

4. - COPERTURE NEOGENICO-QUATERNARIE

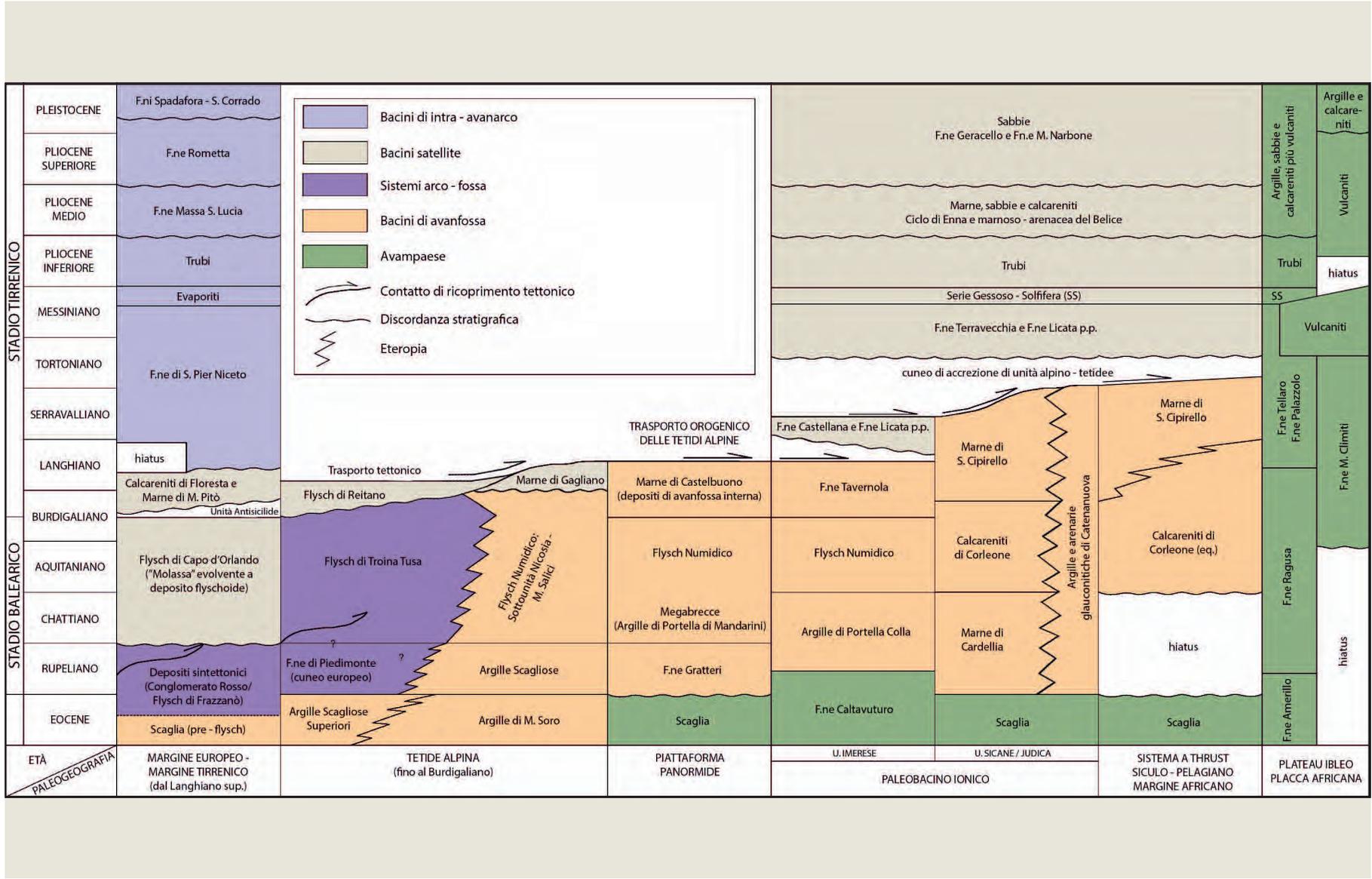
4.1. - INTRODUZIONE E RUOLO NELL'AMBITO DELL'EVOLUZIONE GEODINAMICA

Lo studio dei depositi terrigeni neogenico-quadernari dell'orogene siciliano contribuisce in modo determinante a comprendere le relazioni tra tettonica e sedimentazione in un sistema catena-avanfossa-avampaese ancora attualmente attivo e a ricostruirne l'evoluzione geodinamica.

I domini orogenici, dopo lo stadio Eo-Alpino (v. oltre), che in Sicilia è poco rappresentato, si sono originati a partire dall'Eocene superiore e hanno subito una progressiva migrazione dalle aree paleogeografiche interne verso quelle più esterne. La migrazione delle avanfosse può essere definita dal diacronismo dei depositi terrigeni, che diventano progressivamente più giovani. La tabella 4 rappresenta uno schema delle coperture terrigene terziarie e della loro collocazione nei vari assetti strutturali e, arricchita di ulteriori informazioni, basate in particolare sulla composizione delle arenarie, sui dati biostratigrafici, integrati con l'analisi dei rapporti strutturali delle formazioni affioranti e con l'interpretazione di linee sismiche, consente di ricostruire l'evoluzione geodinamica delle varie aree di sedimentazione.

Tab. 4 - Schema stratigrafico delle coperture terrigene terziarie affioranti in Sicilia. Esso mostra la collocazione originaria entro il quadro strutturale dell'orogene e l'evoluzione geodinamica delle aree di sedimentazione (da FINETTI et alii, 2005a, modificato).

- Stratigraphic scheme of the Tertiary terrigenous covers cropping out in Sicily. It shows the original location within the structural setting of the orogen and the geodynamic evolution of the sedimentation areas (after FINETTI et alii, 2005a, modified).



Considerato il forte legame fra tali coperture e il contesto geodinamico, differenti aree di sedimentazione possono essere così distinte:

- 1) Bacini di avanarco (*Forearc Basins and intra-arc basins*);
- 2) Bacini di sistemi arco-fossa (*Trench slope Basins*);
- 3) Bacini di avanfossa (*Foredeep Basins*);
- 4) Bacini satellite (*Satellite Basins* oppure *Piggy back Basins* o ancora *Thrust top Basins*);
- 5) Bacini d'avampaese (*Foreland Basins*).

Al progredire della deformazione si accompagna in genere un'evoluzione da depositi di avampaese verso depositi di avanfossa, e successivamente verso depositi satelliti discordanti sull'edificio orogenico, e poi a depositi dei sistemi arco-fossa, e infine a depositi di avanarco nelle aree interne.

Oltre alla fase Eo-Alpina, due principali fasi orogeniche sono distinguibili (v. oltre, Titolo V): la fase Balearica estesa dall'Oligocene al Burdigaliano, durante la quale si sono generati i rapporti di sovrapposizione delle varie unità tettoniche e quella Tirrenica, che inizia dal Langhiano ed è responsabile dell'odierno assetto strutturale dell'area centro-mediterranea.

Qui di seguito vengono descritti i depositi neogenico-quadernari nell'ordine a partire da quelli relativi ai bacini di avanarco. Quelli dei bacini di avampaese e di avanfossa sono stati già in gran parte descritti nel Titolo II e relativi paragrafi.

4.2. - DEPOSITI DI AVANARCO

4.2.1. - Aree sommerse

Depositivi relativi a bacini di avanarco sono riconoscibili lungo il bordo tirrenico della Sicilia e della Calabria, dove linee sismiche permettono di individuare dei bacini sommersi, che si sviluppano tra la costa siculo-calabra e l'arco vulcanico delle Isole Eolie, come il Bacino di Cefalù, il Bacino di Gioia e il Bacino di Paola. Si tratta di *forearc basins*, che si sono originati tra il Miocene superiore e il Pliocene medio. Dal Pliocene superiore questo settore collassa a formare il margine peritirrenico. I tre bacini sopra menzionati, anche se allineati, non corrispondono alle stesse morfostrutture. Per esempio il Bacino di Paola corrisponde alla depressione del Bacino di Mesima-Reggio di Calabria (attualmente emersa) e al Bacino di Cefalù. Ciò è dovuto al differente arretramento della cerniera di subduzione calabro-peloritana, confinata da due svincoli principali, che fungono da *tear-faults*, che hanno provocato la segmentazione del *forearc/back arc system* (GUARNIERI & CARBONE, 2003).

Il Bacino di Paola, orientato parallelamente al margine tirrenico della Calabria con direzione NNO-SSE, è posizionato fra un allineamento di apparati vulcanici sommersi (Enotrio, Alcione e

Lametino) e le faglie normali della Catena Costiera. In tale bacino il *forearc* presenta lo sviluppo più completo. In questa depressione è stato riconosciuto, tramite le linee sismiche, un ventaglio di sedimenti plio-pleistocenici fino a 2500 m di spessore, la cui geometria generale suggerisce una forte deformazione del margine ovest, probabilmente dovuta ad una fase compressiva, che ha preceduto il collasso del bordo tirrenico della Calabria. È sufficiente retrodeformare il bacino che appare chiaro il carattere compressivo quanto meno del margine ovest e che pertanto non si tratta di un semplice *graben* generato da tettonica distensiva.

Non altrettanto profonda risulta la depressione del Bacino di Gioia, confinato dall'Arco Eoliano a NO e dalla dorsale dei Monti Peloritani-Capo Vaticano a SE.

Il Bacino di Cefalù, confinato a nord dalla dorsale sommersa di Solunto (*Solunto-Finale Ridge*) e a sud da un sistema di faglie trastensive, attive dal Pliocene superiore (DEL BEN & GUARNIERI, 2000), è riempito da sedimenti del Pliocene superiore-Pleistocene, poggiati direttamente su evaporiti messiniani. Le linee sismiche mostrano elementi morfostrutturali, associati ad una tettonica a *thrust*, come la dorsale di Solunto, e successivamente alla tettonica trastensiva tirrenica. Risulta pertanto chiara l'evoluzione geodinamica del settore tirrenico della Sicilia, da un cuneo di accrezione ad una serie di bacini di avanarco.

Più ad ovest AGATE *et alii* (2000) propongono uno schema morfostrutturale dell'*offshore* della Sicilia nord-occidentale nell'intento di individuare le relazioni tra le strutture presenti e i numerosi eventi sismici. Gli Autori riconoscono un sistema a *thrust* con vergenza sud-est, tagliato da bacini estensionali riempiti da un migliaio di metri di sedimenti clastici ed evaporitici di età compresa tra il Tortoniano superiore e l'Attuale; tra questi i bacini di Trapani, di Erice e il Canyon di S. Vito, delimitati da strutture orientate N-S oppure NNE-SSO, nei quali i depositi del Plio-Pleistocene mostrano strutture contrazionali.

Altra depressione è quella del Bacino di Ustica, allungata in senso ovest-est e delimitato a nord dalla dorsale Anchise-Ustica.

4.2.2. - Aree emerse

Nell'entroterra del margine tirrenico della dorsale peloritana marne e argille marnose langhiane giacciono in discordanza su vari termini ed evolvono rapidamente a depositi più grossolani di età serravalliana. Si tratta di sedimenti pelagici, che indicano un improvviso cambiamento nel regime tettono-sedimentario, espresso dall'inversione delle aree sorgenti e dalla migrazione verso il Tirreno

dei cunei clastici entro i bacini di *binterland*, fornendo così utili informazioni circa l'inizio dell'apertura tirrenica e sul progressivo collasso dei suoi margini. Lungo il bordo ionico della Sicilia nord-orientale la generale immersione verso NO dei *foreset* dei depositi del Serravalliano medio-Messiniano inferiore indica che dal Pliocene le aree-sorgenti, localizzate sul lato ionico subirono un generale collasso e attualmente sono da individuarsi nel *Rise* di Messina (LENTINI *et alii*, 1994).

4.2.2.1. – formazione di S. Pier Niceto (Langhiano superiore-Messiniano inferiore)

Su entrambi i versanti della dorsale peloritana e in Calabria meridionale affiora una successione costituita da diverse litofacies, caratterizzate da frequenti passaggi laterali e verticali, in appoggio discordante su vari termini del basamento e del substrato. Lo spessore complessivo, non facilmente valutabile, varia da 0 a circa 400 m; in realtà la formazione è caratterizzata da giaciture immergenti a nord, verso la costa tirrenica, con alti valori di inclinazione, ma il basamento affiora a tratti lungo le fiamme e pertanto le giaciture vengono ricondotte ad una generale geometria *down-lap*.

Gli effetti della tettonica distensiva uniti a quelli delle variazioni eustatiche hanno determinato un'architettura molto complessa di questi depositi, che mostrano successioni diverse, in termini di litofacies, spessori e geometrie variabili nelle diverse aree di affioramento. Attualmente le successioni più complete e di spessore più elevato si rinvencono in corrispondenza di depressioni strutturali individuate da faglie normali ad andamento NE-SO o circa N-S, mentre nelle zone di alto si riconoscono successioni incomplete e notevolmente ridotte, rappresentate da modesti spessori di litofacies pelitiche in *on-lap* sul substrato; ciò sembra legato ad una generale ingressione durante una fase pre-evaporitica.

Sebbene in letteratura diversi Autori (SELLI, 1978; GHISETTI, 1979, e bibliografia in essi citata) ritengano la facies conglomeratica la base della sequenza, in realtà, in virtù dei rapporti di eteropia e della generale geometria *down-lap*, tutte le litofacies possono poggiare direttamente sul substrato.

Nell'area di Reggio di Calabria, BARRIER *et alii* (1987) attribuiscono a depositi equivalenti il termine improprio di "Flysch di Motta", ascrivendoli al Langhiano superiore-Tortoniano. Essi, tuttavia, in totale disaccordo con OGNIBEN (1960, 1969), LENTINI & VEZZANI (1978), CARMISCIANO *et alii* (1981b) e altri Autori, ritengono il "Flysch di Motta", le calcareniti di Floresta e il flysch di Capo d'Orlando come un'unica successione continua dall'Oligocene al Tortoniano, dove fra l'Aquita-

niano e il Burdigaliano si inserisce la falda delle "AS Antisicilidi". Secondo gli stessi Autori l'intera successione rappresenterebbe quindi la copertura autoctona dei terreni cristallini del "Complesso Calabride".

Informalmente istituita nel Foglio "Messina-Reggio di Calabria" (SERV. GEOL. D'IT., 2008), la formazione corrisponde ai "Depositati terrigeni medio-supramiocenici dei Monti Peloritani" di LENTINI *et alii* (2000), affioranti estesamente su entrambi i versanti della dorsale peloritana. La colonna stratigrafica più completa è stata misurata a nord di S. Pier Niceto (fig. 368).

Litofacies pelitica

Marne argilloso-siltose grigie con sottili intercalazioni di arenarie fini arcose. Nell'area di S. Pier Niceto questa litofacies, spessa fino a 60 m, costituisce il livello basale discordante su blocchi di calcareniti di Floresta o direttamente sulle Argille Antisicilidi.

Associazioni microfaunistiche delle biozone a *Orbulina suturalis*/*G. peripheroronda* e *Dentoglobigerina a. altispira* (FORESI *et alii*, 1998) e a *Helicosphaera walbersdorfensis*/*Sphenolithus heteromorphus* e *Sphenolithus heteromorphus*/*Reticulofenestra pseudoumbilica* (FORNACIARI *et alii*, 1996) indicano un'età Langhiano sommitale-Serravalliano basale. Facies francamente argillose sono distribuite a diversi orizzonti stratigrafici e mostrano chiari rapporti di eteropia con la litofacies arenaceo-pelitica. A sud della F.ra di Lardereria (nel settore ionico) un intervallo, spesso fino a 100 m, di peliti grigio bruno con livelli di sabbie o microconglomerati giallastri, di età Serravalliano-Tortoniano inferiore, poggia direttamente sul basamento e passa verso l'alto alla facies conglomeratica. A nord di Rometta, nella parte apicale della successione, livelli di argille siltose bruno contengono microfaune caratterizzate da *N. acostaensis*, *Bulimina aculeata* e *B. echinata* e nanoflore ad *Amaurolithus delicatus* e *Discoaster* cf. *quinqueramus*, che indicano un'età Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

Litofacies conglomeratica

È costituita da clasti eterometrici (2-70 cm) prevalentemente metamorfici di medio e alto grado e subordinatamente calcarei o quarzarenitici, a supporto di matrice sabbioso-limoso colore bruno scuro. Sono talvolta organizzati in *foreset* spessi 1-10 m, attualmente inclinati fino a 50-60° verso quadranti settentrionali. Nell'area di S. Pier Niceto costituiscono un corpo a geometria lenticolare con spessore massimo di 200 m ed estensione fino a 5 km, poggiante con contatto netto sulle marne argillose basali o su diversi termini del substrato. Nella zona di Roccavaldina lenti conglomeratiche

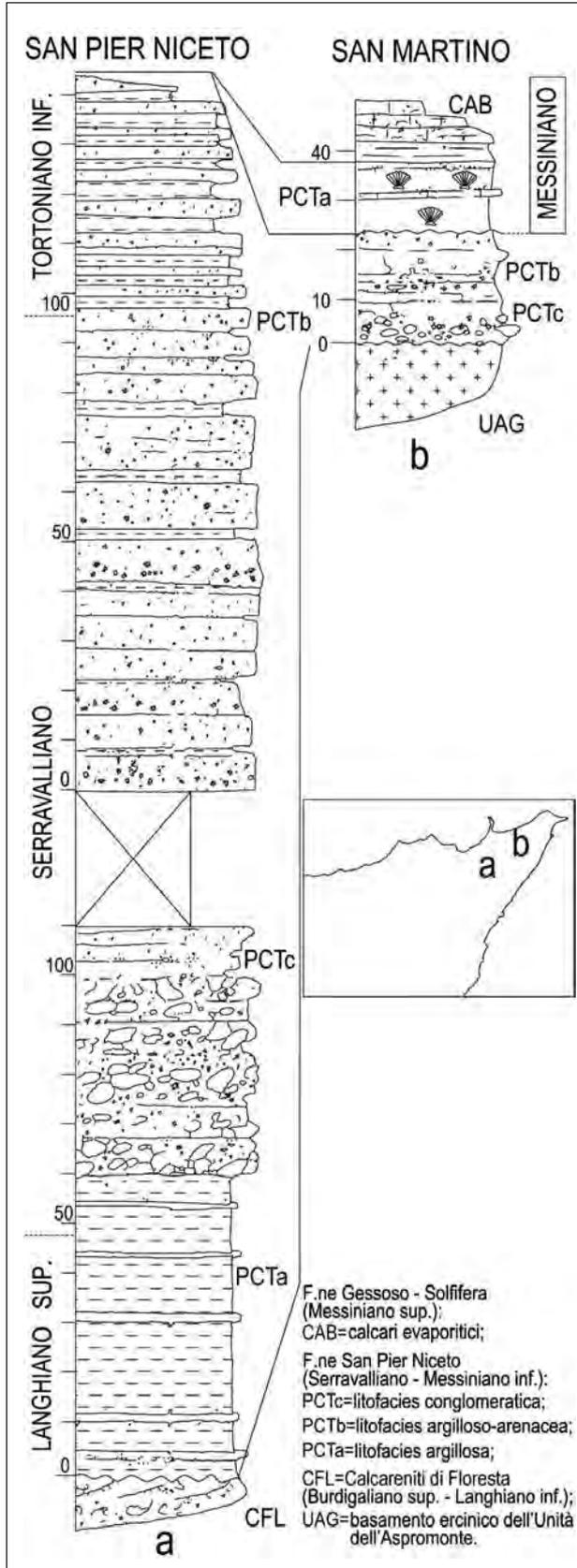


Fig. 368 – Colonne stratigrafiche dei depositi di avanzato del Miocene medio-superiore esposti sul margine tirrenico dei Monti Peloritani (da FINETTI *et alii*, 2005a, modificato).

