the Meso-Cenozoic succession forms a south vergence thrust with lateral ramp in contact with the Oligo-Miocene succession. A) Mesozoic carbonate sequence; B) Cardellia marls (Oligocene); C) Corleone calcarenites (Lower-Middle Miocene).

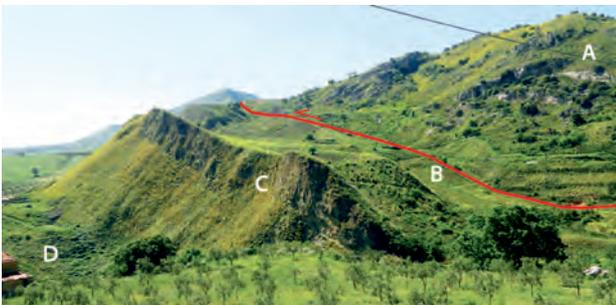


Fig. 180 – Fianco settentrionale della sinclinale di *footwall* sottoposta al *thrust* di M. Triona-M. Colomba. A) Successione mesozoica di M. Colomba; B) marne di Cardellia (Oligocene); C) calcareniti di Corleone (rovesciate) (Miocene inferiore-medio); D) marne di S. Cipirello (Miocene medio-superiore).
- Northern flank of the syncline of *footwall* underthrusting the Meso-Tertiary of M. Triona-M. Colomba ridge. A) Mesozoic sequence of M. Colomba; B) Cardellia marls (Oligocene); C) Corleone calcarenites (reversed) (Lower-Middle Miocene); D) S. Cipirello marls (Middle-Upper Miocene).

ha campionato in dettaglio, riportando associazioni a nanofossili a *Helicosphaera ampliapertura* e *Sphenolithus eteromorphus*, che indicherebbero la parte alta del Burdigaliano. Il medesimo Autore però riferisce di campioni sparsi, nei quali le associazioni apparrebbero al Burdigaliano inferiore-medio.

Successivamente BASILONE (2011) ha campionato e analizzato la sezione affiorante a M. Cardellia, ascrivendo al Chattiano-Aquitano inferiore le marne di Cardellia e assegnando un'età burdigaliana ai termini di passaggio alle soprastanti calcareniti di Corleone.

CATALANO *et alii* (2010b) descrivono l'affioramento di Rocca dei Maschi ad est di Corleone, nel quale sono riconoscibili due episodi: arenarie calcaree e marne in basso, calcareniti ben cementate e marne in alto. Gli stessi autori riferiscono all'Aquitano-Burdigaliano un segmento inferiore per la presenza di *Globorotalia kugleri* e di *Globoquadrina debiscens debiscens*, mentre la parte alta al passaggio con le soprastanti marne di S. Cipirello

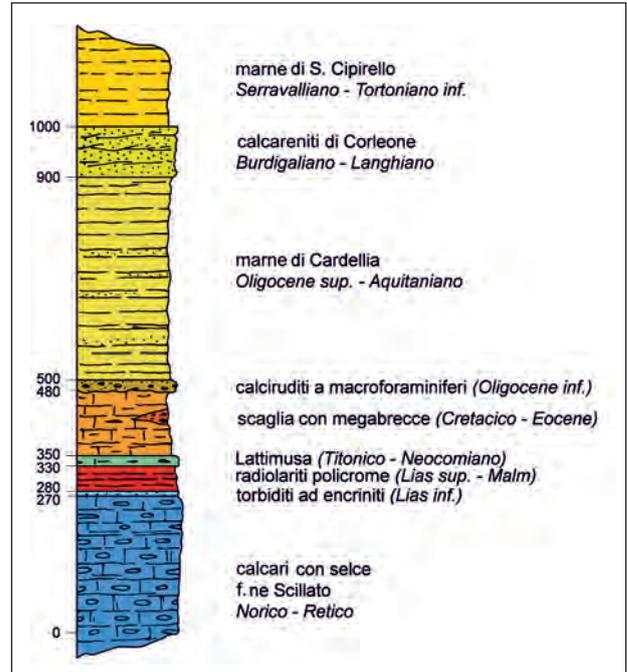


Fig. 181 – Colonna stratigrafica della sottounità M. Barracù-M. Colomba.
- Stratigraphic column of the M. Barracù-M. Colomba subunit.

andrebbe assegnata al Langhiano medio-superiore per le associazioni microfaunistiche appartenenti alle biozone a *Praeorbulina glomerata* s.l. e a *Orbulina suturalis*-*Paragloborotalia peripheroronda*. La stessa località è stata campionata e studiata con estremo dettaglio da BASILONE (2011), che suddivide la successione in cinque intervalli, e la propone come sezione-tipo delle calcareniti di Corleone.

Al disopra delle calcareniti di Corleone seguono in continuità marne argillose di colore grigio scuro o azzurrognolo con intercalazioni sabbiose più frequenti nella parte inferiore. Buone esposizioni si trovano a sud di Rocca Busambra nei pressi di Mass. Pirrello all'interno di una finestra tettonica, che si apre al disotto dei terreni dell'Unità di Lercara e del flysch numidico alloctono. Questi affioramenti, campionati da MAESANO (2008), contengono nanoflore con *Helicosphaera waltrans*



Fig. 182 – A Monte Cardellia affiora l'intervallo oligo-miocenico della successione di M. Barracù. Il contrasto morfologico mette in evidenza il passaggio stratigrafico delle marne di Cardellia (Oligocene superiore-Aquitano) alle calcareniti di Corleone (Burdigaliano-Langhiano).

- At M. Cardellia crops out the Oligocene-Miocene interval of the M. Barracù succession. The morphological contrast highlights the stratigraphic transition of the Cardellia marls (Upper Oligocene-Aquitano) up to the Corleone calcarenites (Burdigalian-Langhian).



Fig. 183 – Le calcareniti di Corleone (Burdigaliano-Langhiano) affiorano sul versante meridionale di Rocca dei Maschi a sud-est del centro abitato di Corleone e mostrano due intervalli: quello inferiore potente oltre 50 m di età Aquitaniano-Burdigaliano e quello superiore di minore spessore riferibile al Langhiano, costituisce la transizione alle marne di S. Cipirello.

- The Corleone calcarenites (Burdigalian-Langhian) crop out on the southern slope of Rocca dei Maschi, south-east of the Corleone village, and show two intervals: the lower one more than 50 m thick is Aquitanian-Burdigalian in age, and the uppermost thinner horizon, that represents the transition to the S. Cipirello marls has been referred to Langhian.



Fig. 184 – Ad est di Corleone le calcareniti sono incise da un profondo canyon (a). Particolare della stratificazione incrociata nelle biocalciclastiti della formazione, esposta nell'affioramento ad ovest di M. Barracù (b).

- East of Corleone a deep canyon groves the calcarenites (a)- Detail of cross-stratification in the glauconitic biocalciclastites of the Corleone calcarenites Fm., exposed in the outcrop west of M. Barracù (b).

e *Sphenolithus heteromorphus*, indicativi del Langhiano. Più in alto lungo il Fosso del Bicchinello si rinvengono associazioni a *Helicosphaera walbersdorffensis*, *Discoaster variabilis* e *Calcidiscus premacintyreii*, indicativi del Serravalliano. Non sono stati rinvenuti livelli ascrivibili al Tortoniano, anche se RUGGIERI (1966), nell'istituire le marne di S. Cipirello, le aveva attribuite al Langhiano-Tortoniano.

Nella zona di Castronuovo di Sicilia la successione stratigrafica inizia con la f.ne Scillato, rappresentata da calcilutiti, più o meno dolomitizzate, con liste e noduli di selce; ad essa seguono breccie ad elementi carbonatici e basaltici del Triassico superiore-Lias, calcari selciferi e radiolariti ad aptici del Lias superiore-Aptiano, calcilutiti a radiolari e marne in facies di scaglia con intercalazioni di megabreccie ad elementi di piattaforma carbonatica,

ascrivibili all'intervallo Cretacico-Eocene. Seguono biocalcareeniti a macroforaminiferi oligocenici, argille marnoso-sabbiose (marne di Cardellia) dell'Oligocene superiore-Aquitano, arenarie glauconitiche (calcareeniti di Corleone) dell'Aquitano superiore-Langhiano. La successione viene chiusa dalle marne di S. Cipirello del Serravalliano-Tortoniano inferiore.

L'abitato di Castronuovo è ubicato su una dorsale delimitata sia ad est che ad ovest da *thrust*, che mettono a contatto le formazioni mesozoiche con le marne di S. Cipirello e ciò permette di ascrivere le fasi deformative ad un periodo posteriore al Tortoniano. I contatti tettonici variamente orientati indicano anche che l'area è stata investita da una tettonica polifasica. Particolarmente interessanti sono le deformazioni all'interno dei calcari con selce (fig. 185).

In conclusione le sottounità del sistema a *thrust* sicano mostrano successioni stratigrafiche simili, prevalentemente a carattere bacinale ad eccezione dei termini oligo-miocenici. Al tetto sono ricoperte tettonicamente dall'Unità di Lercara, sovrascorsa successivamente al Tortoniano inferiore. Il sistema a *thrust*, contemporaneo al sovrascorrimento al di sopra del PSTB, mostra una vergenza prevalentemente meridionale. Fanno eccezione alcuni elementi minori come la dorsale di Serra del Leone che ha vergenza ad est. Il "sistema sicano" termina verso est in corrispondenza dei rilievi di Castronuovo e M. Cammarata, perché troncato dall'importante linea tettonica della valle del F. Platani, oltre la quale si apre la depressione di Caltanissetta (Bacino di Caltanissetta *Auctt.*).

2.1.4. - *Unità di M. Judica*

Quest'unità tettonica affiora in Sicilia centro-orientale tra gli abitati di Catenanuova a nord e di Ramacca a sud. Ad est è delimitata dalla Piana di Catania, mentre ad ovest si estende in sottosuolo tra Raddusa e Aidone, dove è stata raggiunta dal pozzo Angelo 1 alla profondità di 3315 m (fig. 186), al disotto cioè di terreni alloctoni in prevalenza da attribuire ad unità interne come le Sicilidi e al flysch numidico.

L'Unità di M. Judica è rappresentata da una sequenza meso-cenozoica prevalentemente bacinale, con una copertura terrigena glauconitica oligo-miocenica e ricoperta durante il Miocene medio dai lembi più avanzati delle coltri alloctone sicilidi e numidiche. La successione è stata poi deformata, più o meno solidalmente con le coltri alloctone sovrastanti, originando un sistema di scaglie embriicate affioranti in corrispondenza di tre dorsali, rispettivamente da nord verso sud, quella di M.



Fig. 185 – Pieghe a *chevron* nei calcari con selce triassici affioranti a sud di Castronuovo di Sicilia.
-Chevron folds in the Triassic cherty limestone south of Castronuovo di Sicilia village.

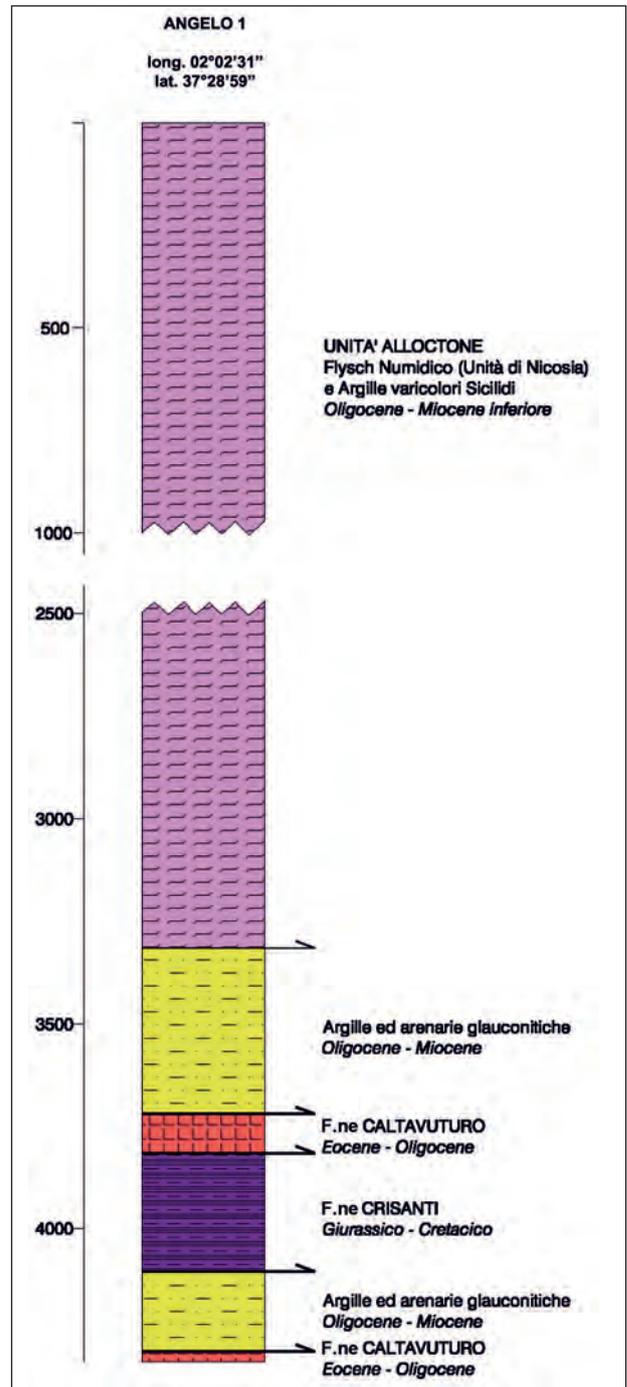


Fig. 186 – Log del sondaggio Angelo 1, ubicato ad ovest del gruppo di M. Judica. La successione meso-cenozoica è stata raggiunta a -3315 m, al disotto di un *mélange* di terreni alloctoni (Unità Sicilidi e Flysch Numidico) ed è trasformata in scaglie tettonicamente ripetute, scollatesi dalla successione meso-cenozoica.

- Log of Angelo 1 well, located to the west of M. Judica group. The Mesozoic-Tertiary succession has been found at -3315 m, below a *mélange* made by alloctbtons (Sicilidi Units and numidian flysch) and is represented by tectonic slices composed of uppermost levels, detached from the meso-cenozoic sequence.

Scalpello, quella che congiunge M. Turcisi con M. Judica, attraverso M. Vassallo-M. San Giovanni e M. Matteo-M. Gallo e quella piuttosto ridotta di M. Gambanera-M. Balconeri (fig. 187).

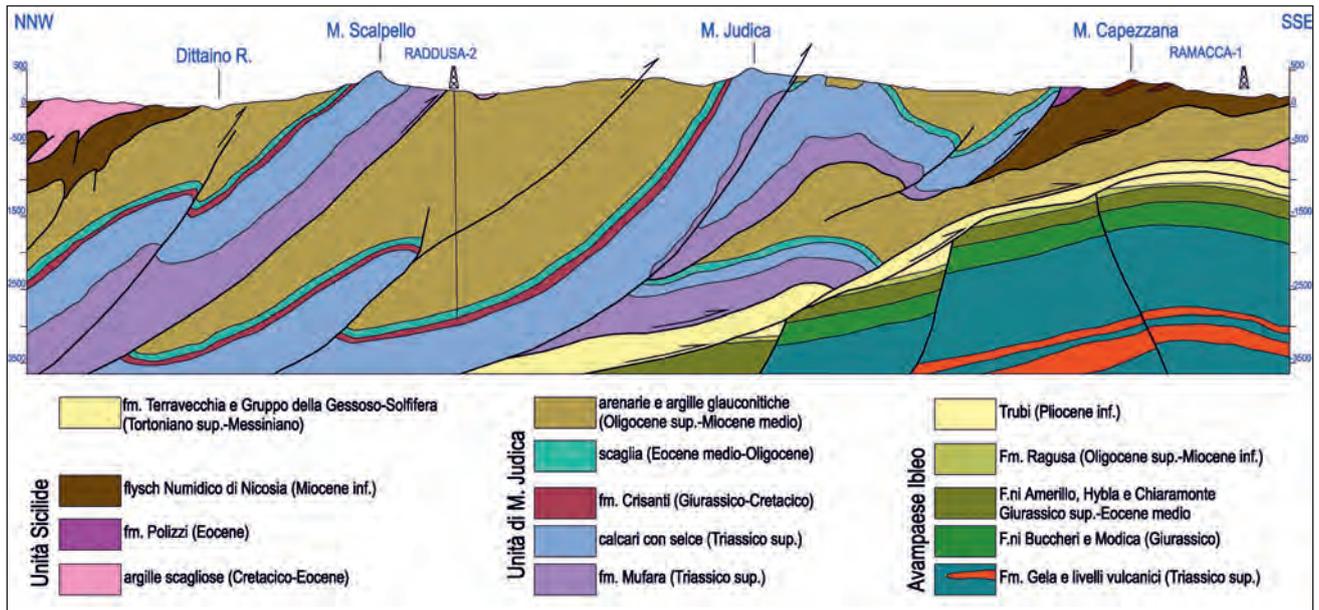


Fig. 187 - Sezione geologica N-S dell'area di M. Judica, in cui si osserva il cuneo frontale della Catena Appenninico-Maghrebide, costituito da scaglie dell'Unità di M. Judica con resti delle coltri sicilidi e di flysch numidico "interno". Lo "stack" sud-vergente è sovrascorso su di un intervallo di depositi terrigeni (f.ne. Terravecchia) ed evaporiti del Miocene superiore e a sua volta l'intero edificio ricopre tettonicamente i Trubi del Pliocene inferiore presenti al top del margine ibleo. L'interpretazione di tale assetto strutturale, ben vincolato dai dati di sottosuolo, permette di ricostruire tempi e modalità dell'evoluzione geodinamica del cuneo di accrezione. (da CARBONE *et alii*, 2010).

– Geological cross-section of the M. Judica area, showing the frontal wedge of the Apenninic-Maghrebide Chain, composed of M. Judica Unit embriates with remains of Alpine Tethydes nappes (Sicilides and inner Numidian Flysch). The south-verging stack overrides an interval of Late Miocene siliciclastics (Terravecchia Fm.) and evaporites and in turn the whole edifice tectonically overlies the Lower Pliocene "Trubi" at the top of the Hyblean margin. The interpretation of this structural setting, well constrained by subsurface data, permits a complete reconstruction of times and modalities of the geodynamic evolution of the frontal wedge. (after CARBONE *et alii*, 2010).

Questo sistema di scaglie, completamente sradicato (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962; LENTINI, 1974; BIANCHI *et alii*, 1987), è dapprima sovrascorso sui livelli tortoniano-messiniani dell'originaria avanfossa mio-pliocenica e quindi insieme a questi ulteriormente accavallato sugli orizzonti infra-pliocenici presenti al tetto della serie carbonatica iblea dell'attuale avanfossa. (v. sondaggio Ramacca 1 in figure 80, 81; v. anche CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1990a) (v. fig. 187).

L'Unità di M. Judica è costituita da una successione meso-cenozoica calcareo-silico-marnosa con copertura oligo-miocenica di argille marnose e arenarie glauconitiche (LENTINI, 1974) (v. fig. 164). La base della successione è rappresentata dalla f.ne Mufara, a composizione argilloso-calcareo-arenacea, del Carnico, affiorante quasi esclusivamente alla base della sequenza di M. Scalpello e in limitati lembi nella zona di M. Judica (fig. 188).

La f.ne Mufara passa verso l'alto ai calcari con selce della f.ne Scillato del Triassico superiore, i cui livelli alti si presentano nodulari, talora con addizionali di brecce calcaree, passanti a radiolariti (f.ne Crisanti) del Giurassico-Cretacico inferiore con intercalazioni di vulcaniti basiche, mentre al tetto sono presenti brecce eterometriche ad elementi di selce, calcari e vulcaniti (brecce della Lavina).

Le radiolariti, stante l'assoluta mancanza di carbonati, si sono deposte ad una profondità notevole

al disotto del limite di compensazione della calcite. Poiché rappresentano un lasso di tempo non inferiore ai 100 milioni di anni, in considerazione dei modesti spessori, sono riconducibili ad un prolungata, monotona e lentissima sedimentazione tipica di fanghi in aree oceaniche. Molto interessante è risultato il rinvenimento di un brandello di succes-



Fig. 188 - La successione affiorante a M. Scalpello è costituita dalla F.ne Mufara (A) e dalla f.ne Scillato (B) (Triassico superiore), dalla f.ne Crisanti (Giurassico-Cretacico) (C), dalla f.ne Caltavuturo (D) e dalle argille ed arenarie glauconitiche di Catenanuova (E) (Eocene-Miocene medio). Tale successione poggia sopra gli orizzonti miocenici (E) mediante un thrust sud-vergente (t) di età pliocenica (v. sondaggio Raddusa 2).

– The stratigraphic sequence cropping out at M. Scalpello is composed of the Mufara Fm. (A) and the Scillato Fm. (B) (Upper Triassic), of the Crisanti Fm. (Jurassic-Cretaceous) (C), of the Caltavuturo Fm. (D) and of the Glauconitic clays and sandstones of Catenanuova (E) (Eocene up to Middle Miocene). Such a succession overlies the Miocene horizon (E) with a south-verging thrust (t) originated during a Pliocene tectonic phase (see Raddusa 2 well).

sione a Cozzo Cucca, ad ovest di M. Judica, dove gli spessori delle formazioni risultano estremamente ridotti (v. fig. 164). In appena una quindicina di metri sono rappresentati calcari con selce triasici, vulcaniti e radiolariti del Giurassico e marne rosse eoceniche. Si tratta di una sequenza estremamente ridotta a forte carattere bacinale. Per tale motivo la successione di M. Judica viene inserita tra le Ionidi, con il significato cioè di un'originaria copertura del paleo-bacino ionico, attualmente sradicata e scollata al disopra del Sistema a *Thrust* Esterno.

L'intervallo eocenico-oligocenico è dato da marne e calcari marnosi rosati in "facies di scaglia" (f.ne Caltavuturo), su cui poggia una successione torbiditica caratterizzata da facies prossimali ad argille marnose prevalenti con intercalazioni di arenarie glauconitiche di età Oligocene superiore-Serravaliano (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova) (CARBONE *et alii*, 2010; SERV. GEOL. D'IT., 2010a).

La successione di M. Judica è confrontabile, relativamente agli intervalli mesozoico-paleogenici, con quella imerese affiorante nelle aree delle Madonie (OGNIBEN, 1960; GRASSO *et alii*, 1978) (v. oltre), da cui si differenzia per l'assenza di addizionamenti carbonatici provenienti dalla piattaforma carbonatica interna (Piattaforma Panormide). Ciò fa ritenere che la successione dell'Unità di M. Judica si sia deposta in area depocentrale, ben distante dalle coeve piattaforme carbonatiche. Quello che però distingue nettamente l'Unità di M. Judica dall'Unità Imerese è la copertura terrigena oligo-miocenica, che nella prima è rappresentata da sedimenti "neritici" (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova), nella seconda è costituita dai depositi argilloso-quarzarenitici del flysch numidico.

2.1.4.1. – Successione stratigrafica

Formazione Mufara (Carnico)

Unità litostratigrafica costituita prevalentemente da argilliti più o meno marnose e siltose di colore grigio-verde o nerastre al taglio, brune all'alterazione, contenenti caratteristici sottili livelli, eccezionalmente fino a 15 cm, di calcite fibrosa a struttura "cone in cone" sui quali si osservano spesso tracce di *Halobia* (figg. 189, 190).

All'interno della massa argillitica sono presenti altri litotipi, rappresentati da: calcisiltiti e arenarie a grana fine di colore grigio, verde o rossiccio, talora ocracee al taglio, giallo avana all'alterazione, sovente finemente gradate, con laminazione incrociata, in livelli di 10-15 cm; calcari marnosi bluastri o grigi, talora fossiliferi in strati medio-sottili (10-30 cm); calcareniti oolitiche contenenti articoli di crinoidi, aculei di echinidi, frammenti di molluschi (lamellibranchi, gasteropodi, ammonoidi), foraminiferi arenacei, nelle quali una generale minuta ricristallizzazione ha sostituito, can-



Fig. 189 – Formazione Mufara: argilliti con livelletti di calcite fibrosa con strutture tipo *cone in cone*, contenenti *Halobia* e ammoniti del genere *Discotropites*.

Loc.: zona ad est di M. Scalpello.

- Mufara Formation: Halobia and Discotropites bearing shales with cone in cone calcite layers. Loc.: east of M. Scalpello.

cellandola, l'originaria matrice e ha risparmiato i clasti più grossolani, riducendoli a mal riconoscibili "fantasmi"; brecciole, talora gradate, costituite da frammenti di molluschi (lamellibranchi, piccoli ammonoidi) e alghe, e da granuli di biomicriti a radiolari e spicole di spugna, immersi in una matrice finemente ricristallizzata; calciruditi laminate grigie, in cui la laminazione è determinata dall'accumulo di lamellibranchi isorientati oltre a granuli micritici a radiolari e spicole di spugna; calcari siliciferi grigi a tessitura fluidale, contenenti lamellibranchi pelagici e radiolari, simili ai soprastanti "calcari con selce". Per tutti i litotipi sopra elencati non è possibile ricostruire una successione stratigrafica, in quanto l'assetto è caotico.

La formazione affiora alla base della successione di M. Scalpello (a sud di Catenanuova), dove raggiunge lo spessore massimo di circa 250 m. Una perforazione ubicata sulla dorsale calcarea, ha attraversato 264 m di questa formazione (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962). Si ritrova ancora più a sud, in lembi più ridotti e discontinui nella dorsale di Balconere-M. Gambanera, e presso Quattro Finaite.

La Formazione Mufara (SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ, 1962), formalizzata da CATALANO & DI STEFANO in DELFRATI *et alii* (2003a), corrisponde alle "marne calcareo-arenaceo-argillose" di SCALIA (1909) ed è correlabile ad analoghe formazioni più estesamente affioranti nella Sicilia occidentale e note in letteratura come "Flysch Carnico". È stata inoltre denominata "alternanza argilloso-calcareo-arenacea" da LENTINI (1974), cui ci si può riferire per il contenuto faunistico. Secondo l'Autore le argille sono generalmente prive di microfossili o contengono solo lagenidi e ostracodi a guscio liscio, mentre nelle brecciole a frammenti di molluschi, sono presenti foraminiferi arenacei difficilmente identificabili. Sui livelli di calcite fibrosa l'Autore ha riconosciuto poche specie di *Halobia* quali *H.*

transversa e *H. mediterranea*, mentre nella massa argillosa si raccolgono vari esemplari di ammoniti (fig. 190).

In livelli calcarei, più frequenti nella parte alta (fig. 191) della formazione, sono presenti “lumachelle” ad *Halobie* con numerosissime valve di *Halobia styriaca*, oltre ad ammoniti, fra le quali diverse specie di *Discotropites* spp., *Paratropites* spp. *Trachy-*

sagenites sp., e forme globose del gruppo degli arcestidi. Le faune ad ammoniti hanno notevoli analogie con quelle della Sicilia occidentale e studiate da GEMMELLARO (1904) (fig. 192). Secondo LENTINI (1974) la formazione affiorante sul versante meridionale di M. Scalpello appartenerebbe in buona parte alla zona ad *Aonoidea*, e sarebbe pertanto attribuibile al Carnico.

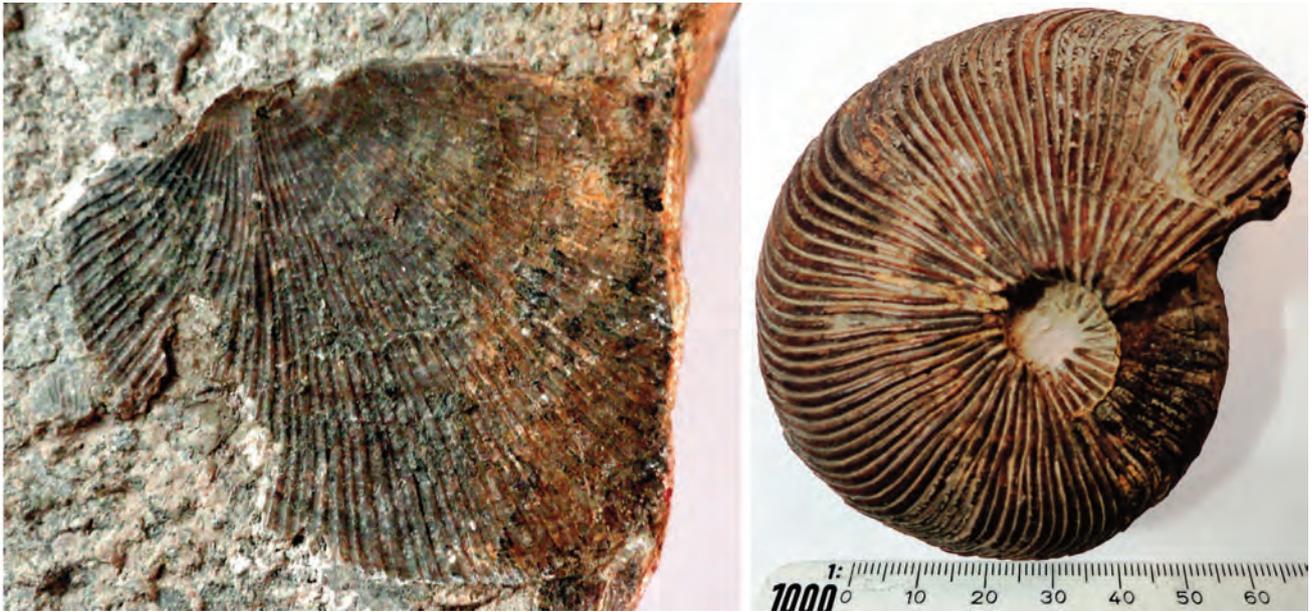


Fig. 190 - Esemplare di *Halobia transversa* su livelletto di calcite fibrosa *cone in cone* (a sinistra). Esemplare di *Discotropites* sp. (a destra).
- *Halobia transversa* lying on a calcite level with *cone in cone* structure (on the left). Specimen of *Discotropites* sp. (to right).



Fig. 191 - Lumachella ad *Halobia styriaca* al passaggio F.ne Mufara–f.ne Scillato (Carnico).
- “Lumachella” with *Halobia styriaca* at the transition *Mufara Fm.–Scillato Fm.* (Carnian).



Fig. 192 - Ammoniti del Triassico superiore descritte da GEMMELLARO (1904), tra cui esemplari (figg. 1-4) provenienti dalla zona di M. Judica. Gli altri provengono dalle Unità Sicane. 1-4: *Eutomoceras sulcatum* (zona di Judica); 5-7: *Eutomoceras Euhemeri* (zona di Bivona); 8-10: *Eutomoceras Sandlingense* (C.da Savochello - Cammarata); 11 e 12: *Eutomoceras Philippii* (dintorni di Palazzo Adriano); 13 e 14: *Eutomoceras Laurae* (C.da Savochello - area di M. Cammarata); 15 e 16: *Eutomoceras quinquepunctatum* (C.da Savochello - area di M. Cammarata).

- Late Triassic Ammonites described by GEMMELLARO (1904), with specimens (figg. 1-4) collected in the M. Judica area. The other ones derive from the Sicilian Units. 1-4: *Eutomoceras sulcatum* (Judica area); 5-7: *Eutomoceras Euhemeri* (Bivona area); 8-10: *Eutomoceras Sandlingense* (C.da Savochello - Cammarata); 11 and 12: *Eutomoceras Philippii* (surroundings of Palazzo Adriano); 13 and 14: *Eutomoceras Laurae* (C.da Savochello - M. Cammarata area); 15 and 16: *Eutomoceras quinquepunctatum* (C.da Savochello - M. Cammarata area).

formazione Scillato (cfr. “Calcari con selce” *Auctt.*) (Carnico superiore-Retico?)

La f.ne Mufara passa verso l'alto e lateralmente a calcilutiti grigio-bluastre o nocciola al taglio, grigie all'alterazione, a frattura concoide o prismatica, talora alternati a sottilissimi livelli marnosi, in strati di spessore da 10 cm a 1,5 m, e sono caratterizzati da liste e noduli di selce di colore rosso, grigio, ceruleo o bruno (fig. 193a). Generalmente hanno aspetto lastroide, ma sono frequenti anche livelli nodulari (fig. 193b), come sulla terminazione di M. Judica, o brecciati, come a M. Gallo, nella parte alta della formazione.

Alla base della formazione (M. Scalpello) sono presenti livelli esclusivamente costituiti dall'accumulo di valve di lamellibranchi pelagici, riferibili a *Halobia styriaca*, che conferiscono alla roccia un caratteristico aspetto fogliettato. Lungo tutta la successione calcarea si reperiscono impronte sparse di Halobie e Posidonomie.

A differenza dell'unità sottostante LENTINI (1974) non segnala la presenza di ammoniti, ad eccezione di un frammento di impronta esterna del genere *Juvavites*. La datazione della formazione è basata esclusivamente sui lamellibranchi. Le specie più caratteristiche sono *Halobia styriaca*, frequente alla base dei calcari di M. Scalpello, e *H. norica*, presente sul bordo orientale dello stesso monte (nei pressi di Sorgente Castellace), oggi completamente smantellato dai processi estrattivi delle cave. Pertanto l'età della formazione calcarea dovrebbe estendersi dal Carnico superiore al Norico (cfr. DE CAPOA BONARDI, 1970). Verso l'alto la presenza del Retico non è documentabile, anche se probabile in quanto il passaggio alle radiolariti giurassiche avviene gradualmente e in apparente continuità.

La formazione affiora anche lungo i vari rilievi che costituiscono la dorsale di M. Judica-M. Turcisi e quella più meridionale di M. Gambanera. Lo spessore, estremamente variabile, raggiunge la potenza massima di circa 300 m in corrispondenza di M. San Giovanni, di M. Judica e di M. Scalpello.

La formazione è perfettamente correlabile con analoghe successioni triassiche della Sicilia occidentale e delle Madonie, ove SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) l'hanno designata col termine di Formazione Scillato. A differenza delle Madonie e dei Monti di Palermo nell'Unità di M. Judica non affiorano le dolomie triassiche.

formazione Crisanti (Giurassico-Cretacico inferiore)

Istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG & TROVÒ (1962), la formazione è caratterizzata da un'alternanza medio-sottile di radiolariti policrome, di argilliti silicee prevalentemente di colore rosso, e ftaniti (fig. 194). I livelli più competenti presentano fratturazione prismatica, mentre le argilliti sono fittamente e minutamente scagliettate. Al passaggio tra le formazioni Scillato e Crisanti, localmente, è presente un'alternanza di argilliti varicolori e di calcareniti grigie formate in gran parte da frammenti di crinoidi risedimentati. Tale intervallo è correlabile con analoghi livelli presenti in varie successioni, da quelle imeresi a quelle in “facies trapanese” della Sicilia occidentale (strati a *Leptaena* della letteratura geologica e attribuiti al Lias).

Il contenuto macrofaunistico delle radiolariti è costituito da più o meno abbondanti spicole di spugna, mentre quello microfaunistico è rappresentato esclusivamente da radiolari e raramente da *Pitbonella* sp., presente negli interstrati argillitici apicali. In assenza di fossili indicativi l'età attribuita alla formazione era stata dedotta dal confronto con analoghe formazioni presenti in Sicilia occidentale (Monti di Palermo, Termini Imerese, Madonie occidentali), riferite al Giurassico (TREVISAN, 1935; SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960; MONTANARI, 1966a; BROQUET, 1968). Il rinvenimento di un esemplare del genere *Duvalia* fra gli elementi delle “Breccie della Lavina”, affioranti sul versante nord-orientale di M. Turcisi nella parte alta della formazione, fa estendere l'età almeno al Cretacico inferiore.

Associate alle radiolariti, un po' ovunque, ma più

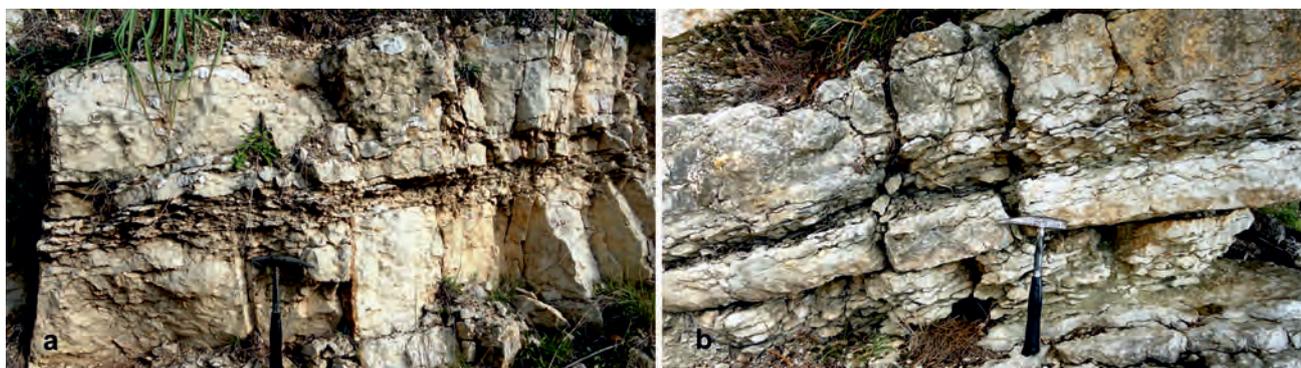


Fig. 193 – formazione Scillato: calcilutiti con selce (a) e calcari nodulari (b) del Carnico-Norico, affioranti sul versante meridionale di M. Judica.
- Scillato formation: Carnian-Norian cherty calcilutites (a) and nodular limestones (b), cropping out in the southern slope of M. Judica.



Fig. 194 - Radiolariti policrome della f.ne Crisanti (Giurassico-Cretacico inferiore) affioranti sul versante orientale di M. Vassallo, interessate da intense pieghe retrovergenti.

- Polychrome radiolarites of the Crisanti Fm. (Jurassic-Lower Cretaceous) crop out on the eastern side of M. Vassallo, affected by intense backverging folds.

frequentemente nella dorsale di M. Gambanera, si trovano corpi lenticolari di rocce magmatiche di colore verde cupo, vacuolari ed estremamente friabili per alterazione; localmente inglobano blocchi di radiolariti. I vacuoli sono riempiti da materiale idrotermale rappresentato da zeoliti, oltre a calcite, aragonite e calcedonio. Sulle colline di Balconere affiorano per un'estensione di circa 250 m e uno spessore variabile da 0 a 20 m. A sud dell'affioramento le vulcaniti sono in *thrust* sulle argille varicolori dell'Unità Sicilide, mentre a nord esse risultano in parte intercalate alle radiolariti. Su entrambi i terreni poggiano le marne della f.ne Caltavuturo.

VIOLA (1901), sulla base di accurate analisi chimiche e petrografiche, le definì "augititi anfiboliche" in giacitura filoniana e poiché non le ritenne confrontabili con altre vulcaniti affioranti nel gruppo del M. Iudica e studiate da MARINELLI (1899), che le aveva paragonate alle limburgiti e alle monchiquiti, usò il termine "Giumarrite", dalla frazione di Giumarra (a sud di Castel di Judica). Anche sull'età di tali prodotti non c'era accordo tra gli Autori dell'epoca: MARINELLI (1899) attribuiva ad essi una probabile età triassica, benchè non potesse escludere si trattasse di intrusioni in epoca terziaria; DI STEFANO (1910) ritrovandoli associati ad una formazione a calcari nummulitici e ad orbitoidi, riteneva potessero essere di età eocenica.

Per questi prodotti non esiste in letteratura relativamente all'area di M. Judica alcuno studio spe-

cifico più recente di quelli citati. Essi sono macroscopicamente correlabili con quelli affioranti più diffusamente in Sicilia occidentale, ove le magmatiti si rinvencono intercalate alle sequenze silicee infra-medio giurassiche dell'Unità Imerese presente nelle Madonie e nei Monti di Palermo. Sono anche confrontabili con analoghi prodotti attribuiti ad altri domini paleogeografici ("Piattaforma Trapanese" e Bacino Sicano) e riferibili ad eventi magmatici verificatisi nel Giurassico durante processi di *rifting* del paleobacino ionico.