- Stratigraphic logs of the Middle-Upper Miocene forearc deposits exposed in the Tyrrhenian margin of Peloritani Mts. (after FINETTI *et alii*, 2005a, modified).

spesse fino a 70 m, si intercalano nella parte alta della litofacies arenaceo-pelitica; nella zona di Rometta i conglomerati hanno uno spessore notevolmente ridotto e chiudono la successione.

Litofacies arenaceo-pelitica

Alternanza di arenarie medio-grossolane in banchi spessi fino a 3 m, di silt-argillosi e argille marnose; nella parte alta sono presenti lenti di conglomerati in corpi canalizzati (fig. 369). Lo spessore complessivo è superiore a 200 m (F.ra di Niceto). Nell'insieme l'appoggio di questi depositi sul substrato avviene con geometria *down-lap* e con inclinazione media degli strati di 20-25° verso NO. I livelli argilloso-siltosi contengono nannoflore caratterizzate da *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Discoaster variabilis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, rare *H. stalis*. Le associazioni a foraminiferi sono molto scarse; rari individui di *Neogloboquadrina acostaensis* sono stati rinvenuti nei livelli sommitali. L'età di questa litofacies va dal Serravalliano al Tortoniano inferiore.



Fig. 369 – formazione di S. Pier Niceto: alternanza pelitico-arenacea con corpi conglomeratici canalizzati. Loc.: 1,5 km a sud di S. Pier Niceto.

- S. Pier Niceto Formation: pelitic-arenaceous alternation with channel of conglomerate. Loc.: 1,5 km south of S. Pier Niceto village.

Biolititi coralgali e breccie carbonatiche

Nella porzione medio-alta dell'alternanza arenaceo-pelitica si rinvengono blocchi o corpi lenticolari di calcari ad alghe, molluschi e coralli. Le dimensioni variano da qualche metro (a Roccavaldina e a nord di Rometta) a un massimo di 20 m (a ovest di S. Pier Niceto e a sud di S. Filippo del Mela). La distribuzione, seppur discontinua, di questi affioramenti permette di individuare un'ampia fascia che lungo il margine peritirrenico calabro-peloritano si prolungava per oltre un centinaio di chilometri.

Si tratta di biocostruzioni a coralli (*Porites* sp. e

Tarbellastraea sp.) e ad alghe Melobesie (*Mesophyllum-Lithophyllum*, *Lithothamnium*), cui si associano serpulidi, briozoi (*Celleporaria* sp. e *Holoporella* sp.), foraminiferi sessili (*Gypsina* sp.) e piccoli echinoidi. L'intervallo basale di questa litofacies generalmente è rappresentato da breccie a clasti di biolititi coralgali e a litici cristallini o da biocalcareniti in strati decimetrici. L'età è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

Biolititi coralgali affiorano anche sulla terminazione settentrionale della penisola di Milazzo. A differenza di quelli sopra descritti, poggiano in discordanza sulle metamorfite (fig. 370), presentano spessori ridotti, lacune e variazioni di facies, che documentano la risposta dell'ambiente costiero ad eventi di carattere regionale quali l'incipiente crisi di salinità, e all'attività tettonica sinsedimentaria. Nei pressi di Puntalacci (versante NO della penisola) (fig. 371), piccoli lembi di *patch reef* a dominante matrice limosa, con *Porites* sp., passano a calciliti e calcareniti di facies tipicamente lagunare.

Nell'insieme l'affioramento di Capo Milazzo, spesso circa 40 m, è organizzato in banchi di 5-6 m, clinostratificati, progradanti verso nord; i cliniformi sono evidenziati da passate di clasti cristallini e frammenti corallini ben cementati. Per analisi dettagliate circa le considerazioni paleoambientali, associazioni faunistiche ed età, si rimanda a FOIS (1989, 1990), PEDLEY & GRASSO (1994) e GRASSO & PEDLEY (1997).

PEDLEY *et alii* (1994) segnalano la presenza di altri corpi di scogliere messiniane lungo il margine tirrenico nell'area di S. Stefano di Camastra-Caronia. Essi poggiano in discordanza sul Flysch di Rei-

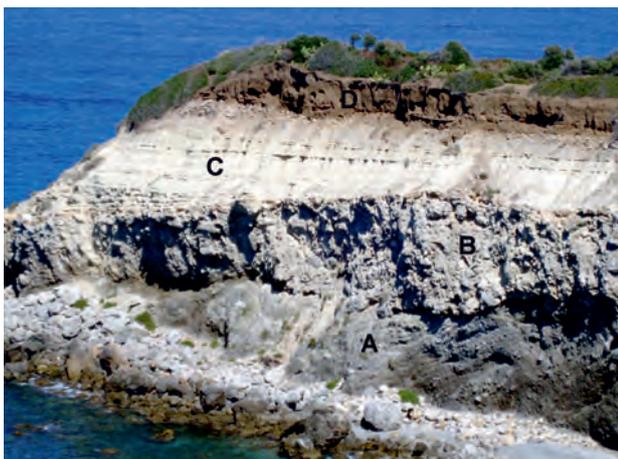


Fig. 370 – A Punta Mazza, estremità NE della penisola di Milazzo, sulle metamorfite (Unità dell'Aspromonte) (A) poggiano le breccie e le biolititi del Miocene superiore (B), ricoperte in discordanza dalle sabbie e siltiti giallastre del Pleistocene inferiore (C). I livelli di tetto sono costituiti da depositi terrazzati di origine marina (D).

- At Punta Mazza, NE extremity of the Milazzo Peninsula, above the metamorphites (Aspromonte Unit) (A) lie Upper Miocene breccia and biolithites (B), unconformably covered by early Pleistocene yellowish silty sand (C). The top-level is represented by marine terraces (D).



Fig. 371 – A Puntalacci (versante nord-occidentale della penisola di Milazzo) breccie e biolititi del Miocene superiore poggiano su migmatiti dell'Unità dell'Aspromonte.

- At Puntalacci (north-western slope of the Milazzo peninsula) breccia and biolithite rest on migmatites of the Aspromonte Unit.

tano o sui “Conglomerati di Caronia” e sono ricoperti da sedimenti attribuiti al Messiniano. Per gli Autori tali affioramenti rappresentano lembi residui di più estese costruzioni recifali sviluppatesi nel Tortoniano superiore-Messiniano lungo il bordo tirrenico calabro-siculo e sono coevi delle bioherme presenti in varie località della Sicilia, seppur in contesti geodinamici differenti.

4.2.2.2. – Tripoli e Gruppo Gessoso-Solfifera

Tripoli (Messiniano)

È un'alternanza di diatomiti varvate di colore bianco crema, laminite calcaree da grigio ocracee a verdi a rosse per la presenza di ossidi, e marne tripolacee a grana siltitica o debolmente sabbiosa, in strati medio-sottili, a geometria lenticolare e poco estesi. Trattasi di un deposito pre-evaporitico originatosi in bacini a circolazione ristretta (bacini euxinici), come dimostrano anche la sottilissima laminazione ritmica e l'assenza di risedimenti che denotano condizioni di scarso/nullo idrodinamismo. L'età è Messiniano. La formazione, assente sul versante ionico dei peloritani, su quello tirrenico, tra S. Cono e S. Domenica-Rometta raggiunge lo spessore massimo di 5 m; poggia con contatto netto e discordante sui livelli apicali della formazione di S. Pier Niceto e passa verso l'alto alle evaporiti del Messiniano superiore.

Gruppo Gessoso-Solfifera (Messiniano)

Le evaporiti riferite a questo gruppo affiorano in lembi discontinui lungo la fascia peritirrenica dalla zona di Patti fino a Gesso - le “Masse” (a nord di Messina), e nelle aree ioniche tra Lardereria e la periferia nord di Messina, dove sono rappre-

sentate esclusivamente da calcari cristallini. Il loro contesto geo-tettonico, associato al diverso sviluppo della successione, ridotta e lacunosa, e caratterizzata da esigui spessori di carbonati e solfati, non permette di correlare le evaporiti peloritane ai corrispondenti prodotti diffusamente presenti in affioramento e in sottosuolo nel “Bacino di Caltanissetta”.

Le evaporiti peloritane sono caratterizzate prevalentemente da litofacies evaporitico-clastiche sia in alternanza che eteropiche. Quella carbonatica è caratterizzata da calcare microcristallino di colore biancastro, generalmente brecciato e vacuolare per processi di dissoluzione, talora con intercalazioni di laminiti carbonatiche (fig. 372). Gli affioramenti più estesi sono localizzati tra Barcellona P.G. e Pace del Mela; affioramenti minori sono presenti nei territori di Castoreale e lungo ambedue i versanti della bassa valle del T. Mazzarrà. Lo spessore, generalmente compreso tra 5 e 20 m, nella sinclinale di Serro Finata (a NO di Gualtieri Sicaminò) e nella sinclinale di Monte S. Paolo (a sud di Patti) raggiunge la potenza di 30 m.

La litofacies gessosa, più rara, è rappresentata da gesso selenitico meso- e macro-cristallino in banchi o in lenti discontinue solitamente sovrapposti ad argille bruno-grigiastre, cui si intercalano lenti decimetriche di gesso geminato in grossi cristalli. Affiora a nord di Venetico e in località Gesso con spessore di circa 20 m.

4.2.2.3. – Trubi, calcareniti di Lascari e sabbie di Altavilla Milicia

I Trubi costituiscono un deposito molto diffuso in tutta la Sicilia e in prevalenza giacciono al tetto del Gruppo Gessoso-Solfifera con il significato di un ripristino delle condizioni francamente marine dopo la crisi di salinità.



Fig. 372 - Sul versante sinistro del T. Mazzarrà il Gruppo Gessoso-Solfifera è rappresentato da calcare evaporitico costituito da breccie e da laminiti biancastre.

- On the left side of T. Mazzarrà the Gessoso-Solfifera Group is represented by evaporitic limestone, that consists of whitish breccia and laminites.

Nella Carta Geologica alla scala 1:250.000 sono stati distinti gli affioramenti di Trubi presenti sul versante tirrenico, mentre quelli legati al Gruppo Gessoso-Solfifera sono stati con quest'ultimo accorpati a causa dell'intensa deformazione degli affioramenti, non distinguibili alla scala della carta.

Sul versante tirrenico i Trubi riempiono antiche depressioni strutturali connesse alla tettonica estensionale peritirrenica, mostrano spessori ridotti rispetto alle aree esterne della Catena e poggiano, oltre che su orizzonti discontinui del Messiniano, anche direttamente su terreni più antichi. Fatta eccezione per alcuni lembi affioranti tra S. Stefano di Camastra e Torremuzza, la formazione è presente essenzialmente dai dintorni di Patti verso est, dove è rappresentata da calcari marnosi e marne biancastre, con una frazione sabbiosa crescente verso i livelli sommitali, in strati di 10-30 cm talora fino a mezzo metro, intensamente fratturati. Affiora con relativa continuità nella zona di Carasi e di M. San Paolo, a sud di Patti e si rinviene lungo un allineamento ad est di Contrada Monte fino al Torrente S. Venera sulla costa tirrenica. Questo allineamento marca il blocco ribassato del sistema di faglie normali che borda ad est la dorsale di Capo Calavà-Montagnareale.

Gli affioramenti più estesi si ritrovano nell'area tra il Torrente Mela e Spadafora, mentre lembi isolati si rinvergono più a sud a Monte Santo Cono e a Monforte S. Giorgio. I Trubi sono inoltre presenti nell'area di Villafranca Tirrena e lungo una dorsale estesa dall'abitato di Serro fino alla costa (Località Costa Guardiola e Ponte Gallo). Ancora più ad est affiorano sulla dorsale estesa da Salice fino alla zona delle Masse. In alcuni casi giacciono direttamente sul basamento metamorfico, come avviene tra Faro Superiore e Acquarone.

In questo settore la formazione è stata oggetto di studi biostratigrafici basati sui nannofossili calcarei: tutte le biozone del Pliocene inferiore (dalla MNN12 alla MNN14/15 di RIO *et alii*, 1990a) sono state riconosciute, ma in nessuno degli affioramenti è rappresentato l'intero intervallo (DI STEFANO & LENTINI, 1995). La successione più completa affiora a Costa Guardiola, dove si rinviene uno spessore di circa 65 m. I nannofossili sono sempre molto abbondanti e ottimamente conservati. La porzione inferiore della sezione è caratterizzata da un'associazione riferita alla Biozona MNN12 (*Amaurolithus tricorniculatus*), data la presenza di *Amaurolithus primus*, *A. tricorniculatus*, *A. delicatus*, *Discoaster pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. brownveri* e *Calcidiscus macintyreii*; mentre l'associazione contenuta nella parte superiore è stata invece attribuita alla successiva Biozona MNN13 (*Ceratholithus rugosus*) per la presenza, oltre che delle specie già citate, di *Helicosphaera sellii*.

Successioni ridotte mancanti degli orizzonti basali e pertanto indicative delle aree marginali degli originari *graben* si riconoscono ad esempio nella zona di Salice, dove i Trubi contengono, sin dalla base, associazioni a nannofossili della Biozona MNN14/15 (*Reticulofenestra pseudoumbilicus*) riferibile alla parte alta del Pliocene inferiore.

Nella terminazione nord-orientale dell'attuale spartiacque peloritano e sulla sponda messinese dello Stretto i Trubi sono rappresentati da calcari marnosi bianco-crema talora con frazione sabbiosa o alternati a sabbie bianco-grigiastre. Nei dintorni di Messina ed all'interno dell'abitato (fig. 373) la formazione giace in discordanza sulle evaporiti messiniane o sui terreni serravalliano-tortoniani e in alcuni casi si estende direttamente sul basamento metamorfico. Presenta un'estensione areale notevolmente ridotta ed affiora sulle sponde della F.ra dell'Annunziata (località S. Licandro), nella F.ra di S. Leone, presso Scoppo e fino a M. Banditore, M. Spalatarà e La Montagna. Più a sud non compare affatto. A M. Spalatarà e a S. Licandro, la base è rappresentata da un conglomerato, costituito da elementi prevalentemente metamorfici, potente fino a 3 m, che equivale probabilmente all'Arenazzolo affiorante in Sicilia centrale.

Lo studio delle associazioni a foraminiferi di campioni provenienti da questi settori ha permesso di riconoscere nei livelli basali dei Trubi microfossili a *Sphaeroidinellopsis*, *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata*, correlabili con le cenozone MPL1-MPL4 secondo lo schema biostratigrafico di CITA (1975) emen. SPROVIERI (1993).

Proseguendo verso ovest sono presenti lembi discontinui di Trubi attorno a S. Stefano di Camastra e a Capo Raisigerbi. Affioramenti molto noti sono quelli sul versante tirrenico delle Madonie tra Buonfornello e Lascari (AVELLONE *et alii*, 2011).



Fig. 373 – Conglomerato ad elementi metamorfici (Arenazzolo) alla base dei Trubi. Loc.: Città di Messina, basso corso della F.ra dell'Annunziata.
- Conglomerate composed of metamorphic elements (Arenazzolo) at the base of Trubi
Fm. Loc.: Messina town, lower tract of the F.ra dell'Annunziata.

Nei dintorni di Lascari compare una litofacies costituita da calcareniti e calciruditi ad *Amphistegina* sp, con laminazione piano-parallela ovvero incrociata (Membro Lascari di BASILONE, 2012), che denuncia un ambiente marino di modesta profondità (fig. 374a-b). I vari litotipi si alternano (fig. 374c-d) e il passaggio tra i Trubi e i depositi clastici è nel complesso eteropico; ciò pone notevoli dubbi sugli elevati valori batimetrici che la maggior parte della letteratura geologica attribuisce ai Trubi.

Altri modesti lembi sono stati riconosciuti all'interno del massiccio carbonatico delle Madonie (CARBONE & GRASSO, 2012) a circa 1.500 m di quota fra M. Ferro e lungo il V.ne Faguara. Tale rinvenimento costituisce un dato fondamentale per la ricostruzione dell'evoluzione dell'orogene, perché testimonia che durante il Pliocene inferiore quest'area era sommersa e il sollevamento di questo settore di catena doveva ancora verificarsi. Le aree sorgenti principali quindi erano rappresentate dai settori attualmente sommersi del basso Tirreno, che bordavano il bacino di retroarco nella fase di espansione (*spreading*). Dal Pliocene superiore le stesse aree subivano il collasso, andando a costituire delle dorsali attualmente sommerse, espressioni di sistemi a *thrust* mio-pliocenici (Alto di Solunto) (GUARNIERI & CARBONE, 2003). Tali dorsali sono separate dalla linea di costa tramite depressioni come il Bacino di Cefalù. Dal Pliocene superiore l'attivazione di sistemi trascorrenti, legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico, causa il sollevamento della dorsale madonita e la deposizione di facies clastiche fluvio-lacustri (fanglomerati) (GRASSO *et alii*, 1978; ABATE *et alii*, 1988).

I Trubi contengono foraminiferi dell'intervallo MP11-MPI3 (CITA, 1975), del Pliocene inferiore con *Sphaeroidinellopsis* spp. nei livelli basali e con *Globorotalia margaritae* e *G. puncticulata* in quelli più alti. Le associazioni a nannofossili appartengono alle biozone MNN12-MNN16 (RIO *et alii*, 1990).

Più ad ovest lungo la costa tirrenica nei dintorni di Altavilla Milicia affiora un centinaio di metri di sabbie giallo ocracee con abbondante macrofauna (fig. 375), passanti verso l'alto a calcareniti ad *Amphistegina*. Tale successione è compresa tra un substrato calcareo mesozoico, sul quale è traggessiva, e argille e calcareniti del Pliocene superiore. Per la ricchezza del contenuto paleontologico tale giacimento è stato oggetto di studi ed osservazione da numerosi autori. SEGUENZA (1868) lo assegnò allo Zancleano, mettendolo in correlazione con il Pliocene inferiore del Messinese; seguirono ulteriori studi di SEGUENZA (1873-1877) e di GIGNOUX (1913). Un elenco del contenuto fossilifero è stato pubblicato da MORONI & PAONITA (1964), che forniscono anche una colonna della successione, in seguito perfezionata ed estesa al Pliocene superiore



Fig. 374 - Nella zona di Lascari (a SO di Cefalù) affiorano potenti spessori di calcareniti e calciruditi ad *Amphistegina* sp., a laminazione piano-parallela e/o incrociata (a-b), eteropiche dei Trubi costituiti da calcari marnosi biancastri in strati di 10-50 cm. Nella parte alta del paese si osservano intercalazioni lentiformi con giacitura on-lap degli intervalli clastici sopra i Trubi (c-d).

- In the area of Lascari (SW of Cefalù) thick bodies of calcarenites and calcirudites with *Amphistegina* sp. crop out. They are characterized by parallel and / or cross-stratified structure (a-b), heteropic with Trubi, which consist of whitish marly limestone in layers of 10-50 cm. In the upper part of the village clastic lenses with gentle on-lap geometry lying over Trubi Fm. (c-d) can be seen.

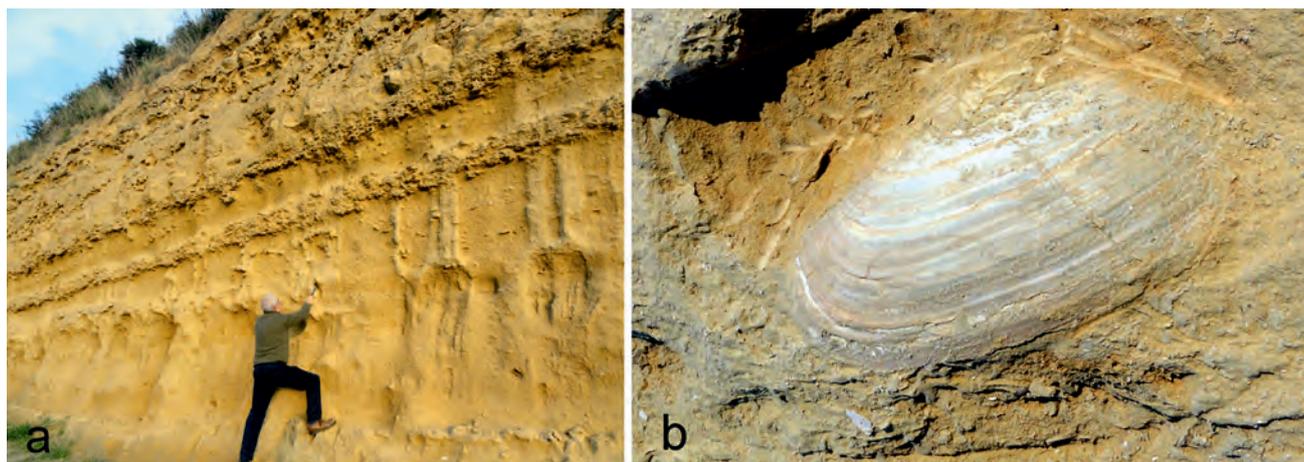


Fig. 375 - Alternanza sabbioso-calcarenitica di Altavilla Milicia (a) contenente esemplari (b) di *Panopea* sp. (lunghezza 14 cm).

- Alternation of sands and biocalcarenes near Altavilla Milicia village containing specimens (b) of *Panopea* sp. (length 14 cm).

da RUGGIERI *et alii* (1967).

Per quanto riguarda l'età, non si osserva un chiaro rapporto eteropico con i Trubi, come a Lascari, ma i vari autori citati concorderebbero per

un Pliocene inferiore o eventualmente per la base del Pliocene medio, se venisse confermata la presenza nella microfauna di *Globorotalia emiliana*, come segnalato in RUGGIERI *et alii* (1967).

Verso ovest oltre i Monti di Palermo, lungo il margine tirrenico del Golfo di Castellammare, affiorano limitati lembi di Trubi discordanti su termini pre-messiniani, talora direttamente su calcari mesozoici. Verso l'alto compaiono marne grigie, biocalcareni ad *Amphistegina* e breccie carbonatiche. Limitati affioramenti si rinvencono nel T. Fico affluente in destra del T. Finocchio o Calatubo (SERV. GEOL. D'It., 2011b).

Nell'estremità occidentale dell'Isola i Trubi affiorano all'interno dei rilievi carbonatici della Penisola di Capo S. Vito, ad est di Custonaci, attorno all'abitato di Purgatorio, a Contrada Biro e nella depressione di Contrada Bernano. Si tratta di lembi discordanti sui carbonati mesozoici, e risultano nettamente coinvolti nel sistema a *thrust* del PSTB, determinanti per datarne l'evoluzione geodinamica.

4.2.2.4. - Depositi del Pliocene medio-Pleistocene medio

Settore orientale

Nella Sicilia nord-orientale, sia sul margine tirrenico che sullo Stretto di Messina i depositi del Pliocene e del Pleistocene inferiore presentano una distribuzione discontinua. LENTINI *et alii* (2000, v. fig. 20 della citata pubblicazione), correlano le colonne stratigrafiche relative alle successioni del Pliocene superiore-Pleistocene affioranti lungo il versante tirrenico da Patti a Massa S. Lucia, mettendo così in evidenza le numerose lacune stratigrafiche connesse ai fenomeni tettonici e glacio-eustatici. Così come i Trubi spesso poggiano direttamente sul substrato pre-pliocenico senza l'interposizione del Gruppo Gessoso-Solfifera, così i depositi pleistocenici appartengono a cicli sedimentari minori separati da lacune stratigrafiche. Nell'insieme si osserva lo sviluppo di sequenze trasgressive diacrone, mentre vengono a mancare gli emicicli regressivi per effetto di fasi erosive subaeree. Alcune colonne campionate lungo il bordo tirrenico (fig. 376) sono sufficienti a riassumere i caratteri stratigrafici complessivi.

DI STEFANO & LONGHITANO (2009) hanno studiato le successioni plio-pleistoceniche affioranti nell'estremità nord-orientale della dorsale peloritana, accertando che la sedimentazione avveniva in limitate baie, nelle quali cunei clastici si depositavano su ripide scarpate; per tali autori, ai quali si rimanda per ulteriori dettagli, lo "scenario" deposizionale era fortemente condizionato dall'attività tettonica.

formazione di Massa S. Lucia (Pliocene medio)

Questa formazione prende il nome dalla località tipo di affioramento (DI STEFANO & LENTINI,

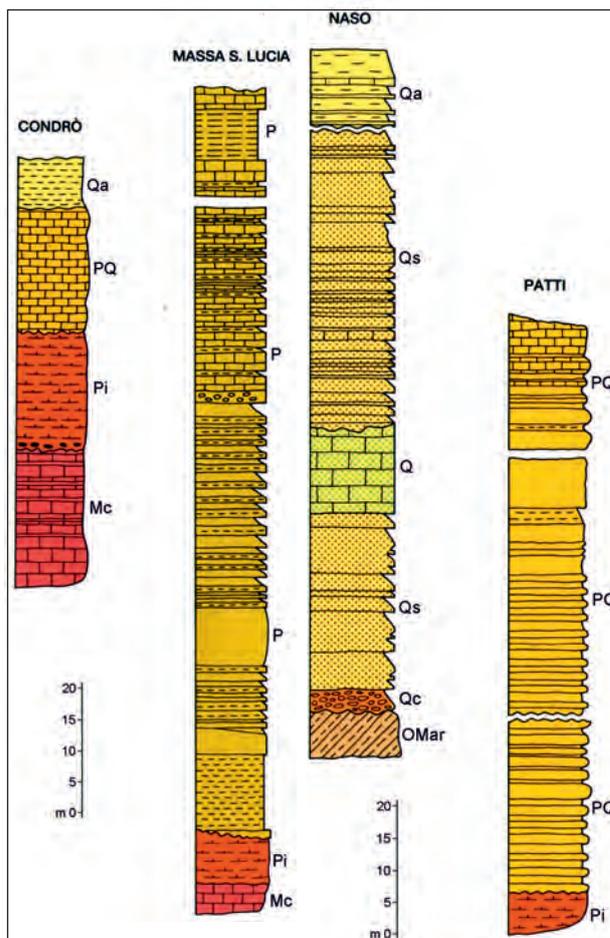


Fig. 376 – Colonne stratigrafiche dei depositi plio-pleistocenici del settore tirrenico (da LENTINI, 2000). OMar = Flysch di Capo d'Orlando, litofacies arenitica (Oligocene sup.-Burdigaliano inf.; Mc = calcare evaporitico (Messiniano); Pi = Trubi (Pliocene inf.); P = alternanza marnoso-sabbioso-calcarenitica (Pliocene inf., parte alta, Pliocene sup.); PQ = calcareniti e sabbie organogene (Pliocene sup.-Pleistocene medio); Qc = conglomerati, Qs = sabbie, Q = calcareniti, Qa = argille (Pleistocene medio).

- Stratigraphic columns of the Pliocene-Pleistocene of the Tyrrhenian sector (after LENTINI, 2000). Omar = Capo d'Orlando Flysch, arenaceous lithofacies (Upper Oligocene-Lower Burdigalian); Mc = evaporite limestone (Messinian); Pi = Trubi (Lower Pliocene); P = marly-sandy-calcarenitic alternance (Lower Pliocene, upper part, Upper Pliocene); PQ = fossiliferous calcarenite and sand (Upper Pliocene-Middle Pleistocene); Qc = conglomerate, Qs = sand, Q = calcarenite, Qa = clay (Middle Pleistocene).

1995; LENTINI *et alii*, 2000), ed è costituita da un'alternanza di marne argillose e sabbie evolventi a calcareniti e sabbie con sottili intercalazioni argillose, dello spessore complessivo di 150 m, contenenti nanoflore dell'intervallo MNN16a-MNN16b/17 (Pliocene medio). Nell'area di Rometta la formazione presenta uno spessore non superiore ai 50 m e poggia in netta discordanza su lenti di Trubi, sul calcare evaporitico o direttamente sui depositi miocenici.

Si tratta di marne sabbiose color giallo pallido con livelli sottili a brachiopodi, di spessore massimo, contenenti nanoflore caratterizzate da *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. tamalis*, *Calcidiscus macintyreii* e *Pseudoemiliania lacu-*

nosa (Biozona MNN16a) e foraminiferi a *Globorotalia* gr. *crassaformis* e *Globorotalia bononiensis*, indicativi del Piacenziano (Pliocene medio).

formazione di Rometta (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore)

I depositi dell'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene inferiore mostrano una sequenza complessivamente trasgressiva con passaggio da depositi essenzialmente calcarenitico-sabbiosi, passanti nella porzione sommitale ad orizzonti sabbioso-argillosi. Lo spessore complessivo non supera i 150 m.

Le principali aree di affioramento si trovano ad ovest dello spartiacque peloritano, a Rometta (da cui prende il nome la formazione), Santa Domenica e Monforte S. Giorgio, e ancora più ad ovest a Pirrera e Zifronte (versante in sinistra della F.ra di Niceto).

Tali depositi sono contraddistinti da un appoggio discordante e diacrono (DI STEFANO & LENTINI, 1995) su differenti termini del substrato, fino a ricoprire in alcuni punti direttamente le unità cristalline senza l'interposizione dei depositi terziari. Nell'area di Rometta (fig. 377a) la successione è costituita da calcareniti color ocra, ad abbondante malacofauna (prevalenti ostreidi e pectinidi), brachiopodi e briozoi, con stratificazioni piano parallele o vistosamente incrociate a "spina di pesce" (fig. 377b), intervallate da strati di sabbie massive, per uno spessore complessivo di circa 120 m; la successione è completata verso l'alto da una decina di metri di argille sabbiose, affioranti esclusivamente in corrispondenza dell'abitato di Rometta. In quest'area la base della successione calcarenitico sabbiosa è riferibile al Gelasiano (Pliocene superiore, Biozona MNN19a, e a *Globorotalia inflata*); le argille sommitali (attribuite alla formazione argille

di Spadafora), contengono nannoflore della Biozona MNN19f, e foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* del Pleistocene inferiore.

Verso ovest a Pirrera (basso corso della F.ra di Niceto), la successione è costituita da un'alternanza di biocalcareni grossolane e sabbie di colore giallo ocra, dello spessore di 20 m, con frammenti di macrofossili e clasti calcilutitici, che poggiano sui Trubi con contatto irregolare e marcato da un livello di breccie. Le calcareniti passano gradualmente verso l'alto a 10 m di argille sabbioso-marnose color grigio chiaro. La base delle calcareniti è attribuibile alla Biozona MNN19c del Santerniano sommitale, mentre le argille contengono nannoflore delle biozone MNN19d e MNN19e (rispettivamente a "Large" e "Small" *Gephyrocapsa*) dell'intervallo Emiliano-Siciliano.

Viene in questo modo confermato l'appoggio diacrono di questi depositi sul substrato e la loro tendenza trasgressiva verso l'alto.

Sul versante ionico, all'interno della città di Messina, depositi coevi sono rappresentati da biocalcareni e sabbie gialle in livelli decimetrici, con orizzonti estremamente ricchi di brachiopodi integri, prevalentemente del genere *Terebratula*, e subordinatamente di coralli e bivalvi (fig. 378). Gli spessori non superano i 20 m e sono localizzati a nord del T. di Lardereria (Serro Buddasca), lungo la F.ra S. Filippo e a La Montagna. In quest'ultima località è inoltre presente un caratteristico livello di calcari biancastri a coralli, quali *Madrepora oculata*, *Lophelia pertusa* e *Desmophyllum cristagalli* e da breccie carbonatiche, cui si associano livelli di conglomerati poligenici. Rare intercalazioni calcareo-marnose contengono scarsi foraminiferi planctonici caratterizzati da *Globorotalia inflata* e nannoflore delle biozone MNN19b e MNN19c del Pleistocene inferiore.



Fig. 377 – Alternanza di biocalcareni e sabbie della formazione Rometta, affiorante a NE del paese. Si osserva anche una faglia diretta con rigetto di alcuni metri (a). Stratificazione incrociata nelle calcareniti della fine Rometta, nei pressi di S. Cono (b).

- Alternance of biocalcareni and sands of the Rometta Formation, cropping out NE of the village. You can observe also a normal fault with some meters vertical throw (a). Cross-bedding in the calcarenites of the Rometta Fm., near S. Cono (b).

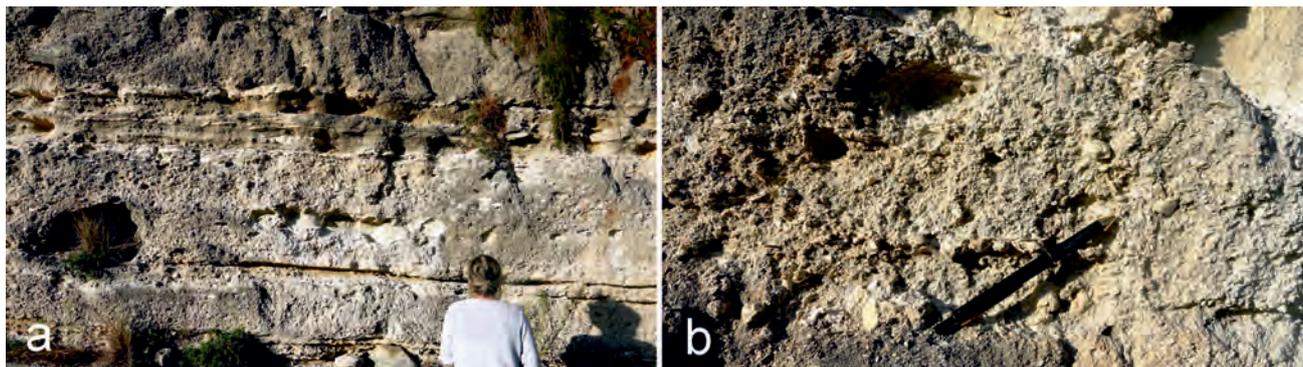


Fig. 378 – Calcioclastiti e sabbie fossilifere della formazione Rometta affioranti a M. Banditore, periferia ovest di Messina.
- Fossiliferous calciclastites and sands of Rometta Formation cropping out at M. Banditore, western suburbs of Messina.

Verso ovest la formazione affiora lungo la fascia costiera da Pace del Mela a Giammoro, all'interno delle depressioni strutturali di Barcellona P.G., di Castoreale e Catalimita, nei pressi di Rodi, a Furnari fino a sud di Oliveri.

Gli affioramenti attorno agli abitati di Barcellona P.G. e di Castoreale sono delimitati da faglie dirette che ribassano la formazione Rometta rispetto alle metamorfiti (fig. 379) e poggiano su



Fig. 379 – Ad est di Castoreale le calcareniti della f.ne Rometta (A) poggiano in discordanza sulla f.ne di S. Pier Niceto (B) e sono ribassate da una faglia, orientata NNE-SSO rispetto alle metamorfiti dell'Unità del Mela (C); f = faglia diretta, s = contatto stratigrafico.

- East of Castoreale the calcarenites of the Rometta Fm. (A) unconformably rest on the S. Pier Niceto Fm. (B) and is downfaulted by a NNE-SSW oriented normal fault affecting the metamorphics of the Mela Unit (C); f = normal fault; s = stratigraphic contact.

lembi discontinui di evaporiti ovvero direttamente su termini più antichi. Si tratta di calcari biodetritici arenitico-ruditici di colore ocra a briozoi e rare alghe calcaree, con abbondante malacofauna (prevalenti ostreidi e pectinidi), echinidi e brachiopodi.

La formazione presenta stratificazione parallela (fig. 380a) e/o incrociata (fig. 380b), e nella parte alta *slumps* e strati di sabbie massive e locali sacche riccamente fossilifere. Le calcareniti passano verso l'alto e lateralmente ad argille sabbiose giallo ocra e ad argille micacee grigio azzurre a stratificazione accennata, talora con livelli cineritici e pomicei, con rara malacofauna sparsa (Argille di Spadafora *Auctt.*).