Petrograficamente sono basalti e/o basalti lievemente differenziati, ad affinità tholeiitica; presentano processi di alterazione con argillificazione del vetro, cloritizzazione e deposizione di carbonati secondari (SPEZIALE, 1997).

Lungo l'alto corso del Vallone della Lavina, sulla terminazione nord-orientale di M. Judica al tetto delle radiolariti è presente un livello di breccie in grossi banchi, a clasti da spigolosi a subarrotondati di diametro di 2-20 cm, costituito in prevalenza da selci policrome e subordinatamente da calcari e vulcaniti (Breccie della Lavina, LENTINI, 1974). In molti casi gli elementi hanno uno spessore decimetrico, e un'estensione di oltre il metro, e risultano pertanto composti da un intero strato radiolaritico (fig. 195). Tali breccie vengono interpretate come prodotte da dorsali in lenta espansione. A Monte Judica questo intervallo raggiunge lo spessore massimo di 50 m; prosegue verso est con varie interruzioni dai pressi

di C. Acitella (a nord di M. Vassallo) fino a M. Turcisi. Altri affioramenti minori si osservano lungo la dorsale di M. Gambanera e a Balconere, sotto la mulattiera che porta a M. Capezzana. A M. Turcisi, dove fra gli elementi delle breccie è stato raccolto un esemplare di *Duvalia lata*, indicativa del Neocomiano, le Breccie della Lavina hanno spessori fino ad alcune decine di metri.

Lungo la dorsale di M. Scalpello la f.ne Crisanti raggiunge lo spessore massimo di 80 m; sul versante settentrionale di M. Judica (in C.da della Lavina) lo spessore è di 40-50 m; si riduce ancora lungo il versante settentrionale della medesima dorsale, dai pressi di C. Acitella a M. Turcisi. Altri affioramenti, minori per spessore ed estensione, sono presenti lungo la dorsale di M. Gambanera. Sul versante orientale di M. Vassallo le cave, aperte recentemente, mettono in evidenza i caratteri litologici e l'intensa deformazione, che spesso consiste in strette pieghe e sovrascorrimenti con vergenza a nord, contraria cioè alla vergenza generale (v. fig. 194).



Fig. 195 – Breccie della Lavina. Loc.: Vallone della Lavina a nord di M. Judica.
- *Lavina breccia. Loc.: Vallone della Lavina north of M. Judica.*

Al modesto spessore delle radiolariti corrisponde un ampio intervallo cronologico, durante il quale la batimetria è risultata costantemente elevata al disotto del limite della CCD e le condizioni paleoambientali non hanno subito mutamenti per oltre 100 milioni di anni. Ciò riconduce la deposizione a condizioni oceaniche.

Dal confronto dell'intervallo radiolaritico presente in queste zone con quelli affioranti nei Monti di Palermo e nelle Madonie (v. oltre, Unità Imereze), si può rilevare come nel gruppo di M. Judica non siano presenti sia livelli di "Breccie a *Ellipsactinia*" attribuibili al passaggio Giurassico-Cretacico, sia i livelli spongolitici databili al Cretacico inferiore-medio (LENTINI & VEZZANI, 1974), gli uni e gli altri ampiamente diffusi nelle aree nord-occidentali della Sicilia.

formazione Caltavuturo (Eocene medio-Oligocene inferiore)

La formazione è caratterizzata da calcari marnosi e marne rosse, biancastre, o grigie, in strati di 5-30 cm (fig. 196a), cui talora si associano calcareniti grigie e brecciole gradate a macroforaminiferi. Sul versante nord di M. Scalpello, alla base della formazione sono presenti sottili livelli di breccie, o di conglomerato rossastro in banchi fino a 2 m, alternati a strati pelitici di 2-3 m, per uno spessore complessivo variabile di 2-8 m. Sul versante nord di M. Judica il conglomerato è costituito da clasti di 2-20 cm di diametro di radiolariti e subordinatamente da elementi di formazioni più antiche.

Generalmente gli spessori della formazione si riducono complessivamente da nord verso sud: oltre un centinaio di metri a M. Scalpello e nel sondaggio Raddusa 2 che ha perforato la parte settentrionale profonda della monoclinale di M. Judica, circa 80-90 m a M. Judica, pochi metri a Balconere.



Fig. 196 - La formazione Caltavuturo affiora con continuità nel Vallone della Lavina, versante settentrionale di M. Judica (a). La formazione presenta spesso pieghe rovesciate verso nord, generate da fenomeni di retrovergenza, come sul versante settentrionale di M. Turcisi (b).

- *The Caltavuturo Formation cropping out in the Vallone della Lavina, northern slope of M. Judica (a). This formation displays reverse folds, as effect of backthrusting, northern side of M. Turcisi (b).*

Lungo il versante nord di M. Turcisi la formazione si presenta spesso rovesciata per effetto di pieghe e di sovrascorrimenti secondari a vergenza settentrionale (fig. 196b).

Lungo la dorsale di M. Judica nella parte basale dei calcari marnosi sono state riconosciute microfaune a *Turborotalia cerroazulensis*, *Morozovella aragonesa*, *Acarinina spinuloinflata* e *Globigerinatheka kugleri*, indicanti un'età medio-eocenica, insieme a forme rimaneggiate dell'Eocene inferiore quali *Morozovella aequa* e *M. subbotinae*. Verso l'alto si passa dapprima ad associazioni a *Globigerinatheka mexicana* e a "*Globigerina*" *pseudovenezuelana* e in alto a *Turborotalia ampliapertura*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicavus*, indicative di un'età oligocenica (Rupeliano).

argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova (Oligocene superiore-Serravalliano)

La formazione prima descritta, con passaggio graduale ma rapido, fa transizione verso l'alto ad una sequenza pelitica, spessa fino a 400 m, costituita da argille marnose talora siltoso-sabbiose, di colore bruno o grigio-verdastro (fig. 197), e che nel suo terzo superiore si arricchisce di intercalazioni arena-

ce giallo-verdastre, in strati da sottili a spessi, talora fino a megastriati nella parte apicale (fig. 198). Le areniti hanno composizione arcocosa, a supporto di matrice, raramente a cemento spatico. La colorazione verdastra è impartita dall'abbondanza di glauconite, sempre presente anche se non omogeneamente distribuita. Queste caratteristiche composizionali e tessiturali, sommate alla discreta abbondanza di foraminiferi planctonici presenti, rendono la formazione distinguibile dal parzialmente coevo flysch numidico costituito da argille, prevalentemente silicee, e da arenarie esclusivamente quarzose, e quasi sterili.

L'unità affiora lungo la dorsale di M. Judica-M. Turcisi, e tra questa e la dorsale di M. Scalpello, dove costituisce il nucleo del sinclinorio interposto tra esse; rappresenta inoltre la copertura pelitica fra l'allineamento M. Matteo-M. Gallo e la dorsale di M. Gambanera-Poggio Gatto. Ricompare in finestra tettonica presso Capezzana, e tra La Cattiva e Monaco, in *thrust* sulle argille pleistoceniche.

Corrisponde alle "Argille marnose ed arenarie glauconitiche" di LENTINI (1974), e rappresenta un deposito epicontinentale evolvente a torbiditi prossimali solo nella parte alta.

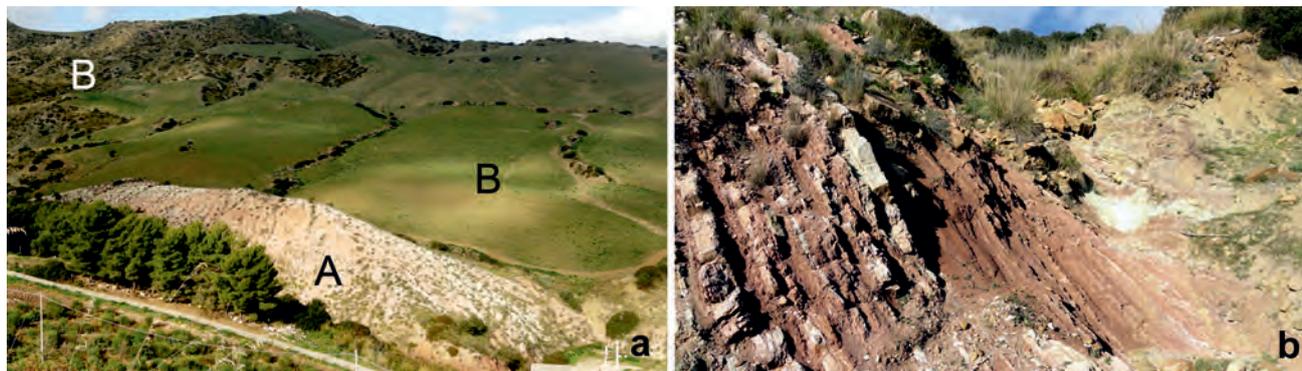


Fig. 197 – a) Limite stratigrafico tra la f.ne Caltavuturo (A) e le argille ed arenarie glauconitiche di Catenanuova (B). Dettaglio del passaggio stratigrafico tra le due formazioni (b). Loc.: Vallone della Lavina (versante settentrionale di M. Judica).

- a) Stratigraphic boundary between the Caltavuturo Fm. and the glauconitic clays and sandstones of Catenanuova. Detail of the stratigraphic transition between both formations (b). Loc.: Vallone della Lavina (northern slope of M. Judica).



Fig. 198 – a) argille ed arenarie glauconitiche di Catenanuova, affioranti tra M. Judica e M. Scalpello. b) particolare delle arenarie glauconitiche con giacitura rovesciata affioranti a NE della dorsale di M. Judica.

- a) Glauconitic clays and sandstones of Catenanuova, cropping out between M. Judica and M. Scalpello. b) detail of reversed glauconitic sandstones cropping out NE of M. Judica ridge.

Per quanto riguarda l'età della formazione i dati della letteratura (LENTINI, 1974; BIANCHI *et alii*, 1987; CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1991), e quelli più recenti di CARBONE *et alii* (2010), che hanno evidenziato nella successione la presenza di microfaune a frequenti *Catapsidrax unicavus*, *Paragloborotalia nana*, "*Globigerina*" *venezuelana* in basso e a *Orbulina universa* in alto, concordano per una attribuzione cronologica all'intervallo Oligocene superiore-Serravalliano. Poiché la formazione è troncata verso l'alto da superfici di erosione e, più frequentemente, da contatti tettonici, non si esclude la presenza di livelli più recenti, che tuttavia non possono andare oltre il Tortoniano inferiore, dal momento che l'unità è suturata dai depositi della f.ne Terravecchia del Tortoniano superiore.

2.1.5. - Unità Gagliano

Questa unità tettonica non affiora, ma è ben nota nel sottosuolo di Gagliano Castelferrato, in provincia di Enna, grazie ai vari sondaggi per ricerca di idrocarburi e alle linee sismiche, tarate con il sondaggio Gagliano 101. Le linee sismiche rivelano che tale unità corrisponde ad un orizzonte profondo con andamento abbastanza regolare e con notevole continuità laterale, ricoperto da elevati spessori di unità sicilidi e di flysch numidico alloctoni (BIANCHI *et alii*, 1987). Tale successione, ben conosciuta dai sondaggi, si era depositata in origine in un'area compresa tra la successione dell'Unità di M. Judica e quella tipica dell'Unità Imerese. La prima è stata descritta sopra come sequenza di tipo oceanico; la seconda rappresenta una successione depositasi al margine dell'omonimo bacino prossima cioè alla piattaforma Panormide.

Il log del pozzo Gagliano 101 (fig. 199) mostra alla base della successione un intervallo ascrivibile al Carnico, dato da calcari micritici a radiolari ed intercalazioni di argille grigiastre, il tutto riferibile alla f.ne Mufara. Seguono verso l'alto 800 m di calcari micritici grigio-biancastri con noduli e liste di selce, localmente dolomitizzati con intercalazioni di calcare intraclastico di età Norico-Retico ed ascrivibili alla f.ne Scillato.

Quest'ultima formazione mostra una transizione verso l'alto ad alcune centinaia di metri di argilliti silicifere e radiolariti, attribuibili alla f.ne Crisanti del Giurassico-Cretacico. L'intervallo superiore è rappresentato dalla f.ne Caltavuturo, datata all'Eocene medio-Oligocene inferiore, che verso l'alto passa rapidamente ad un intervallo oligo-miocenico di circa 800 m di argille brune con intercalazioni di quarzareniti più frequenti nella parte alta, attribuibili al flysch numidico. La parte bassa, in prevalenza argillosa, può essere ascrivita alle argille di Portella Colla, membro oligocenico

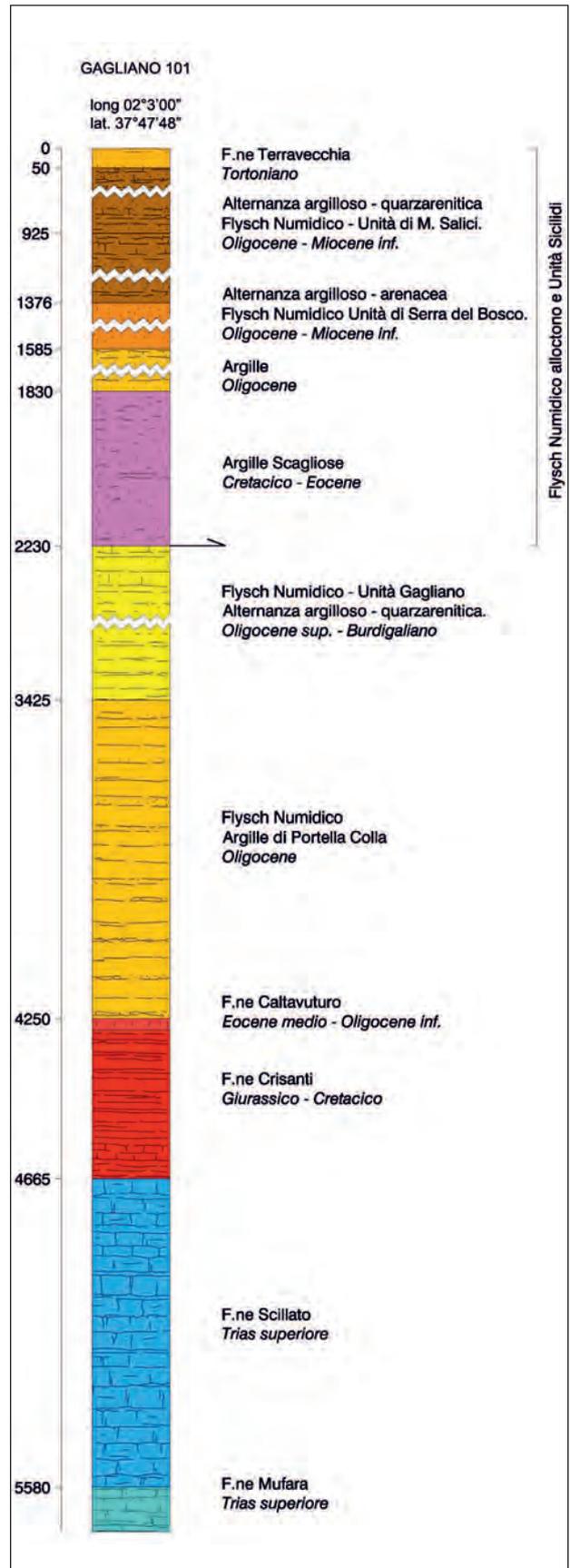


Fig. 199 – Log stratigrafico del sondaggio Gagliano 101, ubicato a SO del paese.

- Stratigraphic log of the Gagliano 101 well, located SW the village.

del flysch numidico. Tutto questo intervallo terrigeno rappresenta l'originaria copertura terziaria, anche se risulta a volte più o meno scollata dal suo substrato meso-cenozoico.

La copertura numidica propria dell'Unità Gagliano è nota solamente dai numerosi sondaggi ubicati tra Gagliano Castelferrato e M. Salici (pozzi Feudo Grande e Gagliano), che in genere raggiungono a circa 3500 m di profondità un'alternanza argilloso-quarzarenitica; dopo aver attraversato ripetuti orizzonti ascrivibili ancora al flysch numidico più o meno associato a unità sicilidi (Unità Serra del Bosco e di M. Salici in BIANCHI *et alii*, 1987).

Al disopra della successione descritta poggiano in ricoprimento le Unità Sicilidi ed il flysch numidico "alloctono", che costituiscono una falda di ricoprimento di spessore superiore ai 2000 m, all'interno della quale è difficile definire ulteriori differenziazioni (v. oltre: flysch numidico).

I termini quarzarenitici costituiscono la roccia serbatoio del campo gassifero di Gagliano e la copertura è rappresentata dalle Unità Sicilidi e dal flysch numidico "alloctono".

Considerazioni di carattere regionale, nonché le immagini della sismica profonda, indicherebbero che l'Unità Gagliano poggia in ricoprimento tettonico sul Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (v. Titolo I, Cap. 2. - Inquadramento Geologico, e figure 2, 4).

2.1.6. - Unità Imerese

A differenza dell'Unità Gagliano quest'unità tettonica è ben esposta nelle Madonie occidentali, nell'area di Termini Imerese e Trabia, e nei Monti di Palermo. Inoltre è stata incontrata, al disotto di una spessa coltre di Unità Sicilidi alloctone, da vari sondaggi ubicati nel versante meridionale della dorsale Nebrodi-Madonie, come Colla 1 e Avanello 1 (v. oltre).

Nel suo insieme la successione imerese comprende terreni calcareo-silico-marnosi e silicoclastici di età estesa dal Triassico superiore all'Oligocene inferiore, evolvendo poi nell'Oligocene superiore al flysch numidico. Essa si è depositata lungo il margine interno del paleobacino ionico, come dimostrano i ripetuti episodi di risedimenti provenienti dalla piattaforma panormide.

Quest'unità, inclusa da OGNIBEN (1960) in un Complesso Basale, perché ritenuta il termine geometricamente più profondo della struttura a falde della Catena Appenninico-Maghrebide, corrisponde anche alla "serie delle Madonie occidentali" di SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) e alla "serie paleoautoctona" di CERETTI & CIABIATTI (1965) ed infine alla "serie di Sclafani" di BROQUET (1968). Insieme alle Unità Sicane, di M. Judica e di Gagliano fa parte delle sequenze bacinali meso-cenozoiche raggruppate sotto il termine di Ionidi (FINETTI *et*

alii, 1996, 2005a) e costituisce un elemento pellico-lare alloctono che si sovrappone al Sistema a *Thrust* Esterno della Sicilia, cioè al Sistema Siculo-Pelagiano (SPTB) (v. fig. 162). Ciò è testimoniato da dati di sottosuolo (MIUCCIO *et alii*, 2000). Infatti in corrispondenza del bordo meridionale della dorsale di Trabia, tale unità è sovrascorsa sul PSTB, (fondo pozzo del sondaggio Cerda 2) (v. fig. 107). Nelle Madonie occidentali la "semicupola fagliata" di M. dei Cervi forma una grande piega sud-vergente, ben visibile dalla zona di Scillato, che implica un generale scollamento, e ciò fa supporre che questa unità sia sovrapposta tettonicamente su un orizzonte strutturale più profondo, che potrebbe essere costituito da un'ulteriore unità imerese originariamente più esterna, ma che, per analogia con il margine della dorsale di Trabia, è rappresentato con molta probabilità dal PSTB (fig. 200).

Nei monti di Trabia-Termini Imerese RANGIN (1973), basandosi su alcuni dati di BROQUET (1968), descrive due unità tettoniche: la *Lame du Monte Rosamarina* e la *Lame de Monte S. Calogero*, sovrascorse al disopra della *Lame de Alia*, una coltre di Flysch Numidico scollatosi dal substrato imerese.

MONTANARI (1966a) ha pubblicato una carta geologica dell'area di Trabia, corredata da un dettagliato studio di stratigrafia paleontologica, riconoscendo otto lacune dal Lias medio all'Oligocene medio. L'Autore fornisce dati inediti, utili per la datazione degli intervalli giurassici e cretaci e traccia un quadro strutturale delle dorsali S. Onofrio e M. Cane. Successivamente CATALANO & MONTANARI (1979) elaborano un quadro dell'evoluzione strutturale di quest'area, definendo l'Unità di Pizzo di Cane, originatasi dalla deformazione della porzione più interna del bacino imerese, sovrapposta verso sud su quella di Piana degli Albanesi.

Sempre nei monti di Termini Imerese GUARNIERI (2003a) descrive due unità tettoniche imeresi: l'Unità Pizzo di Cane-M. San Calogero e l'Unità di Rocca di Papa-Cozzo Sannita. Quest'ultima è presente in blocchi isolati, che contengono vulcaniti appartenenti ad un magmatismo alcalino di intraplacca. Per l'Autore essa rappresenterebbe un elemento depositatosi in un'area più interna del bacino imerese.

Nell'area compresa tra gli abitati di Trabia e di Ventimiglia di Sicilia la successione imerese affiora lungo una dorsale orientata NNO-SSE, costituita da un'anticlinale, attraversata longitudinalmente da una struttura, che secondo GUARNIERI (1998) ha un carattere trascorrente destro e che si estenderebbe per una lunghezza non inferiore ad una quindicina di chilometri dai Monti di Trabia, passando tra M. San Calogero e Pizzo Bosco, fino a raggiungere la valle del Fiume Torto. Ad essa sarebbero associate strutture minori, tanto che la fascia in cui la struttura è compresa viene denominata dal medesimo Autore

“Caccamo Shear-Zone” (fig. 201)⁽¹⁾.

Più ad est l'Unità Imerese affiora in modo discontinuo nei rilievi alle spalle di Termini Imerese e nell'area di Caccamo, fino a costituire la dorsale di M. San Calogero prodotta da un'ampia anticlinale di rampa con asse orientato NE-SO, connessa ad un *thrust* vergente a SE e fagliata al retro (v. fig. 201).

Relativamente alle Madonie occidentali l'Unità Imerese è rappresentata in superficie dall'Unità tettonica di M. dei Cervi, che come sopra ipotizzato (v. fig. 200), è tettonicamente compresa tra il Sistema a *Thrust* Esterno non affiorante e le unità Panormidi. I rapporti con queste ultime sono estremamente chiari su tutto il versante orientale del M. dei Cervi e sono confermati dalla presenza di finestre tettoniche. A sud del massiccio di Pizzo Carbonara tra M. Spina Puci e M. San Salvatore l'Unità Imerese affiora nelle finestre di V.ne Faguara e di C.da Canna. In esse il contatto tettonico di ricoprimento è definito da una superficie a basso angolo, rigettata da fasci di faglie a componente trasversiva sinistra quelle orientate NE-SO, e destra quelle orientate NO-SE.

Gli affioramenti più meridionali sono quelli dell'area di Caltavuturo e di Sclafani. Nella prima spicca la Rocca di Sciara di Caltavuturo, formata da una monoclinale fagliata sul lato NO (fig. 202) e immergente a SE, espressione superficiale di un *thrust*, come si evince dal brusco accostamento dei livelli apicali imeresi ad un *mélange* di terreni sicilidi e di flysch numidico alloctoni, che formano i rilievi di Cozzo Colla a SE di Caltavuturo. A Sclafani l'Unità Imerese affiora in una stretta monoclinale delimitata da faglie; l'esposizione è così chiara da essere stata scelta da BROQUET (1968) come area-

tipo della “Serie di Sclafani”.

Nelle zone pedemontane delle Madonie l'Unità Imerese non affiora, ma viene raggiunta dai sondaggi per ricerca di idrocarburi. Nel sondaggio Avanello 1 (1° 32'43" E; 37°46'10"N), ubicato in C.da Xireni sulla strada Tremonzelli-Castellana, sotto 1897 m di un *mélange* argilloso-calcareo, interpretabile come Unità Sicilidi, ha attraversato 1154 m di successione imerese. Analogamente nel sondaggio Colla 1 (01°29'13,60" E; 37°48'28,90" N), ubicato nei pressi di Caltavuturo, superati 1795 m di alloctono, la successione imerese è stata attraversata per poco più di 400 m, ma non ha raggiunto la f.ne Scillato, rimanendo nella f.ne Fanusi.

Nei Monti di Palermo tuttavia la distinzione tra Unità Imerese e Unità Panormidi si fa più ardua, perché la prima accentua il carattere di sequenza di margine di bacino. Il primo prodotto cartografico relativo a quest'area si deve a CAFLISH (1966). Ad esso fa seguito quello di ABATE *et alii* (1978), che riconoscono “un gruppo di unità stratigrafico-strutturali impilate e con vergenza verso sud”. Esse deriverebbero dalla deformazione miocenica di domini paleogeografici originariamente ubicati sul margine continentale africano. A partire da quella geometricamente più alta gli autori distinguono le seguenti unità:

- 1- *Monte Gallo-M. Palmeto*, derivante dalla deformazione della Piattaforma Panormide.
- 2- *Cozzo di Lupo*, originatasi dal margine della Piattaforma Panormide.
- 3- *Sagana-Belmonte Mezzagno*, derivante dalla deformazione della parte interna del Bacino imerese.
- 4- *Piana degli Albanesi*, derivante dalla deformazione del Bacino Imerese.



Fig. 200 – Sul fianco occidentale del M. dei Cervi si può osservare una piega rovesciata sud-vergente dei calcari con selce triassici, interpretabile come anticlinale di rampa, che indica un generale scollamento dell'unità imerese e la probabile sovrapposizione su un'ulteriore unità imerese ovvero direttamente sul PSTB.
- On the western flank of M. dei Cervi a reverse southverging fold of the Triassic cherty limestones can be seen and interpreted as ramp-anticline, which demonstrates a general detachment of the imerese unit and a probable thrusting over a further imerese unit or directly over the PSTB.

(1) Per una diversa interpretazione strutturale dell'unità imerese, vedi anche: Serv. Geol. d'It. (2010c; 2011c) e Catalano et alii (2010a; 2011b)

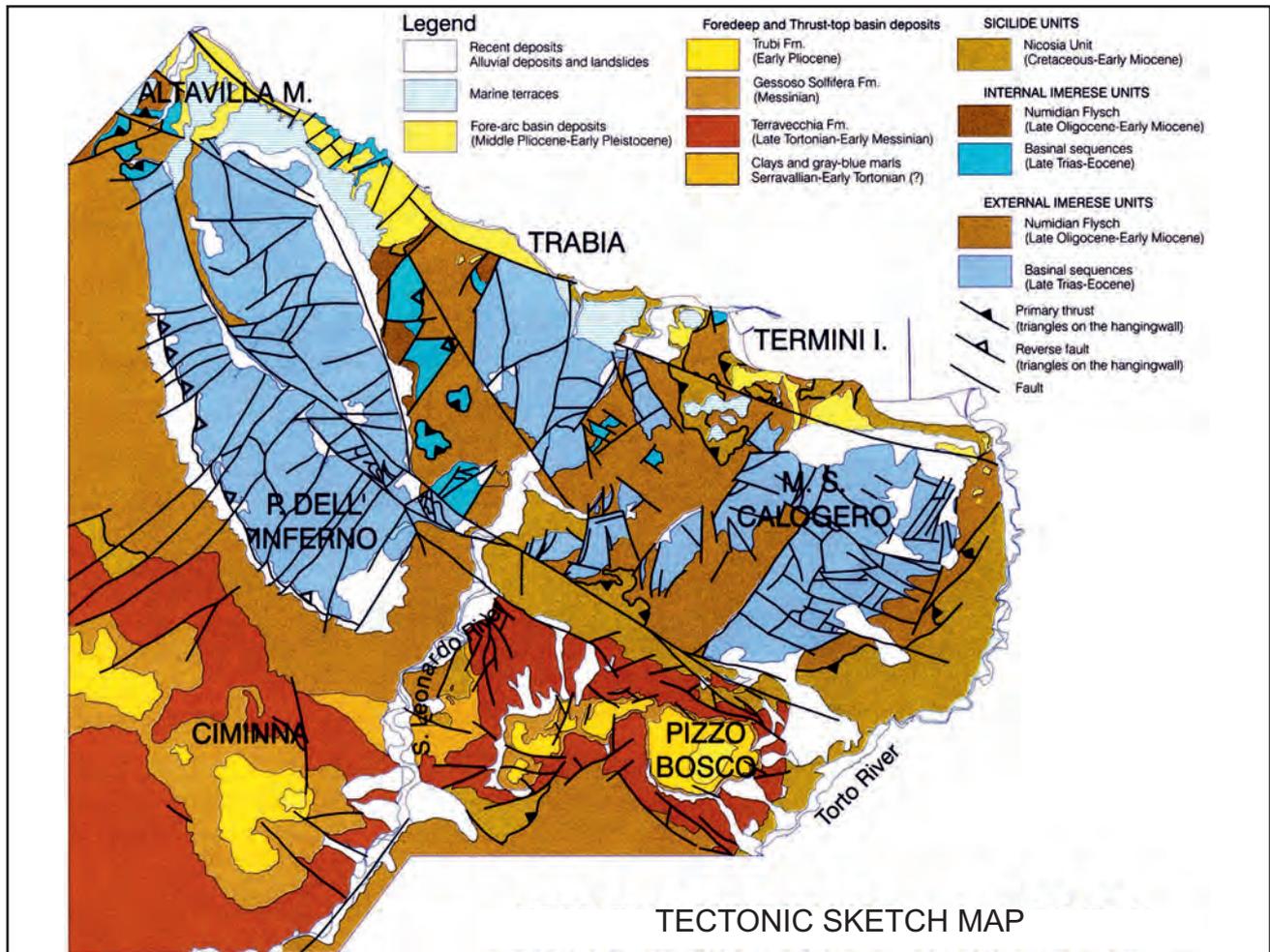


Fig. 201 – Schema tettonico dell'area di Termini Imerese e Trabia, fra Fiume Torto e Altavilla Milicia (da GUARNIERI, 2003b).
- Tectonic sketch of the area Termini Imerese and Trabia, between F. Torto and Altavilla Milicia (after GUARNIERI, 2003b)

5- *M. Kumeta*, derivante dalla deformazione della Piattaforma Trapanese.

Nella Carta Geologica alla scala 1:250.000 allegata alle presenti memorie non si è ritenuto di seguire la medesima suddivisione adottata nella Carta Geologica dei Monti di Palermo redatta da CATALANO *et alii* (1979), dove l'Unità Imerese viene suddivisa nelle unità stratigrafico-strutturali di Sagana-Belmonte Mezzagno e di Piana degli Albanesi, quest'ultima rappresentata dal solo flysch numidico. Si è scelto invece di ascrivere all'Unità Imerese soltanto le successioni meso-cenozoiche, nelle quali fossero presenti gli orizzonti radiolaritici e spongolitici giurassici e cretaci della F.ne Crisanti (v. oltre, Paragrafo 2.2. - Unità della Piattaforma Panormide).

Gli affioramenti tipici della successione imerese sono distribuiti nell'area di Belmonte Mezzagno fino a Misilmeri, nell'alta valle del F. Oreto tra Monreale-Pioppo e Altofonte, e nei monti tra que-

st'ultimo centro abitato e la zona di Piana degli Albanesi. Più ad ovest l'unità ricompare nelle finestre tettoniche di Sagana, di Montagna di Sagana-Petroso e di Cozzo Aglisotto ⁽²⁾.

2.1.6.1. – Successione stratigrafica

Il carattere bacinale rende relativamente costante lo sviluppo verticale della successione imerese, che, pur con variazioni di facies e di spessore degli intervalli clastici alimentati dal margine della contigua piattaforma panormide, presentano livelli isocroni di notevole estensione; quindi per una descrizione della successione si può fare riferimento ad alcune zone rappresentative. Tra le località che presentano le esposizioni migliori per ricostruire la successione stratigrafica imerese va menzionata l'area di Termini Imerese (fig. 203); in particolare la monoclinale fagliata di M. San Calogero espone

(2) Per una diversa interpretazione stratigrafico-strutturale dell'unità imerese, vedi anche Serv. Geol. d'It. (2010c,d; 2013a,b) e Catalano *et alii* (2010a,b; 2013a,b).



Fig. 202 - La Rocca di Sciara di Caltavuturo, vista da nord, appare come una monoclinale a contatto per faglia con le Argille Scagliose cenomaniane (A). Alla base affiorano i calcari con selce della f.ne Scillato (B), che passano in alto a dolomie della f.ne Fanusi (C). L'intervallo a morfologia blanda è costituito dalle radiolariti (D), con un livello guida ad encriniti (d), seguito in alto dalle breccie ad *Ellipsactinia* (E), e dal membro spongolitico con breccie a rudiste (F).

- The Rocca di Sciara of Caltavuturo village, view from the north, appears as a monocline affected by a fault in contact with the Cenomanian Argille Scagliose (A). At the base crop out the cherty limestones of the Scillato Fm. (B), grading up to the dolomites of the Fanusi Fm. (C). The interval with gentle morphology consists of radiolarites (D), with a crinoidal key level (d), followed upwards by *Ellipsactinia*-bearing breccia (E), and by spongolitic member with Rudist breccia (F).

sul settore nord circa 500 m di calcari con selce della f.ne Scillato (fig. 204), passanti in alto a dolomie della f.ne Fanusi che costituiscono la vetta del monte. Sulla terminazione sud-occidentale dello stesso monte è ben visibile l'intervallo Giurassico-Eocene (fig. 205).

Altre località con ottime esposizioni sono quelle della diga del F. San Leonardo (fig. 206), e quelle delle Madonie occidentali, Monte dei Cervi in primo luogo (v. fig. 203), la Rocca di Sciara di Caltavuturo (fig. 207) e la zona di Sclafani.

Per quanto riguarda i Monti di Palermo può essere rappresentativa la successione ricostruita da AVELLONE *et alii* (1998) nella zona di Piana degli Albanesi (fig. 208), con un dettaglio dell'intervallo triassico.

Un ulteriore dettaglio relativamente all'intervallo giurassico della successione imerese affiorante nei dintorni di Piana degli Albanesi è reperibile in BARTOLINI *et alii* (2002).

Formazione Mufara equivalente (Ladinico-Carnico)

Nell'area di Termini Imerese (v. fig. 203) l'orizzonte basale è costituito da marne scure con intercalazioni di microbreccie e da calcilutiti grigio-bluastre, talora associate a basalti, e contenenti lamellibranchi (*Halobia* spp.), radiolari e impronte di ammoniti. La formazione è riferibile al

Ladinico-Carnico (Julico-Tuvalico DI STEFANO & GULLO, 1997). Si tratta di una formazione comune a differenti unità tettoniche, sia Ionidi che Panormidi; in queste ultime è stata definita per la prima volta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) e successivamente ridenominata da OGNIBEN (1960) e da CERETTI & CIABATTI (1965) Formazione di Portella Arena, denominazione oggi abbandonata. A volte però la letteratura geologica riferisce alcuni affioramenti ai livelli basali dell'Unità Imerese, mentre in realtà la posizione strutturale al di sopra di terreni miocenici e suturati dalla f.ne Terravecchia, suggerisce di assegnarli all'Unità di Lercara (v. oltre, Sottopar. 2.1.5. - Unità di Lercara).

Il Triassico inferiore sembra essere rappresentato soltanto nei ciottoli rinvenuti nei livelli del Carnico dei Monti di Palermo e riferiti al tardo Scitico-Anisico inferiore da DI STEFANO & GULLO (1997). Per la medesima area esiste una segnalazione di *Trachyceras aon* nei dintorni di Marineo (ZIA, 1956).

formazione Scillato (Carnico superiore-Retico)

Tale formazione, nota anche in letteratura come calcari ad *Halobia* ovvero Calcari con selce, è costituita da calcilutiti biancastre o grigie con noduli e liste di selce nettamente stratificati, contenenti halobiidae, radiolari, spicole di spugna, conodontidi e resti di ammonitoidi indeterminabili (fig. 209). Verso

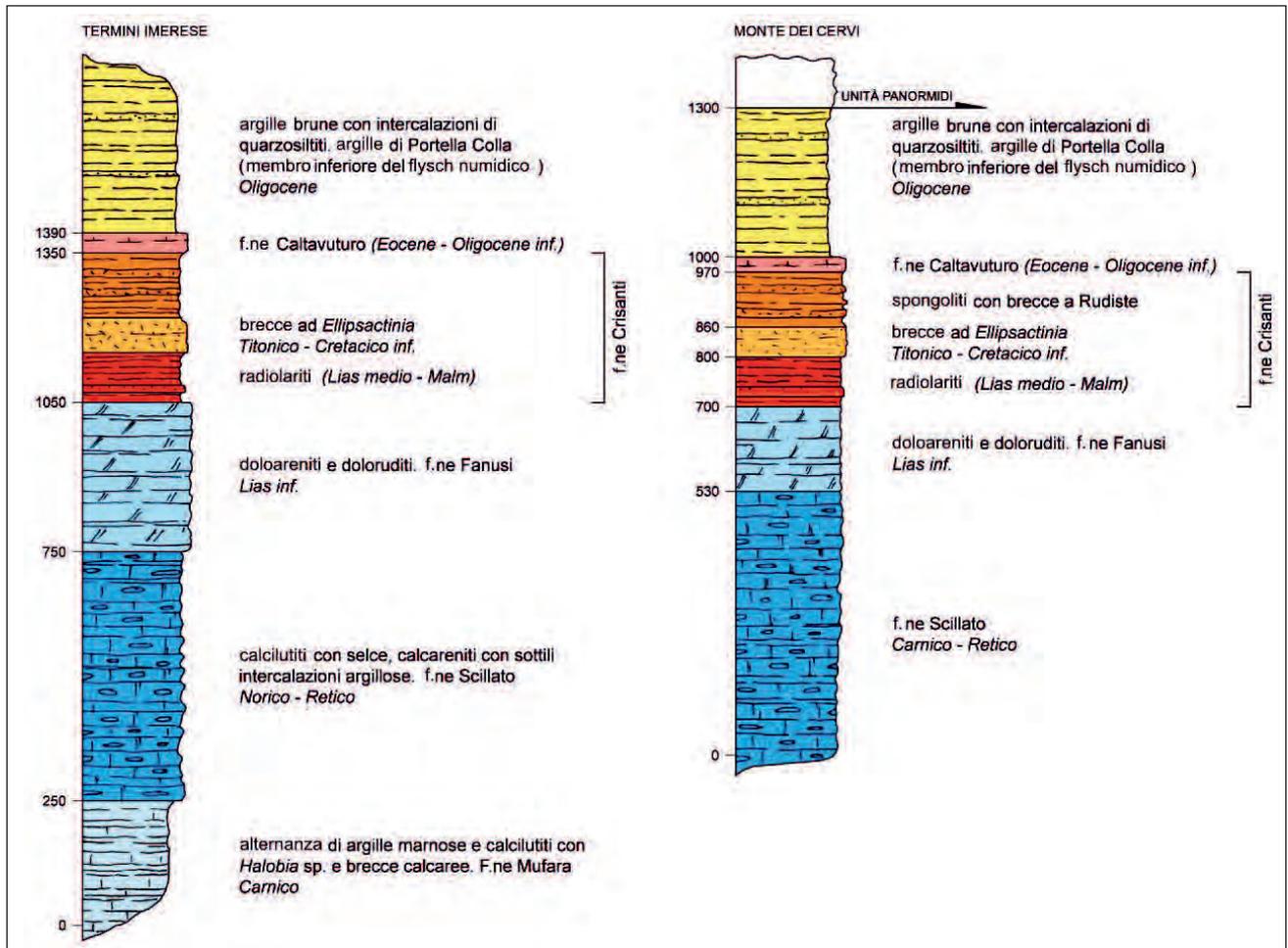


Fig. 203 - Colonne stratigrafiche rappresentative dell'Unità Imerese. - *Stratigraphic columns representative of the Imerese Unit.*

l'alto compaiono calcilutiti nodulari e calcareniti laminare, e alla sommità anche livelli marnosi rossicci. La parte alta è caratterizzata da doloareniti gradate o laminate e da breccie dolomitizzate, che costituiscono la transizione alle dolomie della f.ne Fanusi.

A M. San Calogero di Termini Imerese sono esposti sul lato nord e NO non meno di 500 m (v. fig. 205). Nelle Madonie occidentali la stessa formazione mostra spessori non inferiori a 530 m e la base non affiora.

Sulla base del contenuto faunistico, dato da Halobie, Posidonie, radiolari, brachiopodi, alghe, spicole di spugna, SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), CERETTI & CIABATTI (1965) e BROQUET (1968) assegnano la f.ne Scillato al Carnico-Norico. MONTANARI (1966a) per la presenza di *Posydonia gibbosa* e riferendosi alle associazioni di molluschi studiati da BUTRICO (1929), assegna i calcari con selce delle dorsali di S. Onofrio e di M. Cane fra Trabia e Ventimiglia di Sicilia al Carnico-Norico.

Nella parte bassa della successione di M. San Calogero sono stati segnalati da CATALANO *et alii* (2011b) esemplari di *Halobia styriaca* e *H. norica*.

Sulla base dei radiolari (DE WEVER *et alii*, 1979), della distribuzione delle halobie (CAFIERO & DE CAPOA BONARDI, 1982) e dei conodonti (DI STEFANO & GULLO, 1997) l'età della F.ne Scillato è Carnico superiore-Retico.



Fig. 204 - Sul versante nord della monoclinale fagliata di M. San Calogero affiorano i calcari con selce (f.ne Scillato) con spessore di circa 500 m. - *In the northern slope of the faulted monocline of M. San Calogero about 500 m thick cherty limestones (Scillato Fm.) outcrop.*



Fig. 205 - Sul lato meridionale della monoclinale di M. San Calogero, troncata da una faglia orientata NO-SE, affiorano (dal basso) le dolomie triassiche della f.ne Fanusi (A), il membro radiolaritico (Giurassico) (B) con il livello-guida con resti di crinoidi del Lias medio-superiore (b), le breccie ad *Ellipsactinia* (Giurassico superiore-Cretacico inferiore) (C) e il membro spongolitico (D) con le breccie a rudiste (d), membri della f.ne Crisanti.

- On the southern side of the M. San Calogero monocline, truncated by a NW-SE oriented fault, crop out (from the bottom) the Triassic dolomites of Fanusi Fm. (A), the radiolaritic member (Jurassic) (B) with the key-level with fragments of crinoids (b), and the *Ellipsactinia* bearing breccia (Upper Jurassic-Lower Cretaceous) (C) and the spongolitic member (D) with Rudist breccia (d), members of Crisanti Fm.

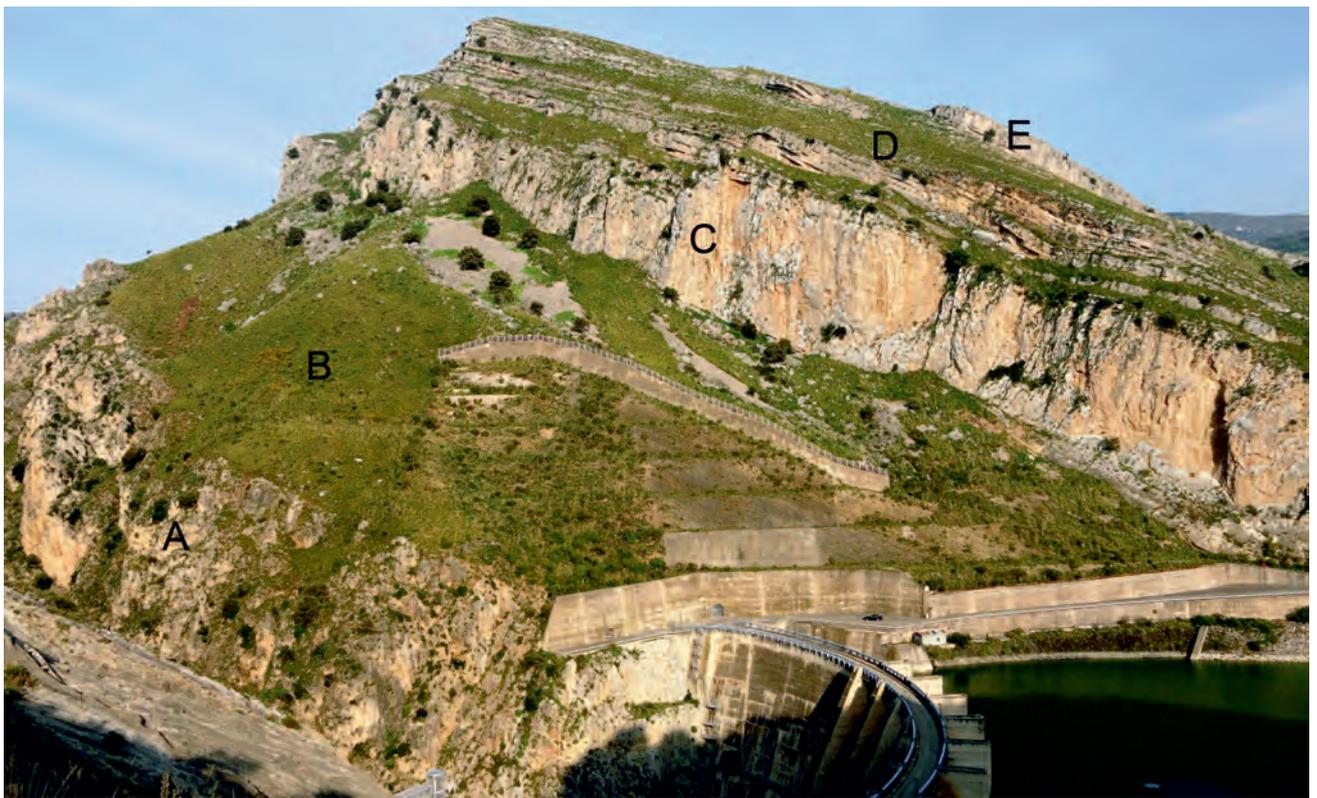


Fig. 206 - Successione imerese affiorante ai lati della diga del F. San Leonardo, con belle esposizioni sul versante ovest di Cozzo Famo. Dal basso si succedono le dolomie della f.ne Fanusi (Lias inferiore) (A), le radiolariti giurassiche della parte inferiore della f.ne Crisanti (B), le breccie ad *Ellipsactinia* (C) e le spongoliti (D) della parte medio-alta della f.ne Crisanti (Titonico-Cretacico medio) e la f.ne Caltavuturo (Eocene-Oligocene inferiore) (E).

- The Imerese succession outcrops on either side of the F. San Leonardo dam, and it is well exposed on the western slope of Cozzo Famo. From the bottom of one another follow dolomites of the Fanusi Fm. (Lower Liassic) (A), the Jurassic radiolarites of the lower portion of the Crisanti Fm. (B), *Ellipsactinia*-bearing breccia (C) and the spongolitic member (D) belonging to the upper-middle part of the Crisanti Fm. (Titonian up to Middle Cretaceous) and the Caltavuturo Fm. (Eocene-Lower Oligocene) (E).

formazione Fanusi (Lias inferiore)

Istituita da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-65) è caratterizzata da doloruditi e doloareniti grigiastre o rosate, vacuolari e friabili, in alternanze cicliche di

gruppi di strati decametrici, gradate e laminate con clinostratificazioni e giacitura *down-lap*, interpretabili come torbiditi o breccie di fianco, alimentate dal margine della piattaforma panormide. La forma-

zione è diffusa in tutte le località di affioramento dell'Unità Imerese, con spessori che variano da 160 m a M. dei Cervi, a 300 m nell'area di Termini Imerese, e a valori ancora più alti nei Monti di Palermo. È ben sviluppata nella zona di Termini Imerese, nella valle del F. San Leonardo, nelle Madonie occidentali, dove cinge la semicupola fagliata di M. dei Cervi, e alla Rocca di Sciara (Caltavuturo), dove assume un notevole spessore (v. fig. 207).

SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), OGNIBEN (1960), CAFLISCH (1966) e BROQUET (1968) interpretarono le dolomie come il prodotto di un episodio neritico così come le soprastanti breccie ad *Ellipsactinia*. Per SCANDONE *et alii* (1972) tali depositi costituivano dei risedimenti carbonatici alimentati dalla contigua piattaforma panormide.

formazione Crisanti (Lias medio-Cretacico superiore)

Sulle dolomie poggia in paraconcordanza una successione radiolaritica con intercalazioni di breccie carbonatiche e con vulcaniti basiche sottomarine, nota come Formazione Crisanti (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960).

GRASSO *et alii* (1978) hanno suddiviso la formazione in un intervallo inferiore di radiolariti policrome ascrivibili al Lias–Dogger (membro radiolaritico), in un bancone di breccie a *Ellipsactinia* del Titonico-Neocomiano e un intervallo superiore di spongoliti con intercalazioni di breccie carbonatiche, riferibili al Cretacico medio-superiore (membro spongolitico). La successione litostratigrafica è stata suddivisa in quattro membri da BASILONE *et alii* (2001) e da CATALANO *et alii* (2010a, 2011b): delle radiolariti, delle breccie ad *Ellipsactinia*, marnoso spongolitico e delle breccie a Rudiste. In questa memoria si è adottata la suddivisione nei tre membri *sensu* GRASSO *et alii* (1978), in quanto il membro marnoso spongolitico ha ripetute intercalazioni di breccie carbonatiche, che non è semplice separare dalle spongoliti.

Lo spessore complessivo dell'unità nelle Madonie è di circa 50 m; nella zona di Termini Imerese raggiunge i 300 m.

formazione Crisanti: membro radiolaritico

Fitta alternanza medio-sottile di radiolariti grigio scure e di argilliti silicee nerastre (fig. 210b). In questo intervallo si intercalano vulcaniti sottomarine alcali-basaltiche di colore grigio-verde, affioranti in varie località (Vallone Crisanti e presso la sorgente Scillato sulla strada Scillato-Collesano).

Nella parte inferiore è presente un intervallo costituito da calcareniti bianco grigiastre alternate a marne rossastre. Le calcareniti sono ricche di bioclasti, in particolare frammenti di crinoidi, che consentono di ascrivere questo intervallo ai cosiddetti strati a *Leptaena*, studiati da GEMMELLARO (1886) e da questi riferiti al Lias medio-superiore. Si tratta di un orizzonte-guida, che è stato riconosciuto, oltre che nelle radiolariti della successione di M. Judica, anche nell'Unità Imerese dell'area tipo e nelle Madonie occidentali (v. figg. 202, 205, 207), oltre che in successioni appartenenti a contesti paleogeografici completamente differenti, come per es. quella di Taormina. Nella Sicilia occidentale questo intervallo è stato assegnato da CATALANO *et alii* (2010a, 2011b) ad una formazione denominata Calcari a crinoidi e breccie di Altofonte (Plien-sbachiano-Toarciano).

Osservazioni sui pochi resti fossili, tra cui lamellibranchi pelagici, indicano un'età del membro radiolaritico estesa dal Lias medio-superiore al Titonico inferiore.

formazione Crisanti: membro delle breccie ad *Ellipsactinia*

Nella parte mediana della formazione si intercala un bancone carbonatico massivo, che corrisponde alle "Calciruditi e calcareniti ad *Ellipsactinia*" di LENTINI & VEZZANI (1974). Nella zona di Ter-



Fig. 210 – Attorno al paese di Sclafani affiora una tipica successione imerese. a) dolomie della f.ne Fanusi (A), radiolariti, parte inferiore della f.ne Crisanti (B), bancone di breccie ad *Ellipsactinia* (C) e membro spongolitico (D), flysch numidico (E), faglia (f). b): particolare delle radiolariti giurassiche (intervallo B).
- Around the Sclafani village crops out a typical Imerese succession. a) dolomites of the Fanusi Fm. (A), radiolaritic member of the Crisanti Fm. (B), *Ellipsactinia*-bearing breccia (C) and spongolitic member (D), Numidian Flysch, fault (f). b) detail of the Jurassic radiolarites (interval B).

mini Imerese questo membro è estesamente affiorante e molto potente (fig. 211; v. anche panoramica della successione in figura 206).

Si tratta di breccie calcaree di colore grigiastro, costituite da clasti di biocalciruditi e biocalcareniti risedimentate con frammenti di idrozoi (*Ellipsactinia* spp.), lamellibranchi, gasteropodi (nerineidi), coralli, alghe (*Chypeina jurassica*), articoli e piastre di crinoidi, foraminiferi arenacei, e tintinnidi (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*) nella scarsa matrice. I vari litotipi citati costituiscono livelli continui a base erosiva.

Le associazioni faunistiche riconosciute ricadono nelle biozone a *Chypeina jurassica*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* (CHIOCCHINI *et alii*, 1994) e nelle biozone a *Crassicollaria* e a *Calpionella* (ALLEMANN *et alii*, 1971), che assegnano le Calciruditi e calcareniti ad *Ellipsactinia* al Titonico-Berriasiano.

Le numerose intercalazioni di breccie derivanti dal margine di una piattaforma carbonatica, che nella vecchia letteratura geologica erano stati erroneamente assegnati ad ambiente “neritico”, sono stati correttamente interpretati da SCANDONE *et alii* (1972), come breccie di fianco indicative di un ambiente deposizionale di scarpata-bacino pelagico.

Nelle Madonie occidentali la parte medio-alta della f.ne Crisanti riveste la semicupola fagliata di M. dei Cervi, affiorando anche nella valle che separa quest’ultima dal massiccio di Pizzo Carbonara (fig. 212). Faglie ad alto angolo, orientate NO-SE e circa E-O, talora con componente destra, dissecano l’anticlinale di M. dei Cervi, e probabilmente rappresentano delle strutture relativamente superficiali, che interessano in particolare la f.ne Crisanti (fig. 213). Rigetti molto maggiori presentano le faglie orientate NE-SO, che ribassano a NO la semicupola fino alla profonda depressione della zona di Scillato.

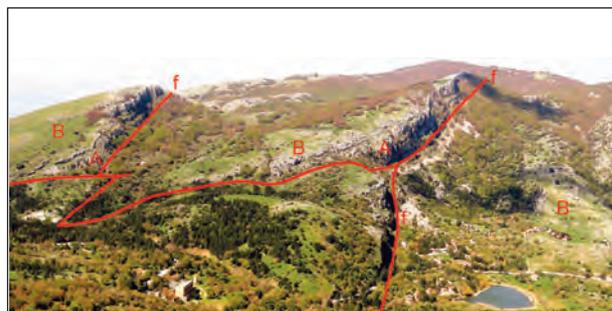


Fig. 212 – Versante orientale della “semicupola” di M. dei Cervi, rivestita dalla f.ne Crisanti e attraversata da faglie ad alto angolo orientate NO-SE e E-O talora a componente destra (f) (v. Fig. 213). Si notano i banconi calcarei costituiti dalle breccie ad *Ellipsactinia* (A), ricoperti dal membro spongolitico (B). - Eastern slope of the “half dome” of M. dei Cervi, covered by Crisanti Fm. and affected by high-angle NW-SE and E-W oriented faults, sometimes with a dextral lateral component (f) (see Fig. 213). You can see the banks of *Ellipsactinia* breccia (A), covered by the spongolitic member (B).

formazione Crisanti: membro marnoso-spongolitico

Corrispondono alle “Spongoliti” di LENTINI & VEZZANI (1974). Si tratta di marne e argilliti silicee policrome in lamine o in strati centimetrico-decimetrici (fig. 214), alternate a livelli di calcareniti e calciruditi silicizzate spesse da pochi centimetri al metro, lentiformi, gradate e con base erosiva.

Il contenuto faunistico è rappresentato prevalentemente da spicole di spugne, radiolari, ostracodi, foraminiferi bentonici e planctonici. Nella zona di Termini Imerese in questo membro, tra i foraminiferi planctonici sono stati rinvenuti da MONTANARI (1966a) *Ticinella primula*, *Rotalipora ticinensis* e rari esemplari di *Planomalina buxtorfi*, questi ultimi ricadenti nelle biozone di CARON (1985) a *Ticinella primula*, *Rotalipora ticinensis* e *Rotalipora apen-*



Fig. 211 – Cozzo Famo (diga del F. San Leonardo) offre un’ottima esposizione della parte medio-alta della f.ne Crisanti con il bancone delle breccie ad *Ellipsactinia* (A), il membro spongolitico con numerose intercalazioni di risedimenti carbonatici a geometria down-lap (B) e le calcareniti della f.ne Caltavuturo (C).

- Cozzo Famo (San Leonardo River dam) offers an excellent exposure of upper-middle portion of the Crisanti Fm., with the thick bank of *Ellipsactinia* breccia (A), the spongolitic member with numerous resedimented carbonate intercalations, characterized by down-lap geometry (B), and calcarenites of the Caltavuturo fm. (C).

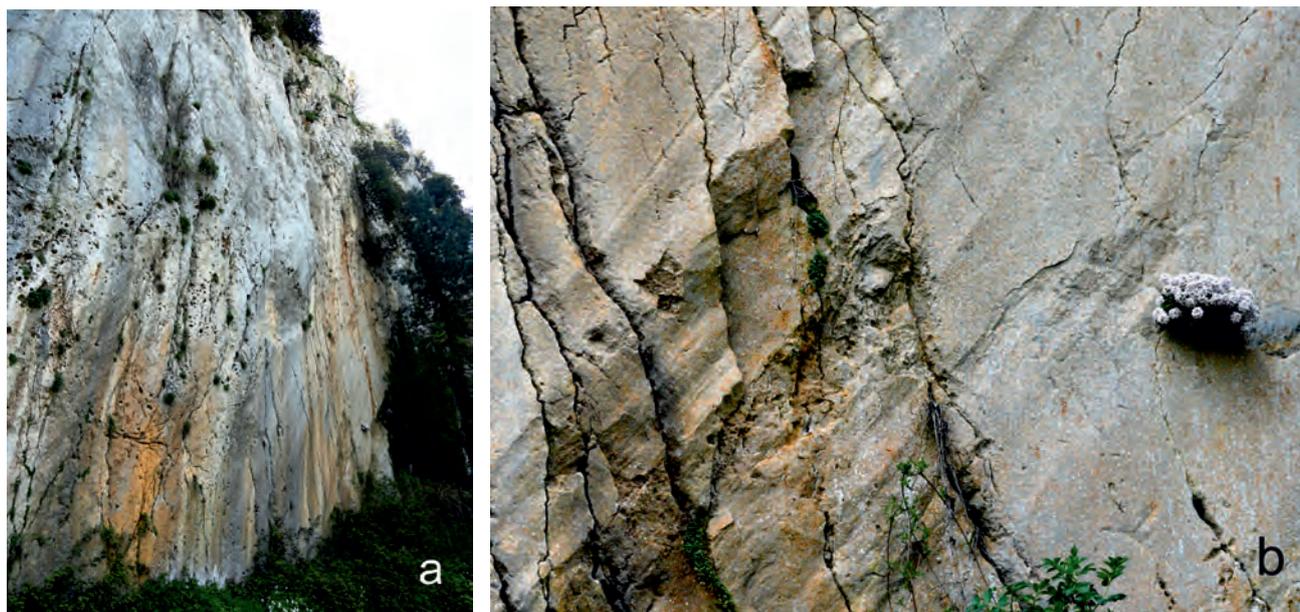


Fig. 213 – Piano di faglia (a) nelle breccie ad *Ellipsactinia*, con strie oblique (b). Loc.: strada Portella Colla–Piano Zucchi, C.da Mandria del Conte.
- Fault-plane (a) in the Breccie ad *Ellipsactinia*, with oblique striae (b). Loc.: Portella Colla-Piano Zucchi road, C.da Mandria del Conte.



Fig. 214 – Formazione Crisanti - membro spongolitico: marne e argilliti silicee policrome, in strati sottili, alternate a calcareniti e calciruditi silicizzate, passanti in alto ad un livello di calciruditi gradate con frammenti di rudiste.

Loc.: strada Portella Colla–Piano Zucchi, C.da Mandria del Conte.
- *Crisanti* Formation - spongolitic member: polychrome marls and siliceous shales in thin layers, alternating with silicified calcarenites and calcirudites, with a thick layer of graded calcirudites composed of *Rudist* fragments. Loc.: Portella Colla-Piano Zucchi road, C.da Mandria del Conte.

ninica che datano l'Albiano. L'età complessiva del membro è Cretacico inferiore.

Il membro spongolitico poggia bruscamente sulle breccie ad *Ellipsactinia* e i livelli di risedimenti carbonatici mostrano geometrie deposizionali *on-lap*, con cliniformi immergenti a sud e a SE (v. fig. 211). In dipendenza della loro posizione originaria più o meno proximale alla piattaforma le intercalazioni carbonatiche possono infiltrarsi (fig. 215). Lo spessore medio è di 30 m, negli affioramenti del Castello di Caccamo supera gli 80 m (fig. 216).

formazione Caltavuturo (Eocene-Oligocene inferiore)

Nelle Madonie la Formazione Caltavuturo (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) affiora lungo il versante orientale di Monte dei Cervi, tra Piano D. Formaggio a nord e P.la Colla-V.ne S. Nicola a sud. È esposta ancora nella località-tipo alla sommità della successione della Rocca di Sciara e nella Valle del F. San Leonardo di Termini Imerese. Si rinviene anche nei Monti di Palermo alla sommità della successione imerese affiorante soprattutto nel settore sud-orientale. Nei dintorni di P.la Colla la formazione raggiunge lo spessore massimo di circa 50 m.

La litofacies più tipica è caratterizzata da calcari marnosi e marne rosse, con intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche (*Scaglia Auct.*), ma i rapporti tra i litotipi possono variare da una zona all'altra. Nella zona di Piana degli Albanesi la formazione è rappresentata da marne e argilliti di colore rosso (fig. 217).

La fauna più diffusa è rappresentata da foraminiferi planctonici a diversa distribuzione stratigrafica, che indicherebbero un probabile rimaneggiamento, quali *Morozzovella aragonensis*, *Globigerina linaperta*, *Globigerina venezuelana*, *Hantkenina alabamensis*, *Globigerina pseudovenezuelana*; radiolari e spicole di spugna sono abbondanti in tutti i livelli. Nei livelli calcarenitici sono stati rinvenuti macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.), frammenti di alghe, coralli, briozoi, molluschi e gasteropodi. Una fauna simile citano SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) per la sezione tipo di Vera Luce (Caltavuturo). CATALANO *et alii* (2010b, 2013a,b) ascrivono la base della formazione, peraltro costituita da ri-



Fig. 215 – formazione Crisanti - membro spongolitico affiorante ad est di Piana degli Albanesi sulla strada per Altofonte.
- *Crisanti formation - spongolitic member cropping out east of Piana degli Albanesi along the road to Altofonte.*

sedimenti, al Paleocene.

La sedimentazione essenzialmente pelagica, il contenuto faunistico, e le strutture sedimentarie testimoniano un ambiente deposizionale tra il margine di piattaforma e il bacino s.s. in cui correnti di fondo rielaboravano i depositi pelagici, mentre correnti di torbida ridepositavano i materiali carbonatici provenienti dal margine della piattaforma Panormide (ABATE *et alii*, 1982a, 1982b).

flysch numidico: membro di Portella Colla (Oligocene superiore)

Tale membro costituisce la parte inferiore del flysch numidico. Nella zona tipo si trova compreso tra la f.ne Caltavuturo e il ricoprimento tettonico delle unità della Piattaforma Panormide. Qui riveste il versante orientale di Monte dei Cervi, da Piano D. Formaggio a nord a V.ne S. Nicola a sud. La continuità della formazione verso sud, masche-



Fig. 216 – Sotto il Castello di Caccamo affiorano potenti intercalazioni di breccie a rudiste, appartenenti alla parte alta del membro spongolitico della f.ne Crisanti.
- *At the base of Caccamo Castle outcrop thick intercalations made up by rudist breccia, belonging to the upper part of the spongolitic member of the Crisanti Fm.*

rata da ingenti corpi di depositi detritici, si estende sino alle aree di C.da Rovola. Altri lembi affiorano, in finestra tettonica, sulla terminazione meridionale di Pizzo Carbonara, tra il V.ne Faguara e C.da Canna (versante orientale e meridionale di M. Daino); e nei pressi di Gibilmanna tra Rocca Stefana e M. Puraccia.

È caratterizzato da prevalenti peliti brune o grigio-brune, talora manganesifere, a laminazione piano-parallela, con intercalazioni di arenarie fini e siltiti quarzose a cemento siliceo in livelli prevalentemente medio-sottili (fig. 218) di ambiente bacinale. Spessore affiorante fino a 200 m; in sottosuolo a causa di ripetizioni tettoniche fino a 300 m.

Nelle argille, spesso sterili, sono presenti rari foraminiferi bentonici (*Ammodiscus* sp. e *Glomospira* sp.) e planctonici, tra cui è significativa *Paragloborotalia acrostoma*. In letteratura (v. LENTINI & VEZZANI, 1974) vengono citate microfaune a *Globigerina ciperoensis angulisurealis*, *Catapsydrax dissimilis*, *C. unicava* che assegnano alla formazione un'età oligocenica superiore.

flysch numidico: membro Geraci Siculo (Miocene inferiore)

Affiora prevalentemente nelle aree sud-orientali dei Monti di Palermo (Sagana, Piana degli Albanesi e S. Cristina Gela), e più o meno scollato dal substrato imerese delle dorsali di Trabia a formare spettacolari monoclinali sovrapposte tettonicamente ai livelli medio-miocenici al tetto della successione di Rocca Busambra (v. fig. 166), sul versante in destra della media valle del F. San Leonardo, dove forma un'anticlinale con asse E-O (fig. 219), tra Caccamo, Montemaggiore Belsito e Roccapalumba, fino ad Alia. In quest'area forma delle monoclinali interessate da *thrust* est-vergenti, e ritagliate da un ulteriore *thrust* sud-vergente, che porta tali strutture numidiche a risalire in fuori sequenza sull'Unità Lercara.

L'assetto strutturale è quello di blande anticli-

nali (v. fig. 219) o di monoclinali piuttosto regolari, ma lo stato di fratturazione è comunque notevole e da origine a coltri detritiche di ampia estensione. Oltre alla litofacies pelitica, correlabile con il membro di Portella Colla affiorante nelle Madonie, e a quella caratterizzata da potenti banconi di quarza-



Fig. 217 – Nei pressi dell'abitato di Piana degli Albanesi la f.ne Caltavuturo è costituita da una fitta alternanza di marne e argille marnose rosse.
- Near the village of Piana degli Albanesi the Caltavuturo Fm. consists of a dense alternation of red marl and marly clay.



Fig. 218 – Intercalazioni di quarzosiltiti nelle argille siltose brune del flysch numidico - membro di Portella Colla. Loc.: P.la Colla, versante orientale di Monte dei Cervi.
- Quartz siltstone interbedded in the brown silty clay of the Numidian Flysch - Portella Colla member. Loc.: P.la Colla, eastern side of Monte dei Cervi.



Fig. 219 – Anticlinale di flysch numidico esterno, copertura oligo-miocenica dell'Unità Imerese, affiorante sul versante orientale della media valle del F. San Leonardo.
- Anticline of external Numidian Flysch, Oligocene-Miocene cover of the Imerese Unit, cropping out along the eastern side of the middle Valley of San Leonardo River.

reniti, si osserva una fitta alternanza di argille ed arenarie quarzose. Quest'ultima è ben esposta sui fianchi di Vallone Lisca, a SO di Montemaggiore Belsito, località studiata anche da BROQUET (1968) e che costituisce la transizione alle soprastanti marne della formazione Tavernola (fig. 220).

formazione Tavernola (Burdigaliano superiore-Langhiano)

Verso l'alto il flysch numidico passa a marne argilloso-siltose grigio-brune con sporadici sottili livelli di arenarie quarzoso-micacee talora glauconitiche. Tale formazione, studiata da MARCHETTI (1956) e ripresa poi da OGNIBEN (1960), ha la sua area-tipo lungo il Rio Tavernola a sud delle Madonie nei pressi di Valledolmo. Affiora in varie località nei dintorni di Montemaggiore Belsito e nella valle del F. Torto, a nord di Vicari dove riveste il fianco meridionale dell'anticlinale di figura 219, e si ritrova nell'area di Collesano. Nell'area di Regalgioffoli (Roccapalumba) si rinvengono intercalazioni note in letteratura come "Calcarei a *Lucina*", datati al Miocene da BALDACCI (1886) e la cui genesi viene trattata da RICCI LUCCHI & VAI (1994).

Le microfaune sono rappresentate da radiolari, foraminiferi planctonici delle biozone a *Globigerinoides trilobus*, a *Praeorbulina glomerosa* s.l. e ad *Orbulina suturalis*-*Paragloborotalia peripheroronda*, e da nannofossili calcarei delle biozone *Helicosphaera ampliapertura*-*Sphenolithus heteromorphus*-*Helicosphaera walbersdorfensis*, che fanno ascrivere la formazione al Burdigaliano superiore-Langhiano (CATALANO *et alii*, 2010a).

Le frazioni micacee e glauconitiche delle arenite sono un carattere diagnostico per distinguere questa formazione dal flysch numidico e permettono di individuare un drastico cambio delle condizioni di sedimentazione nel bacino di avanfossa, legate all'evoluzione geodinamica dell'orogene. Tale mutamento ha interessato vaste aree, comprese quelle dell'Appennino meridionale ed è stato sostanzialmente isocrono. L'includere questa formazione nel flysch numidico, come si verifica molto spesso nella letteratura geologica, ha come effetto di estendere al Langhiano l'età dell'intero flysch, in quanto spesso gli intervalli quarzarenitici si presentano sterili di microfaune a scheletro carbonatico e l'unica datazione si ottiene proprio dalle marne della formazione soprastante.



Fig. 220 - Lungo il Vallone Lisca ad ovest di Montemaggiore Belsito il flysch numidico è rappresentato da una fitta alternanza argilloso-arenacea (A), che forma una monocline regolare immergente al di sotto delle marne della formazione Tavernola (B).

- Along the Lisca Valley, west of Montemaggiore Belsito the Numidian Flysch is represented by a thin alternation of clays and sandstones (A), which forms a regular monocline dipping below the marl of the Tavernola Formation (B).

2.1.7. - Unità di Lercara

Alle Ionidi viene assegnata anche l'Unità di Lercara, costituita da enormi volumi di argille con blocchi di arenarie (fig. 221), subordinatamente carbonatici e clastico-carbonatici, di età permiana (f.ne Lercara), da una formazione calcareo-marnosa (F.ne Mufara equivalente) di età triassica e da limitati lembi residui di sequenze mesozoiche di facies prevalentemente pelagica talora con intercalazioni vulcaniche. A questa unità, caratterizzata da intensa deformazione tale da costituire un *mélange*, e considerata da vari Autori una *broken o dismembered formation* (v. CATALANO *et alii*, 2010a), si associa anche una facies del flysch numidico prevalentemente argillosa. Dati di sottosuolo (sondaggio Roccapalumba 1, sondaggio Vicari; CAFLISCH & SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1967) indicherebbero che le formazioni permo-triassiche presentano spessori superiori a 3.000 m e costituiscono ripetute scaglie tettoniche sud-vergenti alternate ad argille mioceniche. Ciò ha indotto in errore coloro che, utilizzando campioni sparsi, hanno genericamente assegnato un'età miocenica a tutto il *mélange*, considerando i fossili permo-triassici totalmente rimangiati (v. per es. RUGGIERI & DE VITA, 1972).

In Sicilia le sequenze permo-triassiche includono rocce siliciclastiche, clastico-carbonatiche e vulcaniti, e sono esposte in una vasta area tra Palermo, Lercara e Sciacca e in affioramenti minori nella Sicilia centro-orientale nell'area di Leonforte (Enna), dove GRASSO & SCRIBANO (1985) descrivono rocce triassiche ascrivibili alla F.ne Mufara e incassanti vulcaniti basiche, attribuendole ad uno stadio iniziale di un *rifting* continentale, che durante il Ladinico superiore e il Carnico inferiore avrebbero prodotto il "Bacino di Lercara".

Tra la fine dell'800 e gli anni '90 del secolo scorso il contenuto fossilifero è stato oggetto di dettagliati studi biostratigrafici, che hanno portato a ricostruzioni paleogeografiche (GEMMELLARO, 1888-1899; FABIANI & TREVISAN, 1937; SCANDONE, 1975; CATALANO & D'ARGENIO, 1978; CATALANO *et alii*, 1991). I più recenti ritrovamenti appaiono significativi per la definizione della paleogeografia del Paleobacino Ionico: gli studi sugli orizzonti triassici in Sicilia occidentale indicano l'instaurarsi di condizioni pelagiche a partire dal Ladinico.

Sfortunatamente, le attente analisi biostratigrafiche non sono state accompagnate in letteratura da adeguate osservazioni su strutture e geometrie e le descrizioni spesso raggruppavano affioramenti



Fig. 221 – La formazione Lercara è costituita da un *mélange* prevalentemente argilloso e contiene blocchi di arenarie di età permiana. Loc.: Manganaro, SS 121 km 201.
- The Lercara Formation consists of a mainly clayey *mélange* and contains blocks of sandstones of Permian age. Loc.: Manganaro, SS 121 km 201.

appartenenti a differenti unità tettoniche. Infatti le potenti successioni argilloso-marnose permo-triassiche, ampiamente affioranti nelle zone di Lercara-Roccapalumba e di Cerda (Cozzo Rasolocollo) non possono rappresentare l'orizzonte basale delle Unità Sicane³⁾. Dettagliati rilievi di terreno dimostrano che tali successioni sovrastano tettonicamente i livelli del Miocene medio (f.ne Tavernola) al tetto del flysch numidico, come ad esempio a NE di Vicari, dove l'anticlinale numidica affiorante in destra della media valle del F. San Leonardo rappresenta una culminazione strutturale e il cui fianco SO si immerge al disotto del *mélange* permo-triassico. Nell'area di Roccapalumba il flysch numidico, affiorante nella valle del F. Torto tra il Pizzo e Cozzo di Faso (Alia), appartiene ad un *thrust* sud-vergente, che risale sull'Unità di Lercara. Questa a sua volta è ricoperta in discordanza dalla f.ne Terravecchia del Tortoniano superiore. Tali osservazioni sono sufficienti a definire la posizione strutturale elevata dell'Unità di Lercara e permettono di ascrivere il trasporto orogenico ad un intervallo compreso tra il Langhiano e il Tortoniano.

Altrove, nella Valle del F. Sosio gli intervalli glauconitici medio-miocenici alla sommità delle Unità Sicane, conservati nelle depressioni strutturali, sono ricoperti da terreni permo-triassici e dagli stessi blocchi permiani. Inoltre i terreni appartenenti a questa unità permo-triassica sono ubicati al *footwall* dei fronti di *thrust* del Sistema Siculo-Pelagiano, cioè sul versante meridionale delle dorsali di M. Kumeta e di Rocca Busambra.

L'originario bacino di sedimentazione doveva essere localizzato in aree relativamente interne, ma ancora nel Paleobacino Ionico. Si esclude cioè l'appartenenza al bacino alpino-tetideo, anche se vari Autori (OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968) avevano assimilato tali formazioni alle Unità Sicilidi, e ciò per il fatto che l'inizio dell'apertura di tale bacino è unanimemente ascrivito al Giurassico. Tali successioni, più avanti descritte sotto la denominazione di Unità di Lercara, includono le famose sequenze permiane e permo-triassiche (Valle del F. Sosio, Lercara, Roccapalumba e Cerda), mentre gli orizzonti basali delle Unità Sicane, Imeresi, di M. Judica e Panormidi sono rappresentati da una medesima formazione, correlabile con la triassica F.ne Mufara, definita per la prima volta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) nei Monti delle Madonie occidentali alla base della Piattaforma Panormide.

2.1.7.1. – Successione tettono-stratigrafica

complesso di Lercara (Permiano)

Il complesso di Lercara (DELFRATI *et alii*, 2003g)

comprende un insieme di litotipi terrigeni e clastico-carbonatici estremamente caotici, tanto da costituire una “*broken formation*”. Tale termine va a sostituire quello di “Formazione Lercara” (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1964-1965).

Nelle aree di Roccapalumba, Lercara e Vicari i depositi silicoclastici del Permiano sono stati studiati da FABIANI & TREVISAN (1937) e successivamente da CASTANY (1956), SCHMIDT DI FRIEDBERG (1964-1965), BROQUET (1968), MASCLE (1979), CATALANO *et alii* (1991). Le interpretazioni risultano tuttavia in disaccordo, specie per quanto concerne l'età: RUGGIERI & DE VITA (1972) ascrissero l'intera successione ad un *mélange* miocenico; MONTANARI (1966b) e CATALANO & MONTANARI (1979) considerarono i fossili permiani come il prodotto di una risedimentazione nei più giovani depositi del Carnico.

BROQUET (1968) ammette l'esistenza del Permiano, producendo dettagliate descrizioni di sezioni campionate nell'area tra Roccapalumba e Lercara. Il medesimo Autore inoltre ha misurato una sezione nell'affioramento di Cozzo Rasolocollo, nei pressi di Cerda, in cui si osserva la transizione verso l'alto ai calcari triassici.

Analisi stratigrafiche hanno indotto CATALANO *et alii* (1988, 1991) a distinguere nella “Formazione Lercara” tre unità litostratigrafiche: 1) un flysch Kunguriano (Permiano inferiore); 2) un Olistostroma del Permiano medio-inferiore); 3) argille rosse del Permiano superiore (fig. 222).

Il flysch kunguriano, caratterizzato dalla presenza di *Mesogondolella idaboensis* e di *M. intermedia* (CATALANO *et alii*, 1991), consiste di arenarie quarzoso-micacee alternate ad argille siltose. Verso l'alto si ha un incremento del contenuto carbonatico. Altre successioni mostrano microbreccie gradate risedimentate e calcareniti a stratificazione incrociata o parallela alternate ad arenarie micacee e argille siltose. Le microbreccie contengono fusulinidi, crinoidi, briozoi e abbondanti frammenti di scogliera. Nei pressi della Stazione di Roccapalumba affiora un'alternanza di arenarie quarzoso-micacee, di argille siltose e di rare calcareniti contenenti la più ricca associazione fossilifera fino ad oggi trovata in questo “flysch”.

Vari affioramenti di calcareniti contengono conodonti, che indicano l'Artinskiano o il Kunguriano inferiore. A Cozzo Intronata (tra Roccapalumba e Lercara) il “flysch” kunguriano si presenta caotico e ricoperto da marne e calcari del Carnico medio-superiore, contenenti conodonti e radiolari. Alcuni blocchi di calcari grigi con brachiopodi sono stati ascritti alla parte alta del Permiano inferiore (Chih-siano inferiore) da CATALANO *et alii* (1991).

3) Per una diversa interpretazione, vedi anche SERV. GEOL. D'IT. (2010c, 2010d; 2011c; 2013f), CATALANO *et alii* (2010a, 2010b; 2011b) e DI STEFANO *et alii* (2013).

Rocce magmatiche basiche sono state segnalate da tempo nel “flysch”, ma non vi è alcuna certezza nella determinazione della loro età (FABIANI & TREVISAN, 1937; MONTANARI, 1966b) e sono state analizzate da VIANELLI (1970). In verità blocchi isolati sono stati osservati in varie località, come intercalazioni nelle coperture mesozoiche (v. oltre). CENSI *et alii* (2000) hanno studiato rocce magmatiche incluse in torbiditi bacinali. La composizione

tholeitica suggerirebbe di ascriverle ad un *rifting* continentale durante il Permiano.

Rocce permiane più giovani sono esposte più a sud nella Valle del F. Sosio. Esse sono state descritte da CATALANO *et alii* (1988, 1991) col nome di “*Olistostrome Unit*” e di “*Red Clay Unit*”, seguiti dai famosi megablocchi del Permiano di Palazzo Adriano.

La più antica unità litostratigrafica riconosciuta in quest'area è il “*S. Calogero Flysch*”, che consiste in argille di colore grigio scuro e in siltiti con intercalazioni di arenarie micacee (DI STEFANO & GULLO, 1997). L'età sarebbe del Permiano medio in base ai conodonti (GULLO, 1993). Nel T. San Calogero affiora una massa argillosa caotica con inclusi di arenarie e ivi i conodonti indicano la stessa età del “flysch”, suggerendo fenomeni di rimaneggiamento e di frane sinsedimentarie.