Lungo la costa-falesia della Penisola di Milazzo, tra Puntalacci e Punta Mazza (fig. 381), e tra la Croce di Mare e Cala Oliva, viene riferita a questa formazione una successione spessa da pochi metri ad un massimo di 20 m, costituita da lenti discontinue di sabbie fini e silts giallastri in passato attribuiti al Pliocene superiore, ma che localmente possono raggiungere il Pleistocene inferiore (VIOLANTI, 1989) con le zone a *Globigerina cariacensis* e a *Globorotalia truncatulinoidea excelsa* e da limitati lembi di marne e

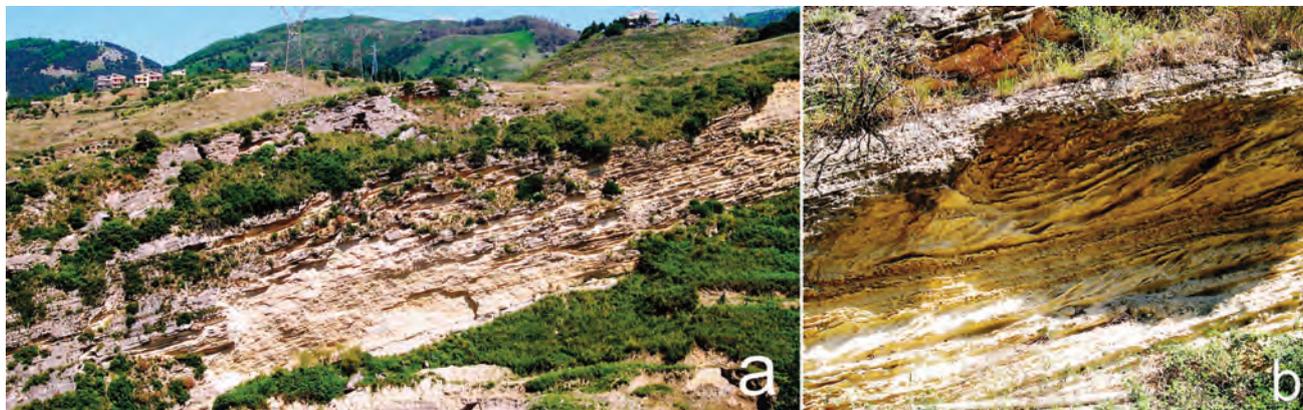


Fig. 380 – Biocalcarenes della formazione Rometta affioranti sul versante in destra del T. Longano a sud di Barcellona P.G. (a). Particolare mostrante la stratificazione incrociata (b).

- Biocalcarenes of the Rometta Formation, cropping out on the right side of the T. Longano south of Barcellona P.G. (a). Detail showing the cross-bedding (b).



Fig. 381 – Sabbie fini e silt di colore giallastro a stratificazione parallela della f.ne di Rometta (Pleistocene inferiore) discordanti in appoggio *on-lap* sulle breccie carbonatiche e le biolititi del Miocene superiore. La formazione è troncata in alto dai depositi terrazzati del Tirreniano.
- Yellowish fine sands and silt in planar stratification of the Rometta Fm. (Lower Pleistocene) unconformably resting with *on-lap* geometry on the Upper Miocene carbonate breccias and biotites. The formation is truncated at the top by Tyrrhenian terraced deposits.

argille marnose emipelagiche del Pleistocene inferiore, che a luoghi inglobano grossi blocchi di calcare miocenico. Faune ad ostracodi (SCIUTO, 2005) avvalorano il riferimento paleoambientale e cronologico fin qui assegnato alla formazione in oggetto. Questi sedimenti poggiano in discordanza sia direttamente sulle metamorfiti di alto grado dell'Unità dell'Aspromonte, sia sulle biolititi e breccie carbonatiche della formazione di S. Pier Niceto, e sono troncati alla sommità dalla superficie erosionale del terrazzo di età tirreniana (v. anche fig. 370).

Ancora più ad ovest la base data già al Pleistocene inferiore (Biozona MNN19b, *Calcidiscus macintyrei*) anche se non è isocrona in tutta l'area. Si riconoscono infatti settori come ad esempio nella zona di Patti (v. fig. 376), dove in discordanza sui Trubi poggia un'alternanza di sabbie e marne con livelli fossiliferi ad *Ostree*, che evolve verso l'alto a termini sabbioso-calcarenitici della parte bassa del Pleistocene inferiore.

argille di Spadafora (Pleistocene medio)

Col termine "Argille di Spadafora" SEGUENZA (1873) indicava depositi prevalentemente argillosi di età pleistocenica affioranti sul margine tirrenico dei Peloritani, nei pressi dell'abitato omonimo.

Tale formazione generalmente si trova al tetto della formazione di Rometta; in taluni casi, come a Torregrotta, essa può poggiare in discordanza su esigui spessori di Trubi e di calcare evaporitico, o su diverse litofacies della formazione di S. Pier Niceto. Si tratta di una monotona successione di argille leggermente marnose color grigio-azzurro a stratificazione indistinta (fig. 382) con scarsa malacofauna, con rari livelli sabbiosi e cineritici, evolvendo verso l'alto a sabbie giallastre con intercala-

zioni conglomeratiche, per uno spessore complessivo massimo di 80 m. Uno studio biostratigrafico effettuato in corrispondenza di una delle numerose cave presenti sul margine tirrenico ha rivelato che l'intera successione ricade nella parte bassa della Biozona MNN19f (nel range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp.3, *sensu* RIO *et alii*, 1990) ed è pertanto riferibile al Pleistocene medio.

calcarenitici di S. Corrado e calcarenitici e sabbie di Naso (Pleistocene medio)

Col termine calcarenitici di S. Corrado sono stati denominati (CARBONE *et alii*, 2008) depositi calcarenitici e sabbiosi, coevi delle "Argille di Spadafora", affioranti in maniera discontinua lungo il settore ionico dalla Fra dell'Annunziata fino a Serra Jara, in destra della Fra di S. Filippo. Poggiano in netta discordanza su differenti termini del substrato plio-pleistocenico e pre-pleistocenico. La sezione tipo è stata campionata e studiata a S. Corrado (frazione occidentale della città di Messina). Si tratta di depositi a carattere trasgressivo diacroni rispetto alla f.ne di Rometta.

Si tratta di un'alternanza di strati calcarenitici friabili e sabbie grossolane di colore giallo bruno, ad abbondante fauna rappresentata da bivalvi, gasteropodi, brachiopodi, scafopodi, echinidi, balani e coralli. La stratificazione è generalmente piano-parallela e localmente incrociata, specie nei livelli sommitali. Lo spessore è estremamente variabile, ma non supera i 40 m. I livelli sabbiosi contengono nannoflore caratterizzate da *Gephyrocapsa* sp. 3, *Pseudoemiliana lacunosa* (Biozona MNN19f del Pleistocene medio) e foraminiferi caratterizzati da *Hyalinea baltica* e *Truncorotalia truncatulinoides excelsa*.

Alla base di questi depositi è possibile osservare



Fig. 382 – Cava nelle argille di Spadafora ubicata nella periferia sud-orientale dell'abitato di Barcellona P.G. Le argille occupano una depressione strutturale delimitata a SE dalla dorsale M. Santa Croce-M. Migliardo-Pizzo Lando (sullo sfondo).

- Quarry in the Argille di Spadafora Fm., located in the south-eastern outskirts of the Barcellona P.G. village. The clays occupy a structural depression bounded southeastwards by the M. Santa Croce-M. Migliardo-Pizzo Lando ridge (in the background).

una litofacies conglomeratica, più potente nel settore settentrionale dell'area di Cataratti, dove raggiunge i 20 m di spessore, costituita da grossi blocchi di diametro fino a metrico di calcari marinosi bianchi (Trubi), arenarie mioceniche e rocce cristalline, immersi in una matrice argillosa contenente nannoflore della Biozona MNN19f (Pleistocene medio). Nella parte alta delle calcareniti si rinvengono canali incisi riempiti di blocchi di varia dimensione, di natura sedimentaria e cristallina.

Nei dintorni di Naso (CARBONE *et alii*, 1998; LENTINI, 2000; GIUNTA *et alii*, 2013b; SERV. GEOL. D'IT., 2013d) sul flysch di Capo d'Orlando o direttamente sul basamento metamorfico poggia una successione costituita alla base da lenti conglomeratiche, passanti lateralmente e verso l'alto a calcareniti, calciruditi algali e sabbie (fig. 383, v. fig. 376), e al tetto a depositi argilloso-sabbiosi. Lo spessore totale è di circa 120 m

Il contenuto in nannoflore e in microfaune a foraminiferi ha consentito di attribuire la successione rispettivamente alle biozone a *Pseudoemiliana lacunosa* (MNN19f; RIO *et alii*, 1990) e a *Truncorotalia truncatulinoides excelsa*, riferibili pertanto al Pleistocene medio (DI STEFANO & CALIRI, 1996).

Gli orizzonti del Pleistocene medio sono attualmente rinvenibili a quote differenti nei diversi settori del margine tirrenico. Essi raggiungono le quote massime nei blocchi rialzati lungo la gradinata di faglie normali parallele alla costa, affiorando a 330 m s.l.m. a Salice fino ai 563 m di Rometta. Tale quota è confrontabile con quella raggiunta dai depositi medio-pleistocenici rinvenuti sull'alto di Naso.

L'analisi degli indicatori paleoclimatici e batimetrici presenti nella successione di Naso ha consentito di ricostruire due eventi freddi separati da un picco caldo intermedio ed un generalizzato approfondimento finale (oltre 100 metri di profondità) corrispondente all'inizio di un evento caldo. Le oscillazioni batimetriche registrate rientrano nell'ambito di un *range* minimo di circa 50 metri. I dati raccolti permettono di individuare un tratto di curva eustatica confrontabile con il primo picco

eustatico dello stadio 15 della curva isotopica di SHACKLETON *et alii* (1990) riferibile a circa 600 ka.

La notevole dislocazione altimetrica attuale degli orizzonti del Pleistocene medio rende evidente la mobilità recente dell'area peloritana con conseguente ringiovanimento delle fasi di surrezione dell'area e della connessa attività tettonica (CATALANO & DI STEFANO, 1997).

Settore occidentale

In Sicilia occidentale i depositi peritirrenici sono ascrivibili essenzialmente al Quaternario e sono distribuiti lungo costa, interessando l'entroterra solamente nelle aree pianeggianti della città di Palermo e di Balestrate-Partinico. Nei Fogli Geologici alla scala 1:50.000, realizzati nell'ambito del Progetto CARG (CATALANO *et alii*, 2011a, 2013a, b), i depositi quaternari vengono descritti come unità a limiti inconformi (UBSU). Con tale criterio le varie unità del Pleistocene-Olocene vengono inserite nei ranghi di sintema e sub sintema, delimitati da superfici di erosione subacquea o subaerea, e da superfici di non deposizione, da paleosuoli, o dalla superficie topografica attuale. Per datare e correlare le varie unità si ricorre ai rapporti geometrici fra i depositi e le superfici di discontinuità, alla continuità fisica di queste ultime, a forme fossili cronologicamente significative, a datazioni assolute, agli aspetti paleoclimatici e paleoambientali.

I depositi quaternari presenti in Sicilia sono stati oggetto da tempo di numerosi studi paleontologici e stratigrafici, che ne hanno analizzato i caratteri paleoambientali e paleoclimatici, allo scopo di ricostruire una cronostratigrafia non soltanto a carattere locale. Non è possibile trattare qui in modo esauriente tale argomento, per il quale si rimanda alla cospicua letteratura esistente, riassunta da BASILONE (2012).

calcarenite di Marsala e argille di Ficarazzi (Palermo) (Pleistocene inferiore)

RUGGIERI & UNTI (1974) e RUGGIERI *et alii* (1975) descrivono una successione potente circa

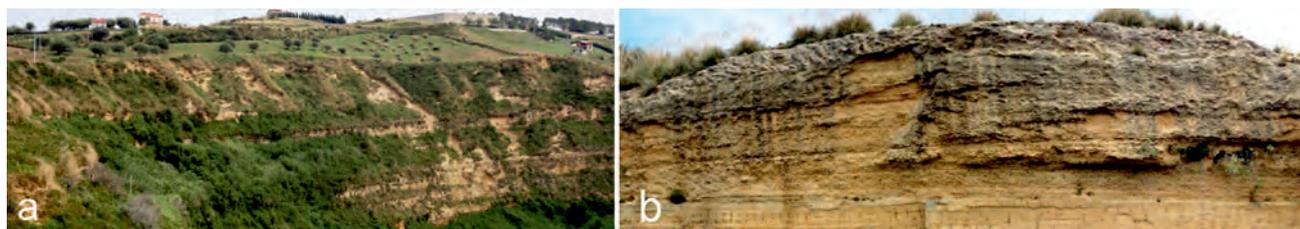


Fig. 383 – Le calcareniti e sabbie medio-pleistoceniche di Naso passano verso l'alto ad argille sabbiose, caratterizzate da una blanda morfologia. Loc. versante a SSO del paese di Naso (a). Particolare dell'alternanza di calcareniti e calciruditi. Loc.: cava ad ovest del paese (b).

- The Middle Pleistocene Naso calcarenites and sands upgrade to sandy clay, characterized by gentle morphology. Loc.: SSW of Naso village (a). Detail of the alternance of calcarenites and calcirudites. Loc.: quarry west of the village (b).

80 m, affiorante nell'area di Marsala e costituita da biocalcareni giallastre e argille sabbiose azzurre del Pleistocene inferiore (Emiliano-Siciliano). Tale formazione è distribuita in prevalenza nell'area di Marsala, nell'Isola di Favignana, nella piana di Castellammare del Golfo (fig. 384) e nella Piana di Palermo (SERV. GEOL. D'IT., 2011b, 2012b, 2013a,b,c). Essa, nota anche come "Pietra d'Aspra", è stata utilizzata come materiale di costruzione e talora come pietra ornamentale.

Il contenuto fossilifero è abbondante e caratterizzato soprattutto da *Pecten jacobaeus*, *Chlamys* spp., *Ostrea* spp. e *Arctica islandica*. I livelli più argillosi



Fig. 384 – Calcareniti a stratificazione incrociata affioranti sulla costa prospiciente il Golfo di Castellammare.
- Cross-bedded calcarenites cropping out in front of the Castellammare Gulf.

contengono *Hyalinea baltica* e *Globorotalia truncatulinoides excelsa*; pertanto la formazione viene attribuita al Pleistocene inferiore (Emiliano-Siciliano). Essa costituisce un piastrone suborizzontale dello spessore variabile da 30 a 90 m, poggiante in discordanza, talora tramite un livello conglomeratico, su unità meso-cenozoiche deformate; al tetto è troncata da depositi terrazzati, in particolare dal terrazzo della "Regressione Romana".

Le argille della "Cava Puleo" in località Ficarazzi ad est di Palermo, note come "Argille di Ficarazzi" (SEGUENZA, 1873-1877), rappresentavano il livello-tipo del Siciliano, caratterizzate da numerosi esemplari di *Arctica islandica* (fig. 385). Oggi la cava non è più visitabile, ma la stratigrafia è stata analizzata in dettaglio, grazie al sondaggio Ficarazzi 1, da RUGGIERI & SPROVIERI (1975).

4.3. – DEPOSITI DI SISTEMI ARCO-FOSSA E DI AVAN-FOSSA

Ai sistemi arco-fossa vanno ascritti i depositi oligocenici e oligo-miocenici quali la formazione di Piedimonte e le Tufiti di Tusa, descritti in precedenza la prima quale cuneo di accrezione al fronte delle Unità Calabridi, la seconda quale originaria copertura di Unità Alpino-Tetidee. Le arenarie tufitiche di Tusa indicano la presenza di un arco vulcanico, quale area sorgente, legato alla subduzione della crosta oceanica al disotto del margine europeo durante la fase burdigaliana (Stadio Balearico).

Il flysch numidico alloctono (v. Titolo III, Sottop. 2.3.3., Comma 2.3.3.1.), depositatosi nel settore



Fig. 385 - Esemplari di *Arctica islandica* (LINNEO) provenienti dalla località tipo del Siciliano. Valva sinistra (a sinistra); valva destra (a destra). Loc.: Ficarazzi (ad est di Palermo).

- Specimens of *Arctica islandica* (LINNEO) collected in the type-section of Sicilian age (Pleistocene). Left valve (on the left); right valve (to right). Loc.: Ficarazzi (east of Palermo town).

esterno del bacino alpino-tetideo, più o meno in continuità con le Unità Sicilidi, e investito dalle prime deformazioni durante la fase compressiva post-burdigaliana, faceva transizione alle Tufiti di Tusa come dimostrato dalla composizione delle arenarie dei livelli sommitali. Cosicché il flysch numidico delle sottounità Nicosia e M. Salici rappresenta la successione esterna tardoligocenico-burdigaliana del cuneo di accrezione sicilide e a quel tempo costituiva la transizione ad un'avanfossa, cioè a quella occupata dal flysch numidico esterno. Le aree esterne ancora indeformate erano rappresentate dal dominio panormide, e ancor più da quello imerese e sicano.

Le soprastanti marne di Gagliano invece giocano il ruolo di un deposito "sintettonico", durante il Langhiano-Serravalliano, e probabilmente vanno ascritte a un deposito di bacino satellite.

I depositi mio-pliocenici dell'Avanfossa Gela-Catania sono stati trattati precedentemente (v. Titolo II, Paragr. 1.3.).

Ad un'avanfossa tardo miocenica vanno riferite le marne di S. Cipirello, descritte nel Titolo III, Cap. 1. – Sistema a *Thrust* Esterno e Cap. 2., Sottop. 2.1.3. – Unità Sicane. Esse si depositarono in una vasta avanfossa che interessava sia il Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano, che le Unità Sicane, poco prima del trasporto orogenico di unità più interne, rispettivamente flysch numidico nel primo caso (M. Sparagio, Monti del Trapanese), Unità di Lercara e flysch numidico "interno" nel secondo caso (M. Barracù). A tale fase tettonica del Miocene superiore segue un'intensa deformazione delle successioni sicane e del Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano ascrivibile al Pliocene.

4.4. - DEPOSITI DI BACINI SATELLITE

Nella deformazione dell'orogene siciliano risultano pienamente coinvolti anche formazioni dell'intervallo Miocene medio-Pliocene che nel passato la letteratura geologica definiva come post-orogene, in quanto costituivano delle coperture discordanti sulle coltri principali. Ciò derivava anche dalla visione che restringeva le fasi orogeniche all'intervallo Oligocene-Miocene medio, relegando le formazioni più recenti ad una tettonica di "assestamento" dell'edificio orogenico. Le formazioni tortoniane, come la formazione Terravecchia e le soprastanti evaporiti messiniane venivano considerati dalla letteratura del secolo scorso dei depositi prevalentemente di tipo "molassico", che coprivano in discordanza le unità alloctone della catena. Soltanto con il progredire delle conoscenze e con l'ausilio dei dati di sottosuolo, ma specialmente tramite l'interpretazione della sismica profonda sono apparse chiare l'entità e la complessità delle defor-

mazioni neotettoniche, cioè quelle posteriori all'inizio dell'apertura tirrenica. Tralasciando, pertanto, gli antichi depositi di *thrust top basins*, come quelli del flysch di Capo d'Orlando e della formazione di Reitano, descritti in precedenza, in questo paragrafo verranno trattati i depositi legati ai sistemi a *thrust* originatisi dal Miocene medio-superiore in poi.

Va comunque precisato che i depositi dei bacini satellite, in quanto tali, anche se distribuiti sul cuneo di accrezione della catena, non vanno confusi con quelli di avanfossa, che sono propri del settore collassato dell'avampaese e che spesso si incontrano al disotto delle coltri. Un esempio è rappresentato dalle coperture evaporitiche e pre- e post-evaporitiche della Falda di Gela, attualmente contigue a quelle del bordo ibleo, ma che in origine si erano depositate molto distanti prima che avvenisse il trasporto orogenico della falda.