L'unità olistostromica passa ad argille rosse e grigio chiaro del Permiano medio-superiore, contenenti spicole di spugne, ostracodi, abbondanti radiolari, e localmente a calcareniti bioclastiche risedimentate ricche in conodonti. Le analisi del contenuto fossilifero indicano che questo orizzonte ha un'età che si estende dalla parte alta del Permiano medio alla parte bassa del Permiano superiore (CATALANO *et alii*, 1991). Inoltre le faune a radiolari delle argille rosse indicano un ambiente bacinale simile alle coeve successioni dell'area circum-pacifica e di Oman.

I sopra citati megablocchi della Valle del F. Sosio, che consistono in calcari di scogliera, di avan- e retroscogliera, famosi per il ricco contenuto fossilifero studiato da GEMMELLARO (1888-1899), MONTANARO GALLITELLI (1956), KOZUR & MOSTLER (1989), costituivano probabilmente dei *reefs* localizzati sui bordi dei coevi bacini, come confermato dalle ammoniti e dai conodonti.

Il blocco più famoso è quello della Pietra di Salomone (fig. 223), costituito da circa 70 m di calcari biancastri pulverulenti e riccamente fossilifero. L'età della matrice è tardo permiana, come suggerito dai fusulinidi e dai conodonti. Sono stati riconosciuti anche fossili rimaneggiati del Permiano medio (FLUEGEL *et alii*, 1991; DI STEFANO & GULLO, 1997). Altri blocchi, come la Rupe del Passo di Burgio, sono formati da emipelagiti carbonatiche e rappresentano depositi distali ascritti al Wordiano (DI STEFANO & GULLO, 1997).

Formazione Mufara (equivalente) (Ladinico-Carnico)

La sequenza triassica dell'Unità tettonica di Lercara presenta un'alternanza argilloso-calcareo-marnosa a radiolari, conodonti e lamellibranchi pelagici, ascrivibili al Ladinico inferiore. La presenza dello Scitico è stata raramente documentata, contrariamente al Triassico medio presente per esempio nei depositi pelagici della Valle del F. Sosio. Al passaggio Ladinico-Carnico sono ascrivibili argille varico-

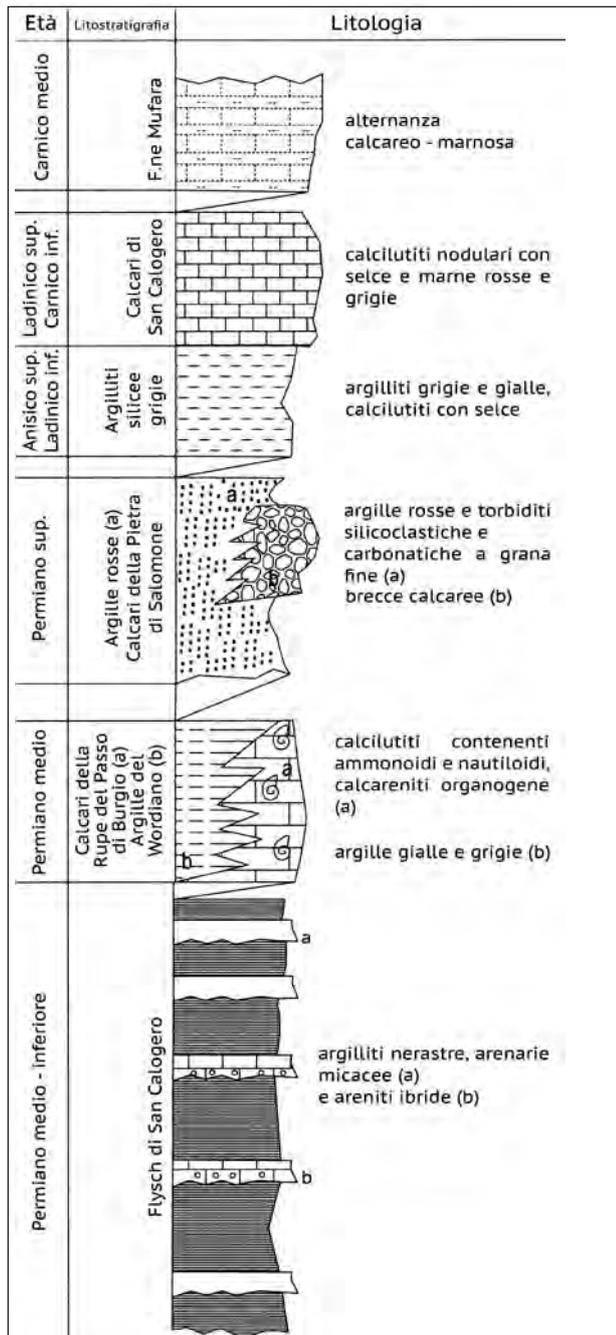


Fig. 222 - Successione stratigrafica permo-triassica dell'Unità di Lercara (da DI STEFANO & GULLO, 1977, ridisegnata).

- Stratigraphic log of the Permo-Triassic Lercara Unit (after DI STEFANO & GULLO, 1977, redrawn).



Fig. 223 – La Pietra di Salomone è costituita da calcari biancastri del Permiano, famosa per la ricca fauna, inglobata in un *mélange* permo-triassico (Unità Lercara), affiorante in una depressione strutturale tra M. Rose e Cozzo di Pietra Fucile e sovrascorso al tetto della successione Triassico-Miocene medio di Pizzo Mondello (v. fig. 176). Sullo sfondo il *thrust* di M. Triona, noto per la ricca fauna ad Halobiidae, e a letto la sinclinale formata dalla successione calcarenitico-marnosa glauconitica oligo-miocenica.

- The Pietra di Salomone consists of Permian whitish limestone, famous for its rich fauna, incorporated in a Permo-Triassic *mélange* (Lercara Unit), cropping out in a structural depression between M. Rose e Cozzo di Pietra Fucile (in background) and overthrusting the top of the Triassic-Middle Miocene succession of Pizzo Mondello (see fig. 176). In the background the *thrust* of M. Triona, known for its rich fauna with Halobiidae, and the footwall syncline represented by the Oligo-Miocene calcarenitic-marly glauconitic succession.

lori e calciliti nodulari con selce.

Nella zona di Lercara, Vicari e Roccapalumba le sequenze triassiche poggiano con contatti tettonizzati sul complesso di Lercara e sono caratterizzate da radiolariti, calcari rossi e grigi nodulari, marne del Ladinico-Cordevolico, cui segue in alto l'alternanza calcilitico-marnosa (Carnico medio), tipica della F.ne Mufara (fig. 224a,d). Ad est della Stazione di Roccapalumba affiora un olistolite (fig. 224b), costituito da calciliti con liste di selce sottilmente stratificate e da sottili livelli di calcite a struttura “*cone in cone*”, associate a vulcaniti basiche (fig. 224c).

Nell'area di Cerda-Cozzo Rasolocollo affiora estesamente una potente sequenza di arenarie micacee, marne e calciruditi, con i caratteristici livelli di calcite “*cone-in-cone*” contenenti halobie, tipici della F.ne Mufara in altre località siciliane, come per es. a M. Judica. All'interno di questo corpo geologico sono stati notati anche tetracoralli permiani (Cozzo Rasolocollo)⁽⁴⁾. In letteratura tale affioramento è stato spesso interpretato come un deposito della successione imerese, ad eccezione di OGNIBEN (1960) e di BROQUET (1968), che lo

assegnavano alle più interne Unità Sicilidi. Osservazioni di terreno mostrano che tale potente sequenza, attraversata dal sondaggio Cerda 1, è ubicata in corrispondenza di un'ampia depressione strutturale, ed è attornata da argille varicolori delle Unità Sicilidi, a loro volta sottostanti ai depositi silicoclastici della f.ne Terravecchia del Tortoniano superiore (sinclinale di Scillato). Pertanto l'affioramento di Cozzo Rasolocollo sembra appartenere ad una falda totalmente sradicata, derivante dalla deformazione di un bacino relativamente più interno del dominio Imerese, così come dovrebbe essere per l'intera Unità di Lercara.

Affioramenti di argille e marne triassiche riferibili alla F.ne Mufara sono localizzati tra Cefalà Diana e Marineo⁽⁴⁾, in un'ampia depressione strutturale e ricoperti da lembi della f.ne Terravecchia. Altri lembi della medesima formazione, interpretati come base stratigrafica dei calcari con selce dell'Unità Imerese, sono in realtà ubicati nel *footwall* di un *thrust* in fuori sequenza. È evidente l'inclinazione ad alto angolo del contatto, certamente non stratigrafico, tra la f.ne Scillato e la F.ne Mufara (fig. 225).

⁽⁴⁾ Trattandosi di *mélange* della formazione con il complesso di Lercara, in molti casi si è scelto di raffigurarne nella carta geologica allegata una sola, perché prevalente o perché si è ritenuto importante segnalarne la presenza.



Fig. 224 - Calcilutiti e calcareniti della Formazione Mufara appartenente all'Unità di Lercara affioranti nei pressi di Vicari (a). Olistolite di Cozzo Cuccagna circa 3 km a sud della Stazione di Roccapalumba, costituito da vulcaniti basiche e da calcari bacinali (b). Particolare delle vulcaniti (c). Particolare dei calcari triassici verticalizzati (d).

- *Calcilutites and calcarenites of the Mufara Formation, belonging to the Lercara Unit cropping out near Vicari village (a). Olistolith of Cozzo Cuccagna about 3 km south of Roccapalumba station, consisting of basic volcanics and basinal limestones (b). Detail of the volcanics (c). Detail of the Triassic verticalized limestones (d).*

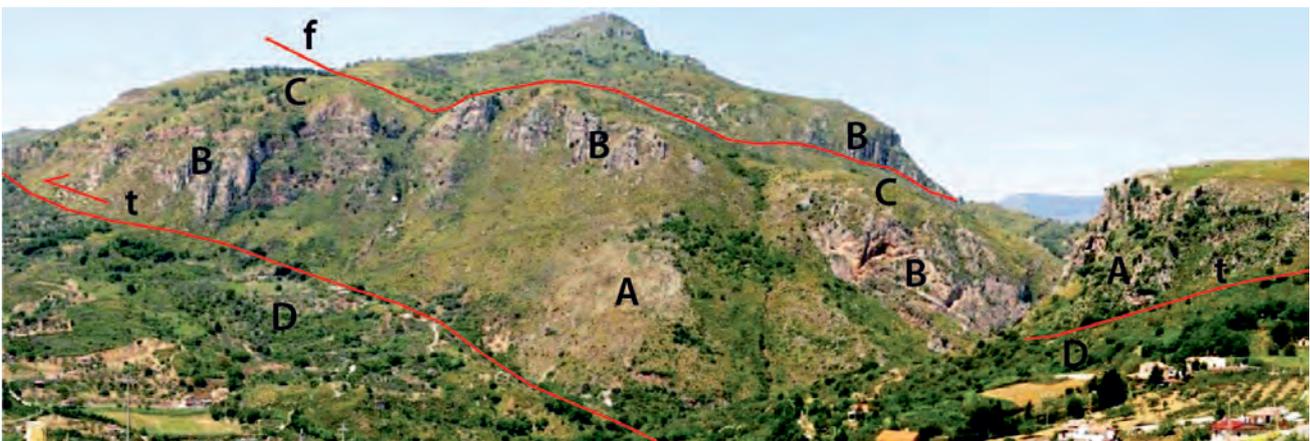


Fig. 225 - Panorama dell'estremità orientale della dorsale M. Leardo-Pizzo Parrino-La Montagnola vista dalla periferia sud di Marineo. La successione imerese, costituita da f.ne Scillato (A), f.ne Fanusi (B) e f.ne Crisanti (C), risale per effetto di un *thrust* ad alto angolo (t) sulla F.ne Mufara (D), che pertanto in questo caso non appartiene alla base della successione imerese. Essa occupa una posizione al *footwall* del *thrust* in fuori sequenza e costituisce, insieme a lembi di flysch numidico alloctono, un elemento dell'Unità di Lercara precedentemente sovrascorsa. La dorsale è tagliata da faglie trasversali (f), che ribassano verso est.

- *Panorama of the eastern end of the ridge M. Leardo-Pizzo Parrino-La Montagnola, view from the southern suburbs of Marineo. The Imerese succession, consisting of the Scillato Fm. (A), Fanusi Fm. (B) and Crisanti Fm. (C), is affected by a high angle thrust (t), and the Mufara Fm. (D) is located in the footwall of this out-of-sequence thrust and therefore does not belong to the base of the Imerese succession, but it represents, together with allochthonous Numidian Flysch, an element of the Lercara Unit, previously overthrust. The ridge is transversally downfaulted eastwards (f).*

Coperture meso-cenozoiche dell'Unità di Lercara

Nelle zone di Vicari e Roccapalumba il complesso di Lercara e la F.ne Mufara sono ricoperte da blocchi sparsi di una sequenza carbonatica con intercalazioni di vulcaniti basiche, ascrivibili al Dogger-Malm e al Cretacico (TREVISAN, 1937b; CAFLISH & SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1967). Tali coperture sono state attribuite da gran parte della letteratura alla "Piattaforma Trapanese". Ma la posizione strutturale elevata dell'Unità di Lercara, in falda al disopra dei livelli apicali del flysch numidico, cioè l'orizzonte medio miocenico della f.ne Tavernola, e di quelli medio-supramiocenici delle unità sicane, vietano di attribuire i lembi in questione alle unità di "facies trapanese", che costituiscono invece il livello strutturale più profondo, cioè il Sistema Siculo-Pelagiano sopra descritto.

Con lo stesso criterio, e cioè dei rapporti rilevati sul terreno con i terreni sottostanti e soprastanti, sono stati attribuiti alla stessa unità tettonica altri lembi di dimensione più o meno modesta, con alcune differenze nello sviluppo verticale delle facies.

Successione mesozoica di Roccapalumba-Vicari

Tale successione è ridotta in lembi e blocchi sparsi dalla stazione di Roccapalumba, fino all'abitato stesso; si ritrova poi più a SO nell'abitato di Vicari. Essi sono stati oggetto di numerosi studi a carattere paleontologico-stratigrafico (FABIANI, 1926, 1933; FABIANI & RUIZ, 1932; TREVISAN, 1937b, 1937c; CAFLISH & SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1967; BROQUET, 1968; CAFLISH & CRESCENTI, 1969; MASCLE, 1979). Fra i più recenti lavori si rimanda a D'ARPA *et alii* (2006) e a CATALANO *et alii*

(2010a). Questi ultimi hanno effettuato una revisione critica dei lavori precedenti e un'ulteriore analisi sul terreno, in quanto il quadro delle conoscenze appariva contraddittorio a cominciare dalla posizione dritta (CAFLISH & CRESCENTI, 1969) o rovesciata (v. BROQUET, 1968 e MASCLE, 1979) delle successioni affioranti. Nella zona di Vicari CATALANO *et alii* (2010a) ricostruiscono una successione stratigrafica in posizione rovesciata, che va dal Bajociano al Kimmeridgiano, in sovrapposizione tettonica su calciliti ascrivibili al Cretacico (fig. 226). Le vulcaniti intercalate negli orizzonti del Giurassico medio sono costituite da lave basiche a *pillow*, vulcanoclastiti con inclusi carbonatici, tufiti.

Il contenuto fossilifero, studiato da TREVISAN (1937c), è dato da brachiopodi, ostracodi e lamelibranchi (*Trigonia hemisphaerica*) e confermano l'attribuzione al Bajociano-Bathoniano.

Il blocco di maggiori dimensioni, affiorante all'interno dell'abitato di Roccapalumba (fig. 227), è costituito da una successione rovesciata con calcari ammonitiferi ascrivibili al Dogger in alto, e calciliti in facies di "Lattimusa" contenenti *Calpionella alpina* e *C. elliptica* riferibili al Titonico-Neocomiano in basso. Alla base della Rocca si rinvengono pochi metri di calciliti a globotruncanidi che datano al Cretacico superiore e riferibili alla scaglia.

Successione mesozoica di Pizzo Chiarastella

Nella zona di Villafrati, in corrispondenza di una vasta depressione strutturale occupata dai termini alto miocenici (f.ne Terravecchia e Gruppo Gessoso-Solfifera), è esposta una successione meso-cenozoica, che mostra una certa affinità con la successione imerese. CATALANO *et alii* (2010a) ri-



Fig. 226 – Il Castello di Vicari è edificato sopra un blocco rovesciato costituito in prevalenza da calcari del Rosso Ammonitico giurassico, sovrapposti a calciliti della scaglia cretacea.

- The Castle of Vicari is built on a reverse block, mainly consisting of Jurassic "Rosso Ammonitico", that overthrust Cretaceous calcilutites of Scaglia Fm.



Fig. 227 – Nel paese di Roccapalumba “La Rocca” è caratterizzata da una successione rovesciata, costituita da calcari tipo “Rosso Ammonitico” del Dogger-Malm, da calcilutiti in facies di Lattimusa del Giurassico superiore-Cretacico inferiore e da pochi metri di calcilutiti (scaglia) del Cretacico-Eocene. Sullo sfondo affiora il flysch numidico in *thrust* al disopra dell’Unità di Lercara.

- In the Roccapalumba village “La Rocca” is characterized by a reversed succession composed of Middle-Upper Jurassic “Rosso Ammonitico”, of Late Jurassic-Early Cretaceous calcilutites (Lattimusa Fm.), and of few meters of Cretaceous-Eocene Scaglia. On background the Numidian Flysch, overthrusting the Lercara Unit, outcrops.

portano una colonna stratigrafica, che inizia in basso con la F.ne Mufara, prosegue con calcari con selce attribuiti alla f.ne Scillato del Carnico-Retico; al disopra di un *hard-ground* compare la f.ne Crisanti (equivalente), data da argilliti silicee e radiolariti in basso e biocalcareni e calciruditi in alto riferibili al Lias superiore-Neocomiano. Chiudono in alto marne e calcareniti bioclastiche a macroforaminiferi del Paleocene-Eocene, riferite alla f.ne Caltavuturo da CATALANO *et alii* (2010a). In precedenza NIGRO & RENDA (2002) avevano descritto la successione, ignorando però la presenza della f.ne Crisanti, segnalata dai precedenti autori, e attribuendo un intervallo discordante sulla f.ne Scillato alla f.ne Caltavuturo, che considerano di età cretatica.

La posizione strutturale di questo lembo è comunque relativamente alta, perché conservata in una depressione strutturale e ricoperta in discordanza dalla f.ne Terravecchia.

Successione mesozoica di Monte Sant’Angelo

Nella medesima depressione strutturale, compresa tra la dorsale di M. Balatelle e quella della Rocca Busambra, compare una successione di spessore non superiore al centinaio di metri, costi-

tuita in basso da calciruditi e calcareniti a frammenti di rudiste e con orbitoline, ascrivibili ad un generico Cretacico; seguono calcari marnosi e marne rossastri con *Turborotalia cerroazulensis* ed infine biocalcareni giallastre a macroforaminiferi. L’età della successione sarebbe quindi cretacico-eocenica (CATALANO *et alii*, 2010a).

CATALANO *et alii* (2000a) nel tentativo di individuare le relazioni originarie tra unità imerese e sicane, affioranti rispettivamente a nord e a sud della dorsale di Rocca Busambra, avevano considerato questi affioramenti come rappresentativi dell’originaria transizione tra le due unità tettoniche.

Tuttavia, analogamente agli affioramenti di Pizzo Chiarastella, l’ubicazione tra Cefalà Diana e Marineo all’interno di una depressione strutturale, compresa tra il flysch numidico di Godrano-Mezzojuso e la dorsale M. Kumeta-Marineo, nonché la contiguità con la f.ne Terravecchia del Miocene superiore, indicherebbero l’appartenenza di ambedue le successioni a terreni alloctoni di provenienza relativamente più interna. Appare pertanto difficile poterli considerare elementi di transizione dell’Unità Imerese verso le Unità Sicane, queste ultime originariamente più esterne nel Paleobacino

Ionico. Sembra più probabile invece che appartengano al medesimo livello strutturale dell'Unità di Lercara, della quale potrebbero rappresentare una delle tante facies post-permiane.

Successione meso-cenozoica della Montagnola (Cammarata)

Ad est degli abitati di Cammarata e S. Giovanni Gemini e tra questi e il F. Platani affiorano lembi di una successione meso-cenozoica, poggianti sul *mélange* permo-triassico attribuibile all'Unità di Lercara, a sua volta in ricoprimento sulle marne di S. Cipirello al tetto della successione sicana.

Malgrado l'assetto caotico e la distribuzione discontinua, è possibile ricostruire la successione stratigrafica. Essa inizia con argilliti brune e marne silicifere contenenti ricche faune a radiolari, affioranti lungo la strada di collegamento tra S. Giovanni Gemini e il fondovalle del F. Platani. Seguono calciliti marnose con selce, megabrecce carbonatiche e calcareniti ad Orbitoline e frammenti di rudiste. Tutto l'intervallo è riferibile cronologicamente al Giurassico(?)–Cretacico superiore. La sommità è costituita da calcareniti in strati di 20-30 cm, alternate a marne grigio-biancastre, che formano la Montagnola. Il contenuto faunistico è ricco di lepidocline, che permettono di riconoscere un'età oligocenica (Stampiano secondo BROQUET, 1965).

2.1.7.2. - flysch numidico

All'interno del *mélange* dell'Unità di Lercara si rinvengono notevoli volumi di argille brune contenenti intercalazioni di quarzareniti fini giallo-grigiastre in banchi lentiformi, ascrivibili al flysch numidico. I campioni prelevati risultano generalmente sterili. In rari casi l'età della litofacies pelitica è risultata oligocenica; pertanto, considerata la correlabilità con altri affioramenti numidici, l'attribuzione complessiva all'Oligo-Miocene è altamente probabile.

I rapporti tra questa copertura numidica e i terreni permo-triassici non sono chiari; i contatti, originariamente stratigrafici, attualmente sono di tipo tettonico indifferenziato. Al di sopra giacciono lembi di formazione Terravecchia, come quelli di Mercato Bianco a sud di Alia, che giocano il ruolo di depositi posteriori alla messa in posto dell'Unità di Lercara.

La formazione affiora nell'alta valle del F. Platani lungo una fascia orientata NO-SE dalla zona di Lercara fino all'area ad ovest di Villalba. Pochi lembi affiorano in destra della valle subito ad est degli abitati di Cammarata e di S. Giovanni Gemini. In questa zona si segue un contatto di ricoprimento al di sopra delle marne di S. Cipirello di età Miocene medio-superiore (v. Tav. 4). Alla medesima formazione si può attribuire la vasta area di affioramento a SO della dorsale di Rocca Bu-

sambra. Qui il flysch numidico è ben distinguibile dagli affioramenti a NE della stessa dorsale, quanto meno per la maggiore regolarità di quest'ultimo, attribuito alla copertura dell'Unità Imerese della zona di Ventimiglia-Trabia.

2.2. - UNITÀ DELLA PIATTAFORMA PANORMIDE

2.2.1. - *Caratteri generali e distribuzione*

L'Unità Imerese è ricoperta tettonicamente da unità mesozoiche costituite in prevalenza da facies di piattaforma carbonatica e di transizione piattaforma-bacino, con una copertura terziaria argilloso-arenacea. Si tratta di unità alloctone, note in letteratura con il termine di Complesso Panormide, aggettivo introdotto da TREVISAN (1960) per designare la successione mesozoica di scogliera dei Monti di Palermo. Successivamente è stato usato da OGNIBEN (1960) per le Madonie e i Monti di Palermo ed esteso da OGNIBEN (1969) all'Appennino calcareo meridionale, riconosciuto come appartenente ad una medesima zona isopica e nella stessa posizione di alloctonia. Corrisponde anche ai "Depositi delle Madonie orientali" di SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), alla "*Zone du Panormide*" di BROQUET (1968), alla Piattaforma Panormide di GIUNTA & LIGUORI (1973) e di CATALANO *et alii* (1974).

I terreni riferiti alle Unità Panormidi affiorano estesamente dai Monti di Palermo alle Madonie orientali, ma sono presenti nel sottosuolo dei Monti Nebrodi sino alla Linea di S. Fratello (LENTINI *et alii*, 1996a), dove costituiscono il substrato sepolto al di sotto del cuneo di scaglie tettoniche numidiche e sicilidi, e sono note soltanto dai dati di pozzo (sondaggi Maragone 1 e Pizzo Bella Fontana 1). L'estensione ancora più ad est, almeno fin sotto la Calabria meridionale, è comunque documentata da linee sismiche profonde (v. anche FINETTI ED., 2005). Verso nord nel bordo meridionale del Bacino Tirrenico è stata riconosciuta la presenza di una crosta continentale, ritenuta l'originario basamento dal quale si sono scollate le falde panormidi (v. fig. 4).

Nelle Madonie CARBONE & GRASSO (2012) distinguono, sulla base dei caratteri stratigrafici e dei rapporti strutturali, due unità tettoniche. Quella inferiore è rappresentata dall'Unità M. San Salvatore, caratterizzata da facies di piattaforma prevalentemente triassica, mancante quindi di gran parte dell'intervallo giurassico-cretacico, ricoperta direttamente dalla scaglia di età eocenica, evolvente ad una copertura pelitico-quarzarenitica (argille di Portella di Mandarinini e flysch numidico). Quella superiore, l'Unità Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara, è costituita da una potente successione neritica di

piattaforma carbonatica triassico-cretacica, in cui sono rappresentate facies sia di margine che di laguna di retroscogliera (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982). Al tetto di quest'ultima successione calcilutiti in facies di "Scaglia", di età Cretacico superiore (f.ne Cozzo Balatelli), riempiono cavità paleocarsiche. Questa formazione non va confusa con quella più terrigena e di età eocenica, che caratterizza l'Unità M San Salvatore. Verso l'alto segue una successione terrigena oligo-miocenica (f.ne Gratteri), evolvente al flysch numidico. È quindi evidente la diversa evoluzione paleoambientale delle due successioni citate, e in particolare la presenza di facies bacinali (Pizzo S. Otiero) e l'assenza di termini giurassico-cretacici nell'Unità M. San Salvatore, dovuta probabilmente ad una lunga fase erosiva dei termini di margine della piattaforma, da mettere in relazione con le brecce ad elementi della stessa litofacies che si rinvengono intercalate nei livelli giurassico-cretacici della successione imerese (v. Sottop. 2.1.6.).

In sintesi l'Unità M. San Salvatore rappresenta ciò che rimane della deformazione dell'originario margine della piattaforma carbonatica e della sua transizione al bacino imerese e non può essere ascritta a quest'ultimo per l'assenza delle pelagiti giurassico-cretaciche (f.ne Crisanti) tipiche delle sequenze imeresi.

I Monti di Palermo rappresentano l'area-tipo per l'estensione di affioramenti di piattaforma carbonatica, che FABIANI & TREVISAN (1940) avevano denominate Falde di Palermo, perché sovrapposte tettonicamente alle successioni bacinali. In seguito CAFLISCH (1966) pubblicò una carta geologica, ricostruendo le condizioni paleogeografiche, ponendo le facies di piattaforma in un'area più interna e ribadendo la sovrapposizione tettonica delle suddette facies su quelle bacinali.

ABATE *et alii* (1978), CATALANO & D'ARGENIO (1978), sulla base di dati stratigrafici e di rilievi di campagna, espressi nella Carta geologica alla scala 1:50.000 dei Monti di Palermo (CATALANO *et alii*, 1979), riconoscono le unità stratigrafico-strutturali M. Gallo-M.Palmeto e Cozzo di Lupo, assegnate al Dominio Panormide, in ricoprimento sulle unità Sagana-Belmonte Mezzagno e Piana degli Albanesi riferite al Dominio Imerese.

Successivamente CATALANO *et alii* (1993),

CATALANO *et alii* (1995, 1996), CATALANO & DI MAGGIO (1996) e SERV. GEOL. D'IT. (2012b, 2013a,b) ritengono che il dominio più interno sia quello imerese e pongono in posizione originariamente più esterna la piattaforma panormide, contigua cioè alle successioni trapanesi. Pertanto le unità panormidi sarebbero ricoperte tettonicamente da quelle imeresi.

CATALANO *et alii* (2013a) ribadiscono tale inter-

pretazione, sostenendo che lungo una fascia "a decorrenza ovest-est da Pizzo Montanello a Cozzo S. Isidoro" si osserverebbe il "contatto di sovrapposizione tettonica delle unità imeresi su quelle panormidi, contatto contrassegnato dall'interposizione dei depositi del flysch numidico. In particolare "nel settore di Monte Tre Pizzi-Cozzo Frumento il fronte risulta interrotto e dislocato da faglie".

Già in precedenza per CATALANO & DI MAGGIO (1996) un'area-chiave per la definizione dei rapporti strutturali tra le due unità tettoniche sarebbe quella di Monte Cuccio-Pizzo Neviera ad ovest della città di Palermo. Gli autori interpretano il sovrascorrimento dei calcari dolomitici della dorsale M. Cuccio-Pizzo Neviera sopra le argilliti oligo-mioceniche del flysch numidico, come un contatto di ricoprimento principale al disopra delle piattaforme carbonatiche panormidi; inoltre essi ritengono che le argilliti numidiche, affioranti alla base della scarpata carbonatica di Pizzo Neviera, poggiino "con contatto di scollamento" sopra i calcari triassici di Pizzo Vuturo. Ciò però implicherebbe che la superficie di scollamento ipotizzata dagli autori andrebbe a coincidere esattamente con l'attuale scarpata morfologica, che invece è generata dai processi erosivi, che con l'arretramento della scarpata, avrebbero cancellato la "superficie di scollamento"!

Dai rapporti sul terreno si evince al contrario che i calcari di piattaforma di Pizzo Vuturo giacciono in ricoprimento tettonico sulle argille del flysch numidico, ricche di megabrecce e pertanto ascrivibili alle argille di Portella di Mandarinini (fig. 228), discordanti sui termini dolomitici della dorsale M. Cuccio-Pizzo Niviera. Il sovrascorrimento, interpretato da CATALANO & DI MAGGIO (1996) come il contatto di ricoprimento principale delle dolomie di M. Cuccio (assegnate dai medesimi autori all'Unità Imerese), nient'altro è che uno dei numerosi *back-thrust* nord-vergenti del versante settentrionale dei Monti di Palermo (fig. 229, Tav.



Fig. 228 – I calcari a coralli e alghe (A) del Triassico superiore (sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo), che formano la dorsale di Pizzo Vuturo, ricoprono tettonicamente le oligoceniche argille di Portella di Mandarinini (B), che costituiscono il tetto della sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio. - The Upper Triassic coralalgal limestones (Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo subunit) that form the ridge of Pizzo Vuturo tectonically cover the Oligocene Argille di Mandarinini Fm. which represents the top of the M. San Salvatore-M. Cuccio subunit.

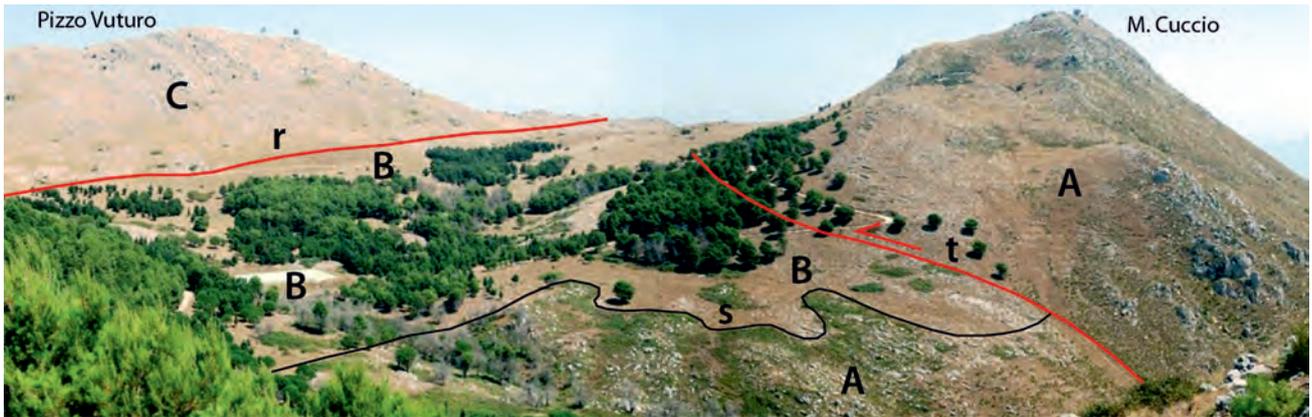


Fig. 229 - Le dolomie triassiche di M. Cuccio (A) si accavallano in retrovergenza (verso nord) sulle argille di Portella di Mandarini (B), a loro volta ricoperte con un contatto tettonico principale dai calcari a coralli e alghe di Pizzo Vuturo appartenenti alla sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo (C). s - contatto stratigrafico discordante; t - *thrust*; r - ricoprimento tettonico.

- The Triassic dolomites of M. Cuccio (A) overthrust (backthrust northwards) the Oligocene Argille di Portella di Mandarini (B), in turn tectonically covered by the corallal limestones of Pizzo Vuturo, belonging to Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo subunit (C). s - unconformable stratigraphic boundary; t - *thrust*; r - regional overthrust.

5). Peraltro anche ABATE *et alii* (1978) e NIGRO & RENDA (1999) segnalano il contatto di sovrascorrimiento dei terreni panormidi di Pizzo Vuturo su quelli “imeresi” di M. Cuccio.

Per CATALANO *et alii* (2013a) ulteriori evidenze della sovrapposizione delle unità imeresi sul flysch numidico (ritenuto erroneamente il tetto di unità panormidi) si osserverebbero nel versante settentrionale di Monte Fiore dell’Occhio. In verità sul terreno si osserva la sovrapposizione delle dolomie della sottounità M. Cuccio (unità di transizione Panormide-Imerese) sul flysch numidico, che appartiene alla successione imerese di Sagana (v. Tav. 5). Tale interpretazione veniva già proposta da vari autori (CAFLISCH, 1966; ABATE *et alii*, 1978; NIGRO & RENDA, 1999), i quali ritengono che le dolomie di Monte Fiore dell’Occhio si sovrappongono a terreni imeresi.

Non si concorda pertanto con le interpretazioni date da CATALANO & DI MAGGIO (1996), non solo perché non si condividono quelle relative a situazioni locali come sopra descritte, ma anche perché le argomentazioni e i dati riportati da numerosi autori in decenni di ricerca stabiliscono con assoluta certezza che il rapporto di sovrapposizione originario è quello delle Unità Panormidi sull’Unità Imerese. La geometria dei contatti è chiara nei Monti di Palermo, area-tipo nella quale FABIANI & TREVISAN (1940) riconobbero la presenza di falde di ricoprimento, dando il via alla denominazione in uso di Falde Panormidi. Le interpretazioni si riferiscono a situazioni osservabili in corrispondenza di M. Gibilmese (TREVISAN & GIGLIA, 1978), costituito da dolomie triassiche appartenenti alla stessa sottounità di M. San Salvatore-M. Cuccio, in ricoprimento sull’Unità Imerese di Sagana (fig. 230).

Rilievi di terreno hanno permesso di riconoscere la presenza di numerosi *back-thrust*, che al pari

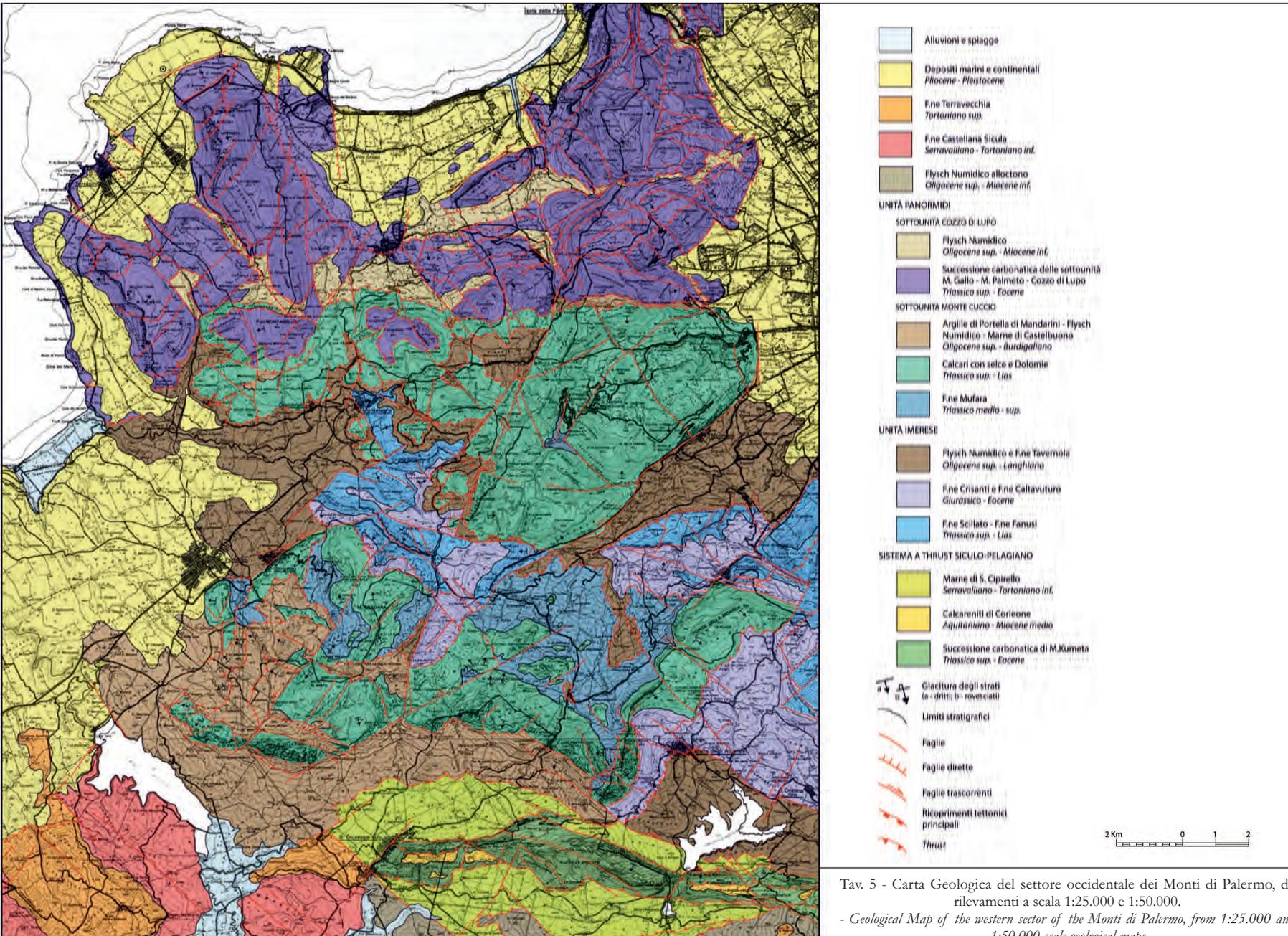


Fig. 230 - M. Gibilmese è costituito da dolomie triassiche (A) in ricoprimento sui termini eo-oligocenici dell’Unità Imerese di Sagana (B). Il versante occidentale del monte è ribassato da una faglia obliqua sinistra orientata NNE-SSO (f). r = contatto di ricoprimento.

- M. Gibilmese consists of Triassic dolomite (A) tectonically lying upon the Eo-Oligocene formations of the Imerese Unit of Sagana (B). The western side is downfaulted by a NNE-SSW oriented left oblique fault (f). r = overthrust.

di quello di M. Cuccio, descritto in precedenza, non vanno interpretati come contatti di ricoprimento a basso angolo a carattere regionale (cioè contatti di sovrascorrimiento principale secondo normativa CARG). Ci si riferisce per esempio all’area estesa dagli abitati di Carini e di Torretta verso Bellolampo fino a Cozzo S. Croce, nella quale numerosi *thrust* nord-vergenti mettono a contatto le masse carbonatiche con lembi di flysch numidico ovvero creano ripetizioni all’interno delle stesse piattaforme carbonatiche (v. Tav. 5), che possono complicare le interpretazioni emerse dai rilievi sul terreno.

Nelle Madonie la zona di Portella Colla, tra il massiccio di Pizzo Carbonara e Monte dei Cervi, rappresenta una località classica della letteratura geologica, nella quale è unanimemente riconosciuta la sovrapposizione delle “Madonie orientali”



Tav. 5 - Carta Geologica del settore occidentale dei Monti di Palermo, da rilevamenti a scala 1:25.000 e 1:50.000.
- *Geological Map of the western sector of the Monti di Palermo, from 1:25.000 and 1:50.000 scale geological maps.*

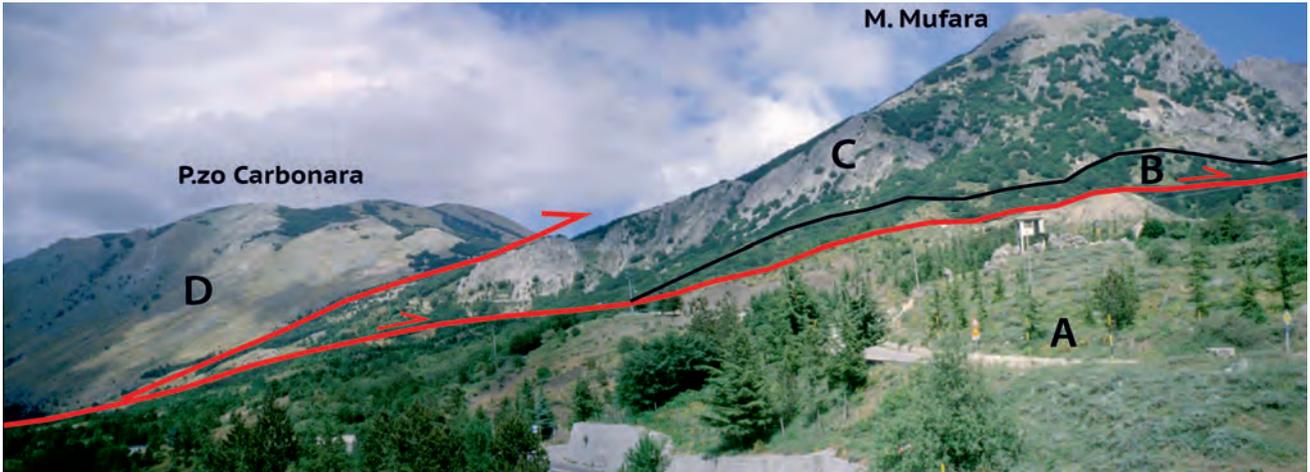


Fig. 231 – Le Madonie orientali, viste da Portella Colla, sono costituite da due sottounità carbonatiche in ricoprimento tettonico sulle oligoceniche argille di Portella Colla (A), al tetto della successione imerese di M. dei Cervi. La sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio è qui rappresentata dalla F.ne Mufara (B) e dalle dolomie di M. Quacella (C), ascritte al Triassico superiore. La sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo è formata da calcari di piattaforma del Triassico-Giurassico (D).

In rosso i contatti tettonici; in nero contatto stratigrafico.

- View of the eastern Madonie from Portella Colla. They are constituted by two carbonate subunits tectonically lying on the Oligocene Argille di Portella Colla (A), at the top of the Imerese succession of M. dei Cervi. The M. San Salvatore-M. Cuccio subunit here is represented by the Mufara Fm. (B) and from the "Dolomie di M. Quacella" (C), ascribed to the Late Triassic. The Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo subunit is composed of limestone of the Triassic-Jurassic platform (D). In red tectonic contact; in black stratigraphic boundary.

sulle "Madonie occidentali" (fig. 231). Risulterebbe estremamente complicato ritenere la "semicupola fagliata" di M. dei Cervi in ricoprimento sulle unità panormidi, anche invocando strutture recenti che giustificano tale rapporto.

Come nelle Madonie anche nei Monti di Palermo, dalla dorsale di M. Cuccio-M. Niviera attraverso M. Gibilmese fino al fronte meridionale prospiciente la Valle del F. Jato (dorsale Pizzo Mirabella-Cozzo di Fratantoni-Pelavet), si riconosce una successione che inizia con facies bacinali, rappresentate dalla F.ne Mufara, ma soprattutto da calcari triassici talora con selce, con aspetto simile alla f.ne Scillato (M. Matassaro Renna e Pizzo Mirabella), ma fortemente dolomitizzati e spesso ricchi

di risedimenti provenienti dalla piattaforma carbonatica, come si osserva nella zona di S. Martino delle Scale (fig. 232). Sul versante in destra della Valle dello Jato tale formazione è verticalizzata e intensamente fratturata, come è visibile nelle cave aperte nel V.ne Chiusa ad est di Sperone Mirabella (fig. 233).

La successione è caratterizzata da un'ampia lacuna dei termini giurassico-paleogenici e dalla diretta sovrapposizione stratigrafica dell'oligo-miocenico flysch numidico. Si tratta quindi della stessa situazione osservata nel settore meridionale delle Madonie a Monte S. Salvatore, soltanto che nei Monti di Palermo le facies di transizione della piattaforma originaria occupano un'estensione molto

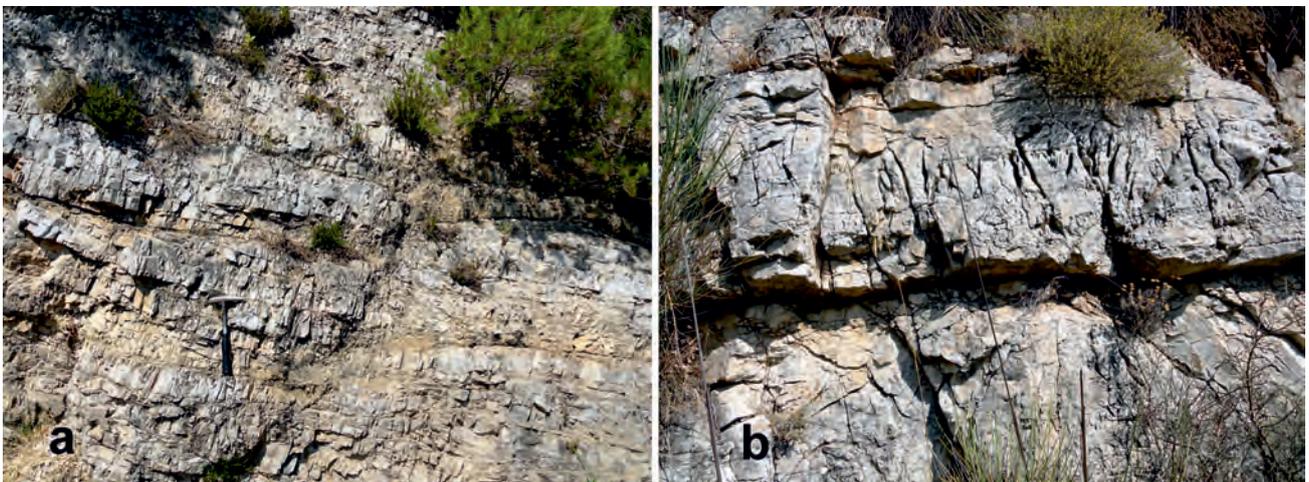


Fig. 232 – Calcari fortemente dolomitizzati, sottilmente stratificati e fratturati, di base di scarpata (a). Doloruditi ad elementi risedimentati e gradati (b). Loc.: zona di S. Martino delle Scale.

- Strongly dolomitized limestone, fine stratified and fractured the base of the escarpment (a). Dolomites with resedimented and graded clasts (b). Loc.: S. Martino delle Scale area.



Fig. 233 - Dolomie fratturate e verticalizzate nella cava in sinistra di Vallone di Chiusa.
- Fractured and verticalized dolomite in the quarry in the left slope of Vallone di Chiusa.

più ampia ed articolata. Non si condivide pertanto l'assegnazione di queste formazioni di transizione all'Unità Imerese (CATALANO *et alii*, 2010b, 2011b, 2013a, 2013b; SERV. GEOL. D'IT., 2013a, 2013b, 2013c), mentre si ritiene opportuno includerle nelle Unità Panormidi come rappresentative del margine della piattaforma, e principalmente per l'assenza della formazione Crisanti.

Per quanto sopra espresso, qui di seguito le Unità Panormidi affioranti sia nelle Madonie, che nei Monti di Palermo, vengono suddivise nelle sottounità M. San Salvatore–M. Cuccio e Pizzo Carbonara–Cozzo di Lupo.

2.2.2. – Successione tettono-stratigrafica

2.2.2.1. – Sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio

Nei Monti delle Madonie orientali tale sottounità è delimitata a nord dal *thrust* sud-vergente della sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo, e si estende attraverso Piano D. Formaggio, M. Mufara, il versante meridionale di M. Ferro, Rocca Gonato. A sud l'area di affioramento della sottounità è definita dal ricoprimento tettonico orientato circa est-ovest delle Unità Sicilidi lungo l'allineamento Polizzi Generosa-C.zo Castellaro (a nord di Petralia Sottana)-Pla dei Bifolchi. La sottounità è inoltre presente più a nord tra il F. Pollina e il T. Buonanotte (tra Pollina e S. Mauro Castelverde). Nei Monti di Palermo questa sottounità occupa la vasta zona compresa nel triangolo M. Cuccio-M. Gibilmese-Monreale, forma i rilievi isolati di M. Fior dell'Occhio, M. Calcerame, M. Gradara e costituisce la dorsale meridionale che da M. Billiemi, attraverso M. Mirto e Pizzo Mirabella, giunge fino a Pelavet nei pressi di Piana degli Albanesi. In essa è rappresentata una successione di transizione tra la piattaforma carbonatica e il bacino imerese per le ragioni sopra riportate. Lo stesso si-

gnificato paleoambientale è stato assegnato da BARRECA *et alii* (2010), che l'hanno denominata Unità M. Gradara-Pelavet (fig. 234; v. fig. 114).

CATALANO *et alii* (2013a) includono questa stessa sottounità tra l'Unità Imerese, distinguendo le sottounità M. Cuccio, Gradara e Pizzuta-S. Cristina Gela; per gli scriventi soltanto quest'ultima è ascrivibile all'Unità Imerese.

Tra i rilievi, caratterizzati da successioni di transizione piattaforma panormide-bacino imerese, si possono annoverare Monte Catalfano e Capo Zafferano ad est di Bagheria (fig. 235). In essi affiorano principalmente dolomie triassiche e modesti lembi di calciruditi biancastre di età titonica. Nel settore occidentale calcareniti grigiastre a nummuliti giacciono in discordanza sulle dolomie. Questi litotipi non hanno le caratteristiche della f.ne Crisanti, poiché mancano i livelli radiolaritici e pertanto non vengono qui attribuiti all'Unità Imerese, come diversamente interpretato da CATALANO *et alii* (2013b).

Formazione Mufara (Ladinico-Carnico)

Nelle Madonie la Formazione Mufara (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960), formalizzata da CATALANO & DI STEFANO, in DELFRATI *et alii* (2003a), affiora nell'area-tipo ubicata sul versante meridionale di M. Mufara, tra C.da Canna e V.ne Faguara, e al nucleo dell'anticlinale M. Quacella-M. Daino. Sono attribuibili a questa formazione anche i calcari a *Daonella tyrolensis* di Pizzo di Sant'Otiero (ad est di M. San Salvatore). Tale località è stata studiata da DI STEFANO *et alii* (2012, 2014), che vi hanno riconosciuto un'età ladinica (in particolare la zona a *Protrachyceras gredderi*).

Nei Monti di Palermo la stessa formazione affiora in una vasta area tra Pioppo, Altofonte e Maja-Pelavet, caratterizzata da una blanda morfologia dovuta alla prevalenza di termini argilloso-marnosi (v. Tav. 5).

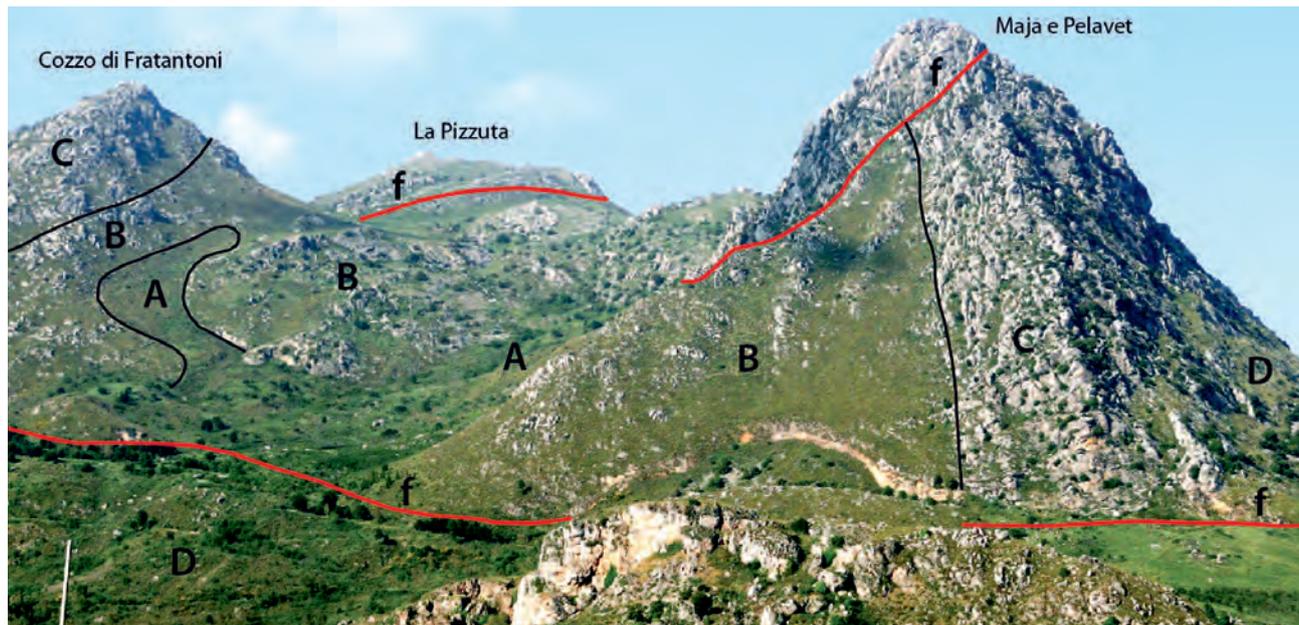


Fig. 234 – Il rilievo montuoso Maja e Pelavet è costituito da una successione verticalizzata triassica simile a quella imerese, rappresentata dalla F.ne Mufara (A), da calcari con selce (B) e da dolomie (C), su cui poggia in discordanza il flysch numidico oligo-miocenico (D). Maja e Pelavet appartengono al fianco meridionale di un'anticlinale delimitata da faglie (f) e in ricoprimento tettonico sulla successione di M. Kumeta, appartenente al Sistema a Thrust Esterno (PSTB). In nero limiti stratigrafici.

- The mountainous relief Maja and Pelavet is constituted by a Triassic verticalized succession similar to that of the Imerese Unit, represented by the Mufara Fm. (A), the cherty limestones (B) and dolomites (C), on which unconformably rests the Oligo-Miocene Numidian Flysch (D). Maja and Pelavet belong to the southern flank of an anticline bounded by faults (f) and overthrusting the succession of M. Kumeta, belonging to the External Thrust System (PSTB). Stratigraphic boundaries in black.



Fig. 235 – Panorama di M. Catalfano e di Capo Zafferano, caratterizzati da dolomie triassiche appartenenti alla successione di transizione Unità Panormide - Unità Imerese.

- Panorama of M. Catalfano and Capo Zafferano, characterized by Triassic dolomites, belonging to the transitional succession Panormide Unit - Imerese Unit.

È costituita da argille, marne calcaree, calcilutiti con lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp.), calcareniti e breccie risedimentate con frammenti di alghe, coralli, gasteropodi e rari ammonoidi (fig. 236).

Nella località tipo la formazione è rappresentata dal basso verso l'alto da argille, argille marnose e/o

siltose verdastre o grigio scuro, giallastre per alterazione, talora con impronte di *Halobia* sp. e di *Estheria* sp. (LENTINI & VEZZANI, 1974; GRASSO *et alii*, 1978), oltre a radiolari, ostracodi, foraminiferi arenacei, gasteropodi nani e piccoli lamellibranchi piritizzati, alternate a calcilutiti nere laminate e cal-



Fig. 236 - Argille e marne calcaree colore ocra (a) e calcari grigio-giallastri alternati a sottili livelli marnosi (b) della Formazione Mufara nei pressi del V.ne Faguara nelle Madonie.

- Yellowish clays and calcareous marls (a) and yellowish-grey limestone alternating with thin marly layers (b) of Mufara Formation near the V.ne Faguara in the Madonie Mts.

cari marnosi grigi fittamente stratificati (2-20 cm), intensamente tettonizzate, talora interessate da fenomeni di *slumping*, contenenti lamellibranchi (*Halobia* sp.), radiolari e impronte di ammoniti. A vari livelli s'intercalano lenti di calciclastiti risedimentate, talora gradate e ricchi in alghe, frammenti di molluschi, echinidi e articoli di crinoidi.

Nei dintorni di Palermo, in particolare tra Altofante e Giacalone, la formazione è costituita da argille brune, marne bruno-giallastre e calcilutiti laminare grigio-bluastre con resti di Halobiidae e Daonelle.

SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), oltre ad *Halobia* spp., segnalano la presenza di *Posidonomia gemmellaroi*, che permette di attribuire la formazione al Triassico superiore. MARTINI *et alii* (1991a, 1991b), nelle Madonie e nei Monti di Palermo, attribuiscono la F.ne Mufara al Carnico. DI STEFANO

& GULLO (1997) datano la formazione al Carnico medio-superiore. Esiste anche una segnalazione di ZIA (1956) di un esemplare di *Trachyceras aon* rinvenuto nella zona.

La formazione è troncata alla base dal ricoprimento tettonico sul flysch numidico, membro di Portella Colla; il limite superiore alla f.ne di M. Quacella è sfumato. Lo spessore varia tra 0 e 80 m.

formazione di Monte Quacella (Triassico superiore-Giurassico inferiore)

La Formazione di Monte Quacella (CERETTI & CIABATTI, 1965), o Dolomie di Monte Quacella (LENTINI & VEZZANI, 1974), affiora prevalentemente a sud del massiccio di Pizzo Carbonara (figg. 237, 238) da M. Quacella a Pizzo Canna a Rocca Gonato, nei lembi isolati di Cozzo Scaletta d'Alfano e nella zona di Serra l'Ostia (tra Pollina e

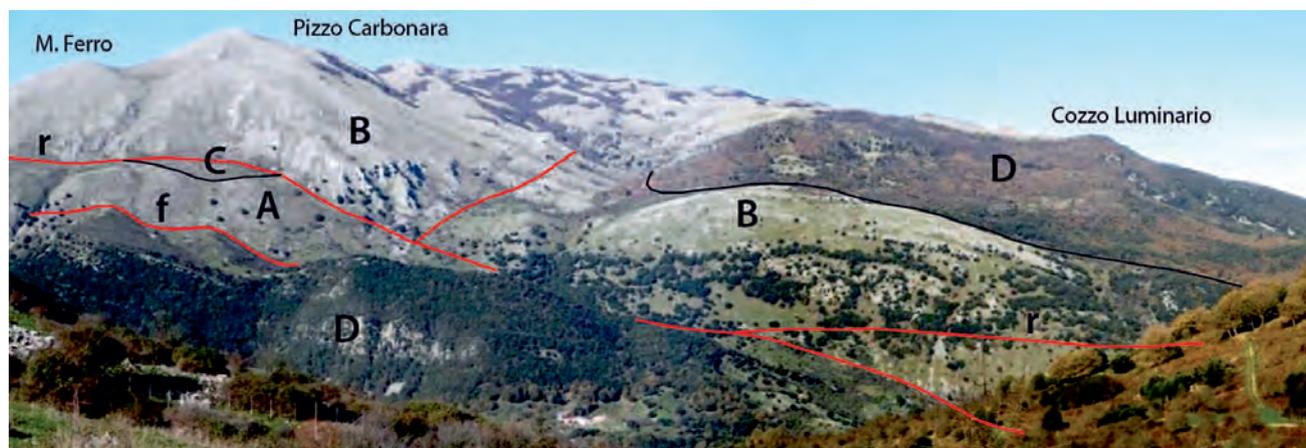


Fig. 237 – Panorama del massiccio di Pizzo Carbonara visto da SE (Pizzo Di Corco). Le due sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio (A) e Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo (B) sono separate da un lembo di Trubi del Pliocene inferiore (C). Sopra il massiccio di Pizzo Carbonara poggia in discordanza il flysch numidico (D), che è ribassato da una faglia orientata NO-SE. f – faglia; r – ricoprimento tettonico; in nero-contatto stratigrafico.

- Panorama of the Pizzo Carbonara massif seen from SE (Pizzo Di Corco). The two subunits M. San Salvatore-M. Cuccio (A) and Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo (B) are separated by a strip of Lower Pliocene Trubi (C). Above the Pizzo Carbonara massif rests unconformably on Numidian Flysch (D), and downfaulted by a NW-SE oriented fault. f - fault; r - overthrust; in black stratigraphic boundary.

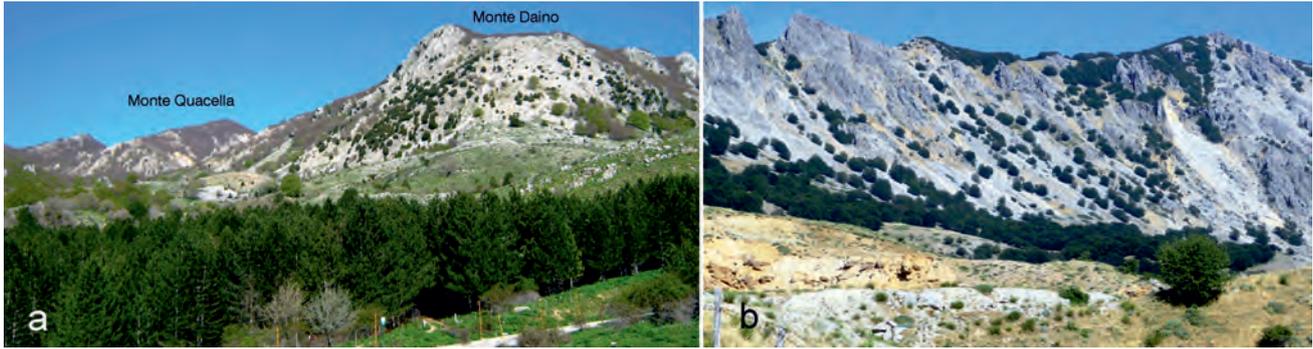


Fig. 238 – Formazione di M. Quacella: dolomie e calcari dolomitici bianco-grigiastri a stratificazione massiva o indistinta. Versante orientale di M. Daino (a). Sul versante occidentale di M. Quacella si nota l'ampio coronamento con la fascia detritica del deposito di versante (b).

- *M. Quacella Formation: massive white-greyish dolostones and dolomitic limestones. Eastern side of M. Daino (a). On the western side of M. Quacella note cataclastic dolostones and the wide debris deposit at the base of the slope (b).*

S. Mauro Castelverde).

È costituita da doloareniti e doloruditi con rari fantasmi di fossili e resti di megalodonti, e da intercalazioni di megabrecce a clasti calcarenitici e calciruditi contenenti rari fossili (alghe, spugne, coralli e foraminiferi). La stratificazione è massiva, o indistinta per fratturazione e milonitizzazione; sono diffuse cavità geopetali con cristalli di dolomite e ossidi di ferro. Per posizione stratigrafica, sulla base delle indicazioni di OGNIBEN (1960) che segnala una fauna tipica del Retico-Hettangiano, e della presenza di *Megalodus* sp. citata da CERETTI (1965), la formazione viene riferita al Triassico superiore-Giurassico inferiore.

Lo spessore è estremamente variabile, nella località tipo raggiunge i 500 m. L'ambiente è di scarpata e base scarpata di piattaforma carbonatica. ABATE *et alii* (1982a,b) e CATALANO & D'ARGENIO (1982) interpretano questi depositi come megabrecce sintettoniche del Lias inferiore legate all'apertura della Tetide.

Nei Monti di Palermo la formazione è il risultato di un'intensa dolomitizzazione che ha trasformato gli originari depositi calcarei. Laddove il processo di dolomitizzazione è meno spinto i calcari sono sottilmente stratificati, spesso detritici e gradati con tracce di intercalazioni silicee. Alla dolomitizzazione si somma inoltre un'intensa cataclasi lungo intervalli basali in corrispondenza delle superfici di ricoprimento tettonico (fig. 239).

formazione di Cozzo Cipollazzo (Eocene)

Con un'ampia lacuna dei termini giurassico-paleocenici le dolomie della f.ne di M. Quacella affioranti nelle Madonie orientali sono ricoperte direttamente da depositi eocenici informalmente definiti da CARBONE & GRASSO (2012) formazione di Cozzo Cipollazzo (fig. 240) e corrispondente alle marne e calcari marnosi rosati tipo "Scaglia" *p.p.* di LENTINI & VEZZANI (1974).

Affiora nell'area di Cozzo S. Giorgio (a NO di Geraci Siculo), e tra Cozzo Cipollazzo e Serra L'Ostia (tra Pollina e S. Mauro Castelverde). A Cozzo Cipollazzo l'unità raggiunge lo spessore massimo di circa 100 m.

È costituita da marne rosse e giallastre sottilmente stratificate e da calciruditi a *Nummulites* spp., *Assilina* spp., *Operculina* spp., passanti verso il basso a calcilutiti marnose e verso l'alto ad argille brune con intercalazioni di biomicriti contenenti *Turborotalia* cf. *cerroazulensis* dell'Eocene superiore.

Questa formazione è stata spesso accorpata con la f.ne di Cozzo Balatelli, che, oltre a riempire cavità paleo carsiche, ha un'età più antica (v. oltre).

2.2.2.2. – Sottunità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo

Nelle Madonie tale sottunità si estende da Cefalù all'allineamento M. Mufara-M. Ferro-Rocca



Fig. 239 – Dolomie cataclastiche affioranti sul versante occidentale di Pizzo Barone tra Carini e Montelepre.

- *Cataclastic dolostones cropping out on the western slope of Pizzo Barone between Carini and Montelepre villages.*



Fig. 240 – Le marne rosse eoceniche della f.ne di Cozzo Cipollazzo (a) poggiano in discordanza sulle dolomie di M. Quacella (b). Loc.: Cozzo Cipollazzo.
- The Eocene red marls of the Cozzo Cipollazzo Fm. (a) rest unconformably on the Dolomie di M. Quacella Fm. (b). Loc.: Cozzo Cipollazzo.

Gonato ed è confinata tra il contatto di ricoprimento dei terreni sicilidi dell'Unità di Troina-Tusa a nord, e quello di sovrascorrimento secondario sulla sottounità di M. San Salvatore a sud. Sono stati riferiti a questa sottounità tettonica da CARBONE & GRASSO (2012) e SERV. GEOL. D'IT. (2012a) anche le argille di Portella di Mandarinini dell'Oligocene superiore affioranti a Cozzo Quattro Finaite tra T. Castelbuono–T. Malpertugio–V.ne Linate. La copertura del flysch numidico presente al disopra della formazione di Gratteri, pur appartenendo alla medesima sottounità verrà descritta più avanti.

Nei dintorni di Palermo la sottounità affiora in prevalenza a nord dell'allineamento Montagnola (M. Palmeto)-Pizzo Vuturo-Cozzo S. Isidoro (fig. 241), variamente dislocata da faglie e interessata da *thrust*, talora nord-vergenti. Essa forma anche il rilievo montuoso di M. Pellegrino, simbolo della città di Palermo (fig. 242).

Questa sottounità corrisponde in gran parte alle Unità Panormidi di CATALANO *et alii* (2013a, b) e SERV. GEOL. D'IT. (2013a, b), che le suddividono in unità stratigrafico-strutturali: Unità M. Gallo-M. Palmeto (fig. 243) e Unità Cozzo di Lupo. La prima è stata ulteriormente suddivisa nelle sottounità M. Palmeto e Castellaccio; la seconda nelle sottounità Vuturo, Cala Rossa e Pecoraro-Colombrina.

Un quadro riassuntivo della stratigrafia delle successioni meso-cenozoiche panormidi affioranti nei Monti di Palermo viene fornito da BASILONE (2012), che propone una correlazione fra M. Gallo, M. Palmeto-Capo Rama, M. Castellaccio e Cozzo di Lupo (fig. 244).

Formazione Mufara (Carnico)

Nei Monti delle Madonie la formazione affiora sul versante meridionale di Pizzo Dipilo, parzialmente mascherata da detrito di falda, ed inizia con una ventina di metri di argille marnose, talora siltose, grigie, alternate a calcari marnosi bluastri, cal-



Fig. 241 – Panorama della Montagnola e di M. Palmeto, costituiti da calcari dolomitici del Triassico superiore-Lias inferiore (A) in ricoprimento sull'oligo-miocenico flysch numidico (B). La falda panormide è tagliata anche da *thrust*, la cui presenza è marcata da piccoli lembi di flysch numidico (C) discordanti al tetto dei calcari panormidi. In nero contatti stratigrafici; r: ricoprimento; t: *thrust*.

- Panorama of Montagnola and M. Palmeto, consisting of Upper Triassic-Lower Liassic dolomitic limestone (A) overthrusting the Oligo-Miocene Numidian Flysch (B). The Panormide nappe is also affected by *thrust*, whose presence is marked by small strips of Numidian Flysch (C) unconformably resting upon the panormide limestone. In black stratigraphic contacts; r: overthrust; t: *thrust*.



Fig. 242 – Panorama del versante meridionale di M. Pellegrino, costituito da una successione di calcari e calcari dolomitici, che a tratti condensata e lacunosa, si estende dal Triassico superiore all'Eocene medio.

- Panorama of the southern slope of M. Pellegrino, consisting of a succession of limestone and dolomitic limestone, which partially incomplete and condensed, extends from Upper Triassic to Middle Eocene.

cisiltiti e arenarie a grana fine verdastre o rossastre, e a calcari siliciferi finemente laminati con livelli sottili di calcite fibrosa a struttura “cone in cone”. I fossili sono rappresentati da *Halobia* spp. e ammoniti indeterminabili.

La formazione è troncata alla base dal ricoprimento tettonico sui depositi del flysch numidico - membro di Geraci Siculo; il limite superiore alle dolomie di Isnello è sfumato e graduale.

dolomie di Isnello (Triassico superiore)

Informalmente definite da CATALANO *et alii* (2011b), corrispondono *p.p.* alla Formazione di M. Quacella di CERETTI (1965) e alle Dolomie di Monte Quacella di LENTINI & VEZZANI (1974). Nelle Madonie affiorano lungo il versante sud-orientale di Pizzo Dipilo. Nei Monti di Palermo dolomie correlabili con questa formazione affiorano a M. Gallo e sul versante orientale del massiccio di Castellaccio, a Cozzo Finocchio e Cozzo Di Paola.

La formazione è costituita da calcari dolomitici, dolomie massive vacuolari, alternate a doloruditi e

doloareniti grigie. Lo spessore, potente poche decine di metri a Cozzo S. Biagio, nell'area di Isnello raggiunge i 500 m.

L'età è Triassico superiore (CATALANO *et alii*, 2011b). L'ambiente deposizionale è di margine-scarpata.

Formazione Sciacca, formazione Capo Rama e formazione Cozzo di Lupo (Norico-Retico)

Litofacies databili al Norico-Retico sono ben esposte nei Monti di Palermo. L'intervallo più profondo è rappresentato da 150-200 m di dolomie stromatolitiche e loferitiche e da calcari dolomitici grigio-biancastri ascrivibili alla Formazione Sciacca, meglio rappresentata nella sezione-tipo di M. Inici (Castellammare del Golfo). L'attribuzione cronologica al Triassico superiore (Norico-Retico *p.p.*) si basa sui rapporti stratigrafici e sulle analisi palinologiche. La formazione è stata formalizzata da DELFRATI, BASILONE & FRIXA in DELFRATI *et alii* (2003c).

Al tetto la formazione è ricoperta dalla f.ne Capo Rama o direttamente dai calcari di Pizzo Manolfo.



Fig. 243 – Panorama del versante nord-occidentale di M. Gallo, appartenente alla sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo. Esso è costituito da dolomie triassiche e da calcari dolomitici e stromatolitici del Giurassico superiore-Neocomiano, passanti in alto a calcari a frammenti di rudiste, gasteropodi e alghe, databili al Cretacico inferiore, e a calcari a radiolitidi e caprinidi del Cenomaniano (a). Nella dorsale di Raffo Rosso dietro il paese di Isola delle Femmine è ben esposta la successione giurassico-cretacica della medesima unità (b).

- Panorama of the north-west of M. Gallo, belonging to the Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo subunit. It consists of Triassic dolomite and of the Upper Jurassic-Neocomian stromatolitic and dolomitic limestone, grading upwards to limestone composed of fragments of rudists, gastropods and algae, ascribed to the Early Cretaceous, and of the Cenomanian radiolitid and caprinid limestones (a). In the Raffo Rosso ridge behind Isola delle Femmine village the Jurassic-Cretaceous succession of the same unit is well exposed (b).

La f.ne di Capo Rama ha la sua sezione tipo lungo la costa nell'omonima località ad ovest di Terrasini. Si tratta di calcari dolomitici peritidali ad alghe, megalodonti, oncoliti, gasteropodi e coralli, alternati a dolomie stromatolitiche e breccie loferitiche, di colore avorio o grigiastro. Per la presenza di *Rhabdoceras suessi* e di *Heterastridium conglobatum* CATALANO *et alii* (1974) assegnano tale successione all'intervallo Norico-Retico. CATALANO *et alii* (in press.) estendono l'età della formazione al Lias inferiore sulla base delle microfaune presenti.

La facies tipica del margine di scogliera è rappresentata dalla formazione Cozzo di Lupo, la cui sezione tipo è localizzata a est dell'abitato di Torretta; essa è caratterizzata da alcune centinaia di metri di biolititi a spugne, coralli, alghe e idrozoi. In base alle associazioni a spugne tale formazione è riferibile al Norico-Retico.

calcari e dolomie di Pizzo Carbonara (Triassico superiore-Giurassico inferiore)

Nelle Madonie questa formazione è costituita da associazioni di litofacies eteropiche di ambiente di piattaforma carbonatica: biolititi a spugne e idrozoi di zone di scogliera biocostruita e marginali (A); calciliti e calcareniti a lamellibranchi di retroscogliera, stromatoliti e loferiti a intra- e bioclasti con breccie di disseccamento di piana litorale (B).

Le facies di scogliera A affiorano nel versante settentrionale di M. Mufara, a Piano Battaglia, nel versante occidentale e meridionale di Pizzo Carbonara e sono rappresentate da biolititi a coralli e spugne, biolititi a spugne e idrozoi, calcareniti oolitiche, calcareniti e calciruditi coralgali, breccie intraformazionali.

La litofacies B è caratterizzata da dolomie, calcari stromatolitici e loferitici a intra- e bioclasti, calcari dolomitici e calcareniti ad alghe e foraminiferi bentonici, breccie loferitiche, attraversati da filoni sedimentari. Il contenuto fossilifero è rappresentato soprattutto da lamellibranchi (*Megalodon* sp.), gasteropodi, foraminiferi e alghe (*Diplopora* sp.).

La formazione nella parte inferiore contiene una fauna a *Cheilosporites tirolensis*, *Cryptocoelia cylindrica*, *Ruscospongia lupensis*, *Panormida priscae*, *Battaglia major*, *B. minor*, *Platythalamilla siciliana*, *Cribrothalamia gulloae*, *C. madoniensis*, caratteristica del Norico (SENOWBARI DARIAN, 1990); per posizione stratigrafica l'età è estesa al Giurassico inferiore.

La litofacies B nella parte settentrionale del massiccio di Pizzo Carbonara raggiunge lo spessore di 500 m; la litofacies A, nel versante orientale di M. Ferro, arriva a 600 m.

La formazione è correlabile con litofacies analoghe affioranti nei Monti di Palermo, descritte in precedenza e rappresentate da calcari e calcari dolomitici a megalodonti e ad oncoliti (fig.

245), dolomie stromatolitiche e loferitiche, breccie e sporadiche biolititi coralgali. Anche qui le facies indicano un ambiente di retroscogliera e di piana tidale.

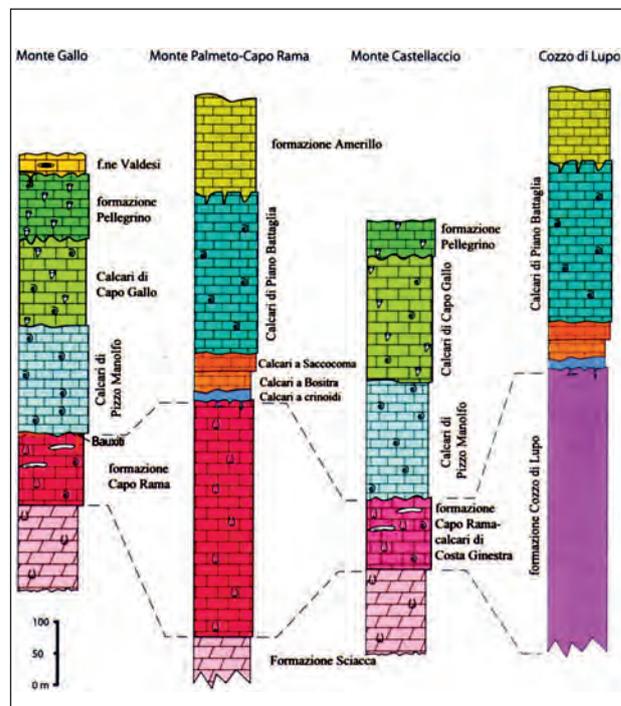


Fig. 244 – Colonne stratigrafiche meso-cenozoiche (da BASILONE, 2012) qui ascritte alla sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo. La figura mostra le relazioni tra quelle che sono le litofacies tipiche della piattaforma carbonatica panormide affiorante nella parte più settentrionale dei Monti di Palermo. - Meso-cenozoic stratigraphic columns (after BASILONE, 2012) ascribed here to the Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo subunit. The figure shows the relationships between the lithofacies, which are representative of the panormide carbonate platform, cropping out in the northern sector of the Palermo Mountains.



Fig. 245 – Calcarei ad oncoliti. Loc.: versante orientale di M. Palmeto. - Oncolitic limestone. Loc.: eastern slope of M. Palmeto.

Successione stratigrafica del Dogger-Cretacico inferiore

L'intervallo Dogger-Cretacico inferiore è espresso da litofacies sia di piattaforma carbonatica che di piattaforma pelagica, cui corrispondono denominazioni formazionali in uso per il Progetto CARG.

Nelle Madonie litotipi affini al "Rosso Ammonitico" affiorano, in livelli spesso lenticolari potenti fino a 20 m, nel versante settentrionale di M. Mufara, nei pressi della vetta di Pizzo Carbonara e sul suo versante occidentale; si ritrovano nei versanti orientali di M. Ferro e di Pizzo Spina Puci e si correlano con un analogo intervallo affiorante nei Monti di Palermo, a SE di Capaci, a M. Colombrina e a M. Gallo.

La formazione, corrispondente ai calcari di Pizzo Manolfo di CATALANO *et alii* (2011b), è caratterizzata da calcari nodulari ad ammoniti, calcareniti a crinoidi, calcilutiti silicee, contenenti brachiopodi, bivalvi (*Bositra buchii*), belemniti. Sono presenti associazioni con *Protopenneroplis striata*, *Nautiloculina* cf. *oolitica*, *N. bronnimanni*, *Moblerina basiliensis*, *Glomospira* sp., *Tubiphytes* sp., *Charentia evoluta*, e abbondanti Miliolidae e frammenti di echinoidi. Sono presenti anche croste e noduli manganeseferi. L'età è Dogger-Malm. L'ambiente deposizionale è di *seamount* pelagico.

Al Titonico-Valanginiano va riferita un'unità litostratigrafica costituita da depositi di piattaforma carbonatica di ambiente di laguna e/o retroscogliera (A), e di scogliera a margine di piattaforma (B) (cfr. calcari di Piano Battaglia di CATALANO *et alii*, 2011b; CARBONE & GRASSO, 2012).