I depositi dell'intervallo Miocene medio-Pliocene sono rappresentati dalle facies prossimali della f.ne di Castellana Sicula del Langhiano-Tortoniano inferiore e della f.ne Terravecchia del Tortoniano superiore, da quelle cronologicamente equivalenti a carattere distale come la f.ne Licata, dalle evaporiti messiniane, e dai calcari e calcari-marnosi dei Trubi del Pliocene inferiore. All'interno di questa successione si intercalano, a vari orizzonti stratigrafici, olistostromi di Argille Brecciate (AB1-AB5, di OGNIBEN, 1953). Queste ultime sono caratterizzate da masse discontinue di "argille brecciate" di variabile potenza, talora fino a qualche centinaio di metri; sono costituite (OGNIBEN, 1953, 1954) da frammenti di vari litotipi prevalentemente argillosi e subordinatamente carbonatici e arenacei a seconda della loro posizione nell'ambito della successione; cioè contengono elementi provenienti dal substrato. Le AB1 per esempio riciclano elementi del flysch numidico, le AB2 formano un orizzonte sovrapposto ai depositi silicoclastici della f.ne Terravecchia, ed entrambe le intercalazioni assumono pertanto una colorazione bruniccia (fig. 386), le AB5 invece contengono elementi appartenenti a tutti i livelli sottostanti, ma anche dei Trubi, sui quali si sovrappongono.

Esse contengono associazioni microfaunistiche di età e ambienti differenti e sono datate per posizione stratigrafica. La genesi è legata alla rapida mobilitazione di nuclei antiformi e deposizione del materiale negli adiacenti bacini di sedimentazione ad opera di frane sinsedimentarie sottomarine con breve trasporto. I terreni che maggiormente hanno contribuito alla formazione delle argille brecciate sono le argille brune numidiche e in parte vari litotipi riferibili alle formazioni "sicilidi", nonché i depositi mio-pliocenici, a seconda dell'orizzonte di inserimento.



Fig. 386 – a) Al disopra delle argille della formazione Terravecchia (Tortoniano superiore) (A), poggia stratigraficamente un potente olistostroma di argille brecciate – AB2 (B). b) particolare delle breccie argillose. Loc.: Cozzo S. Chiara, versante in sinistra della Valle del F. Dittàino, a nord di Libertinia (Sicilia centrale).
 - a) Above the clay of Terravecchia Formation (Late Tortonian) (A), stratigraphically rest an olistostroma of Argille Brecciate - AB2 (B). b) detail of clayey breccia. Loc.: Cozzo S. Chiara, on the left side of the Dittàino Valley, north of Libertinia (central Sicily).

Alcune località della Sicilia centrale, all'interno della depressione strutturale, impropriamente definita in letteratura “Bacino di Caltanissetta”, mostrano con estrema chiarezza la successione mio-pliocenica, a partire dalla f.ne Terravecchia, fino alle calcareniti di Capodarso assegnate al Pliocene medio per posizione stratigrafica. I terreni del Gruppo Gessoso-Solfifera e i soprastanti Trubi presentano una deformazione più intensa, come effetto di un fenomeno di *thrusting* che progressivamente si smorza procedendo verso i termini pliocenici, che formano delle ampie monoclinali (fig. 387) immergenti verso i quadranti meridionali.

A seguire vengono descritte le formazioni del Miocene medio-Pliocene inferiore affioranti in Sicilia e la cui lito- e cronostatigrafia è riassunta nella tabella 5.

I rapporti latero-verticali tra le formazioni del-

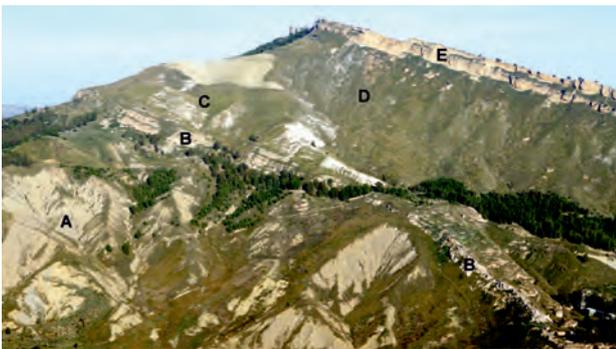


Fig. 387 – Sul versante nord-occidentale di M. Capodarso, tra Caltanissetta e Enna, è ben esposta una successione stratigrafica, nella quale si riconoscono dal basso verso l'alto: argille sabbiose della f.ne Terravecchia (Tortoniano sup.-Messiniano inf.) (A), Tripoli e Gruppo Gessoso-Solfifera (Messiniano) (B), Trubi del Pliocene inferiore (C), marne di Enna (Pliocene inferiore-medio) (D), calcareniti di Capodarso (Pliocene medio) (E).
 - In the north-western slope of M. Capodarso, between Caltanissetta and Enna, is well exposed a stratigraphic succession, in which from bottom to top it's possible to recognize: sandy clay of the Terravecchia Fm. (Upper Tortonian-Lower Messinian) (A), Tripoli and Gessoso-Solfifera Group. (Messinian) (B), Lower Pliocene Trubi (C), Enna Marls (Lower-Middle Pliocene) (D), Capodarso Calcarenites (Middle Pliocene) (E).

l'intervallo Miocene superiore-Pleistocene inferiore affioranti nella Sicilia centrale sono riassunti nella colonna stratigrafica schematica di figura 388.

4.4.1. - formazione Licata (Langhiano inferiore-Tortoniano superiore)

La Formazione Licata (OGNIBEN, 1954) si trova sul cuneo di accrezione della catena e cioè fa parte della Falda di Gela e precisamente poggia in discordanza su argille brune, rosse o di colore grigio-verde, riferite in letteratura (GRASSO *et alii*, 1998) ad Argille Varicolori, ma la cui età è compresa nell'intervallo Oligocene superiore-Burdigaliano e pertanto difficilmente attribuibili ad Unità Sicilidi, ovvero ascrivibili a litofacies argillose di flysch numidico alloctono. La formazione è distribuita nel settore meridionale della depressione di Caltanissetta, tra Agrigento e Gela e consiste di argille marnose grigio-azzurre stratificate (fig. 389) contenenti nella parte apicale livelli centimetrici rossastrì limonitici ricchi di plancton, corrispondenti a momenti di scarsa sedimentazione pelitica che delimitano partimenti argillosi spessi da 0,1 a 2 m (GRASSO *et alii*, 1998). La ciclicità di queste lamine è evidente ed è stata riferita a cicli di precessione astronomica della durata approssimativa di 21 ka (SPROVIERI *et alii*, 1997). A Monte Grande (ad ovest di Palma di Montechiaro) nella parte basale della formazione sono intercalati banconi di sabbia.

I livelli basali contengono microfaune della Zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. di età Langhiano inferiore; nei livelli sommitali sono presenti associazioni riferibili alla Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* del Tortoniano superiore (GRASSO *et alii*, 1998). Localmente (Portella Palumbo e C.da Viticchiè, a sud di Palma di Montechiaro) nella parte sommitale della formazione sono presenti livelli di diatomiti e marne tripolacee di spessore intorno a

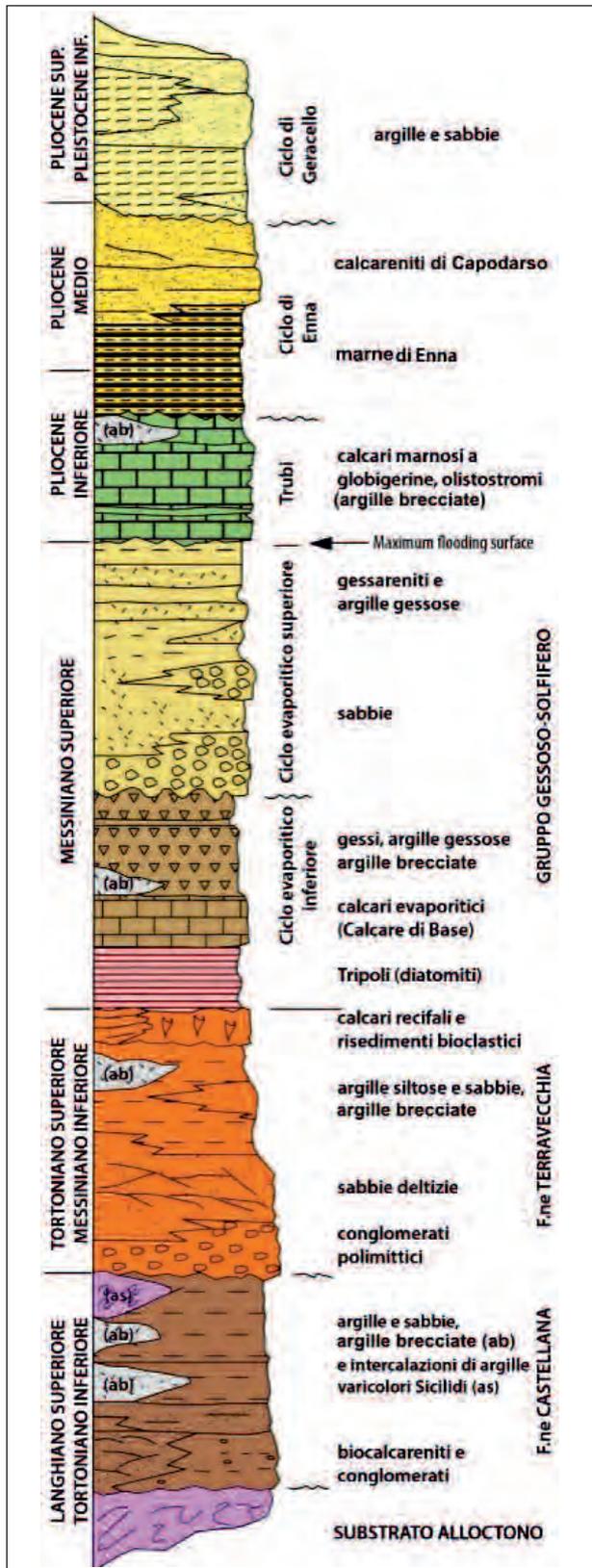


Fig. 388 - Colonna stratigrafica sintetica dei depositi dei bacini-satellite del Miocene medio-Pleistocene inferiore, che caratterizzano la Sicilia centrale ("Bacino di Caltanissetta") (da FINETTI *et alii*, 2005a, modificato). (as) - intercalazioni di Unità Sicilidi; (ab) - olistostromi (argille brecciate).

- Synthetic stratigraphic column of Middle Miocene to Lower Pleistocene piggy-back deposits, that characterize the Central Sicily ("Caltanissetta Basin") (after FINETTI *et alii*, 2005a, modified). (as) - intercalation of Sicilide Units; (ab) - olistostroms (argille brecciate).



Fig. 389 - Argille grigio-azzurre con sottili livelli di marne della f.ne Licata, affioranti ad ovest di Licata.

- Grey-bluish clay with thin beds of marls of the Licata Fm., cropping out west of the Licata village.

4 m contenenti un'associazione microfaunistica a *Orbulina* spp., *Globigerina quinqueloba*, *Globigerinoides obliquus obliquus* e *G. obliquus extremus* (GRASSO *et alii*, 1998). Spessore fino a 400 m.

La f.ne Licata rappresenta una successione continua relativamente distale, depositatasi sul sistema a *thrust* della Catena Appenninico-Maghrebide e abbraccia l'intervallo cronologico nel quale sono comprese la f.ne Castellana Sicula e la f.ne TerraVecchia, che costituiscono depositi di bacini-satellite più interni, separati da superfici di discontinuità, generate dalla tettonica.

4.4.2. - marne di Gagliano (Langhiano-Serravalliano)

In discordanza sui termini apicali del flysch numidico della sottounità M. Salici poggiano le marne di Gagliano (AMORE, 1969) affioranti in tre placche isolate esclusivamente in sinistra del F. Salso ad est di Gagliano Castelferrato.

La formazione è costituita da marne siltose di colore grigio-azzurro a frattura subconcoide, da massive a mal stratificate in livelli centimetrici. Il contenuto microfaunistico è caratterizzato da *Praeorbulina glomerosa* e *P. sicana* alla base e da *Orbulina universa* e *O. suturalis* verso l'alto (CARBONE *et alii*, 1990). Lo spessore è circa 200 m.

Tale formazione pre-data il ricoprimento delle Sottounità di Troina e di Nicosia sul flysch numidico - Sottounità M. Salici.

4.4.3. - formazione Castellana Sicula (Langhiano-Tortoniano inferiore)

Informalmente definita da BASILONE *et alii* (2001), la formazione è caratterizzata da argille, peliti sabbiose grigio azzurre e giallastre, cui si inter-

calano lenti di arenarie e sabbie quarzoso-micacee.

Affiora estesamente dalle Madonie, ove si trova la località tipo attorno all'abitato di Castellana Sicula, verso est fino al bordo sud-occidentale dell'edificio etneo (CARBONE *et alii*, 2010; SERV. GEOL. D'IT., 2010a). Verso ovest viene segnalata da CATALANO *et alii* (2011b) a sud dei Monti di Capo S. Vito. Tale attribuzione non può essere condivisa, in quanto la formazione, definita nelle Madonie veniva "considerata da CATALANO & D'ARGENIO (1990) come un deposito di bacino di *piggy-back*, sedimentato sul dorso delle Falde Sicilidi, probabilmente durante il loro trasporto" (in: CATALANO *et alii*, 2011b, pag. 109), mentre le marne affioranti in quella zona (v. Tav. 2) seguono stratigraficamente le calcareniti di Corleone e quindi vanno riferite alle coeve marne di S. Cipirello, che si depositarono in un'avanfossa medio-tardo miocenica (v. Paragrafo 4.3.). Soltanto nell'area di Corleone alcuni affioramenti del Miocene medio-superiore sono ascrivibili alla formazione in oggetto, in quanto poggiano su argille varicolori e sul flysch numidico alloctono, oltre che sulla Sottounità M. Maranfusa-M. Galiello (SERV. GEOL. D'IT., 2010d). Nei fogli "Caccamo"

e "Termini Imerese-Capo Plaia" (SERV. GEOL. D'IT., 2010c, 2011c) sono stati ascritti alla medesima formazione alcuni lembi pelitico-sabbiosi discordanti su vari termini delle Unità Sicilidi. Tutti questi affioramenti citati costituirebbero gli elementi più occidentali della f.ne Castellana Sicula.

Nella carta geologica allegata la f.ne Castellana Sicula, nonostante la scala, è stata distinta dalla f.ne Terravecchia, non si esclude tuttavia che quest'ultima possa rappresentare anche livelli del Miocene medio-superiore non differenziati. La distinzione su tutta la Sicilia impone, infatti, un dettagliato studio di terreno, corredato da analisi biostratigrafiche. I rapporti tra la f.ne Castellana Sicula e le formazioni adiacenti sono ben chiari nella depressione di Scillato, dove essa poggia discordante sulle Unità Sicilidi e viene ricoperta in discordanza angolare dalla f.ne Terravecchia (fig. 390). Non vi sono dubbi che tale formazione possa rappresentare un deposito "sintettonico" e fornire indicazioni sui tempi di messa in posto delle Unità Sicilidi.

La litofacies arenitica, localmente più frequente nella parte alta della formazione, è rappresentata da arenarie quarzose organizzate in livelli



Fig. 390 - A nord di Caltavuturo è esposta una successione costituita (dal basso) da argille varicolori con faune ad *Exogyra* sp. del Cenomaniano e dalla f.ne di Polizzi (Eocene), appartenenti alle Unità Sicilidi (A); in discordanza seguono argille sabbiose e sabbie del Serravalliano-Tortoniano inferiore riferibili alla f.ne Castellana Sicula (B), che formano un cuneo, ricoperto in discordanza angolare dai conglomerati rossastri basali della f.ne Terravecchia (Tortoniano superiore - Messiniano inferiore) (C₁), passanti verso l'alto a sabbie (C₂). s = limite stratigrafico.

- North of Caltavuturo village is well exposed a succession, composed of (from bottom) varicoloured clay containing faunas with *Exogyra* sp. of Cenomanian age and Polizzi Fm. (Eocene), belonging to the Sicilide Unit (A); Serravallian-Lower Tortonian sandy clay and sands, referred to the Castellana Sicula Fm. (B) follow upwards in unconformity; they form a wedge, covered in angular unconformity by basal reddish conglomerates of the Terravecchia Fm. (Upper Tortonian-Lower Messinian) (C₁), upgrading to sands (C₂). s = stratigraphic boundary.

da sottili a spessi, i cui granuli derivano dalle arenarie del flysch numidico *s.l.*, e da livelli di calcareniti a gradazione diretta e con strutture canalizzate. I livelli arenitici sono spessi fino ad alcune decine di metri ed estesi fino a 1 km circa. Lo spessore dell'unità, estremamente variabile nelle diverse aree di affioramento, nell'area tipo raggiunge i 250 m.

In considerazione dell'ambiente di sedimentazione in un'area subsidente sottoposta ad apporti di materiale terrigeno, i fossili presenti sono spesso mal conservati e poco specifici. Peliti e arenarie, affioranti in Sicilia centro-occidentale, sono state datate (CATALANO *et alii*, 2010a,b, 2011b) all'intervallo Serravalliano superiore-Tortoniano inferiore per la presenza di *Orbulina universa*, *Globorotalia menardii*, *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *Neogloboquadrina acostaensis* dx e di foraminiferi bentonici (*Ammonia beccari*, *Elphidium* sp.); questo intervallo cronostratigrafico è confermato anche dalla distribuzione dei nanofossili calcarei (*Helicospaera walbersdorfensis*, *Coccolithus pelagicus* e *Calcidiscus macintyreii*).

Il range stratigrafico della formazione sembra andare dal Serravalliano al Tortoniano inferiore in Sicilia centro-occidentale (v. tab. 5).

In Sicilia orientale, ad ovest di Paternò (in destra della Valle del F. Simeto) (CARBONE *et alii*, 2010), la formazione, spessa circa 200 m, è a contatto per un *thrust* ad alto angolo con le argille brecciate (AB) ed è caratterizzata da argille siltoso-marnose di colore grigio, a stratificazione indistinta, con intercalazioni di siltiti e areniti quarzose di colore giallastro, più frequenti nella parte inferiore dell'unità.

In questi affioramenti le associazioni a nanofossili presenti nei livelli basali sono attribuibili alla Biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996); i foraminiferi individuano la parte alta della Biozona a *P. glomerata* s.l. di FORESI *et alii* (1998). Livelli intermedi contengono nanoflore della Biozona MNN6; i foraminiferi sono riferibili alla Biozona a *O. suturalis*-*G. peripheroronda*. I livelli sommitali sono caratterizzati da nanofossili della Biozona MNN8b e da microfaune della Biozona a *Neogloborotalia acostaensis* di FORESI *et alii* (1998). Complessivamente l'età abbraccerebbe l'intervallo Langhiano-Tortoniano inferiore.