Nelle Madonie la litofacies (A) affiora a nord di Isnello sul versante orientale di M. Puraccia, a sud del paese e lungo la dorsale di M. Balatelli e Cozzo Balatelli; nel massiccio del Carbonara forma i rilievi di Pizzo Antenna o della Principessa, in quello di Pizzo Scolonazzo, e più a sud in quelli tra M. Spina Puci e nel versante NO di M. Ferro.

È rappresentata da calcari e calcari dolomitici stromatolitici e loferitici, calcareniti oolitiche, calcilutiti ad alghe e foraminiferi. La ricca fauna è rappresentata da lamellibranchi, gasteropodi (talora nerinee), foraminiferi (principalmente lituolidi e textularidi) e alghe cianoficee (*Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp.) e dasicladacee (*Salpingoporella* aff. *istriana* e *Chypeima jurassica*), in misura minore da echinodermi, esacoralli, spugne, anellidi e ostracodi.

La litofacies (B) affiora a Piano Battaglia, a M. Spina Puci, a M. Ferro, a Pizzo Carbonara e a M. Scalone. Si tratta di calcari e calcari dolomitici bioclastici, massivi o mal stratificati, al cui interno spesso è possibile riconoscere corpi biocostruiti a geometria lenticolare, spessi decine di metri ed estesi per centinaia di metri. La fauna di questa litofacies è costituita prevalentemente da coralli (fig. 246), ellipsactinidi, da colonie di chetetidi, da alghe

calcaree di età Giurassico superiore e da foraminiferi quali *Trocholina alpina*, *Protopenneroplis ultragranulata*, *Charentia evoluta* riferibili all'intervallo Giurassico superiore-Cretacico inferiore.

Spessore complessivo della formazione fino a 500 m. L'età è Titonico-Valanginiano.

Ai calcari di Piano Battaglia vengono ascritte anche litofacies analoghe affioranti nei Monti di Palermo in corrispondenza della dorsale Pizzo Corvo-Montagna Longa tra i paesi di Cinisi e Carini, a est di Torretta (Cozzo Grillo e Cozzo S. Croce) e a M. Pellegrino.

Al Cretacico inferiore (Barremiano-Aptiano) CATALANO *et alii* (2013a) riferiscono anche calcareniti a frammenti di rudiste, gasteropodi (*Nerinea* sp.) e alghe (calcari di Capo Gallo), affioranti nella dorsale di M. Gallo e a M. Castellaccio.

formazione di Cefalù (Albiano-Turoniano) - formazione Pellegrino (Cenomaniano)

La formazione Cefalù affiora nella Rocca di Cefalù (fig. 247), altri lembi sono presenti a est di Gibilmanna, dove costituiscono la stretta dorsale orientata NNE-SSO di Cozzo Carcarello-Rocca S. Nicola.

La Rocca di Cefalù è costituita nella parte basale da calcilutiti/calcareniti grigie, a luoghi con livelli di *pebbly mudstone* contenenti rudiste e coralli di dimensioni variabili. Si tratta prevalentemente di *grainstone* che consiste in una scarsa matrice siltosa con piccoli ossidi subsferoidali, bioclasti e litoclasti circondati da calcite euedrale, rari piccoli foraminiferi. In prevalenza la Rocca è caratterizzata da calcari biocostruiti e calcari dolomitici recifali a rudiste di colore grigio-bluastrò, oolitici o pseudoolitici in grossi banchi con presenza di breccie intraformazionali e rari livelli stromatolitici. A Cozzo Carcarello prevalgono calcareniti e calcilutiti



Fig. 246 – Cespi di coralli nei Calcari di Piano Battaglia, litofacies B. Loc.: Piano Battaglia (versante meridionale di Pizzo Carbonara).
- Coral colony in the Piano Battaglia limestones fm., litofacies B. Loc.: Piano Battaglia (the southern slope of Pizzo Carbonara).

pellettifere a gasteropodi, in strati di 50 cm - 1 m. Calcilutiti e marne in facies di Scaglia riempiono dicchi nettuniani.

La macrofauna è rappresentata da gasteropodi (Nerineidae), rudiste (Radiolitidae e Caprinidae) (fig. 248), coralli, crinoidi e alghe, tra cui *Bacinella irregularis*, *Banchia* sp. e *Macroporella* sp. I foraminiferi sono *Nezzazata simplex*, *Spiroloculina* sp. e Miliolidae. L'età individuata dall'associazione riconosciuta è Albiano-Turoniano. La presenza di alghe come *Bacinella* insieme con le biostrome a rudiste suggerisce un ambiente deposizionale infralitorale di piattaforma carbonatica (CARBONE & GRASSO, 2012).

I “Calcari di Cefalù” erano stati datati in letteratura al Giurassico superiore-Cretacico superiore (GRASSO *et alii*, 1978) sulla base di ritrovamenti di rudiste, coralli coloniali, alghe e foraminiferi e del genere *Orbitolina*. CARBONE & GRASSO (2012) riconoscono nella parte mediana della successione della Rocca di Cefalù foraminiferi della Biozona a *Rotalipora cushmani* di PREMOLI SILVA & SLITER (2002), indicativa del Cenomaniano medio-superiore.

A Cozzo Carcarello tra i foraminiferi presenti nelle calcareniti a nerineidi, CATALANO *et alii* (1974) citano Textulariidae, Orbitolinidae, *Cuneolina scarsellai* e *C. cfr. pavonia* indicative di un'età aptiano-albiana.



Fig. 247 - Panoramica del versante meridionale della Rocca di Cefalù. Sullo sfondo, a sinistra, il Duomo di Cefalù (XII secolo).
- Panoramic view of the southern side of the Rocca di Cefalù. In the background, on the left, Cefalù Cathedral (XII century).

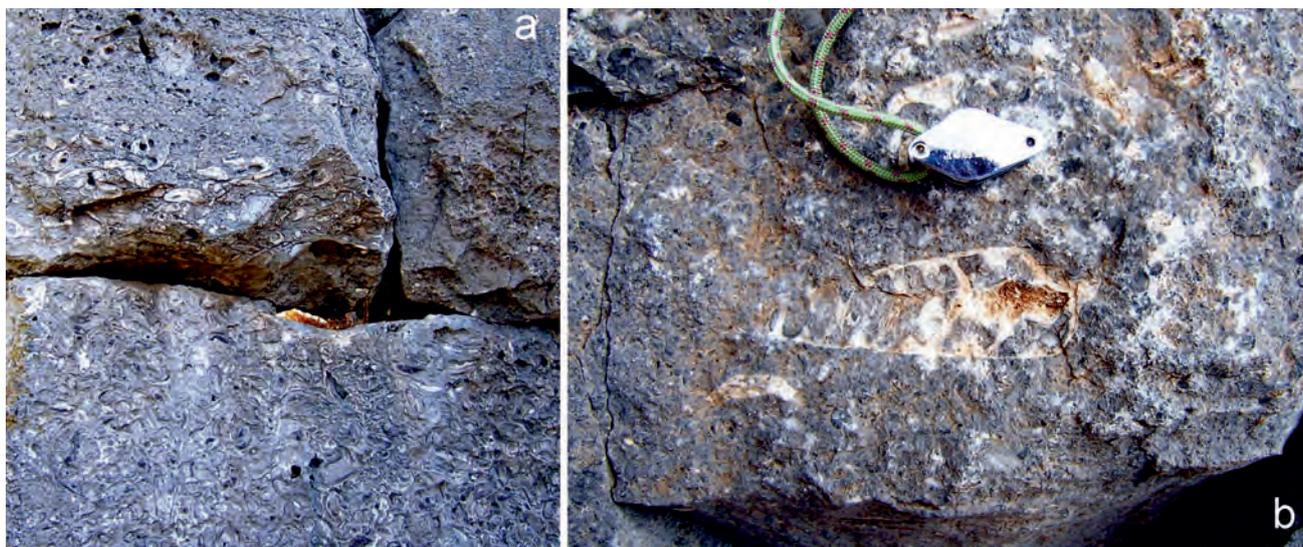


Fig. 248 - formazione di Cefalù. Particolare dei conci del Tempio di Diana (IX-VIII sec. a.C.), costituiti da calcari a rudiste (a); calcare a rudiste e Nerineidae (b). (foto M.C. Marino).

- Cefalù formation. Detail of the stones of the Diana Temple (IX-VIII century BC.), consisting of rudist limestones (a) and Nerineidae and rudist limestone (b). (photo M.C. Marino).

Lo spessore affiorante varia da qualche decina di metri a sud di Rocca S. Nicola a 300 m nella Rocca di Cefalù.

Alla f.ne di Cefalù è correlabile in buona parte la formazione Pellegrino (CATALANO *et alii*, 2013a,b), affiorante a M. Pellegrino, località studiata dettagliatamente da MONTANARI (1964-1965), a M. Gallo, a SE di Isola delle Femmine, e a sud di Carini. Essa è costituita da calciruditi e calcareniti a frammenti di rudiste, orbitoline, alternate a biolititi a caprinidi e radiolitidi, a breccie bioclastiche e rari livelli stromatolitici. I foraminiferi bentonici (*Orbitolina conica*) indicano un'età sostanzialmente cenomaniana. La sezione tipo della formazione affiora a Pizzo Croce di S. Pantaleo, nell'estremità settentrionali della dorsale di M. Pellegrino; i caratteri biostratigrafici sono stati minuziosamente descritti da MONTANARI (1964-1965) e da CAMOIN (1983), quelli sedimentologici da DI STEFANO & RUBERTI (2000). Anche qui, come nelle Madonie, la sommità è troncata da una superficie di erosione sulla quale poggiano calcilutiti depositatesi in ambiente pelagico durante il Cretacico superiore (v. oltre).

formazione di Cozzo Balatelli (Cretacico superiore)

Segnalata e descritta da CERETTI (1962) col nome di Formazione di M. Balatelli, affiora in limitati lembi, spessi qualche decina di metri, lungo il versante settentrionale di Pizzo Carbonara tra C.da Manistalle e C. Aculeia (fig. 249a-b), a C.da S. Giovanni, a Cozzo Balatelli, a M. Balatelli e a M. Ferro (sul versante meridionale di Pizzo Carbonara). Tracce di questi depositi si rinvengono irregolarmente distribuiti anche in cavità paleocarsiche e dentro filoni sedimentari nei depositi triassici e in quelli giurassico-cretacici.

Si tratta di calcilutiti grigio biancastre in strati di 10-30 cm con intercalazioni di breccie carbonatiche, contenenti (C.zo Balatelli) microfaune planctoniche riferibili al Campaniano-Maastrichtiano (*Globotruncana cf. falsostuarti*, *G. cf. lapparenti*, *Globotruncanella havanensis*). La fauna rinvenuta nei filoni è costituita da foraminiferi del Turoniano (Zona a *M. sigali-D. primitiva* di PREMOLI SILVA & SLITER, 1999). Complessivamente l'età rientra nell'intervallo Turoniano-Maastrichtiano.

Facies analoghe vengono segnalate nei Monti di Palermo da vari autori (v. BASILONE, 2012) e in-



Fig. 249 - formazione di Cozzo Balatelli (foto S. Salerno) (a) e particolare delle calcilutiti (b). Loc.: nei pressi di Case Aculeia a est di Isnello. Affioramento della scaglia nella falesia di Terrasini (Palermo) (c). Particolare mostrante deformazioni interne alla scaglia (d).
- Cozzo Balatelli formation (photo S. Salerno) (a) and detail of the calcilutites (b). Loc.: near Case Aculeia east of Isnello village. Outcrop of the Scaglia Fm. at the cliff near Terrasini (Palermo) (c). Detail showing deformations inside the Scaglia Fm. (d).

dicata col termine di Formazione Amerillo, equivalente cioè alla Scaglia (fig. 249c-d).

L'ambiente deposizionale di base di scarpata e bacino pelagico è indicativo di un "annegamento" della piattaforma, dopo un più o meno prolungato periodo di emersione, durante il quale si è avuto un intenso processo carsico.

formazione Valdesi (Eocene medio)

In discordanza sui calcari cenomaniani di M. Pellegrino, a Capo Gallo e a M. Castellaccio affiorano calcareniti bioclastiche grigiastre a macroforaminiferi (*Fasciolites oblongus*, *F. ellipsoidalis*, *F. siculus*, *F. schwageri*, *Orbitolites lehmanni*, *Discocyclina roberti*, *Nummulites crassus*, *N. millecaput*, *N. molli*), indicativi dell'Eocene medio-superiore, oltre a briozoi, alghe calcaree e frammenti di echinodermi e coralli. MONTANARI (1964-1965) vi riconosce due sottozone ricadenti nel Cuisiano inferiore e la subzona a *Fasciolites giganteus* indicante il Luteziano superiore. I nummuliti presenti riconducono a biozone indicative del Cuisiano e del Luteziano medio-superiore (CATALANO *et alii*, 2013a,b; v. anche BASILONE, 2012). Spessore fino a 25 m. L'ambiente è di piattaforma carbonatica aperta.

formazione di Gratteri (Eocene superiore-Oligocene)

La formazione di Gratteri (OGNIBEN, 1960) affiora nell'area dell'omonimo paese e sul versante nord-occidentale del massiccio di Pizzo Carbonara, lungo una fascia orientata SO-NE estesa da M. Balatelli a Isnello-Madonna Lume, per proseguire fino a C.da Gallefina.

È costituita da argille marnose, calcilutiti e calcisiltiti a foraminiferi planctonici e radiolari con livelli di calcareniti a nummuliti e di megabrecce e, verso l'alto, intercalazioni decimetriche di arenarie quarzose.

Una buona esposizione è visibile sulla collina a sud dell'abitato di Isnello (fig. 250), dove dal basso verso l'alto si hanno argille marnose, marne grigie

con intercalazioni di biocalcareniti e biocalciruditi a macroforaminiferi, gradate e laminate in strati di 10-30 cm. Verso l'alto si ha un arricchimento graduale in arenarie quarzose fini.

Negli affioramenti attorno all'abitato di Gratteri BROQUET (1968) ha riconosciuto microfaune dell'Eocene superiore-Oligocene. Analoghe associazioni faunistiche sono state segnalate da GRASSO *et alii* (1978) in diverse aree di affioramento della formazione. Nell'area di Isnello CARBONE & GRASSO (2012) hanno confermato l'attribuzione della parte medio-alta della f.ne di Gratteri all'Oligocene sulla base della presenza di *Catapsydrax dissimilis*, *Globorotalia opima nana* e *Paragloborotalia opima opima*. Verso l'alto la formazione passa in continuità al flysch numidico. I livelli di passaggio contengono *Globigerinoides primordius* e *G. trilobus immaturus*.

Il limite inferiore, netto ed erosivo sulla f.ne di Cozzo Balatelli e sui calcari di Piano Battaglia, è caratterizzato da intercalazioni di megabrecce ad elementi carbonatici di piattaforma.

Lo spessore è di circa 100 m. L'ambiente è da margine di piattaforma a bacino.

2.2.3. – Coperture terrigene dell'Oligocene superiore-Miocene medio delle Unità Panormidi

2.2.3.1. – argille di Portella di Mandarinini (Oligocene superiore)

Definita da LENTINI & VEZZANI (1974), costituisce un intervallo argilloso caratterizzato dalla presenza di blocchi e lenti di breccie carbonatiche derivanti dallo smantellamento dei depositi della piattaforma Panormide (fig. 251).

La formazione è principalmente diffusa nelle Madonie, ma se ne osservano affioramenti anche nei Monti di Palermo, sia nelle zone interne che sul

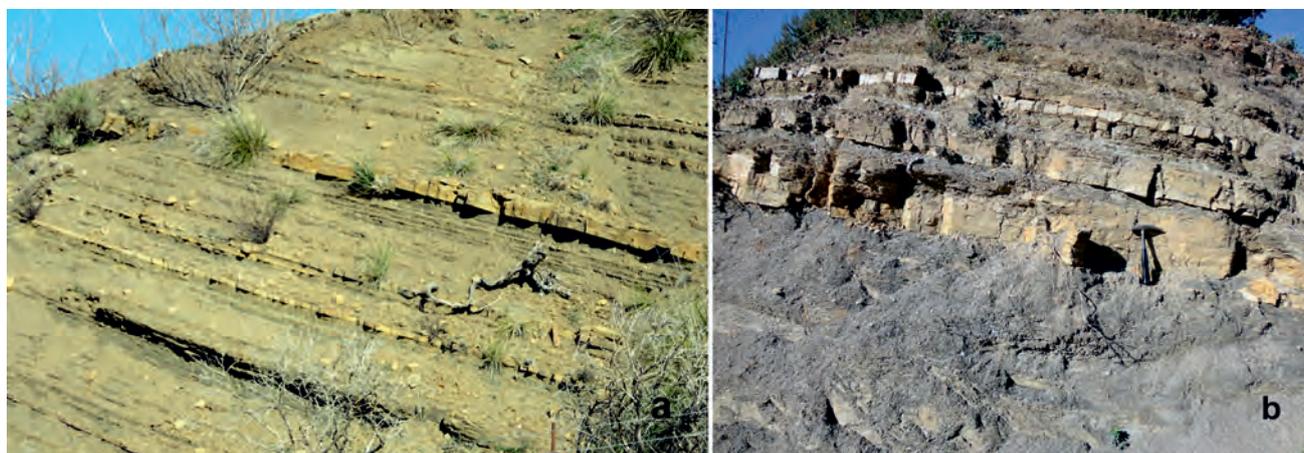


Fig. 250 – formazione di Gratteri: alternanza pelitico-arenacea in strati sottili (a) e in strati spessi e medi (b). Loc.: a SE di Isnello.
- Gratteri formation: pelitic-arenaceous alternation in thin layers (a), and in thick and medium layers (b). Loc.: SE of Isnello village.

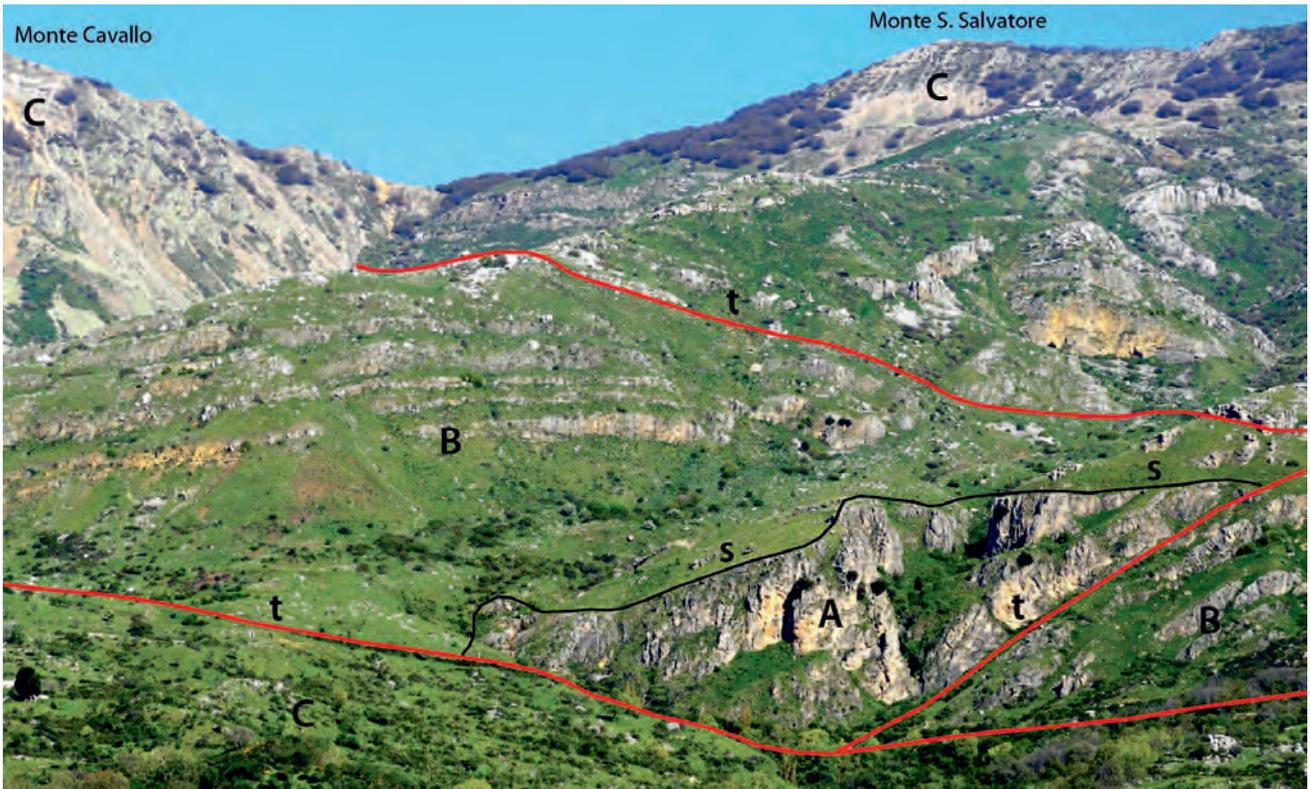


Fig. 251 – Panorama del versante SE di M. San Salvatore: la sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio è costituita dal basso dalle dolomie triassiche della f.ne di M. Quacella (A), dalle argille di Portella di Mandarini di età oligocenica (B), passanti verso l'alto al flysch numidico (membro di Geraci) oligo-miocenico (C); in primo piano il *thrust* che sovrappone la sottounità sul flysch numidico. s – contatto stratigrafico; t – *thrust*.

- Panorama of SE side of M. San Salvatore: the M. San Salvatore-M. Cuccio subunit is made up from bottom by the Triassic dolomite of M. Quacella Fm. (A), by Oligocene Argille di Portella di Mandarini (B), upgrading to the Oligo-Miocene Numidian Flysch (Geraci member) (C); the subunit overthrusts the Numidian Flysch. s - stratigraphic contact, t – *thrust*.

margine meridionale formato dalla dorsale M. Biliemi–Pizzo Mirabella–Pelavet.

Trattasi di argille siltose brune talora manganesifere con rare e sottili livelli di quarzosiltiti (fig. 252) e contenenti intercalazioni a vari livelli di megabrecce ad elementi mal classati di carbonati mesozoici di piattaforma (fig. 253).

Queste breccie erano state interpretate da OGNIBEN (1960, 1963) come *wildflysch*, cioè la risposta della sedimentazione al trasporto orogenico delle falde panormidi. Negli anni successivi ulteriori analisi hanno dimostrato che si tratta di breccie di fianco, riversatesi nel bacino numidico, che si estendeva anche al dominio panormide (v. oltre). Uno dei motivi per confermare tale interpretazione è quello che le breccie, se fossero state deposte al fronte della falda panormide sarebbero rimaste coinvolte nel ricoprimento e dovrebbero trovarsi al disotto delle unità panormidi in falda, anziché sopra.

Questa formazione affiora prevalentemente al tetto della sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio; relativamente alla sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo, sono ascrivibili ad essa alcuni lembi presenti a nord dell'abitato di Castelbuono nell'area di Cozzo Quattro Finaite, affioranti per effetto di un *thrust* sud-vergente.



Fig. 252 – argille di Portella di Mandarini: argille siltose di colore bruno-violeaceo con sottili intercalazioni di quarzosiltiti affioranti sulla strada per Portella di Colla, tra Pizzo di Corco e Portella di Mandarini (ad ovest di Geraci Siculo).

- argille di Portella di Mandarini Fm.; brown-violet silty clay with thin quartzose silty intercalations, cropping out along the Portella di Colla road, between Pizzo di Corco and Portella di Mandarini (west of Geraci Siculo village).

Nelle argille sono presenti associazioni a *Catapsydrax* sp., *Globigerina venezuelana*, *G. tapuriensis*, *G. sellii* e *Paragloborotalia opima nana*, *Globorotalia continuosa*, *Paragloborotalia* cf. *siakensis*, che permettono un'attribuzione all'Oligocene superiore.

Verso l'alto questa formazione passa gradualmente al flysch numidico - membro di Geraci Siculo (v. oltre). Lo spessore varia da qualche decina di metri fino a 400 m.



Fig. 253 – argille di Portella di Mandarini (a): argille brune oligoceniche con lenti di megabreccie (b - dettaglio) affioranti nella località-tipo.
- argille di Portella di Mandarini Fm. (a): Oligocene brownish clay with lenses of megabreccias (b - detail) cropping out in the type-locality.

2.2.3.2. – flysch numidico – membro Geraci Siculo

Parte del flysch numidico originariamente più esterno forma la copertura oligo-miocenica delle Unità Panormidi e corrisponde al Membro di Geraci di OGNIBEN (1960), al “Flysch Numidico” del “Foglio Mistretta” (SERV. GEOL. D’IT., 1972a) e all’Unità Maragone di BIANCHI *et alii* (1987).

Dalle Madonie orientali si estende verso est a formare la culminazione della dorsale nebrodica, dove affiora in una serie di duplicazioni tettoniche embricate, che tendono a radicarsi in profondità al tetto delle piattaforme carbonatiche panormidi, come segnalato dai dati di sottosuolo. Il legame con i termini di piattaforma, oltre che dall’osservazione in affioramento (breccie risedimentate nelle argille di Portella di Mandarini), si deduce infatti da sondaggi (Geraci Siculo 1, Pollina, Pizzo Bella Fontana 1, Maragone 1) e dalla presenza nelle argilliti brune di noduli algali e cespi di coralli, che dimostrano la contiguità con le successioni carbonatiche.

La successione del flysch numidico, che fa da copertura alle due sottounità panormidi, è caratterizzata da litofacies pelitiche o pelitico-arenacee fino a esclusivamente arenitiche. L’intervallo basale è costituito da argilliti nerastre a stratificazione indistinta, passanti verso l’alto ad una sottile alternanza di argilliti nerastre e quarzosiltiti di colore ocra all’alterazione, brunastre al taglio fresco e ad argille brune, cui si intercalano quarzareniti giallastre in grossi banchi, più frequenti nella parte medio alta della successione. Le areniti hanno grana da fine a grossolana; sono inoltre presenti livelli e passate di conglomerati gradati e/o caotici in abbondante matrice quarzosa.

La porzione argillosa basale della formazione (T. Malpertugio a est di S. Ambrogio, e a ovest di Pòllina) contiene diatomee, radiolari e rari foraminiferi planctonici tra cui *Catapsydrax* cf. *dissimilis* e *Globorotalia opima nana* di età Oligocene supe-

riore. Nei livelli sommitali sono presenti *Paragloborotalia siakensis* e *Globigerinoides trilobus* riferibili alla Zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO, 1985) del Burdigaliano superiore, e nanofossili caratterizzati da *Helicosphaera ampliapertura* e *Sphenolithus heteromorphus* (Biozona MNN4a, di FORNACIARI & RIO, 1996). I livelli quarzoarenitici sono sterili o contengono rare forme di foraminiferi agglutinanti. L’età della formazione è Oligocene superiore–Burdigaliano. La successione è più volte scagliata tettonicamente, simulando uno spessore apparente tra 400 e 800 m.

Nelle Madonie i livelli basali della formazione sono in continuità di sedimentazione in prevalenza sulle argille di Portella di Mandarini nella sottounità M. San Salvatore-M. Cuccio e sulla f.ne di Grattereri nella sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo. Superiormente l’unità è troncata dal contatto di sovrascorrimento principale delle Unità Sicilidi.

Nella copertura oligo-miocenica delle Unità Panormidi è rappresentata la transizione da depositi terrigeni calciclastici a sedimenti in cui la percentuale di quarzo è prevalente. La litofacies numidica più ti-



Fig. 254 – flysch numidico - membro Geraci Siculo affiorante al km 15 della SP Borrello-S. Mauro Castelverde.
- Numidian Flysch – Geraci Siculo member, cropping out at the km 15 of the SP Borrello-S. Mauro Castelverde.

pica è l'alternanza di argille brune e di quarzareniti, che tendono a prevalere verso l'alto (fig. 254) dando luogo a un intervallo a megastrati arenitici, sui quali sorgono gli abitati di Geraci, Pollina (fig. 255) e S. Mauro Castelverde. Lungo la costa tirrenica a est di Cefalù le quarzareniti formano le suggestive falesie di Capo Raisigerbi e della Kalura (fig. 256). Verso l'alto la formazione passa gradualmente alle marne di Castelbuono (fig. 257).

Anche se è possibile tracciare in linea di massima il fronte estremo delle coltri panormidi in gran parte sepolto dalla copertura numidica, non è facile separare, alla scala della carta geologica allegata alla presente nota, gli affioramenti di flysch numidico legato all'Unità Imerese da quello pertinente alle Unità Panormidi, con le quali peraltro la copertura terrigena ha subito il trasporto tettonico. Tutte le aree di affioramento del flysch numidico esterno sono contrassegnate in carta da un colore unico.

L'assetto strutturale della copertura numidica delle unità panormidi, al pari di quella dell'Unità Imerese, è piuttosto regolare, ma anche qui non mancano fenomeni di scollamento in corrispondenza degli intervalli pelitici. Si registrano tuttavia dei raddoppi della successione, evidenti anche nei sondaggi Maragone 1 e Pizzo Bellafontana 1. Nel primo il flysch numidico, attraversato per circa 2000 m, mostra una ripetizione a circa -800 m; fino al fondo (-4425 m) il pozzo ha perforato la piattaforma carbonatica entro la quale si registrano intervalli terrigeni del Miocene inferiore. Nel secondo sondaggio il flysch numidico viene attraversato per circa 3000 m, al disotto del quale si trova un orizzonte argilloso con intercalazioni di brecce dolomitiche, raggiungendo infine una successione costituita dalla scaglia eocenica, da calcari a rudiste e orbitoline del Cretacico ed encriniti giurassiche.

Pur mantenendo una certa regolarità dell'assetto strutturale e un sostanziale radicamento sulle piattaforme carbonatiche, il flysch numidico è interessato da sistemi di *thrust*, che fanno supporre parziali scollamenti. Nell'area attorno agli affiora-

menti di Serra l'Ostia e Cozzo Cipollazzo e nella zona attorno a S. Mauro Castelverde si ricostruisce un sistema di *thrust* vergenti a est (fig. 258) e a SE, che a sud di S. Mauro formano un generale accavallamento verso SE. Anche a sud di Pollina è presente un raddoppio del flysch numidico sulle marne di Castelbuono, che si trovano al tetto della monoclinale affiorante in sinistra della media valle del F. Pollina (fig. 259). A SE di Geraci Siculo sono riconoscibili due *thrust*, uno alla base dell'abitato e l'altro che borda a SE la dorsale Cozzo Marino-Pizzo Pantaleo, mettendo a contatto il flysch numidico con le coltri sicilidi in precedenza sovrascorse (fig. 260).

2.2.3.3. – marne di Castelbuono

Originariamente denominata Formazione di Castelbuono da WEZEL (1970) e attribuita al Langhiano, o considerata come "Membro di Portella Colla" di età Oligocene presente nella "finestra di Castelbuono" (OGNIBEN, 1960), affiora molto più estesamente di quanto si supponesse, estendendosi in prevalenza tra la dorsale di Pizzo Carbonara e i Monti Nebrodi occidentali, lungo le congiungenti Isnello-Pettineo-Mistretta a nord, e Polizzi Generosa-Geraci Siculo-M. Castelli/M. Sambughetti a sud. Le aree di affioramento più tipiche sono comunque quelle tra Castelbuono e la valle del F. Pollina e quelle a est e SE di S. Mauro Castelverde.

È costituita da argille marnose brune e da quarzosiltiti di colore giallo ocra all'alterazione, grigio scuro al taglio, in strati sottili con frequenti intercalazioni di megastrati di marne giallastre e/o grigio chiaro (fig. 261). Le quarzosiltiti, spesso micacee, presentano laminazione parallela, strutture da corrente (*ripple marks* asimmetrici) e tracce di bioturbazione. Tra i banconi di marne sono intercalati lamine molto sottili (2 cm di spessore) di areniti glauconitiche, ben osservabili lungo il V.ne Passo Scavo, e il vallone ad est di C. Frassalerno (rispettivamente ad ovest e a nord di Castelbuono).



Fig. 255 - flysch numidico – membro Geraci Siculo: quarzareniti massive in grossi banchi a stratificazione piano-parallela. Loc.: Geraci Siculo (a) e Pollina (b).
- Numidian Flysch - Geraci Siculo member: parallel bedding of massive quartzarenite banks. Loc.: Geraci Siculo (a) and Pollina villages (b).



Fig. 256 – Grossi banchi di quarzareniti del flysch numidico – membro Geraci Siculo. Loc.: Capo Raisigerbi (a), Torre Kalura, ad est di Cefalù (b).
 -Thick massive quartzarenite beds of the Numidian Flysch - Geraci Siculo member. Loc.: Capo Raisigerbi (a), Torre Kalura, east of Cefalù (b).



Fig. 257 - flysch numidico - membro Geraci Siculo: litofacies argilloso-quarzarenitica. Sottile alternanza di argilliti neraste e quarzosiltiti di colore ocra nei livelli medio-alti. Loc.: S. Mauro Castelverde.
 - Numidian Flysch - Geraci Siculo member: argillaceous-quartzarenitic lithofacies. Thin alternation of black shales and ochre quartzosiltites in middle-upper levels. Loc.: S. Mauro Castelverde village.

In sinistra idrografica del V.ne Burgisato (a sud di Castel di Lucio) le marne della parte alta della formazione contengono una ricca associazione a *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia mayeri*, *Dento-*

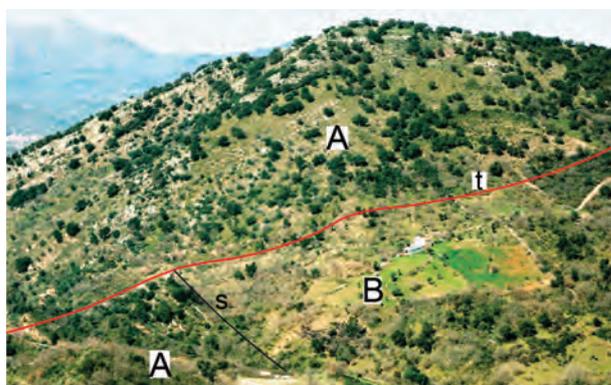


Fig. 258 - La dorsale P.zo Scarabao-S.re Di Calavri, costituita dall'alternanza arenaceo-argillosa del flysch numidico – membro Geraci Siculo (A), è interessata da un *thrust* (t) est-vergente con accavallamento sulle marne di Castelbuono (B); s – contatto stratigrafico. Loc.: ad ovest di S. Mauro Castelverde.
 - The P.zo Scarabao – S.re Di Calavri ridge, made up by the alternation of sandstones and clays of the Numidian Flysch – Geraci Siculo member (A), overthrusts (t), east verging, the Marne di Castelbuono (B); s - stratigraphic boundary. Loc.: west of S. Mauro Castelverde village.



Fig. 259 - Lungo il versante nord-occidentale della media valle del F. Pollina si osservano buone esposizioni dell'intervallo a banconi arenacei del flysch numidico - membro di Geraci Siculo.

- Along the north-western side of the middle valley of Pollina River the sandstones of the Numidian Flysch - Geraci Siculo member are well exposed.

globigerina altispira, *Paragloborotalia siakensis*, *Globigerinoides subquadratus* e *Paragloborotalia acrostoma*, che permettono un'attribuzione al Burdigaliano superiore (Zona a *Globigerinoides trilobus* di IACCARINO, 1985). Campioni sparsi prelevati, a diverse altezze stratigrafiche, a sud di S. Mauro Castelverde, lungo il F. Pòllina e nell'area di Castelbuono, seppure meno riccamente fossiliferi, confermano l'associazione faunistica prima descritta.

Il limite inferiore della formazione è in continuità e graduale, per alternanza, sul flysch numidico - membro Geraci Siculo; è sfumato sulla f.ne di Gratteri, erosivo sui calcari di Piano Battaglia e sulle biolititi di Pizzo Carbonara. Lo spessore varia da 100 a 300 m. L'ambiente è bacinale, caratterizzato da pelagiti silicee e calcaree con apporti torbiditici.

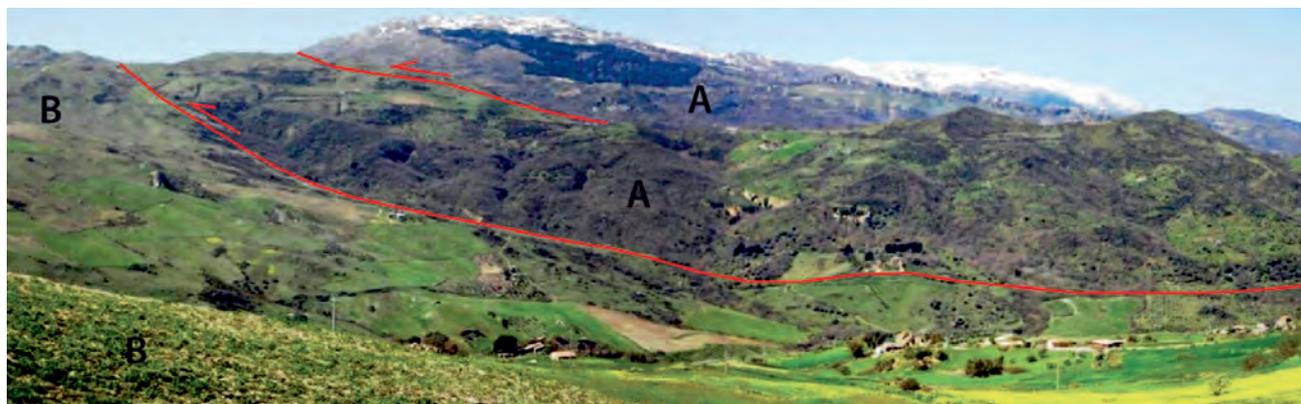


Fig. 260 - Il flysch Numidico - membro Geraci Siculo delle dorsali C.zo Marino-P.zo Pantaleo (A) forma un *thrust* sud vergente, con accavallamento su un *mélange* di Unità Sicilidi e di flysch numidico alloctono (B). In fondo la dorsale di Geraci Siculo forma un ulteriore *thrust* interno al flysch numidico.

- The Numidian Flysch - Geraci Siculo member of the C.zo Marino-P.zo Pantaleo ridge (A) overthrusts a *mélange* composed of Sicilide Units and of allochthonous Numidian Flysch (B). In the background the Geraci Siculo ridge is affected by a further thrust inside the Numidian Flysch.



Fig. 261 - Litofacies pelitico-marnosa (a) e arenaceo-pelitica (b) delle marne di Castelbuono. Loc.: V.ne Passo Scavo.

- Pelitic-marly (a) and arenaceous-pelitic (b) lithofacies of the Castelbuono marls formation. Loc.: V.ne Passo Scavo.

2.3. - COMPLESSO DELLA TETIDE ALPINA

2.3.1. – *Inquadramento e studi precedenti sulle Unità Sicilidi*

Nell'edificio a falde della Catena Appenninico-Maghrebide (AMC) il Complesso Sicilide (OGNIBEN, 1960) raggruppava, nella sua accezione originaria, le successioni di bacino alloctone e in posizione strutturale più elevata, direttamente sottostanti cioè ai terreni cristallini delle Unità Calabridi. Inoltre, nel quadro dell'evoluzione spazio-temporale delle unità tettoniche dell'AMC la prima fase deformativa, dalla quale tali unità sono state investite nell'Oligo-Miocene, risulta particolarmente precoce rispetto alle fasi che coinvolgeranno via via le aree più esterne. Per i loro caratteri stratigrafici e per la posizione geometrica queste successioni erano state assegnate da OGNIBEN (1960) ad un paleodominio interno, corrispondente al bacino "eugeo-sinclinalico" della letteratura dell'epoca, immediatamente confinante cioè con il massiccio cristallino interno, oggi identificato come originario margine europeo.