Un'altra zona dove i rapporti tra la f.ne Castellana Sicula e la f.ne Terravecchia sono chiaramente definibili è la valle del Fiume S. Leonardo di Termini Imerese, tra Caccamo e Ciminna (GUARNIERI, 2003b; SERV. GEOL. D'IT., 2010c).

Nello schema tettonico di figura 201 compaiono "clays and gray-blue marls" comprese tra le Unità Sicilidi e i conglomerati basali della f.ne Terravecchia e ascritte al Serravalliano-Tortoniano inferiore (fig. 391).



Fig. 391 – Sul versante in destra della Valle del Fiume S. Leonardo affiorano argille grigio-azzurre del Miocene medio-superiore, ascrivibili alla f.ne Castellana Sicula (A), discordanti su Unità Sicilidi (B). Al tetto poggiano in discordanza i conglomerati basali tortoniani della f.ne Terravecchia (C), che passano a sabbie e argille (D) su cui giacciono i calcari messiniani del Gruppo Gessoso-Solfifera (E). Si nota anche una variazione degli spessori dell'intervallo sabbioso-argilloso (D).

- On the right versant of the S. Leonardo Valley crop out Middle-Upper Miocene grey-blue clays, referred to the Castellana Sicula Fm. (A), unconformably overlying Sicilide Units (B). Upwards rest in unconformity the Tortonian basal conglomerates of the Terravecchia Fm. (C), upgrading to sands and clays (D), which in turn underlie Messinian limestones of the Gessoso-Solfifera Group (E). Note also the variability of the thickness of the sandy-clayey interval (D).

4.4.4. – calcareniti di Gangi (Langhiano superiore?–Tortoniano inferiore)

Formazione terrigena e clastico-carbonatica, informalmente denominata calcareniti di Gangi (cfr. formazione di Gangi di BARRECA *et alii*, 2007). Affiora nella zona di Gangi (SERV. GEOL. D'IT., 2012a), a sud delle Madonie, dove poggia in discordanza sulle Unità Sicilidi (fig. 392), ed è caratterizzata da una litofacies conglomeratica, prevalentemente basale, passante lateralmente e verso l'alto a una litofacies calcarenitica.

Litofacies conglomeratica

Conglomerati di colore rossastro, da massivi a nettamente stratificati, costituiti da ciottoli eterometrici subarrotondati di calcari, quarzareniti, metamorfiti e plutoniti, matrice-sostenuti o con scarso cemento calcitico.

Litofacies calcarenitica

Calcareniti a grana medio-grossa di colore giallo-rossastro, in strati spessi 20-25 cm, a stratificazione incrociata a grande angolo (fig. 393), pas-



Fig. 392 - Appoggio discordante delle calcareniti di Gangi (A) sul Gruppo delle Argille Variagate delle Unità Sicilidi (B). Loc.: a nord di Gangi.

- The Gangi calcarenites (A) unconformably rest upon Variegated Clays Group of the Sicilide Units (B). Loc.: north of Gangi village.



Fig. 393 - Calcareniti a stratificazione incrociata (a) affioranti a sud dell'abitato di Gangi. b) Particolare.
- Cross bedding in the Gangi calcarenites, cropping out south of the village. b) Detail.

santi a calciruditi con abbondanti granuli di quarzo subarrotondato. Sono talora presenti sporadiche intercalazioni di marne sabbiose. Il contenuto faunistico è dato da rodoliti e foraminiferi dei generi *Amphistegina* e *Miogypsina*. Nella porzione basale è presente un intervallo calciruditico spesso circa 2 m con una ricca fauna ad ostreidi.

Le calcareniti passano lateralmente a marne siltose grigio-azzurre e ad argille grigie, contenenti microfaune della zona a *Praeorbulina glomerosa* s.l. - zona a *Orbulina suturalis*-*Globorotalia peripheroronda* di IACCARINO (1985), del Langhiano-Serravalliano, e ad argille apicali con faune della zona a *Globorotalia acostaensis* di IACCARINO (1985), indicative del Tortoniano. Lo spessore complessivo è 110 m. A più altezze stratigrafiche si intercalano argille brecciate brune, inglobanti olistoliti eterometrici di quarzareniti numidiche e lembi di argille varicolori sicilidi.

Questa formazione copre il medesimo intervallo cronologico della f.ne Castellana Sicula (v. tab. 5); essa rappresenta un deposito infra-circa litorale posteriore ovvero contemporaneo alla messa in posto delle Unità Sicilidi.

4.4.5. – formazione Terravecchia (Tortoniano superiore-Messiniano inferiore)

La formazione Terravecchia, descritta da FLORES (1959) e introdotta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) ed istituita dallo stesso Autore (1964-1965), è stata emendata da CATALANO & D'ARGENIO (1990) e riesaminata nell'ambito del Progetto CARG da BASILONE *et alii* (2001).

Affiora diffusamente in tutta la Sicilia, ad eccezione della dorsale peloritana, ove il Miocene medio-superiore è rappresentato dalla f.ne di S. Pier Niceto, propria di un contesto geodinamico differente (v. tab. 4), e dell'Avampese Ibleo, ove al me-

desimo periodo sono state ascritte le f.ni Tellaro e Palazzolo e parte della f.ne Monti Climiti. Nel cuneo di accrezione della Catena Appenninico-Maghrebide la formazione in oggetto è correlabile con l'intervallo sommitale della f.ne Licata, con la quale va a costituire parte della Falda di Gela.

La f.ne Terravecchia rappresenta la copertura sedimentaria di terreni alloctoni, come le Unità Sicilidi e l'Unità di Lercara; la sua presenza permette di individuare l'orizzonte strutturale in cui le varie falde si sono inserite. Queste ultime sono state spesso erroneamente attribuite a culminazioni del substrato, mentre vanno interpretate come depressioni strutturali, nelle quali sono conservati i terreni alloctoni sigillati dalla copertura tortoniana. Esempi sono la depressione morfotettonica tra Cerda e Scillato ("Bacino di Scillato") (GUARNIERI, 2003b; SERV. GEOL. D'It., 2011c), il basso strutturale tra i Monti di Trabia e la dorsale di Rocca Busambra, la zona di Vicari-Roccapalumba (SERV. GEOL. D'It., 2010c).

Si tratta comunque di un classico deposito di bacini-satellite in un contesto di progradazione del sistema a *thrust*, che ha continuato la sua attività anche dopo la messa in posto delle falde. La distribuzione delle facies della formazione permette di individuare sia le zone di margine che quelle depocentrali di originari bacini-satellite localizzati nelle depressioni strutturali, alle spalle dei principali fronti di accavallamento. La base della formazione, discordante sul substrato, è eterocrona e caratterizzata da appoggi *on lap* sui paleo-alti strutturali, in prossimità dei quali si assiste anche alla progressiva chiusura della stessa e a rapidi passaggi laterali a carbonati bioclastici o a vere e proprie biolititi (cf. formazione Baucina, v. oltre). Analoghi livelli di mare basso sono spesso presenti al di sopra delle facies deltizie prossimali della formazione, progredienti verso sud (GRASSO & PEDLEY, 1988b).

Gli effetti della tettonica sinsedimentaria sulla deposizione della f.ne Terravecchia sono stati analizzati da GRASSO & BUTLER (1991) e da BUTLER & GRASSO (1993) lungo un profilo N-S ubicato sul bordo settentrionale del “Bacino di Caltanissetta”. Per essi la migrazione spazio-temporale delle facies all'interno dei bacini è controllata dal sistema a *thrust*: in corrispondenza delle creste predomina l'erosione o la non sedimentazione, ovvero lo sviluppo di scogliere a coralli, mentre le aree strutturalmente depresse intrappolavano i sedimenti provenienti dai quadranti settentrionali. In particolare BUTLER & GRASSO (1993) propongono un modello deposizionale che lega la migrazione delle facies alla subsidenza causata da “*tectonic loading*” nell'*hinterland*.

Un modello paleogeografico schematico viene proposto da JONES & GRASSO (1995), che fanno risalire le varie facies a fenomeni di *lowstand* in un contesto di tettonica a *thrust*, che genera un sistema di bacini-satellite, distribuiti da nord a sud dalla dorsale Nebrodi-Madonie verso il centro del “Bacino di Caltanissetta”. Tuttavia la dorsale stessa non rappresenta la maggiore area sorgente della f.ne Terravecchia. Fondamentale risulta infatti l'interpretazione di linee sismiche nella fascia peritirrenica della Sicilia (DEL BEN & GUARNIERI, 2000), dalla quale si evince che la principale area sorgente dei depositi silicoclastici della formazione va ricercata negli alti strutturali attualmente sommersi, che costituiscono la prosecuzione verso ovest della Catena Calabro-Peloritana.

In alcuni casi le facies argillose, comprese tra i livelli conglomeratico-sabbiosi basali e il Gruppo Gessoso-Solfifera, mostrano notevoli variazioni di spessore e discordanze intraformazionali, che testimoniano una tettonica sinsedimentaria (v. fig. 391).

Lo spessore complessivo della formazione è estremamente variabile nelle diverse aree di affioramento, nella zona di Cerda raggiunge la potenza di circa 1100 m (CATALANO *et alii*, 2011b). In sottosuolo nei pozzi Enna 2, 3, 4, 5, ubicati tra Enna

e Leonforte, sono state attraversate circa 1300-1700 m di argille e sabbie spesso verticalizzate di età tortoniana, che potrebbero però includere anche la formazione Castellana Sicula. Si tratta comunque di valori apparenti; lo spessore reale non dovrebbe superare alcune centinaia di metri.

Nell'area delle Madonie la formazione è costituita da tre membri, dal basso verso l'alto: membro conglomeratico, di spessore fino a 250 m; membro sabbioso, spesso fino a 250 m; membro pelitico-argilloso, spesso tra 100 e 200 m (GUARNIERI, 2003b; SERV. GEOL. D'IT., 2011c, 2012a). I membri conglomeratico e sabbioso datano al Tortoniano superiore, quello pelitico-argilloso ricade nell'intervallo cronostratigrafico del Messiniano inferiore. Le caratteristiche sedimentologiche indicano un ambiente deposizionale da paralico-continentale a marino con sistemi deposizionali di scarpata.

Anche se la formazione presenta spesso una notevole variabilità delle facies, alcune località permettono di ricostruire una regolare variazione verticale, che in alcuni casi identifica un ciclo sedimentario, come nel caso della zona di Scillato, dove forma una brachisinclinale con asse principale orientato NNE-SSO. I fianchi della piega sono costituiti da conglomerati rossastri (fig. 394), passanti a sabbie giallastre e ad argille che costituiscono il nucleo; in alto le argille passano a sabbie, che rappresentano il livello di chiusura del ciclo (fig. 395). La struttura si è generata posteriormente alla sedimentazione e pertanto il termine di “bacino di Scillato”, frequentemente usato in letteratura, non risulta appropriato.

membro conglomeratico

Conglomerati di colore dal rosso al grigio al giallastro, con elementi eterometrici carbonatici, silicei, cristallini (prevalentemente granitoidi e minori gneiss), arrotondati, in matrice sabbiosa talora rossastra e/o argillosa, alternati a sabbie grossolane con livelli ciottolosi, in strati raramente gradati e banchi, talora superiori a venti metri per amalga-

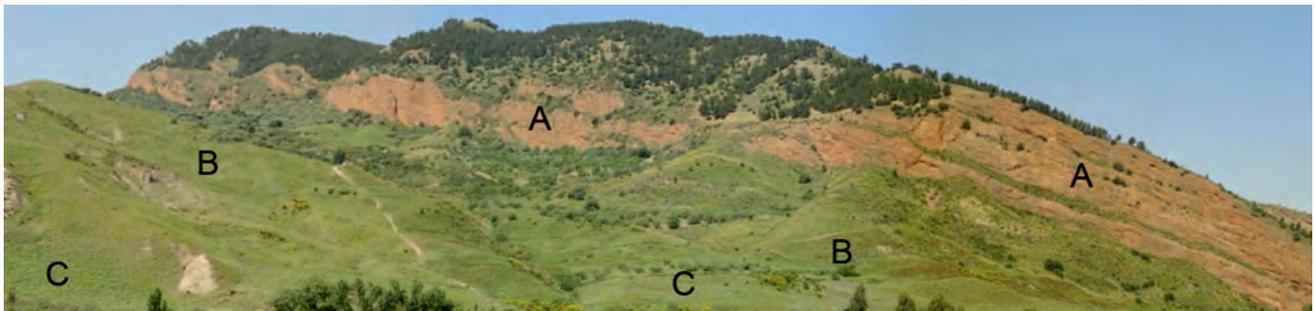


Fig. 394 - Fianco meridionale della brachisinclinale di Scillato: la litofacies conglomeratica basale della f.ne Terravecchia (A) poggia in discordanza sulla f.ne Castellana Sicula (B) e sulle Argille Varicolori (C) dell'Unità Sicilide. Loc.: in sinistra del F. Imera.

- Southern flank of the Scillato brachyisyncline: the basal conglomerate lithofacies of the Terravecchia Fm. (A) unconformably lies on both the Castellana Sicula Fm. (B) and Varicoloured Clay (C) of the Sicilide Unit. Loc.: left side of the Imera River.



Fig. 395 - Al nucleo della brachisynclinale della zona di Scillato affiora la facies argillosa della f.ne Terravecchia (a), che verso l'alto passa a sabbie, che rappresentano la chiusura del ciclo sedimentario (b). In quest'area non sono presenti le formazioni del Gruppo Gessoso-Solfifera.

- In the core of the brachysyncline of the Scillato area the clayey facies of the Terravecchia Fm. outcrops (a). Upwards the pelitic facies upgrades to the sandy one; this top level represents the end of the sedimentary cycle (b). In this area the formations of the Gessoso-Solfifero Group are absent.

mazione, spesso lenticolari e con frequenti contatti basali erosivi. Sono inoltre presenti strutture tipo *cross bedded lamination*. Associate a tali depositi, a più altezze stratigrafiche, si rinvencono lenti di sabbie a grana media e grossa, caratterizzate da gradazione verticale e da laminazione parallela e obliqua, e più raramente strati medio-sottili argilloso-sabbiosi, laminati e separati da sottili interstrati sabbiosi. Contenuto faunistico assente.

La facies conglomeratica è molto diffusa, ma le strutture sedimentarie e la composizione dei clasti possono variare notevolmente (fig. 396a). L'abbondanza di elementi cristallini indicherebbe quale area-sorgente le Unità Calabro-Peloritane, comprese quelle attualmente sommerse lungo il bordo meridionale del Tirreno (p.es. l'“Alto di Solunto”), poi collassate. Nel caso dei conglomerati della zona di Scillato tuttavia le strutture deposizionali indicherebbero una direzione di apporto dei sedimenti da sud verso nord, in evidente contrasto con la composizione; una spiegazione potrebbe essere fornita da complessi sistemi di riciclaggio dei materiali trasportati dapprima da nord e successivamente da sud mediante uno sviluppo idrografico legato all'espansione del Bacino Tirrenico.

membro sabbioso

Sabbie e arenarie quarzose o clastico-carbonatiche di colore giallastro e grigiastro a grana media e grossa, talora micacee, gradate, a laminazione parallela a grande scala e obliqua, in strati e banchi di vario spessore (fig. 396b). Sono frequenti strutture da corrente e da carico alla base degli strati. A luoghi (C.zo Ramo, a nord-ovest di Gangi) si rinvencono sottili livelli arenitici, con abbondanti frammenti di molluschi indeterminabili. Questi depositi passano gradualmente verso l'alto ad un prisma di argille grigio-blauastre e di argille siltose e sabbie e/o areniti giallastre costiere di piattaforma e torbiditi fini calcaree.

membro pelitico-argilloso

Peliti e argille sabbiose grigiastre e azzurre, argille siltose e siltiti laminate, marne grigio-verdastre in strati da centimetrici a decimetrici, e lenti di sabbie giallastre di spessore fino a decametrico. Le argille di norma presentano laminazione parallela a piccola scala, mentre frequente è la laminazione obliqua e/o convoluta nelle siltiti.

La facies argillosa della f.ne Terravecchia è ampiamente diffusa e talora è ricoperta da argille

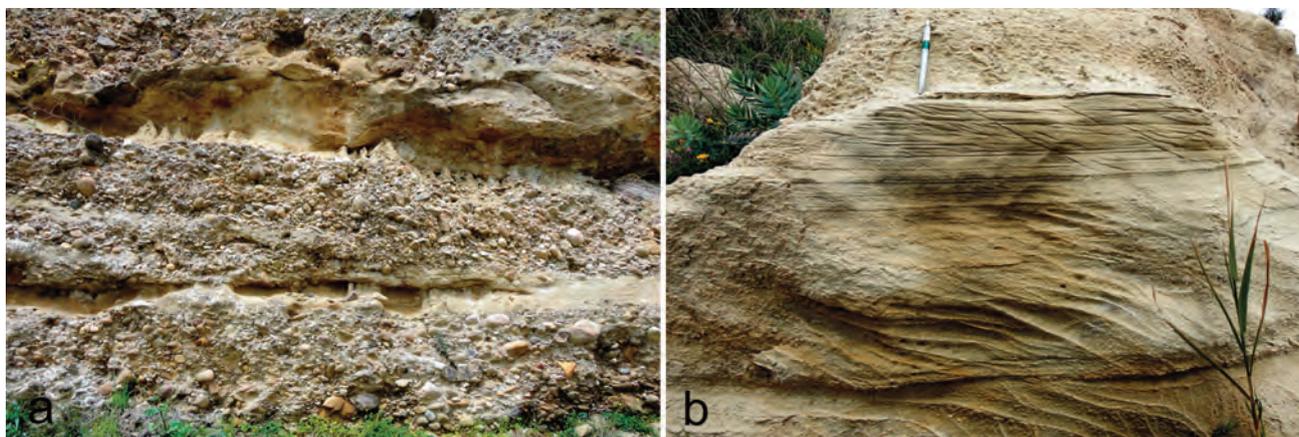


Fig. 396 – formazione Terravecchia: a) livelli conglomeratici alternati a sabbie; b) membro sabbioso. Zona tra Marianopoli e S. Caterina Villarmosa a NO di Caltanissetta.

- Terravecchia Formation: a) conglomeratic layers alternating with sands; b) sandy member. Marianopoli and S. Caterina Villarmosa villages area, NW of Caltanissetta.

brecciate brune (fig. 397) e sovente passano verso l'alto al Gruppo Gessoso-Solfifera (figg. 398, 399) con o senza l'interposizione delle diatomiti del Tripoli.