A causa delle ripetute fasi tettoniche sovrapposte e che hanno agito fino al Quaternario, e per la notevole "mobilità tettonica", spesso espressa da fenomeni gravitativi a loro volta indotti dalla tettonica profonda, le Unità Sicilidi si sono estese fino a raggiungere il cuneo frontale della catena, andando a formare gran parte della Falda di Gela (fig. 262). Tale fenomeno, diffuso anche in analoghe situazioni dell'Appennino meridionale, ha indotto in errore alcuni autori, che hanno assegnato tali formazioni ad aree paleogeografiche esterne. Tuttavia l'età precoce dei depositi flyschoidi, che testimoniano le prime fasi tettoniche, e la posizione strutturale al disopra di coperture terrigene recenti consentono di collocare queste unità nell'originaria posizione paleogeografica e cioè relativamente interna.



Fig. 262 – Ubicazione degli affioramenti delle successioni sedimentarie del Cretacico-Miocene medio delle Unità Sicilidi s.l. in Sicilia.
- Outcrops of the Cretaceous-Middle Miocene sedimentary successions of the Sicilide Units in Sicily.

Al contrario, per alcune formazioni con caratteristiche litologiche analoghe, ma alquanto differenti ad un'attenta osservazione, la sedimentazione doveva interessare bacini relativamente esterni. Ciò è quanto accade in Appennino meridionale per le formazioni cretacico-eoceniche note come "flysch rosso", e che in Sicilia affiorano anche nell'area sud-orientale tra gli abitati di Mazzarino, Licata e Gela. Si tratta spesso di argilliti rosse, monocromatiche, differenti cioè dalle argille variegiate delle Unità Sicilidi, alle quali esse sono state assimilate nella letteratura geologica.

Nella maggior parte della letteratura geologica il "Complesso Sicilide" ha mantenuto sostanzialmente inalterato il significato e la posizione strutturale assegnati da OGNIBEN (1960), anche se sono state apportate variazioni nelle attribuzioni cronologiche ed è stato inserito un maggior numero di terreni prima assegnati ad altri complessi (es. il Flysch Numidico – Unità di Nicosia).

Attualmente viene confermato che si tratta di successioni sedimentarie che vanno dal Tortonico al Miocene inferiore, successivamente smembrate in unità o sottounità tettoniche in parte suturate dalle formazioni flyschoidi "tardogene" del Miocene inferiore-medio. Le litofacies tipiche sono rappresentate dalle Argille Scagliose e/o Varicolori estesamente affioranti in prevalenza nella parte settentrionale e centro-meridionale dell'Isola. Ha una particolare importanza pratica definire i rapporti tra questi terreni e le altre unità della catena: la corretta interpretazione della disposizione geometrica, insieme all'analisi delle strutture tettoniche e dello stato di deformazione di tali terreni caratterizzati da un'estrema diffusione dei fenomeni di dissesto, ha notevoli riflessi sulla valutazione della stabilità di interi versanti.

OGNIBEN (1960) descrive il Complesso Sicilide come formato da due unità stratigrafico-strutturali sovrapposte: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna il Flysch di M. Soro, di età Tortonico-Cretacico superiore, costituito da una sequenza, potente fino a 1500 m, di argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche nel terzo inferiore, evolventi a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate "Argille Scagliose superiori", spesse fino a 1000 m. Successivamente alla Falda di Cesarò sono state attribuite anche le "Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere" di età paleocenica ("Foglio Mistretta", SERV. GEOL. D'IT., 1972a).

La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyschoidi" Formazione di Polizzi, caratterizzata da notevoli variazioni laterali di facies. La formazione-tipo è

costituita da livelli marnoso-calcarei biancastri con orizzonti a macroforaminiferi, mentre le facies più terrigene, considerate dall'Autore coeve, sono rappresentate da alternanze argilloso-arenacee a Cerami-Troina e da tufiti andesitiche, intercalate a livelli marnoso-calcarei nelle aree nebrodiche di S. Teodoro e di Tusa (Tufiti di Tusa).

Sempre secondo OGNIBEN (1960) si tratterebbe di un'inversione di posizione strutturale dell'originaria successione, con i termini più antichi che vanno a ricoprire quelli più recenti; le due falde quindi deriverebbero dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica. La loro messa in posto si sarebbe realizzata attraverso una prima fase di scollamento e trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina) e il successivo accavallamento su di essi dell'originaria base stratigrafica titonico-supracretacica (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti originari. Secondo l'Autore le due "falde" sarebbero state ricoperte in discordanza dal Flysch di Reitano, di età supraoligocenica alla base. Questo quadro ha ispirato la legenda adottata nel "Foglio Mistretta" (SERV. GEOL. D'IT., 1972a).

Successive ricerche su queste formazioni hanno modificato il quadro stratigrafico e portato, per conseguenza, ad una diversa ricostruzione dell'evoluzione geodinamica. In particolare le varie facies, attribuite alla F.ne di Polizzi e considerate coeve da OGNIBEN (1960), sono state assegnate a formazioni con età e posizione stratigrafico-strutturali differenti. D'altra parte risultava più convincente che le facies flyschoidi fossero più recenti della F.ne di Polizzi, in accordo con il loro significato di depositi "precursori" dell'arrivo delle falde. In particolare le Tufiti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Tusa (WEZEL & GUERRERA 1973), sono state riferite al Miocene inferiore e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova ricostruzione stratigrafica della Falda di Troina, ridenominata Unità di Troina da LENTINI *et alii* (1987, 1990b, 1991), la F.ne di Polizzi separa due distinti orizzonti di argille sicilidi, le "Argille Scagliose" del Cretacico superiore e le "Argille Varicolori" dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa (CARBONE *et alii*, 1990) chiude l'intera successione. Questa è ricoperta in discordanza dal Flysch di Reitano di età burdigaliana alla base.

La Falda di Cesarò, ridenominata Unità di M. Soro da LENTINI & VEZZANI (1978), a causa della parziale sovrapposizione stratigrafica tra la successione del Flysch di M. Soro e le Argille Varicolori, veniva separata dalla successione sicilide di Troina (LENTINI, 1982) e considerata un'unità di derivazione ancora più interna anche se riferita allo stesso paleobacino alpino-tetideo.

Negli anni '80 il notevole aggiornamento della stratigrafia del "Complesso Sicilide" ha segnato un ulteriore passo avanti. Tuttavia si sono incontrate difficoltà per la datazione degli orizzonti quarzarenitici del Flysch di M. Soro, in quanto dati biostratigrafici certi sono stati raccolti solo all'interno degli intervalli marnosi basali e il mancato rinvenimento di termini terziari all'interno dell'Unità di M. Soro limitava l'età al Cretacico inferiore. D'altra parte si notava l'assenza di orizzonti più antichi del Cretacico superiore nelle successioni sicilidi più esterne. In sostanza la revisione del modello di OGNIBEN (1960) aveva lasciato irrisolti i problemi di bilanciamento delle successioni sicilidi, per la cui soluzione il modello era stato concepito.

Ulteriori analisi dei terreni del "Complesso Sicilide" (LENTINI *et alii*, 1996a, 1996b; LENTINI, 2000) hanno messo in evidenza alcuni aspetti nuovi, con sostanziali revisioni della stratigrafia sia dell'Unità di M. Soro che dell'Unità di Troina, portando a una migliore comprensione anche degli aspetti strutturali e dei meccanismi, entità e tempi del trasporto orogenico (LENTINI *et alii*, 2000). Le campagne di rilevamento hanno fornito elementi come quelli di seguito elencati:

A) Le analisi stratigrafiche più raffinate hanno mostrato che esistono delle sequenze cretacico-eoceniche e altre eocenico-inframioceniche, che, anche se attualmente disunite, costituivano con molta probabilità una sequenza originaria unica, seppure con alcune eteropie. L'intervallo cretacico-paleogenico, che mancava nelle precedenti ricostruzioni e che sarebbe l'originaria transizione tra l'intervallo mesozoico e quello oligo-miocenico, è stato rintracciato in alcuni livelli apicali delle Argille Scagliose Superiori e daterebbe al Paleocene-Eocene (CARCIONE *et alii*, 2003), mentre al tetto del Flysch di M. Soro apparirebbero le Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere di età eocenica.

B) Attualmente nella catena nebrodica le varie Unità Sicilidi tendono a formare un cuneo di accrezione aperto verso le aree esterne con progressivo assottigliamento, fino alla loro scomparsa, verso le aree interne al disotto della Catena Kabilo-Calabride (KCC). Ad esempio l'Unità di Nicosia e quella di Troina presentano il massimo sviluppo nelle aree pedemontane dei Nebrodi e si rastremano fino a scomparire al contatto con la KCC. Analogamente le "Argille Scagliose Superiori" e l'Unità di M. Soro sono maggiormente sviluppate nella dorsale nebrodica e si riducono verso nord ad uno spessore di poche decine di metri, e risultano comprese tra l'Unità di M. Salici-M. Castelli (Flysch Numidico alloctono) alla base e la KCC al tetto. Questa geometria è frutto di una progressiva accrezione di elementi nell'ambito di un cuneo, insieme con un generale scollamento dei termini alti dell'originaria

successione stratigrafica e un loro sopra-avanzamento verso le aree esterne. In questo caso i substrati mesozoici rimangono arretrati, tranne poi a sormontare tettonicamente gli elementi terziari precedentemente scollati. Si crea pertanto una sostanziale inversione di termini, che è quella che già OGNIBEN (1960) aveva notato, pur dandole un significato tettonico e una cronologia differente.

C) La successione del Flysch di M. Soro *Auct.* è suddivisa in realtà in due unità tettoniche: quella inferiore costituisce l'Unità di M. Soro *s.s.* ed è caratterizzata da monoclinali piuttosto regolari di banconi quarzarenitici, associati ad argilliti nerastre, prevalenti verso il basso; l'unità superiore è rappresentata da facies calcareo-marnose prevalenti sulle quarzareniti e denominate Argille Scagliose Superiori da LENTINI *et alii* (1996a, 1996b, 2000). Queste presentano associazioni a nannoflore non più recenti dell'Aptiano e formano un *mélange* tettonico contenente anche blocchi di notevole estensione di quarzareniti e argilliti molto simili al flysch sottostante, immersi in una matrice argilloso-marnosa con caratteristici livelli di calcari marnosi colore avana e a frattura prismatica (tipo "pietra paesina"). I pochi dati biostratigrafici significativi disponibili per l'intervallo quarzarenitico dell'Unità di M. Soro *s.s.* mostrerebbero un'età analoga a quella della matrice del sovrastante *mélange* e indicherebbero un appoggio per ricoprimento tettonico di quest'ultimo. Sul terreno è arduo distinguere le due unità, ma quella soprastante mostra un maggiore grado di deformazione rispetto alle successioni più regolari del sottostante flysch. La posizione geometrica di tale unità è confermata dall'appoggio diretto su di essa delle unità cristalline calabridi. È da notare anche che il contatto di ricoprimento della KCC sulle "Argille Scagliose superiori" deve essere posteriore al Cretacico, ma ciò implica ammettere notevoli scollamenti degli intervalli terziari.

D) Le "Argille Scagliose Superiori" sono ricoperte nelle aree di Linguaglossa e Piedimonte dai depositi argilloso-arenaceo-conglomeratici della Formazione di Piedimonte, di età rupeliana, direttamente alimentati dalle unità cristalline calabridi (CARMISCIANO *et alii*, 1981a; PUGLISI, 1987; CASSOLA *et alii*, 1991). Ciò conferma da un lato la contiguità tra l'edificio calabride e le Argille Scagliose superiori e dall'altra che all'Oligocene inferiore quest'unità era già esumata.

Il contatto tettonico di accavallamento dell'Unità M. Soro e delle sovrastanti "Argille Scagliose superiori" sull'Unità di Troina non è interpretato come un ricoprimento tettonico, bensì come un sovrascorrimento di età recente, non più vecchio cioè del Pliocene medio (CATALANO, 1996; LENTINI *et alii*, 1997, 2000). Al letto di tale sovrascorrimento, lungo l'allineamento Maniace-Ran-

dazzo, tra le province di Messina e Catania, sono ancora ben visibili i rapporti originari di sovrapposizione dell'Unità di Troina sull'Unità delle Argille Scagliose superiori e di queste sull'Unità di M. Soro. È da sottolineare che la successione dell'Unità di Troina è limitata verso il basso all'intervallo oligocenico delle Argille Varicolori, per cui l'appoggio sulle sottostanti "Argille Scagliose Superiori" è caratterizzato da orizzonti recenti su orizzonti antichi. Ciò permette di interpretare il contatto come un "contatto di scollamento".

La successione sicilide completa dei termini su-pracretacico-eocenici è stata ritrovata alla base sia della sequenza numidica dell'Unità di Nicosia, sia dell'Unità di Troina. In particolare alla base dell'Unità di Nicosia si riconosce un intervallo di calcilutiti, calcareniti e calciruditi talora a macroforaminiferi, che costituisce il legame stratigrafico originario con il Flysch di M. Soro (Calciruditi e calcareniti del M. Po-miere) (LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000).

Da un'attenta valutazione dei dati stratigrafici e delle osservazioni di campagna su vasta area FINETTI *et alii* (2005a) e LENTINI *et alii* (2006) hanno ricostruito due successioni stratigrafiche verosimilmente originarie, che con parziali eteropie occupavano posizioni più o meno prossime al margine europeo. Una sequenza è costituita da depositi flyschoidi, caratterizzati da arenarie tuffitiche a composizione andesitica (Flysch di Troina-Tusa) e pertanto contigua ad un arco vulcanico, espressione di una subduzione; l'altra, rappresentata dal Flysch Numidico alloctono, è data da una sedimentazione prevalentemente quarzosa e presumibilmente collocata in posizione più distale rispetto al margine europeo, ma anch'essa legata ad un margine continentale, presumibilmente afro-adriatico (v. oltre Flysch Numidico).

La fase tettonica balearica, di età oligo-miocenica, avrebbe prodotto l'intensa deformazione delle sequenze con ricoprimenti tettonici di larga estensione e trasporto orogenico verso l'avampese, allora rappresentato dal dominio panormide, seguito da fenomeni di *breaching* che hanno causato complicate inversioni dei rapporti originari. Si possono così distinguere almeno due diverse successioni stratigrafiche, ricostruite come segue dal basso verso l'alto e che attualmente occupano posizioni strutturali distinte (fig. 263).

2.3.1.1. – Le Unità Sicilidi nella Sicilia occidentale

Le Unità Sicilidi sono distribuite in prevalenza nella Sicilia nord-orientale e centrale; nel settore occidentale dell'Isola affiorano formazioni bacinali carbonatiche e terrigene, ritenute unanimemente appartenere ad un'area paleogeografica interna, denominata da CATALANO & D'ARGENIO (1978) e

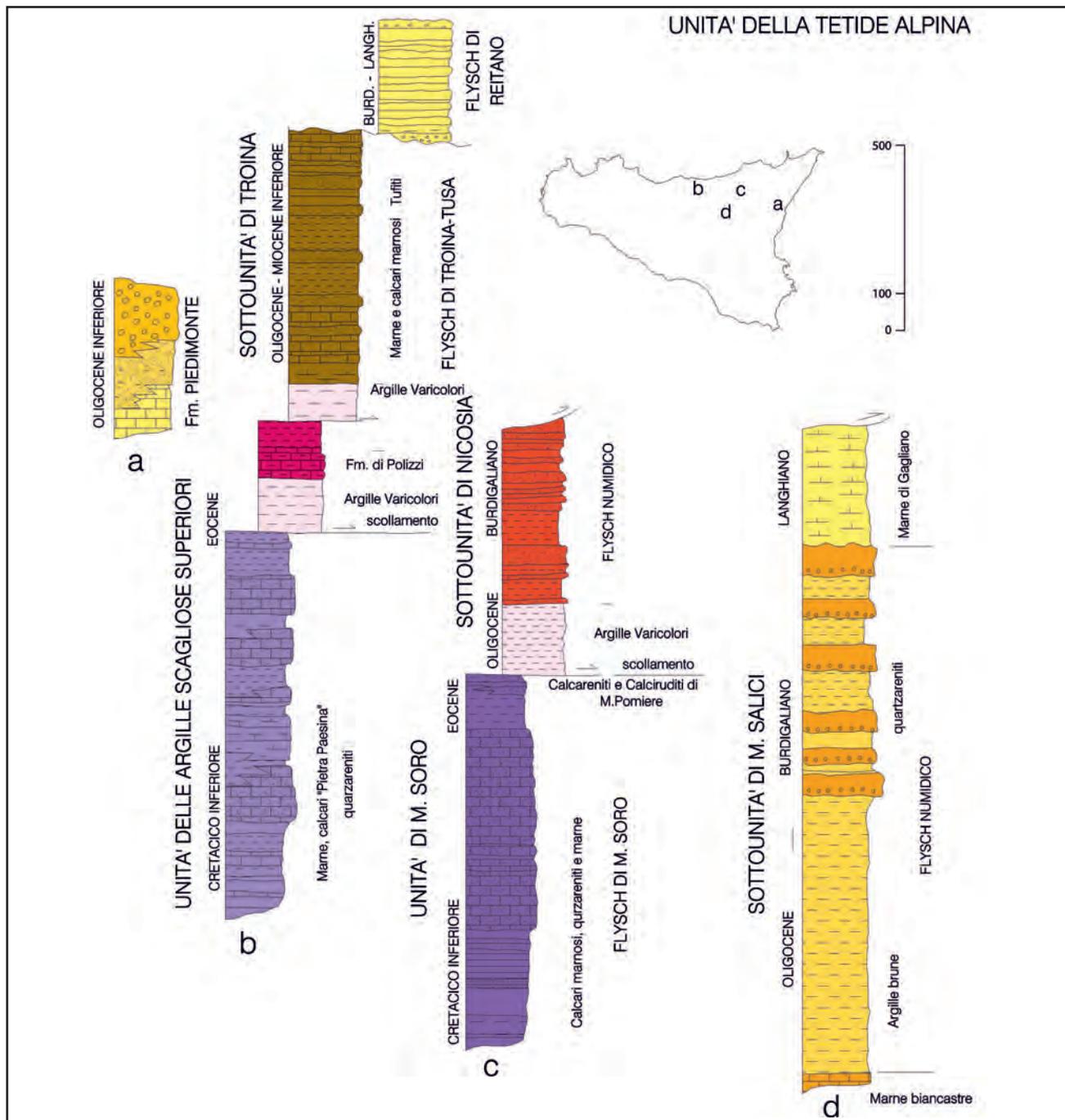


Fig. 263 – Colonne stratigrafiche delle Tetidi Alpine. Esse hanno subito un primo trasporto tettonico durante il Miocene inferiore (Stadio Balearico) al disopra del dominio panormide e successivamente sono state passivamente trasportate verso le aree esterne a partire dal Miocene medio (Stadio Tirrenico), raggiungendo l'estremo fronte della Falda di Gela. I rapporti geometrici all'interno del cuneo sono il risultato di un progressivo processo di accrezione, accompagnato da un vasto scollamento delle coperture terziarie, seguito da un "breaching" dell'intervallo cretaceo-eocenico. Le successioni delle sottounità di Nicosia e di M. Salici appartengono al flysch numidico "alloctono" (da FINETTI *et alii*, 2005a, modificato).

- *Stratigraphic logs of the Alpine Tethydes. They suffered a first tectonic transport during Early Miocene (Balearic Stage) onto the Panormide domain and thereafter passively transported toward the outermost areas since Middle Miocene (Tyrrhenian Stage), reaching the extreme front of the Gela Nappe. The geometric relationships within the wedge are the result of a progressive accretionary process, accompanied by a large detachment of the Tertiary cover, followed by the breaching of the Cretaceous-Eocene interval. The sequences of the Nicosia and M. Salici subunits belong to the allochthonous Numidian Flysch (after FINETTI *et alii*, 2005a, modified).*

CATALANO *et alii* (1989, e bibliografia citata) "Dominio prepanormide).

Nel Trapanese CATALANO *et alii* (2011a) e SERV. GEOL. D'It. (2011b) distinguono alcune formazioni ascritte ad un intervallo cronologico dal Cre-

tacico al Miocene, ricostruendo una successione stratigrafica, costituita dal basso dalla F.ne Hybla (Aptiano), dalle calcilutiti di Dattilo (Cretacico sup.-Oligocene inf.) e dalle argille ed arenarie quarzose di M. Bosco (Oligocene-Miocene inf.). Que-

st'ultima formazione può essere assegnata al flysch numidico "interno" (v. Carta Geologica allegata). I contatti tra le formazioni sopra citate sono quasi sempre di natura tettonica e pertanto rimane il dubbio sulla ricostruzione stratigrafica originaria; certo è che le varie formazioni poggiano tettonicamente su livelli del Miocene superiore e sono chiaramente alloctone.

Poco più ad est, nella piana tra Castellammare e Balestrate tra i terreni della f.ne Castellana Sicula affiorano blocchi di rocce meso-cenozoiche che CATALANO *et alii* (2011a) ascrivono ad un'ulteriore unità tettonica (Unità Serra Conzarri).

Procedendo verso SE, nell'area attorno a Roccamena affiorano lembi di flysch numidico; nella medesima zona CATALANO *et alii* (2010b) denominano i vari blocchi affioranti, utilizzando vari termini, che hanno validità locali: per esempio le arenarie ed argille di Casalotto corrispondono al flysch numidico.

In conclusione, le formazioni, che gli autori sopra citati assegnano a varie unità stratigrafico-strutturali, si presentano spesso come blocchi isolati e ciò pone dei dubbi sull'appartenenza ad una stessa originaria successione stratigrafica. In molte zone della Sicilia occidentale si osservano frequentemente blocchi carbonatici inclusi nelle argille del Miocene medio e superiore (come per es. nelle marne di S. Cipirello tra Rocca Busambra e i Monti Sicani). Tali blocchi rappresentano degli olistoliti di calcari mesozoici, trasportati con meccanismi gravitativi simili a quelli delle argille brecciate della Sicilia centro-orientale.

Dovendo inquadrare in un ampio contesto geologico e paleotettonico le formazioni riconosciute come alloctone e provenienti da aree paleogeografiche interne, si ritiene di assegnarle al bacino Alpino-Tetideo, correlandole alle Unità Sicilidi, anche se mancano le tipiche litofacies del "Gruppo delle Argille Variegate".

Peraltro alcune variazioni rispetto alle successioni sicilidi *s.s.* sono osservabili nella Sicilia centro-settentrionale negli affioramenti sul versante destro della bassa valle del F. Imera (Contrada Carbinogara); in essi le calcilutiti della formazione Polizzi passano direttamente al flysch numidico interno senza l'interposizione delle argille varicolori superiori.

2.3.2. - Successione tettono-stratigrafica

Nella figura 263 sono state riportate le successioni ricostruite prima che intervenissero le fasi tettoniche che hanno dato luogo all'attuale assetto strutturale (LENTINI *et alii*, 2000; CARBONE, 2012). Le successioni cretacico-eoceniche sono state considerate delle unità tettoniche, in quanto diversa-

mente ubicate nell'ambito del bacino alpino-tetideo. Alle successioni terziarie scollatesi è stato attribuito il significato di sottounità. Pertanto per posizione geometrica si riconoscono le seguenti unità e sottounità tettoniche:

- Unità di M. Soro:
 - flysch di M. Soro (Cretacico)
 - calcareniti e calciruditi di M. Pomiere (Eocene inferiore-medio)
 - Sottounità di Nicosia e Sottounità di M. Salici (flysch numidico "alloctono"):
 - argille varicolori superiori (Eocene-Oligocene)
 - flysch numidico (Oligocene superiore-Miocene inferiore)
 - marne di Gagliano (Langhiano-Serravalliano)
 - Unità delle Argille Scagliose Superiori: "Argille Scagliose Superiori" (Cretacico)
 - Sottounità di Troina:
 - argille varicolori inferiori (o argille variegate) (Cretacico-Eocene)
 - formazione di Polizzi (Eocene)
 - argille varicolori superiori (Eocene-Oligocene)
 - Tufiti di Tusa (Oligocene-Miocene inferiore).
- Segue verso l'alto il flysch di Reitano (Burdigaliano-Langhiano), discordante sulle unità già strutturate.

La formazione di Piedimonte, di età rupeliana, rappresenta un cuneo clastico al margine delle Unità Calabridi.

L'assenza di orizzonti giurassici più antichi è in accordo con la sostanziale mancanza di ofioliti, che sarebbero state completamente subdotte con parte della copertura sedimentaria sovrastante. Fanno eccezione dei blocchi di diabase sparsi all'interno del Gruppo delle Argille Variegate (zona di Troina). In questo quadro la successione oligomiocenica della sottounità di Troina, ancora oggi in parte sovrapposta al *mélange* tettonico, corrisponderebbe a depositi di bacino di avanarco.

2.3.3. - Unità di M. Soro

L'Unità di M. Soro forma un sistema a *thrust* sottostante all'Unità delle Argille Scagliose Superiori e si accavalla, in fuori sequenza, sulle sottounità di Nicosia, di M. Salici e di Troina, con contatto esposto lungo l'allineamento S. Fratello-Cesarò-Randazzo (LENTINI, 2000; SERV. GEOL. D'IT., 2012c). Diverse finestre tettoniche del flysch numidico appaiono in corrispondenza di culminazioni del substrato, come quella dell'alta valle del T. Inganno a SSE di S. Fratello. Affiora con continuità da S. Fratello a Portella Femmina Morta e Portella Miraglia e nell'area di M. Soro e di Pizzo Antenna (alto corso del T. Cutò); si estende verso sud fino a M. dell'Abate, a ridosso degli abitati di S. Teodoro e Cesarò, mentre verso est si ritrova

lungo l'allineamento che dal Biviere di Cesarò va verso M. Scafì e Serra del Re. Altre successioni si rinvengono ad ovest di S. Teodoro lungo l'allineamento Pizzo Interleo-Poggio Tornitore-M. Pomiere, che prosegue fino a nord di Capizzi.

flysch di M. Soro (Cretacico)

Questa formazione è costituita da un orizzonte basale argilloso-calcareo, che evolve verso l'alto ad un intervallo argilloso-quarzarenitico fino a diventare una monotona successione di bancate quarzarenitiche (fig. 264), al tetto delle quali si rinvengono argille grigio-avana con sottili intercalazioni quarzarenitiche.

Le variazioni litologiche in senso verticale avevano indotto VEZZANI (1974) a suddividere la successione in tre membri e cioè, dal basso, argilloso-calcareo, argilloso-arenaceo e quarzarenitico.

Lungo il versante sud-occidentale dei Monti Peloritani, tra gli abitati di Floresta, Roccella Valdemone e Randazzo,

PUGLISI (1981) riconosce una successione torbiditica, che evolve da termini prevalentemente pelitici e/o pelitico-calcarei alla base a termini arenacei al tetto, strutturata in ripetute scaglie tettoniche.

CARBONE (2012) suddivide la formazione in due litofacies: una argilloso-calcareo, prevalente alla base e al tetto della successione, e una intermedia quarzarenitico-argillosa più ampiamente affiorante.

La litofacies argilloso-calcareo basale, bene esposta a nord di M. Colla e al nucleo dell'anticlinale M. Colla-F. Flascio, è costituita da argille e argille marnose grigio scuro o nerastre finemente laminate, alternate a strati di 10-50 cm di calcari marnosi avana all'alterazione, grigi al taglio, a fratturazione prismatica e a marne argillose grigie a frattura concoide in strati da sottili a medi. I calcari hanno granulometria finissima, eccezionalmente alla base degli strati più spessi sono presenti calca-

reniti a grana fine debolmente gradate contenenti clasti a tintinnidi. I calcari marnosi sono delle biocriptomicriti costituite da radiolari, spicole di spugna e Heterohelicidae, Calcisphaerulidae, Calpionelle, ed essenzialmente da associazioni a nannofossili caratterizzate da *Nannoconus* spp., *Stradneria crenulata*, *Micrantholithus obtusus*, *Watzanaueria barnesae*, *Calcicalathina oblongata*, *Crucellipsis cuvillieri*, *Rucinolithus terebrodentarius*, indicative dell'intervallo Valanginiano-Barremiano. Lo spessore di questa litofacies, a causa di elisioni tettoniche, varia da qualche decina di metri a 200 m.

La litofacies argilloso-calcareo sommitale è meglio esposta lungo il fianco settentrionale della monoclinale che da Portella Biviere si estende attraverso Serra Castellaccio, confluenza T. Barrilà-V.ne Botti fino a Serra Mergo (tra M. Soro e Serra del Re). Presenta caratteristiche litologiche molto simili a quelle della litofacies inferiore con una prevalenza delle calcilutiti grigie in strati medio-sottili e marne e calcari marnosi a fratturazione tipo "pietra paesina". Lo spessore varia da pochi metri in prossimità di contatti di sovrascorrimento a oltre 150 m nei pressi di M. Scafì.

La litofacies arenitico-pelitica mediana presenta passaggi graduali sia alla base che al tetto con quella argilloso-calcareo. È caratterizzata da torbiditi argilloso-arenacei costituite da argille scagliettate grigie e nere localmente policrome, da bruno a verdastro, in fitta alternanza con strati sottili di quarzareniti verdastre a grana fine. Verso l'alto prevalgono quarzareniti feldspatiche grigio-giallastre, massive, omogeneamente a grana fine in banchi fino ad alcuni metri per amalgamazione; alla base degli strati si osservano strutture da carico e da corrente. Le arenarie hanno composizione subarcosica (CARMISCIANO & PUGLISI, 1983; CARMISCIANO *et alii*, 1983) con un elevato contenuto in quarzo, subordinatamente plagioclasio, scarse percentuali di feldispato potas-



Fig. 264 – flysch di M. Soro: alternanza argilloso-arenacea affiorante nella Fiumara di Rosmarino a SO dell'abitato di Alcara Li Fusi (a). Banconi quarzarenitici debolmente gradati. Loc.: Dorsale dei Monti Nebrodi, a nord di Portella Miraglia (b).

- M. Soro flysch: alternance of clay and sandstone cropping out in the Fiumara di Rosmarino SW of Alcara Li Fusi village (a). Finely graded quartzose sandstones. Loc.: Monti Nebrodi ridge, north of Portella Miraglia (b).

sico, frammenti di rocce epimetamorfiche e minerali pesanti ad elevato grado di maturità, tra cui cloritoide. La presenza di quest'ultimo vincola la provenienza ad aree di alimentazione costituite da metamorfiti di basso grado, corrispondenti ai terreni che attualmente costituiscono gli orizzonti basali del massiccio peloritano. Questa litofacies contiene scarse associazioni a nannofossili povere e mal conservate; a nord di S. Teodoro, nannofossili caratterizzati da *Micula decussata*, *Micula* spp., *Pre-discosphaera cretacea*, *Arkhangel'skiella cymbiformis*, consentono di estendere l'età della formazione al Campaniano (CARBONE, 2012). Lo spessore reale di questa litofacies non dovrebbe superare i 500-600 m.

calciruditi e calcareniti del M. Pomiere (Eocene inferiore-medio)

Il significato di questa formazione è stato ampiamente dibattuto e variamente interpretato. Segnalata per la prima volta da ACCORDI (1958) è stata inizialmente considerata un deposito tipo *wildflysch*, costituito da elementi giurassici, cretaci ed eocenici, inglobati all'interno delle argille scagliose. Per OGNIBEN (1964) rappresenta un termine di passaggio tra le Tufiti di Tusa e il soprastante Flysch di Reitano. Secondo DUÉE (1970) e CAIRE (1970) la successione costituisce un elemento tettonico minore (*Lame du M. Pomiere*), sottostante la *Lame de San Fratello*, nell'ambito della *Nappe du M. Soro*. WEZEL (1970) le indica come "Formazione di M. Malaspina", costituente un'intercalazione olistrostromica nell'ambito di un complesso comprendente "Conglomerati di Caronia", argille varicolori a nummuliti ed elementi del Flysch di M. Soro. DE CAPOA *et alii* (2002, 2004) le interpretano come olistoliti inglobati alla base del Flysch di Reitano. In verità la confusione deriva dal fatto che alla base del Flysch di Reitano si rinvengono calcareniti e calciruditi ad elementi di età varia, interpretabili come risedimenti intercalati nell'alternanza argilloso-arenacea del flysch (v. oltre).

Alle calciruditi e calcareniti del M. Pomiere sono riferibili i lembi che poggiano sul flysch di M. Soro o che formano dei trucioli lungo i contatti tettonici tra questo e le formazioni eo-oligoceniche appartenenti alle Unità Sicilidi.

Nell'area-tipo (fig. 265) la formazione affiora lungo la SS 289 che congiunge Capizzi con S. Fratello e poggia sul flysch di M. Soro con contatti mascherati dall'intensa vegetazione. Essa è costituita da calciruditi ad elementi arrotondati in facies di piattaforma e in subordine da clasti di selci nere e rosse, quarzareniti, granuli di quarzo, rari clasti di metamorfiti, in banchi fino a 2 m a stratificazione incrociata, e da calcareniti grigiastre con livelli di calcari marnosi e quarzareniti fini verdastr.

La formazione è presente anche a NE del lago d'Àncipa in contatto con il flysch di M. Soro, ma anche al *footwall* di un *thrust* che forma l'allineamento Cozzo di Mangano-Sorgente dell'Acqua Fredda-C.le delle Carcere, nell'ambito di affioramenti riferibili alla sottounità di Nicosia (LENTINI, 2000).

La porzione basale della formazione, spesso fino a 25 m, costituita da un'alternanza medio-sottile di calcari microcristallini bianco-rosate e di lamine argillose, è bene esposta a Rocca d'Armi lungo il fronte di una cava in attività (fig. 266) sul versante in destra della F.ra di Tusa a sud di Pettineo (SERV. GEOL. D'IT., 2012a). Essa è ricoperta in discordanza dalla formazione di Reitano, mentre alla base e lateralmente è in contatto con le Tufiti di Tusa e con argille varicolori, ma la cattiva esposizione non consente di definire i rapporti originari.



Fig. 265 – calciruditi e calcareniti di M. Pomiere, affioranti nell'omonima località.

- *calcirudites and calcarenites of M. Pomiere, cropping out in the homonymous locality.*



Fig. 266 – Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere affioranti nel fronte di cava attiva a Rocca d'Armi, sul versante in destra della Valle della Fiumara di Tusa a sud di Pettineo.

- *M. Pomiere calcirudites and calcarenites cropping out in the active quarry of Rocca d'Armi, in the right flank of the Fiumara di Tusa valley south of Pettineo village.*

Nei clasti calciruditeici, oltre a milioliti, rotalidi e alghe, sono presenti *Nummulites* spp., *Alveolina* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., che conferiscono un'età Eocene inferiore-medio.

Lo spessore complessivo della formazione non dovrebbe superare i 200 m. L'analisi sul terreno e l'età portano ad interpretare la formazione come l'originaria transizione del flysch di M. Soro all'intervallo oligo-miocenico, in particolare alla successione argille varicolori-flysch numidico di Nicosia (v. fig. 263).

2.3.3.1. - Sottounità di Nicosia e Sottounità M. Salici (flysch numidico "alloctono")

Si tratta di successioni alloctone, associate a terreni sicilidi, con i quali avevano originari rapporti stratigrafici; probabilmente costituivano l'evoluzione verticale dei depositi cretacico-eocenici dell'Unità di M. Soro (v. fig. 263).

Delle due sottounità numidiche quella di Nicosia rappresenta il deposito relativamente più interno, mentre quella di M. Salici occupava probabilmente una posizione più esterna del bacino sicilide. Per quest'ultima era stato introdotto il termine di "Unità di M. Salici-M. Castelli" da LA MANNA *et alii* (1995), che separava la successione di tale unità da quella dell'Unità di Nicosia, sulla base della composizione delle arenarie e della posizione strutturale. I rapporti tra le due sottounità sono chiari, oltre che nella zona di Mistretta (v. Tav. 3 e fig. 165), anche nella zona di M. Salici, dove la monoclinale di flysch numidico, che forma la dorsale M. Pellegrino-M. Salici (fig. 267) si immerge al disotto di terreni sicilidi e di lembi discontinui di flysch numidico, ascrivibili ad elementi più interni, cioè alla sottounità di Nicosia. Dai dati di sottosuolo ambedue le sottounità si sovrappongono all'Unità di Gagliano.

La sottounità M. Salici costituisce una serie di



Fig. 267 - L'intervallo aquitaniano-burdigaliano del flysch numidico, appartenente alla sottounità M. Salici, è costituito da un'alternanza di quarzareniti e argille, che forma una monoclinale con direzione circa est-ovest e immersione a nord, ben esposta lungo il versante meridionale della dorsale M. Pellegrino-M. Salici.

- The Aquitanian-Burdigalian interval of Numidian Flysch, belonging to the M. Salici subunit, is composed of quartzarenites and clays alternating, that form an east-west oriented monocline, northwards dipping, well exposed along the southern slope of the M. Pellegrino-M. Salici ridge.

monoclinali piuttosto regolari caratterizzate da bancate quarzarenitiche alternate ad argille brune del Miocene inferiore, poggianti su un substrato di argille grigiastre e a tratti varicolori di età Oligocene superiore, mentre non sono mai stati ritrovati orizzonti stratigraficamente più antichi, ad eccezione di alcuni lembi di calcilutiti bianche, tradizionalmente ascritte da vari autori alla f.ne di Polizzi, che rappresentano il livello basale di scollamento dell'intera successione. Altrove alla stessa unità sono correlabili le potenti sequenze argilloso-quarzarenitiche riconoscibili nella dorsale nebrodica, da M. Castelli (a sud di Mistretta) fino alla valle del T. Furiano, in ricoprimento tettonico sul flysch numidico – membro Geraci Siculo. Lembi più o meno continui sono quelli che si estendono dalla zona di Resuttano-Alimena fino a M. Zimmarà.

La sottounità M. Salici, forse a causa della maggiore continuità strutturale, comprende parte delle successioni un tempo ritenute radicate in profondità e per questo precedentemente assegnate al flysch numidico profondo.

Le monoclinali immergono generalmente verso nord, ma fenomeni di retrovergenza di età post-messiniana, sono frequenti lungo il settore pedemontano dei Nebrodi (v. anche sinclinale di Nicosia) e possono generare inversioni dell'originaria posizione strutturale (fig. 268).



Fig. 268 – Inversione dei rapporti tettonici originari tra il flysch numidico - sottounità M. Salici (A) e le coltri sicilidi (B), per effetto di un *thrust* nord-vergente di età post-messiniana. Loc.: Castello di Bolo tra Bronte e Cesarò.

Nello sfondo il Vulcano Etna.

- Reversed original relationship between the Numidian Flysch – M. Salici subunit (A) and the Sicilide nappes (B), originated by a north-verging thrust post-Messinian in age. Loc.: Bolo Castel between Bronte and Cesarò. In the background the Etna Volcano.

La sottounità Nicosia, costituita da "argille varicolori" d'età oligocenica, passanti ad un'alternanza di argille brune e quarzareniti del Miocene inferiore, si presenta notevolmente deformata ed articolata con strati sovente verticalizzati (fig. 269). L'intervallo quarzarenitico forma spesso delle colline attorniate dai litotipi pelitici, conferendo alla sottounità un tipico aspetto morfologico (fig. 270).

Tra il bacino dell'Àncipa e Capizzi la successione della sottounità Nicosia è più volte ripetuta

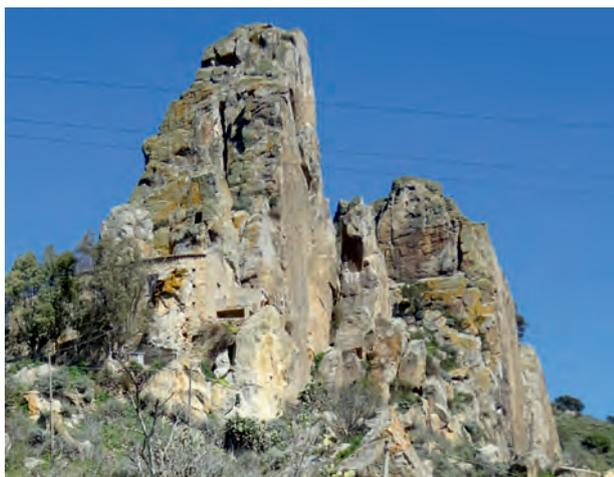


Fig. 269 – Banconi di quarzareniti a giacitura verticale di flysch numidico alloctono. Loc.: Regiovanni a sud di Gangi.

- Verticalized quartzose banks of allochthonous Numidian Flysch. Loc.: Regiovanni south of Gangi village.