Il ricco contenuto faunistico è dato da lamelli-



Fig. 397 - Contatto tra argille brecciate di colore bruno (A) e la facies argillosa della formazione Terravecchia (B). Loc.: Valle del T. Salito, affluente di sinistra del F. Dittaino

- Contact between brown Argille Brecciate (A) and the clayey facies of the Terravecchia Formation (B). Loc.: Valley of the T. Salito, left tributary of the Dittaino River.

branchi, gasteropodi, ostracodi e foraminiferi, per lo più bentonici, tra cui sono stati riconosciuti elphidiidi, miliolidi, discorbidi, bolivinidi con *Bolivina* spp., *Bulimina* sp.; tra i planctonici *Globigerina* spp., *Orbulina univversa*, *O. suturalis*, *Neogloboquadrina acostaensis* e *Globigerinoides obliquus extremus*, indicativi del Tortoniano superiore. Talora nei livelli alti si rinvengono anche *Globorotalia suterae* e *G. conomiozea*, indicative del limite Tortoniano-Messiniano. L'età complessiva della formazione quindi è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (v. tab. 5).

Nell'intervallo apicale sono presenti marne a *Turborotalia multiloba*, sormontate dalle evaporiti della formazione di Cattolica. Nella zona di Ciminna CATALANO *et alii* (2010a) le considerano correlabili con i calcari biocostruiti (f.ne Baucina) e parzialmente coeve del Tripoli.

Ampi affioramenti sono quelli localizzati tra la dorsale di Rocca Busambra e i Monti di Trabia in corrispondenza degli abitati di Villafrati e Cefalà Diana, localizzati su facies conglomeratico-sab-



Fig. 398 - Sul versante in sinistra del T. Vaccarizzo, affluente di sinistra del F. Imera Meridionale (a NO di Villarsosa) la facies argillosa della f.ne Terravecchia passa verso l'alto direttamente al Calcere di base del Gruppo Gessoso-Solfifera (M. Maccarrone).

- In the left side of the Vaccarizzo stream, left tributary of the Imera Meridionale River the clayey facies of the Terravecchia Fm. directly upgrades to the Calcere di base of the Gessoso-Solfifera Group (Maccarrone Mt.).



Fig. 399 - Alla base della successione di M. Capodarso (v. anche figura 387) la f.ne Terravecchia è rappresentata soltanto dal membro pelitico-argilloso.

- At the base of M. Capodarso succession (see also figure 387) the Terravecchia Fm. is represented only by the pelitic-clayey member.

biose, mentre verso SE i livelli sabbiosi basali passano verso l'alto a facies pelitiche, che diventano dominanti e fanno da substrato al Gruppo Gessoso-Solfifera di Ciminna.

Ad ovest la f.ne Terravecchia colma ampi settori del "Bacino di Castelvetrano" e mostra passaggio verso l'alto alle evaporiti messiniane. Nelle aree trapanesi la medesima formazione ricopre in discordanza i terreni alloctoni della zona di Montagna Grande e del margine meridionale dei Monti di Capo S. Vito, ed è chiaramente deformata dalle fasi tettoniche plioceniche. Essa occupa anche il cosiddetto "Bacino di Trapani", una depressione che durante il Miocene medio fungeva da avanfossa.

Nell'ampio settore fra M. Bonifato, M. Kumeta e Corleone la formazione costituisce la sinclinale di Grisi orientata NO-SE e la dorsale di Campo reale, orientata E-O e lunga oltre 30 km, dove sono rappresentate tutte le litofacies.

Verso sud la f.ne Terravecchia copre in discordanza l'Unità di Lercara, che si sovrappone tettonicamente alle marne di S. Cipirello del Serravalliano-Tortoniano inferiore, che a loro volta costituiscono gli orizzonti di tetto delle successioni sicane (M. Cammarata). Queste ultime si accavalano su argille del Miocene superiore, che procedendo verso sud fanno da base al Gruppo Gessoso-Solfifera ampiamente distribuito lungo la media e bassa valle del F. Platani.

Nel resto della Sicilia, oltre alle aree sopra descritte e al bordo meridionale della catena dei Nebrodi, essa caratterizza tutto il "Bacino di Caltanissetta", estendendosi con continuità a tutta la Falda di Gela, di cui forma gran parte dei volumi, e confondendosi a sud con la f.ne Licata, di cui è parzialmente coeva.

4.4.6. – *Formazioni reefali del Tortoniano superiore-Messiniano inferiore (membro del Landro e formazione Baucina)*

Nell'intervallo Tortoniano superiore-Messiniano inferiore si riconoscono almeno due episodi reefali, al più antico è riferibile il membro del Landro, intercalato nella parte alta della formazione Terravecchia, al secondo è ascrivibile la formazione Baucina, localizzata alla base delle evaporiti e parzialmente coeva del Tripoli (tab. 5).

I terreni riferiti a queste formazioni, descritti in letteratura come "calcareo corallifero" associato in parte alla Formazione calcareo arenacea di Baucina (ARUTA & BUCCHERI, 1971), o come depositi di scogliera a *Porites* e margine di scogliera-scarpata superiore (CATALANO, 1978; DI STEFANO & CATALANO, 1978; ESTEBAN *et alii*, 1982; GRASSO & PEDLEY, 1988b), sono diffusi nel territorio tra Mazara del Vallo e Calatafimi, nelle aree di Ciminna (SERV.

GEOL. D'It., 2010c), e delle Madonie meridionali (SERV. GEOL. D'It., 2012a), ove costituiscono il piastrone su cui si erge l'abitato di Petralia Sottana, e nei limitati lembi a nord di Petralia Soprana. Affiorano anche nel versante settentrionale del "Bacino di Caltanissetta" (area di Resuttano e di Cacchiamo).

In Sicilia occidentale lembi di scogliere messiniane, affioranti nei pressi di Mazara del Vallo, sono state studiate da ESTEBAN *et alii* (1982). L'età è compresa tra 6.48 e 6.22 Ma (Messiniano inferiore, SPROVIERI *et alii*, 1996). Altri lembi più o meno coevi sono quelli affioranti lungo il margine tirrenico e descritti in precedenza.

I caratteri sedimentologici dei corpi in facies reefale, intercalati nella parte alta della f.ne Terravecchia, sono stati studiati da GRASSO & PEDLEY (1988b), che hanno analizzato vari affioramenti distribuiti lungo una fascia orientata circa E-O. Quelli ad ovest della valle del F. Salso o Imera Meridionale sono distribuiti attorno all'area di Polizzi, Calcarelli e Castellana; più a sud tra il T. Tudia e il F. Salso (zona di Resuttano) si trovano le bioherme della località Landro e di Portella del Morto (fig. 400), intercalate nella parte alta della f.ne Terravecchia, che qui ha la sua località-tipo. Ad est della valle del F. Imera affiorano livelli reefali anch'essi intercalati nella parte alta della f.ne Terravecchia.

Si tratta di biolititi a coralli rappresentate per lo più da grandi colonie di *Porites* sp., cui si associano frammenti di briozoi, molluschi, alghe, echinodermi. Esse passano lateralmente a breccie carbonatiche, biocalcareni, marne e calcari dolomitici, sabbie argillose di colore giallo a stratificazione indistinta e arenarie ibride fossilifere di colore giallogrigiastro, ben cementate, in strati spessi circa 30 cm. Le biolititi costituiscono corpi a geometria cupoliforme (fig. 401) del diametro del centinaio di metri e spessore tra 5 e 20 m. A Petralia Sottana la formazione raggiunge lo spessore di 200 m, nella zona tipo la potenza si aggira sul centinaio di metri.

Verso SE nella zona tra Villapriolo e Cacchiamo, a nord della valle del F. Morello GRASSO & PEDLEY (1988b) ricostruiscono la successione stratigrafica tortoniano-messiniana ricoperta in discordanza da un "complesso evaporitico superiore". Gli autori concludono nel riconoscere due episodi, nei quali si realizzarono le condizioni per lo sviluppo delle facies reefali, che si collocherebbero temporalmente nel Tortoniano superiore-Messiniano inferiore. L'assenza di foraminiferi cronologicamente indicativi non permette di effettuare una correlazione tra le varie litofacies ed è probabile che le biolititi del Landro siano più antiche di quelle di Baucina, perché intercalate nella f.ne Terravecchia e non alla sommità come accertato per il secondo caso (v. tab. 5).



Fig. 400 - Calcarei recifali del Landro (a), particolare (b) affioranti a Portella del Morto (a SO di Resuttano).
- *Refoidal carbonates of Landro (a), detail (b), cropping out at Portella del Morto (SW of Resuttano village).*



Fig. 401 - Geometria cupoliforme delle bioliti della formazione Baucina in appoggio netto ed erosivo sulla formazione Terravecchia. Loc.: tra M. di Corvo e Petralia Sottana.
- *Dome-shaped geometry of biolites of the Baucina Formation, discordant on the Terravecchia Formation. Loc.: between M. di Corvo and Petralia Sottana village.*

Nell'area-tipo della f.ne Baucina CATALANO *et alii* (2010a) distinguono due litofacies: una costituita da bioliti a coralli (*Porites* sp. e *Tarbellastrea* sp.) e l'altra da biocalcareni con molluschi e coralli, che rappresentavano i corpi di *talus* superiore ai lati delle scogliere.

4.4.7. - *Depositi pre-evaporitici ed evaporitici del Messiniano*

Premessa

I sedimenti messiniani della Sicilia presentano dovunque facies pre-evaporitiche ed evaporitiche. I livelli di base sono dati da marne e diatomiti bianche (Tripoli) di ambiente euxinico, che passano ai sedimenti di ambienti penesalinici e salini della serie evaporitica *s.s.*, caratterizzata da calcari, gessi, salgemma e sali potassici, e a depositi clasto-evaporitici.

Dalla seconda metà dell'800 i suddetti litotipi venivano raggruppati nella "serie solfifera" in seguito denominata "serie solfifera siciliana" da OGNIBEN (1957), ovvero "serie gessoso-solfifera"

da SELLI (1960), termini che stanno ad indicare il complesso di depositi connessi alla "crisi di salinità" del Messiniano (HSU *et alii*, 1973).

La ridefinizione del piano Messiniano e la ricostruzione cronologica della crisi di salinità offrono un quadro di riferimento temporale più solido.

La "formazione gessoso-solfifera" comprende però unità litostratigrafiche formali ed informali con rapporti non sempre chiari; per tale motivo ROVERI & MANZI in CITA *et alii* (2006c), hanno proposto di elevare l'unità a rango di gruppo.

Il limite superiore, sincrono, verrebbe posto in coincidenza con il ritorno a condizioni marine normali, testimoniate dalla sedimentazione dei Trubi, e cioè alla base dello Zancleano; il limite inferiore, diacrono, sarebbe definito dalla comparsa di depositi evaporitici primari e/o clastici.

In Sicilia l'attività tettonica messiniana ha provocato discordanze angolari con bruschi contatti di evaporiti risedimentate specialmente lungo il bordo degli originari bacini. DECIMA & WEZEL (1971) e DECIMA *et alii* (1988) individuano lungo

un transetto NE-SO (fig. 402) una discordanza regionale, che in gran parte dell'Isola separerebbe la successione evaporitica in due distinti "complessi" sedimentari.

Il Complesso Evaporitico Inferiore è caratterizzato dal Tripoli (deposito non evaporitico) e da marne biancastre, dal Calcare di Base e dai Gessi (Gessi di Cattolica; non sempre presenti). Seguono verso l'alto torbiditi gessose, halite e sali potassici e, ove presenti, sali di Mg.

Il Complesso Evaporitico Superiore è costituito, alla base, da evaporiti risedimentate passanti verso l'alto a gessi laminati e/o massivi della formazione di Pasquasia.

Secondo ESTEBAN (1979) la successione sarebbe chiusa dal "Calcare Terminale", il cui litotipo prevalente è dato da laminati carbonatiche spesso stromatolitiche, di ambiente peritidale o lagunare e, in subordine, da calcari massivi travertinosi, o da breccie carbonatiche monogeniche a cemento calcitico. Più raramente sono presenti anche livelli silicoclastici, prevalentemente quarzosiltitici.

A seguito dell'introduzione della denominazione formale nella Sicilia centro-occidentale e seguendo il quadro proposto da KRIJGSMAN *et alii* (1999) il Gruppo Gessoso-Solfifera è costituito dalla formazione di Cattolica, prettamente evaporitica, e dalla formazione di Pasquasia, prevalentemente clastica.

Rimangono tuttavia seri dubbi sull'applicabilità di tale suddivisione a tutti gli affioramenti siciliani, specie quelli ubicati al margine dei bacini satellite, dove la tettonica sinsedimentaria ha giocato un ruolo decisivo sulla distribuzione delle evaporiti e dei cunei clastici originatisi dalla cannibalizzazione di questi ultimi. Esempi sono offerti dalle zone di Alimena e di Ciminna (v. oltre), nelle quali la correlazione con un quadro regionale risulta incerta.

I terreni evaporitici e clastico-evaporitici affiorano ampiamente, ma discontinuamente in tutta la Sicilia centro-meridionale (Bacino di Caltanissetta) e occidentale (Bacino di Castelvetro), per lo più all'interno dei sinclinori formati dai depositi tor-

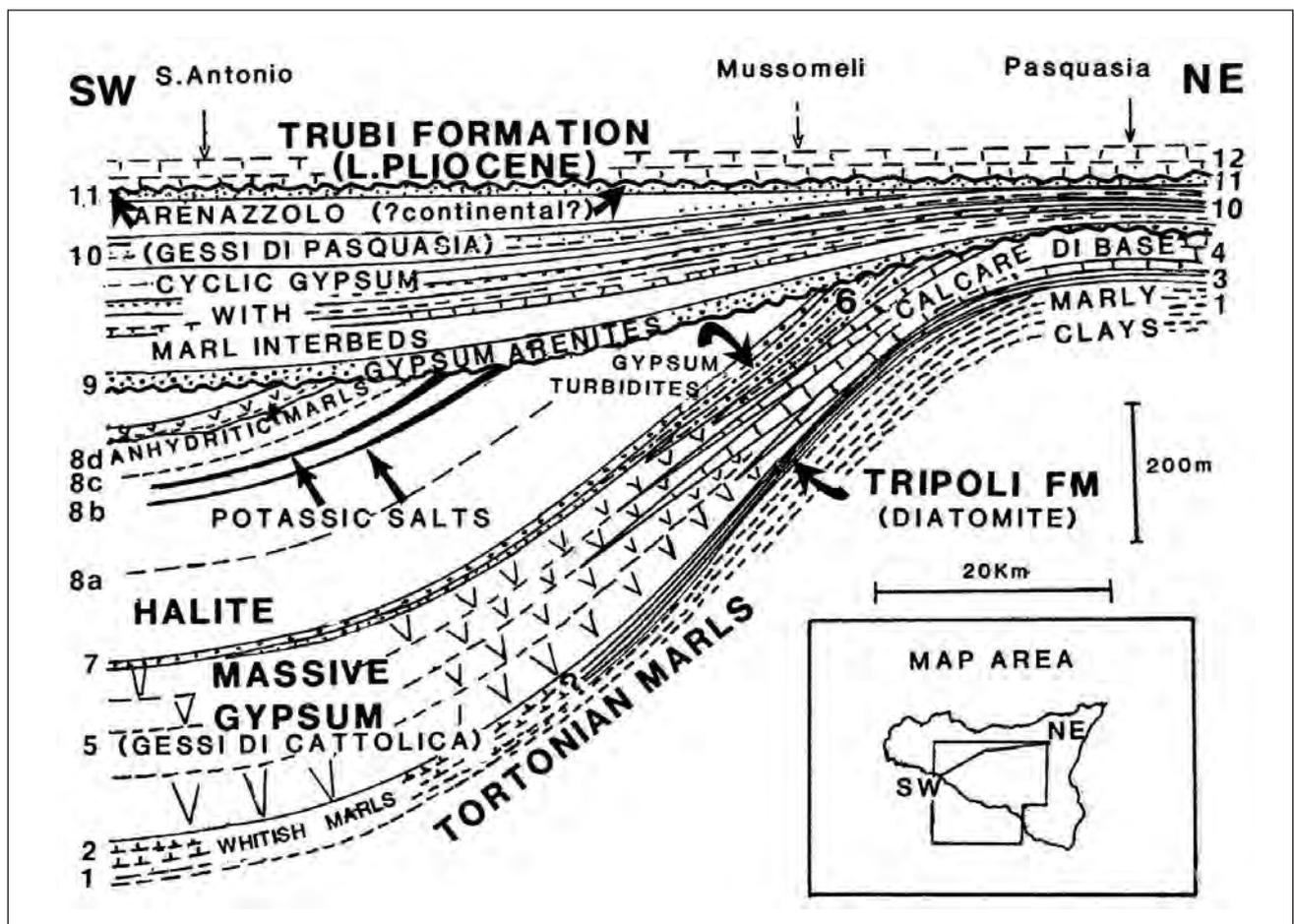


Fig. 402 - Sezione stratigrafica della Formazione Gessoso-Solfifera messiniana della Sicilia (da DECIMA & WEZEL, 1971, adattata da DECIMA *et alii*, 1988). Il gruppo inferiore comprende i depositi n. 1-8; quello superiore i depositi n. 9-11.

- Stratigraphic section of the Messinian Gessoso-Solfifera Formation of Sicily (from DECIMA & WEZEL, 1971, adapted by DECIMA *et alii*, 1988). The lower group comprises the n.1-8 deposits; the upper one the n. 9-11 deposits.

toniani o dagli olistostromi di argille brecciate. Alla base della serie evaporitica localmente sono presenti diatomiti bianche fogliettate, talora marnose (Tripoli). Sul Calcere di Base o direttamente sui gessi in lamine e/o sui gessi massivi con grossi cristalli geminati, poggiano talora, alternati ad argille gessose, olistostromi di argille brecciate (cfr. AB₃ di OGNIBEN, 1953).

Il Gruppo Gessoso-Solfifera è spesso intensamente deformato a seguito di un'energica fase tettonica posteriore al Pliocene inferiore, come dimostra il coinvolgimento dei Trubi (v. oltre). Strette anticlinali e sinclinali caratterizzano l'assetto strutturale: tipico è l'esempio del sistema di pieghe con assi orientati NO-SE della zona immediatamente ad ovest di Porto Empedocle (Agrigento) (fig. 403).

4.4.7.1. – Tripoli (Messiniano inferiore)

Con tale termine, apparso già nei lavori di MOTTURA (1871, 1910), di BALDACCIO (1886) e DELFRATI *et alii* (2006c), vengono indicate diatomiti bianche, sottilmente laminate, fissili (fig. 404) con resti di pesci teleostei (*Paralepis* sp., *Bregmaceros* sp., *Myctophum* sp. e *Syngnathus* sp.) (fig. 405), passanti lateralmente ad alternanze di diatomiti ricche di coccolitoforidi e dinoflagellati, marne biancastre a foraminiferi planctonici e peliti fogliettate, bituminose. Localmente si intercalano sottili livelli di



Fig. 404 – Il Tripoli è caratterizzato da sottili lamine di diatomiti biancastre alternate a livelli debolmente marnosi. Loc.: dintorni di Mass. il Salto (Caltagirone).