Fig. 270 – Aspetto morfologico tipico del flysch numidico - sottounità di Nicosia. Loc.: SS 120, a sud di Cesarò.

- Typical morphology of the Numidian Flysch - Nicosia subunit. Loc.: SS 120, south of Cesarò village.

in una serie di scaglie tettoniche sud-vergenti. Ancora più a ovest in direzione di Castel di Lucio la sottounità è rappresentata da *klippen*, al tetto del flysch numidico di M. Sambughetti, distribuiti al *footwall* del *thrust* che passa a sud del paese.

Nell'area nebrodica le due sottounità sono assimilabili a gran parte del "Flysch Numidico parautoctono" di OGNIBEN (1960) inteso come parzialmente trasportato nell'ambito dello stesso bacino numidico e come tale cartografato nel Foglio "Mistretta" (SERV. GEOL. D'It., 1972a). Diversamente, i ricercatori francesi avevano ascritto tali terreni a bacini di sedimentazione più interni (BROQUET, 1968; BROQUET *et alii*, 1975; DUÉE, 1969; CAIRE, 1970). Essi distinguevano un Flysch Numidico esterno, uno intermedio e uno interno; agli ultimi due potrebbero essere riferiti gli affioramenti appartenenti alle sottounità M. Salici e Nicosia.

Nella Carta Geologica allegata alla presente memoria le sottounità Nicosia e M. Salici vengono cartografate assieme. D'altronde ambedue derivano dalla deformazione di un originario settore

esterno del bacino alpino-tetideo, raggiunto dalla deformazione solo nella fase compressiva tardo-burdigaliana. Essi presentano una gradualità dei caratteri petrografici e strutturali.

argille varicolori superiori (Eocene-Oligocene)

Le sottounità alloctone numidiche, in particolare quella di Nicosia, sono caratterizzate inferiormente da argille varicolori. Nelle aree a sud di S. Teodoro gli intervalli pelitici raggiungono un notevole spessore e mostrano alla base argille scagliose grigio-plumbee con sporadici sottili livelli di arenarie, marne e calcareniti. Verso l'alto prevalgono argille varicolori, per lo più rossastre a *Tubotomaculum*, con intercalazioni di quarzosiltiti micacee e microconglomerati a clasti metamorfici. Il passaggio al soprastante flysch numidico è graduale per l'infittirsi della frazione arenitica e per la presenza di una caratteristica litofacies ad argille brune e torbiditi sottili.

Nella litofacies pelitica sono stati riconosciuti *Paragloborotalia opima nana*, *Globigerinita glutinata*, *Catapsydrax dissimilis*, che consentono un'attribuzione all'Oligocene. Nelle calcareniti sono presenti *Nummulites* sp., *Discoyclina* sp. ed *Asterocyclina* sp. L'età complessiva della formazione è Eocene-Oligocene.

Nella valle del F. di Troina, a sud di S. Teodoro-Cesarò, l'intera sequenza descritta poggia tettonicamente al tetto della sottounità M. Salici ed è coinvolta in una generale struttura monoclinale immergente verso sud, all'interno della quale è possibile riconoscere più ripetizioni tettoniche della successione. La struttura prosegue verso ovest fino al Torrente S. Elia, mentre verso est, in direzione di Castello di Bolo è più volte dislocata da faglie trascorrenti.

flysch numidico – membro M. Salici (Miocene inferiore)

Si tratta di una monotona alternanza argilloso-quarzarenitica potente oltre 600 m, con un intervallo argilloso inferiore che alla base presenta talora delle marne grigio-biancastre. Le arenarie contengono il 95% di quarzo; sono spesso grossolane e gradate, e in banconi di notevole spessore per amalgamazione (fig. 271, v. anche fig. 267).

flysch numidico – membro Nicosia (Miocene inferiore)

Le argille varicolori sopra descritte passano verso l'alto ad argille brune e quarzareniti dell'Aquitano, sormontate da un intervallo di marne e arenarie micacee con clasti andesitici di età burdigaliana (HOJEZ & ANDREIEFF, 1975; GRASSO *et alii*, 1986; LENTINI *et alii*, 1991). Nell'area di Nicosia e a nord di M. Salici affiora un'alternanza di argille brune e di quarzareniti in grossi



Fig. 271 - Banconi di quarzareniti della sottounità M. Salici (a). Microconglomerato quarzoso (b).
- *Quartzarenite megastrata of the M. Salici subunit (a). Quartzose microconglomerate (b).*

banchi, passante in alto a calcari marnosi e marne con liste di selce e contenenti microfaune a *Catapsidrax stainforth*, *Globoquadrina debiscens* e *Globigerinoides subquadratus*, che permettono di attribuire i livelli più alti al Miocene inferiore.

Nell'area di Sperlinga la formazione ha uno spessore di circa 300 m. Nei pressi di Poggio Spirini a NE di Nicosia la successione è costituita da argille brune e quarzareniti passanti in alto a circa 70 m di arenarie micacee e marne grigie. Ciò indica una diversa provenienza dei sedimenti, quelli quarzosi da aree esterne e quelli arcosico-litarenitici dalla catena in strutturazione; tale "successione mista" costituisce una prova dell'originaria posizione relativamente interna dei depositi del membro di Nicosia.

2.3.4. - Unità delle "Argille Scagliose Superiori" (Auctt.)

L'Unità delle "Argille Scagliose Superiori" (Auctt.) si trova in ricoprimento tettonico sull'Unità di M. Soro e insieme con essa forma un sistema a *thrust* ritagliato in "fuori sequenza" da contatti di sovrascorrimento secondari. Essa forma un orizzonte continuo alla base del ricoprimento delle Unità Calabridi e affiora con continuità nel versante settentrionale di M. Soro fino all'abitato di Alcara Li Fusi. Estesi affioramenti si rinvengono anche nell'area di S. Domenica Vittoria e di Roccella Valdemone, a nord di Cesarò e, in gran parte, formano il substrato dell'abitato di S. Teodoro.

Essa costituisce un *mélange* tettonico a prevalente matrice argillosa grigio-plumbea, all'interno del quale sono immersi blocchi di quarzareniti analoghe a quelle che formano le bancate più continue del sottostante flysch di M. Soro e da queste distinguibili sulla base della loro posizione geometrica.

I terreni di questa unità sono soggetti a numerosi dissesti dovuti sia alle pessime proprietà meccaniche, sia al fatto che essi affiorano lungo pendii a frana-

poggio strutturalmente controllati dalle monoclinali della sottostante Unità di M. Soro. Le frane che hanno interessato l'abitato di S. Teodoro e il versante a nord di Cesarò, e quelle che hanno isolato S. Domenica Vittoria, ovvero che minacciano i paesi di Roccella Valdemone e di S. Fratello, si sono sviluppate in condizioni di versante rese ancora più sfavorevoli da fattori geologico-strutturali.

"Argille Scagliose Superiori" (Auct.) (Cretacico)

La formazione, istituita da OGNIBEN (1960), è composta da una litofacies principale argilloso-marnoso-calcareo (A), cui si intercala nella parte alta una argilloso-arenacea (B). Lo spessore della formazione varia da pochi metri a circa 400 m.

La litofacies A è caratterizzata da argille marnose e marne argillose grigio-nerastre con livelli medio-sottili di torbiditi calcareo-marnose grigiastre, avana all'alterazione, a prevalenti laminazioni ondulate e convolute e strati sottili di torbiditi calcareo grigiastre gradate e, talora, brecciole a tintinnidi. Nelle argille marnose COCCIONI & MONECHI (1994) segnalano microfaune piuttosto scarse dell'intervallo compreso tra la Zona a *Hedbergella similis* e la Zona a *Schackoia cabri* e nannoflore delle zone a *Lithraphidites bollii* e a *Chiastozygus litterarius* dell'intervallo Hauteriviano-Aptiano. A C.da Cortolari, a NE di Serra del Re, le marne contengono nannoflore a *Stradneria crenulata*, *Micrantolithus obtusus*, *Watznaweria ovata*, *Cruciellipsis cuvielleri* che indicano un'età Cretacico inferiore (fino all'Aptiano) (CARBONE *et alii*, 2012). In località Iardini, tra Serra dei Ladri e Serra Corona, LENTINI (1973b) segnala un esemplare di *Macroscaphites yvani*, intero e discretamente conservato (fig. 272), per cui si esclude un rimaneggiamento e ciò confermerebbe l'età Cretacico inferiore. A sud di Serra Corona (C.da Gufo), nannofossili a *Micula* spp., *Prediscosphaera cretacea*, *Quadrum sissinghii* estenderebbero l'età della formazione al Campaniano.

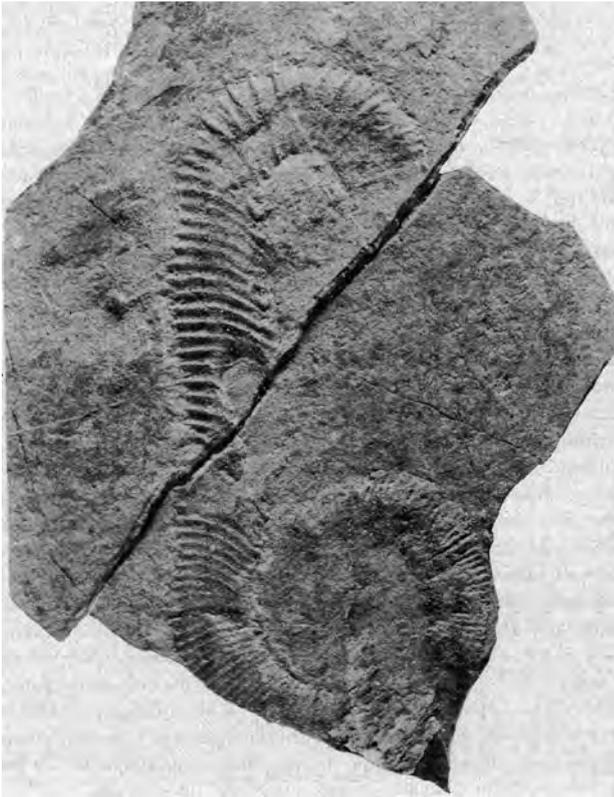


Fig. 272 – Esempio di *Macroscaphites yvani* (PUZOS) (h. 12 cm), rinvenuto da MAUGERI PATANÉ (1932) in località Iardini a sud del Torrente S. Basilio.
- Specimen of *Macroscaphites yvani* (PUZOS) (12 cm high), found by MAUGERI PATANÉ (1932) in Iardini locality south of Torrente S. Basilio.

La litofacies B è rappresentata da torbiditi silicoclastiche prevalenti al tetto della sequenza. Le arenarie sono subarcose in strati di spessore variabile, a stratificazione piano-parallela, granulometria medio-fine e composizione omogenea a quarzo prevalente e scarse percentuali di litici cristallini per lo più ruditici e rari clasti carbonatici.

2.3.4.1. – Sottounità di Troina

Questa sottounità si estende dalle Madonie occidentali a tutti i Monti Nebrodi, costituendo gli ampi

affioramenti di Lascari, Cefalù, Gibilmanna, Castel di Tusa-Pettineo-Mistretta; è presente tra Capizzi, Cerami, Lago Āncipa, Troina; i lembi più orientali sono quelli tra S. Teodoro-Cesarò e Maniace.

In essa è stata ricostruita una successione estesa dal Cretacico al Miocene inferiore, di spessore estremamente variabile per tettonizzazione, costituita da argille varicolori cretache (argille varicolori inferiori - AVI) passanti a calcilutiti e marne eo-oligoceniche (formazione Polizzi), ad argille policrome oligoceniche (argille varicolori superiori - AVS) e a torbiditi pelitico-marnoso-arenitiche del Chattiano-Burdigaliano inferiore (Tufiti di Tusa). In particolare la f.ne Polizzi separa stratigraficamente le AVI dalle AVS, e dove questa manca a causa di scollamenti risulta notevolmente difficile, se non impossibile, differenziare i due orizzonti pelitici (v. fig. 263). In questi casi l'insieme viene ascritto al Gruppo delle Argille Variegate (formalizzato da PETTI in CITA *et alii*, 2006a) esteso dal Cretacico all'Oligocene.

argille varicolori inferiori (Cretacico-Eocene)

Comunemente conosciute come Argille Scagliose *Auctt.*, corrispondono anche all'“olistostroma Lavanche” di SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), al “flysch interno” di BROQUET *et alii* (1966) e alle “Argille Variegate” di GRASSO *et alii* (1978) e possono essere considerate *p.p.* litotipi notevolmente caoticizzati e tettonizzati della formazione delle “Argille Scagliose Superiori” diffusamente affioranti nel settore sud-orientale dei Monti Nebrodi (CARBONE, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2012c).

Trattasi di un'alternanza caotica di argille e marne varicolori a volte sideritiche e manganesifere, scagliettate, di sottili livelli calcilutitici; si osservano anche intercalazioni di arenarie quarzose generalmente a grana fine e micacee, diaspri, calcareniti, brecciole a macroforaminiferi risedimentati, lenti di calciruditi e breccie (fig. 273), e sporadici lembi o blocchi di rocce diabasiche e “scisti bituminosi”. Lo spessore è difficilmente valutabile a causa della caoticità; i sondaggi Avarella



Fig. 273 – Argille varicolori inferiori (Cretacico-Eocene) affioranti in C.da Lavanche a sud di Polizzi Generosa. Particolare a destra.
- Argille varicolori inferiori Fm. (Cretaceous-Eocene), cropping out in C.da Lavanche south of Polizzi Generosa village. Detail to right.

1 e Colla 1 ne hanno attraversato poco meno di 2000 m.

A NE di Polizzi Generosa i livelli basali dell'unità (CARBONE & GRASSO, 2012) contengono una fauna a *Globotruncana* sp., *Contusotruncana contusa*, *Globotruncana arca*, *Rotalipora appenninica*, foraminiferi agglutinanti, radiolari e spicole di spugne, mentre nelle calcareniti è presente una ricca fauna ad *Orbitoides* sp., frammenti di gusci di lamellibranchi e gasteropodi, alghe, coralli, briozoi. Analoga fauna viene citata da BROQUET (1968). A sud di Polizzi Generosa i terreni più recenti rinvenuti hanno fornito una fauna a *Morozovella* gr. *aragonensis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerina venezuelana*, *G. yeguaensis*, e nelle calcareniti risedimentate *Nummulites* spp., *Lepidocyclina* sp. CATALANO *et alii* (2011b) segnalano marker delle biozone a *Rotalipora apenninica*, *R. brotzeni*, *R. reicheli* e *R. cushmani*, indicative dell'intervallo Albiano-Cenomaniano superiore. Sia nei dintorni di Cerda, che nell'area di Sclafani Bagni e Caltavuturo nel versante in sinistra del F. Imera è presente una ricca macrofauna ad ostreidi, già segnalata da TREVISAN (1937a) e nota in letteratura col termine di "Cenomaniano in facies africana" (SEGUENZA, 1882).

La formazione è presente anche nel settore centro-orientale della Sicilia. Nella zona a sud di M. Judica affiora lungo la dorsale di M. Gambanera e in sinistra della valle del F. Gornalunga al *foothwall* di un *thrust* orientato circa E-O. In questa area CARBONE *et alii* (1990, 2010), GRASSO & LA MANNA (1990) segnalano associazioni fossilifere risedimentate del Cretacico superiore (*Racemiguembelina fructicosa*, *Abathomphalus mayaroensis*, *Rotalipora cushmani*, *R. appenninica*, *R. turonica*, *Globigerinelloides* spp., *Hedbergella* spp. e *Heterobelix* spp.) e di età paleocenica (*Planorotalites pusilla*, *Globanomalina compressa*, *Morozovella angulata*, *Parasubbotina pseudobulloides*) e, nelle breccie carbonatiche intercalate, alveoline, miliolidi e calcisfere indicative di un'età eocenica.

formazione Polizzi (Eocene-Oligocene inferiore)

La Formazione Polizzi (OGNIBEN, 1960) affiora a Polizzi Generosa e in lembi sparsi tra Petralia Sottana e Castel di Lucio. È presente in piccoli affioramenti a Termini Imerese, in una fascia attorno al rilievo di M. San Calogero, nella zona ad ovest di Cerda e ad ovest di M. dei Cervi. Vari lembi sono distribuiti tra Sperlinga e Nicosia e la bassa valle del F. Salso, associati alla sottounità numidica di Nicosia. Nei Monti Erei (zona di Villarosa), ad ovest di Castel di Judica lungo la dorsale di M. Gambanera e tra Catenanuova e Paternò, litofacies analoghe affiorano discontinuamente associate alle sottounità numidiche alloctone.

È costituita da un'alternanza medio-sottile di

calcolutiti marnose grigio-biancastre e calcisiltiti biancastre laminate (fig. 274), talora a liste e noduli di selce, marne bianche con intercalazioni e lenti di biocalcareniti, biocalciruditi e/o breccie mal classate a macroforaminiferi (nummulitidi, alveolinidi, discociclinidi).

COLTRO (1963) considerò la formazione concordante e in continuità sulle Argille Varicolori (AV) e l'ha riferita all'Eocene inferiore-medio. BROQUET (1968, 1972) ritiene che il rapporto esistente tra le AV e la f.ne Polizzi, sia tettonico e assegna quest'ultima all'Eocene, sulla base del rinvenimento di argille a globigerine terziarie e *Acarinina* cf. *conicotruncata* e di microbreccie calcaree ad *Alveolina* sp. MONTANARI (1966a, 1986, 1987) sulla base delle associazioni faunistiche rinvenute nelle successioni di Termini Imerese, assegna la formazione all'intervallo Eocene superiore-Oligocene. Nel Foglio "Castelbuono" (CARBONE & GRASSO 2012) sono stati riconosciuti foraminiferi quali *Turborotalia cerroazulensis* dell'Eocene superiore. Nel Foglio "Termini Imerese" (CATALANO *et alii*, 2011b) i nannofossili calcarei, tra cui alcuni marker della Biozona a *Sphenolithus pseudoradians*, confermano l'attribuzione all'Eocene superiore. Nel Foglio "Paternò" CARBONE *et alii* (2010) riconoscono associazioni a foraminiferi e a nannofossili di età Eocene inferiore-medio.

Lo spessore della formazione, variabile da luogo a luogo, a Polizzi Generosa arriva a 150 m; spessori fino a 460 m vengono segnalati nel pozzo Avanelle 1 (ubicato a SE di Polizzi Generosa) (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960; BERTAMONI *et alii*, 1995).



Fig. 274 - formazione Polizzi: alternanza medio-sottile di calcilutiti e calcisiltiti laminate e marne bianche. Loc.: Polizzi Generosa.

- Polizzi formation: medium-thin alternation of laminated white calcilutites and marls. Loc.: Polizzi Generosa village.

argille varicolori superiori (Oligocene)

La formazione è caratterizzata da argille di colore verde e rosso vinaccia con intercalazioni di siltiti micacee rosse, grigie e verdi (fig. 275), areniti a clasti metamorfici e calcareniti grigie in strati sottili e medi.

Le argille nella parte alta contengono *Tubotomaculum* e microfaune a *Globigerinoides primordius* e *Globoquadrina praedebeiscens* assieme a faune eoceniche risedimentate (*Turborotalia cerroazulensis* e *T. centralis*). Le associazioni a nannofossili, scarsi e mal conservati, sono caratterizzate da *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Dyctiococccites bisectus*, *Ericsonia obruta*, *Zygrhablithus bijugatus*. La formazione è riferibile all'Oligocene.

Tufiti di Tusa (Chattiano–Burdigaliano inferiore)

Originariamente denominata Formazione di Tusa (CERETTI, 1960), essa è stata descritta nella zona di Tusa da OGNIBEN (1960, 1964), che la considerava una facies eteropica della Formazione di Polizzi di età Eocene medio-superiore. BROQUET (1968, 1972) attribuisce questi terreni all'intervallo Eocene superiore-Oligocene. GUERRERA & WEZEL (1974) nelle Madonie orientali e nei Nebrodi riferiscono il Flysch di Tusa all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore. MONTANARI (1967, 1982b, 1986) ascrive parte di questi terreni all'Oligocene terminale. LENTINI *et alii* (1990a, 2000) sotto il termine di Flysch di Troina-Tusa riuniscono l'insieme delle formazioni flyschoidi sicilidi di età oligo-miocenica; in riferimento alla successione tipo di Troina questa formazione comprende solo quella inframiocenica, affiorante alla base del Flysch di Reitano (CARBONE *et alii*, 1990). La formazione è stata formalizzata con il nome di Tufiti di Tusa (Oligocene superiore-Burdigaliano) da PETTI in CITA *et alii* (2006b).

Nelle Madonie la formazione è bene esposta tra Campofelice di Roccella e Cefalù–Gibilmanna. Nei Nebrodi occidentali affiora in sinistra del T. di Tusa, ove costituisce l'ampio placcone di Castel di Tusa-V.ne Pantaleo, e i limitati lembi di C.zo Difesa (a SO di Tusa), di C.da Camona (in sinistra del V.ne del Leone) e quelli presenti, al di sotto del placcone della formazione di Reitano, da sud di Pettineo ad



Fig. 275 - Tipico aspetto delle argille varicolori oligoceniche. Loc.: versante sinistro del Fiumetto di Troina.

- Typical aspect of the Oligocene "Argille Varicolori". Loc.: left side of the Fiumetto di Troina valley.

ovest di Mistretta. Nei Nebrodi orientali si estende ininterrottamente dal versante sud-occidentale dell'Etna sino ad ovest di Cerami.

Trattasi di marne grigie alternate a calcari marnosi bianchi in strati medio-spessi con lenti di calciclastiti di colore nocciola, gradate, a macroforaminiferi (fig. 276). Nell'intervallo medio-basso sono presenti sottili livelli di siltiti e strati medi di arenarie micacee, organizzati in banchi spessi fino a 10 m per amalgamazione. I livelli carbonatici sono torbiditi a granulometria fine; le marne, più frequenti alla sommità degli strati, sono emipelagiti (fig. 277).

La frazione silicoclastica è rappresentata da torbiditi gradate in strati piano-paralleli, con impronte da corrente e da carico, e da rare emipelagiti argillitiche nere, in strati molto sottili. La composizione delle arenarie è litarenitico-feldspatica con evoluzione ad arcose, scarsamente mature con costante



Fig. 276 – Litofacies delle Tufiti di Tusa affioranti lungo la strada Castel di Tusa – Tusa. Dal basso calcilutiti biancastre a frattura concoide, argille marnose grigie e calcisiltiti biancastre.

- Lithofacies of Tufiti di Tusa Fm. cropping out along Castel di Tusa - Tusa road. From bottom whitish calcilutites with conchoidal fracture, grey marly clay and whitish calcisiltites.

arricchimento vulcanico di tipo andesitico misto a detrito quarzoso-feldspatico di derivazione da plutoniti e/o metamorfiti di grado intermedio-alto (OGNIBEN, 1964).

Il contenuto microfaunistico mostra una mescolanza di foraminiferi di età supracretacica ed eo-oligocenica con altre di età oligo-miocenica. Le associazioni più significative rinvenute nei livelli apicali sono costituite da *Globorotalia* cfr. *praescitula*, *Globigerinoides subquadratus*, *G. trilobus*, *Globoquadrina debiscens*, *Globigerinina glutinata* e *Catapsydrax stainforthi* (LENTINI *et alii*, 1990a, 2000).

LA MANNA *et alii* (1995) riferiscono la formazione all'Oligocene superiore sulla base delle associazioni a foraminiferi (*Globorotalia opima nana*) e a nannoflore, tra cui *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococccites bisectus*, *Helicosphaera recta* della Biozona NP25 del Chattiano superiore. Nel Foglio 612 "Randazzo" (SERV. GEOL. D'IT., 2012c) i livelli basali della formazione (località Bolo Fiorentino) sono dominate da associa-

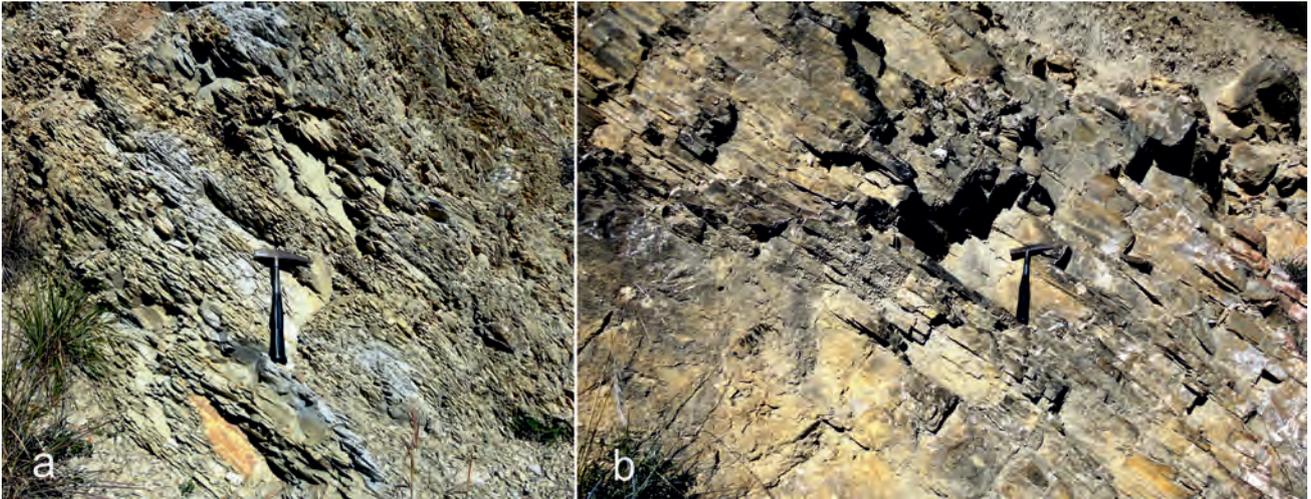


Fig. 277 – Tuffiti di Tusa: marne argillose con tipica fratturazione a “saponetta” (a); arenarie tuffitiche grigio-verdastre in strati medio-sottili (b).
- *Tuffiti di Tusa Fm.: finely laminated clayey marls with typical “cake of soap like” fracturing (a); thin-medium layered tuffitic sandstones (b).*

zioni a nannoflore riferibili all’Eocene e all’Oligocene. Nei livelli sommitali la presenza di *Helicosphaera carteri*, abbastanza comune nell’associazione, consente un’attribuzione al Miocene inferiore (limite Aquitaniano-Burdigaliano). L’età complessiva della formazione è Chattiano-Burdigaliano basale.

Lo spessore, variabile nelle diverse aree di affioramento, in sinistra dell’alto corso del T. di Tusa è circa 300 m.

2.3.5. – *Depositi flyschoidi alpino-tetidei*

Sulle unità appenninico-maghrebide affiorano in discordanza depositi relativi a diversi cicli sedimentari di età Oligocene inferiore (formazione di Piedimonte), Miocene inferiore-medio (formazione di Reitano) e Miocene medio (marne di Gagliano). L’analisi della copertura terziaria delle Tetidi Alpine favorisce la comprensione del ruolo dei depositi terrigeni e fornisce utili informazioni sull’evoluzione del bacino e delle relative fasi deformative.

2.3.5.1. - formazione di Piedimonte (Oligocene inferiore)

La formazione di Piedimonte è una successione terrigena completamente scollata e consiste in numerose scaglie, che formano un cuneo di accrezione localizzato tra la Catena Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide. Essa è costituita da conglomerati che passano lateralmente a facies flyschoidi arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee. La distribuzione delle litofacies era stata interpretata come una successione verticale evolvente da argille marnose alla base ad alternanze argilloso-arenacee fino a conglomerati (CARMISCIANO *et alii*,

1981a). Ulteriori osservazioni sul terreno e nuove analisi delle microfaune hanno mostrato che le varie litofacies sono sostanzialmente coeve; l’età è Oligocene inferiore. I conglomerati rappresentano la facies prossimale, mentre le argille marnose quella distale (CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 2000; FINETTI *et alii*, 2005a). Ciò ha notevole interesse per definire l’età della sovrapposizione delle Unità Calabridi sulla Catena Appenninico-Maghrebide e considerata coeva della rotazione del Blocco Sardo-Corso. I rapporti originari tra le due catene sono stati modificati da faglie recenti, che ribassano le Unità Calabridi in sinistra orografica del F. Alcantara.

Prima del riconoscimento dei rapporti stratigrafici di base, la f.ne di Piedimonte per le sue analogie composizionali con le coperture terrigene dei Monti Peloritani era stata attribuita al dominio kabilo-calabride (FERRARA, 1974; CARMISCIANO *et alii*, 1981a; LENTINI, 1982; CASSOLA *et alii*, 1991). La formazione è stata recentemente interpretata come un deposito flyschoidi sintettonico, alimentato dal detrito arcosico proveniente dai massicci cristallini interni e depositatosi prima della definitiva messa in posto delle Unità Calabridi (LENTINI *et alii*, 2000).

La formazione di Piedimonte, affiorante in destra del F. Alcantara, fu istituita da TRUILLET (1962), che l’assegnò all’Eocene. In precedenza, diversi autori (CORTESE, 1882; MOTTA, 1957; OGNIBEN, 1960) avevano considerato i terreni affioranti sulle due sponde dell’Alcantara, come appartenenti ad una stessa successione di età inframiocenica, secondo alcuni, e oligo-miocenica secondo altri. Nonostante in un primo momento si ipotizzasse un’età cretacea per la base della formazione (NEWMANN & TRUILLET, 1963) l’età maggiormente supportata da dati risultò

essere quella medio-supraeocenica (TRUILLET, 1968). Ad oggi l'età della formazione, basata sulle associazioni a nanofossili (*Coccolithus eopelagicus*, *Dicthyococcites bisectus*, *Ericsonia formosa*, *E. obruta*, *Helicosphaera compacta*, *H. recta*, *Sphenolithus predistentus*, *Reticulofenestra umbilica*, *Zygrhablithus bijugatus*) rinvenute nei livelli pelitici, è riferibile al Rupeliano inferiore (CARBONE *et alii*, 1994; SERV. GEOL. D'IT., 2010b).

Litofacies pelitico-arenacea

Fitta alternanza medio-sottile di argille più o meno marnose grigio-azzurre a frattura concoide e di arenarie fini, a composizione arcocosa, a prevalente laminazione parallela. A vari livelli sono presenti inclusi di calcari (Biancone) e di rocce metamorfiche di alto grado. Lo spessore massimo è circa 150 m.

Litofacies arenaceo-pelitica

Rappresenta la litofacies maggiormente distribuita arealmente. Lo spessore dei livelli arenacei è compreso tra 30 e 50 cm (fig. 278), localmente superiore al metro. La granulometria talora aumenta fino a costituire dei microconglomerati a gradazione normale, in corpi lentiformi, più frequenti nella parte sommitale. La composizione delle arenarie varia dal basso verso l'alto da litarenitico-feldspatica ad arcocosa (CARMISCIANO *et alii*, 1981a). Le intercalazioni pelitiche, in lamine e strati sottili, sono rappresentati da argille, argille marnose, marne e marne calcaree. In questa litofacies sono frequenti olistoliti metamorfici di alto grado, e sedimentari, riconducibili alla successione di Longi-Taormina (v. oltre), talora associati a *slumps*. Lo spessore massimo non supera i 300 m.

Litofacies conglomeratico-arenacea

È un'alternanza irregolare di conglomerati e arenarie. I conglomerati (fig. 279), in banchi fino a diverse decine di metri, sono costituiti da clasti di 2-25 cm di diametro di rocce metamorfiche di vario grado e raramente carbonatiche. Le arenarie, in strati generalmente inferiore al metro, hanno composizione arcocosa, granulometria grossolana con frequenti passaggi a termini microconglomeratici.

2.3.5.2. - formazione di Reitano (Miocene inferiore-medio)

Originariamente definita Flysch di Reitano (OGNIBEN, 1960), la formazione di Reitano (CARBONE & GRASSO, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2012a; GIUNTA *et alii*, 2013a; SERV. GEOL. D'IT., 2013e) affiora in lembi distribuiti per parecchi chilometri da Làscari, a sud di Cefalù, a Castel di Tusa (fig. 280) a Caronia e a Mistretta, a Capizzi, e in lembi minori



Fig. 278 – Litofacies arenaceo-pelitica della formazione di Piedimonte. Loc.: V.ne Zambataro a NE di Piedimonte.

- Arenaceous-pelitic lithofacies of the Piedimonte Formation. Loc.: V.ne Zambataro NE of Piedimonte village.



Fig. 279 – Microconglomerati della formazione di Piedimonte.

- Microconglomerate of the Piedimonte Formation.

alla Rocca d'Àncipa (figg. 281 e 282), a Cerami (fig. 283) e a Troina. Lo spessore varia tra 500 e 800 m.

Si tratta di un'alternanza di arenarie micacee giallastre o grigio-avana a grana medio-grossa spesso gradate, scarsamente cementate, in strati da 20 cm a 2 m per amalgamazione e con vistose strutture torbiditiche, di argille marnose e/o siltose grigie o verdastre in strati medio-sottili. Generalmente alla base della formazione è presente un conglomerato poligenico.

Nei dintorni di Caronia sono presenti 150-200 m di conglomerati di colore rossastro ("Conglomerati di Caronia") in banchi decametrici, spesso gradati e cementati, con clasti di diametro fino a un metro, di natura metamorfica, plutonica e carbonatica, immersi in una matrice arenacea, mica-ceo-calcareo o mica-ceo-quarzoso-feldspatica (PUGLISI, 1979, 1987, 1992; LA MANNA *et alii*, 1995).



Fig. 280 - formazione di Reitano: alternanza piano-parallela di arenarie in strati da sottili a banchi, per amalgamazione, e di peliti in lamine sottili (a). Laminazione convoluta da strutture di fuga d'acqua in arenarie fini e siltiti (intervallo Tc di Bouma) (b). Loc.: bivio Pettineo-S. Stefano di Camastra della SS 113, km 160,600 (in destra della foce del T. di Tusa).

- *Reitano formation: alternating of parallel lamination of sandstone in thin to banks, by amalgamation, and pelite laminites (a). Convolute lamination by disb structure in thin sandstone and silts (Tc Bouma interval) (b). Loc.: cross-road Pettineo-S. Stefano di Camastra of the SS 113, km 160,600 (right in the mouth of T. Tusa).*



Fig. 281 - La formazione di Reitano in corrispondenza della Diga d'Àncipa poggia stratigraficamente su terreni alloctoni (Unità Sicilidi e flysch numidico).
- *The Reitano Formation of the Ancipa Dam stratigraphically rests on allocthonous terrains (Sicilide Units and Numidian Flysch).*



Fig. 282 - Alternanza arenaceo-conglomeratica in corpi canalizzati (a); particolare (b). Loc.: Lago Sartori (diga d'Àncipa).
- *Arenaceous-conglomeratic alternating in channeled bodies (a), particular (b). Loc.: Sartori Lake (Ancipa Dam).*

A Troina la successione (fig. 284), potente circa 500 m, è rappresentata da depositi di conoide sottomarina con tendenza regressiva (LOIACONO & PUGLISI, 1983). Le arenarie hanno composizione

variabile da vulcanoareniti ad arcose, che testimoniano comunque l'appartenenza ad un bacino impostatosi su unità sicilidi già deformate e delimitato verso l'interno dalle unità cristalline calabridi.



Fig. 283 - Alternanza arenaceo-pelitica in strati piano-paralleli della formazione di Reitano, discordante sulle Tuffiti Tusa. Loc.: ad ovest di Cerami.
- *Alternation of sandstone and clay in parallel layers of the Reitano Formation, unconformably resting on the Tuffiti di Tusa Fm. Loc.: west of Cerami village.*



Fig. 284 – flysch di Reitano: arenarie gradate a stratificazione incrociata a grande scala intercalate ad arenarie e argille a stratificazione parallela. Loc.: Troina (da MUTTI, 1992).

- *flysch di Reitano: large scale cross-stratification in a coarse-grained sandstone bed (F6) interbedded with parallel-sided sandstone and mudstone units. Loc.: Troina village (after MUTTI, 1992).*

A Monte Malaspina, ad ovest di Capizzi, nella porzione inferiore della formazione di Reitano, sono presenti torbiditi calciclastiche (Calcareniti e calciruditi di Monte Malaspina *Auct.*) (fig. 285). Si tratta di calciliti e di conglomerati passanti ad arenarie litiche con clasti epimetamorfici e granuli fedspatici. Le calcareniti e calciruditi di M. Malaspina sono state spesso confuse con quelle del M. Pomiere (GRASSO *et alii*, 1991) di tutt'altro significato e già descritte (Sottop. 2.3.3. – Unità di M. Soro).

Gli affioramenti del bordo orientale della zona di Capizzi invece rappresentano episodi sedimentari con addizionamenti clastici grossolani, e torbiditi calcaree ben gradate.

In tutta la successione flyschoida, le associazioni sono rappresentate da microfossili scarsi e mal conservati e da un'elevata percentuale di rimaneggiamento. I foraminiferi rinvenuti nella parte alta della sezione del T. di Tusa (CARBONE & GRASSO, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2012a) sono caratterizzati da *Globoquadrina debiscens* e *Dentoglobigerina altispira altispira* insieme a forme rimaneggiate del Cretaceo superiore (Heterohelicidae, Hedbergellidae e Globotruncanidae) e dell'Eocene-Oligocene (*Turborotalia cerroazulensis*, *Globigerina tapuriensis*). *D. altispira* compare nel Burdigaliano superiore (IACCARINO, 1985) all'interno della zona a *Globigerinoides trilobus* e indicherebbe pertanto un'età non più antica del Burdigaliano superiore. Tra i nannofossili calcarei di una certa rilevanza dal punto di vista biostratigrafico, la comparsa comune di *Sphenolithus delphix* e *Helicosphaera carteri* indica un'età aquitaniana, pertanto anche sulla base dei



Fig. 285 – Intercalazioni di calciruditi nella formazione di Reitano (calciruditi e calcareniti di M. Malaspina) affioranti a NE di Capizzi.
- *Calcirudite level interbedded in the Reitano Fm. (M. Malaspina calcirudites and calcarenites) cropping out NE of Capizzi village.*

nannofossili l'età di tali livelli risulta almeno Miocene inferiore.

CASSOLA *et alii* (1992) hanno suddiviso il Flysch di Reitano in "esterno" (Cerami, Ancipa, Troina) ed "interno" (Capizzi e Reitano), assegnandogli un'età Oligocene inferiore, cioè praticamente più antica del sottostante Flysch di Troina-Tusa. Di conseguenza il flysch di Reitano dovrebbe presentare un contatto di ricoprimento alla base, mentre sul terreno il contatto tra le due formazioni è stratigrafico discordante.

TORRICELLI & KNZAUREK (2010) propongono di identificare col nome di Formazione di Troina-Tusa le Tufiti di Tusa *sensu* OGNIBEN (1960, 1964) e il Flysch di Reitano "interno" *sensu* CASSOLA *et alii* (1992), e di restringere la denominazione Flysch di Reitano alle successioni prive di detrito vulcanico affioranti nell'area di Reitano e di Pettineo. Anche per questi autori l'età della formazione, sulla base di palinomorfi e nannofossili rinvenuti nella sezione di Pettineo sarebbe rupeliana.

LENTINI *et alii* (2000) individuano nel Flysch di Reitano affiorante a Cerami, un intervallo inferiore sterile, ma databile almeno al Burdigaliano inferiore per l'appoggio stratigrafico sul Flysch Troina-Tusa, un intervallo mediano ascrivibile al Serravalliano inferiore per la comparsa di *Orbulina universa* e, infine, un orizzonte sommitale con microfaune scarsamente significative.

Tale formazione post-data i ricoprimenti tra le Unità Sicilidi ed il flysch numidico - membro Nicosia, mentre assieme alle precedenti avrebbe partecipato al trasporto sugli orizzonti post-langhiani dei settori più esterni. Infine nella zona ad est di Capizzi lo stesso flysch forma una sinclinale, nel cui fianco meridionale gli strati risultano rovesciati verso nord, per effetto di una generale retrovergenza ascrivibile al Messiniano-Pliocene inferiore.