- The Tripoli Fm. is characterized by thin laminae of whitish diatomite alternating with poorly marly levels. Loc.: near the Mass. Il Salto (Caltagirone).

torba. Le microfaune, ove presenti, hanno carattere oligotipico con prevalenti individui di *Globigerinoides obliquus extremus*, oltre a *Turborotalita multiloba*, *Neogloboquadrina acostaensis* (d), *Bulimina aculeata*, *B. echinata* e *Brizalina dentellata* della zona a *Globorotalia conomiozea* (IACCARINO, 1985). Le nannoflore riconducono alle biozone a *Reticulofenestra rotaria* e *Calcidiscus leptoporus*; l'età è Messiniano inferiore e cioè compresa tra 6,90 e 6,00 Ma.

Tale formazione è diffusa, anche se non sempre presente, in tutta l'Isola, ma sono molto caratteristici gli affioramenti del cosiddetto "Bacino di Cal-



Fig. 403 – Brachianticline del Gruppo Gessoso-Solfifera affiorante ad ovest di M. Crasto nei pressi di Porto Empedocle (Agrigento).

- Brachyantiline of the Gessoso-Solfifera Group, cropping out west of Crasto Mt. near Porto Empedocle (Agrigento).

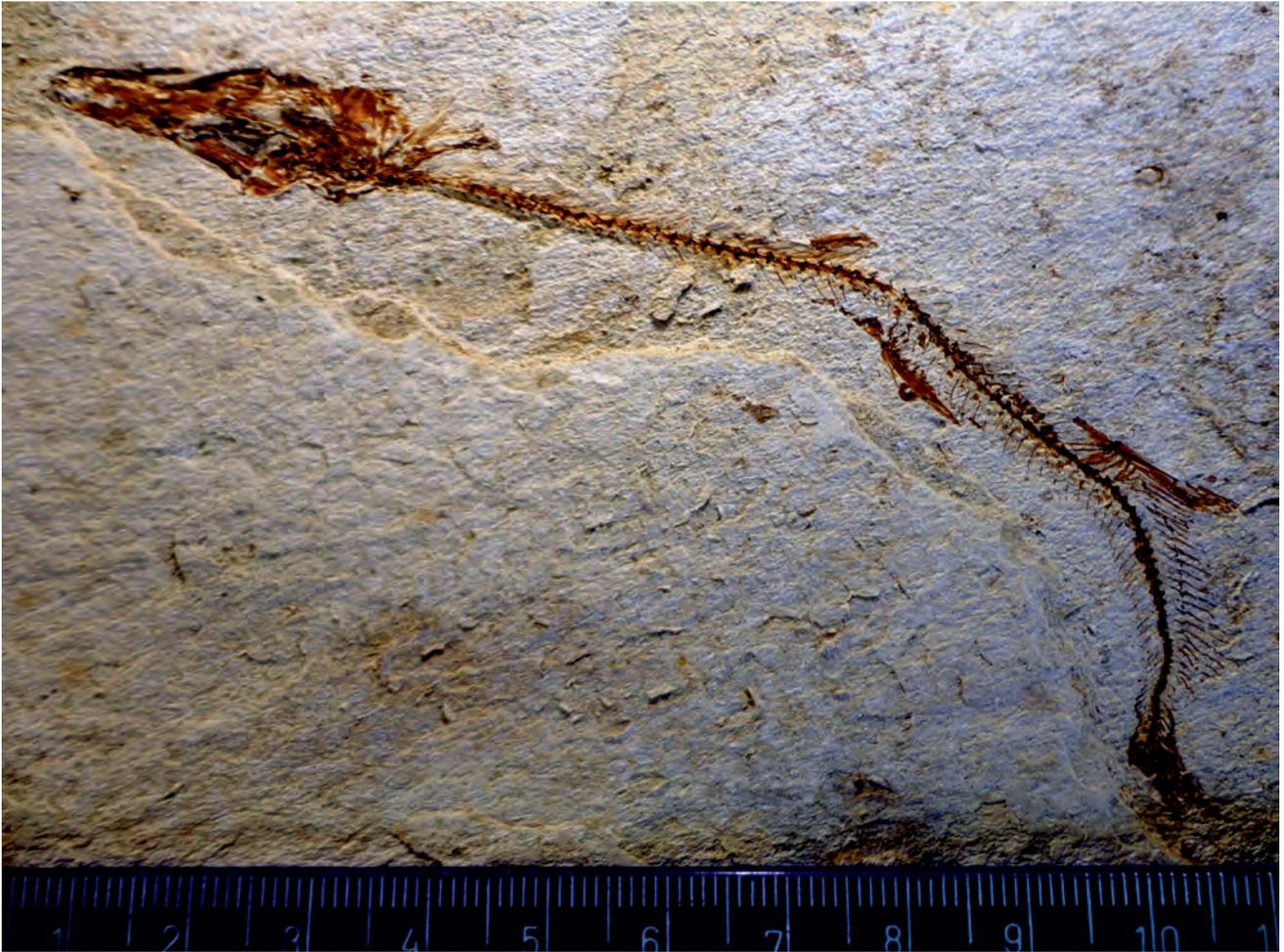


Fig. 405 – Esempio di *Paralepis cf. albyi* (SAUVAGE), proveniente dal Tripoli di Mass. Il Salto (Caltagirone). (collezione privata F. Lentini).
- Specimen of *Paralepis cf. albyi* (SAUVAGE), collected from the Tripoli Fm. of Mass. Il Salto (Caltagirone) (private collection F. Lentini).

tanissetta” e della Falda di Gela. La sezione più completa, potente 27 m, è quella di M. Falconara; essa è stata proposta come stratotipo del limite Tortoniano-Messiniano da COLALONGO *et alii* (1979) e successivamente studiata con metodi di biostratigrafia integrata, magnetostratigrafia, stratigrafia isotopica e ciclostratigrafia (v. bibliografia in BASILONE, 2012).

GRASSO *et alii* (1990b) hanno campionato il Tripoli, affiorante nella valle del F. Morello una decina di km a nord di Enna. Trattasi di una successione potente 80 m di marne grigiastre, laminiti biancastre e di micriti, distribuite in sette cicli, il cui contenuto microfaunistico indica un deterioramento ciclico con una tendenza progressiva all’ipersalinità nei livelli più alti, dove poi si ha il passaggio alle evaporiti. Gli autori forniscono un’interpretazione paleoambientale, basata su dati sedimentologici e micro paleontologici, ma inserendo anche le relazioni con la tettonica regionale.

Oltre ai giacimenti fossiliferi della Sicilia centro-meridionale (Falconara, M. Giammoia, Ca-

podarso, ecc.), belle esposizioni si hanno nella zona di Masseria il Salto, una decina di chilometri a NE di Caltagirone, dove è stato eseguito da GAUDAN *et alii* (1996) uno studio paleontologico integrato. Gli Autori assegnano ai 15 m di successione studiata un’età compresa tra 6,54 e 6,17 Ma, alquanto differente da quella compresa tra 5,6 e 5,9 proposta da GERSONDE & SCHRADER (1984) per varie località del “Bacino di Caltanissetta”. Secondo la tabella 5 l’età della formazione cadrebbe fra 6,91 e 5,96 Ma e cioè nel Messiniano inferiore.

PEDLEY & GRASSO (1994) propongono un modello per l’associazione fra Tripoli e facies recifali, identificando due episodi biohermali: il primo del Tortoniano terminale, e il secondo del Messiniano inferiore. Quest’ultimo è rappresentato da bioherme relativamente diversificate, coeve a depositi diatomitici riferibili al Tripoli, associati a bacini parzialmente isolati. Gli Autori propongono un modello legato all’evoluzione dei sistemi a *thrust* e dei relativi bacini satellite.

4.4.7.2. – Gruppo Gessoso-Solfifera (Messiniano superiore)

I terreni del Gruppo Gessoso-Solfifera (ROVERI & MANZI in CITA *et alii*, 2006c) sono ampiamente distribuiti in Sicilia Centrale nel cosiddetto Bacino di Caltanissetta e lungo la fascia meridionale che costituisce la Falda di Gela.

La Formazione di Cattolica comprende il Calcarea di Base, un membro selenitico e un membro salifero. Il primo, noto anche come calcarea solfifera (ROVERI & MANZI in CITA *et alii*, 2006f), poggia sulla f.ne Terravecchia, ovvero sul Tripoli o direttamente sulle argille brecciate (AB2) ed è costituito da calcari microcristallini di colore grigio-biancastro oppure giallastro, talora rosati, da calcari dolomitici e dolomie spesso vacuolari o brecciati, generalmente stratificati in banchi fino a 2 metri, separati da giunti pelitici potenti alcuni decimetri con sottili livelli di calcilutiti grigie laminate (fig. 406). Verso l'alto si intercalano olistostromi (AB3) contenenti olistoliti in prevalenza di calcari o gessi. Lo spessore non supera in genere i 50 m. Sul Calcarea di Base o direttamente sulla f.ne Terravecchia e sulle argille brecciate poggia il membro selenitico della f.ne di Cattolica, caratterizzato da gessi microcristallini sottilmente laminati (ritmiti) (fig. 407) e gessi massivi in grossi cristalli geminati, stratificati in banchi di dimensione metriche, talora alternati a gessoclastiti, per lo più gessolutiti e gessosiltiti. Nella parte alta della formazione si intercalano masse olistostromiche di argille brecciate, caratterizzate da prevalenti clasti gessosi e/o calcarei evaporitici, di spessore decametrico.

Il membro salifero, ove presente, si è originato dalla precipitazione diretta di cloruri di sodio, sali potassici e magnesiaci. A volte si osservano intercalazioni di anidriti e di argilliti rosse; si riconoscono agglomerati cristallini con i tipici cristalli cubici. Le aree di maggiore interesse minerario sono quelle delle Madonie (Petralia Sottana, pro-



Fig. 407 – Ritmiti gessoso-pelitiche affioranti lungo la SS 121 tra S. Caterina Villarmosa e Vallelunga Pratameno (Sicilia centrale).
- *Gypsiferous-pelitic rhythmites outcropping along the road SS 121 between S. Caterina Villarmosa and Vallelunga Pratameno villages (central Sicily).*

vincia di Palermo), di Realmonte e di Racalmuto (provincia di Agrigento) (fig. 408). Per qualità e volume del sale tali miniere sono al primo posto in Europa e vengono gestite dalla società Italkali.

La geometria dei corpi salini è lentiforme e dipende chiaramente dalle intense deformazioni post-deposizionali; per esempio la miniera di Realmonte è ubicata in corrispondenza di una lente allineata lungo la costa meridionale della Sicilia tra Porto Empedocle e Siculiana. A Petralia Sottana la lente salifera è localizzata a letto dei grandi *thrust* che caratterizzano la fascia meridionale della dorsale montuosa delle Madonie orientali.

La formazione di Pasquasia comprende un membro gessarenitico, uno gessoso-marnoso, i calcari a Congerie, il membro dei fanglomerati, e l'Arenazzolo.

Il primo è costituito da gessareniti e gessopeliti laminate e gradate, con base erosiva; si osservano anche brecce e conglomerati, sabbie e argille gessose; il secondo è rappresentato da marne argillose,



Fig. 406 - Il membro Calcare di Base del Gruppo Gessoso-Solfifera è formato da calcari grigio biancastri in strati di spessore da 1 a 5 m (a), sovente brecciato (b). Loc.: area di Marianopoli (Sicilia centrale).

- *The Calcare di Base member of the Gessoso-Solfifera Group is characterized by grey-whitish limestone with 1 up to 5 meters thick strata (a), often brecciated (b). Loc.: Marianopoli area (Central Sicily).*

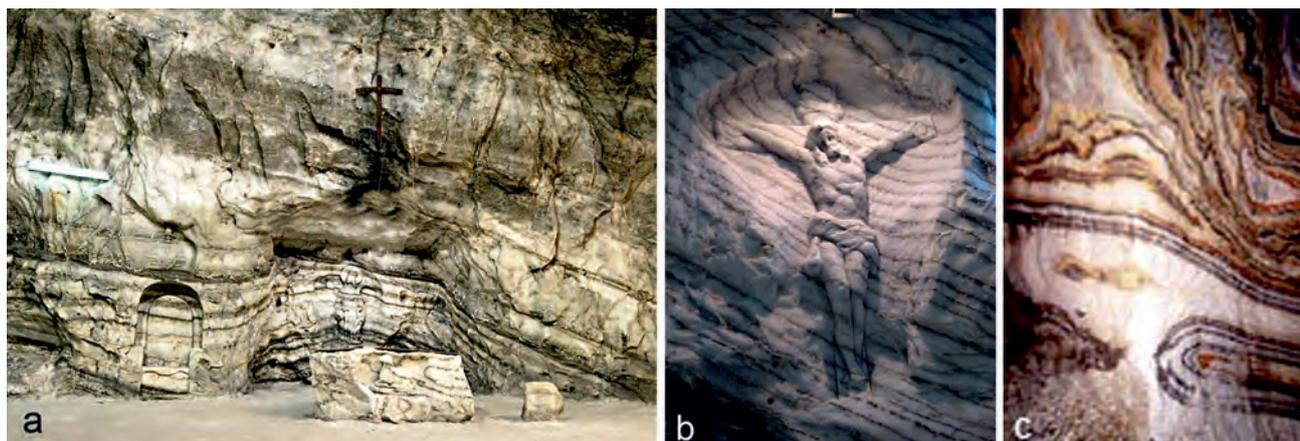


Fig. 408 – Miniera di Realmonte: la “Cattedrale del Sale” (a) e il bassorilievo del Cristo (b) scolpito nel sale. Inclusioni di kainite in salgemma nella Miniera di Petralia (c). (foto da Google).

- Realmonte Mine: the “Cathedral of Salt” (a) and the bas-relief of Christ (b) carved in salt. Inclusion of kainite in rock salt in the Petralia Mine (c). (photos from Google).

silt e sabbie alternate a gessi selenitici massivi o laminati gessose. Spesso i livelli sono organizzati in cicli legati a periodici incrementi della salinità. I calcari a Congerie, noti anche come Strati a Congerie (BALDACCI, 1886) o Zona a Congerie (OGNIBEN, 1957), si presentano come calcari bianco-giallastri, biocalcareni e marne sabbiose, contenenti associazioni faunistiche d’ambiente salmastro, rappresentate da *Congerie*, *Dreissenia*, *Cardium*, *Bithynia*. Per OGNIBEN (1957) tali associazioni indicherebbero la transizione dalle condizioni lagunari a quelle francamente marine, che prelude alla deposizione dei Trubi. Il membro dei fanglomerati è costituito da ruditi polimictici di colore bruno-rossastro, associati a gessareniti e argille ad ostracodi (*Cyprideis pannonica*). Sono stati riferiti al Messiniano superiore da RUGGIERI & TORRE (1987) in base alla posizione stratigrafica.

Chiude la formazione il membro Arenazzolo (ROVERI & MANZI in CITA *et alii*, 2006d), costituito da arenarie quarzoso-micacee di colore giallastro e bruno e da calcareniti con un’abbondante frazione silicoclastica; frequenti sono gli elementi di rocce cristalline. Questo membro ha un andamento discontinuo con spessori variabili da 0 ad alcune decine di metri. Nella sezione di Eraclea Minoa il limite stratigrafico con i soprastanti Trubi rappresenta il passaggio Miocene-Pliocene datato astronomicamente a 5,33 Ma (v. BASILONE, 2012).

La suddivisione in due cicli proposta da DECIMA & WEZEL (1971) ha un valore regionale, tuttavia, se si vanno ad esaminare in dettaglio le varie aree, emerge che il sistema a *thrust*, nel quale si sono generate le evaporiti, ha prodotto un’articolata organizzazione di bacini satellite (*thrust top basins*) minori, che hanno sviluppato una propria stratigrafia delle evaporiti in risposta alla progradazione dei *thrust* e alle fluttuazioni del livello marino.

La letteratura geologica è notevolmente ricca di descrizioni riguardanti i litotipi del Gruppo della Gessoso-Solfifera; risulterebbe perciò estremamente prolissa la descrizione degli innumerevoli affioramenti siciliani. Si ritiene opportuno descrivere invece le successioni stratigrafiche, insieme con il contesto strutturale, di alcune località-tipo della sedimentazione evaporitica.

Nell’area pedemontana delle Madonie CARBONE & GRASSO (2012) attribuiscono alla f.ne di Cattolica un calcare evaporitico in strati fino a 2 metri separati da sottili giunti pelitici, poggiante in discordanza sulla f.ne Terravecchia, o sulla f.ne Baucina ovvero direttamente sulle Argille Varicolori. Alla f.ne di Pasquasia vengono riferiti un membro gessarenitico ed uno fanglomeratico, formato da conglomerati poligenici a supporto di matrice sabbiosa bruna o giallastra.

I fanglomerati, in passato ritenuti pleistocenici, affiorano dalle Petralie a M. della Grassa. Sono presenti anche a Cozzo Prangi, a ovest di Petralia Sottana, ricoperti in discordanza da conglomerati pleistocenici con i quali è facile confonderli (v. rispettivamente “Conglomerati di Cozzo Cofino” e “Conglomerati di Cozzo Prangi” di BARRECA *et alii*, 2007). La formazione è costituita da conglomerati poligenici, generalmente a supporto di matrice sabbiosa di colore bruno, talora rossastro o giallastro. I ciottoli sono rappresentati da prevalenti quarzareniti e in subordine da clasti carbonatici mesozoici di dimensione da pochi decimetri a qualche metro. Il limite superiore è definito dai Trubi e/o dai depositi discordanti pleistocenici. Lo spessore del litosoma varia tra 50 m e 150 m; l’ambiente deposizionale è deltizio.

La datazione del membro al Messiniano superiore, in assenza di determinazioni biostratigrafiche e/o biocronologiche, è dedotta dalla posizione stratigrafica.

Nei dintorni di Pizzo Bosco, a sud di Termini Imerese, CATALANO *et alii* (2011b) assegnano alla f.ne di Cattolica gessi selenitici massivi ovvero stratificati con intercalazioni di laminiti algali, mentre la f.ne di Pasquasia sarebbe rappresentata da un membro gessoso-marnoso, passante in alto a fanglomerati.

In Sicilia occidentale la f.ne di Cattolica è caratterizzata da un membro Selenitico soprastante ad un intervallo dal significato pre-evaporitico denominato f.ne di Ciminna (v. oltre), mentre in alto la f.ne di Pasquasia è costituita dal membro dei Calcari a Congerie e cioè da calcari marnosi biancastri ad ostracodi e piccoli gasteropodi.

Attorno alla Piana di Catania CARBONE *et alii* (2010) assegnano alla f.ne di Cattolica il Calcare di Base, poggiante sulla f.ne Terravecchia o sulle argille brecciate e costituito da calcare microcristallino biancastro e da laminiti carbonatiche stromatolitiche, che suggeriscono ambienti deposizionali peritidali o lagunari. Segue verso l'alto il membro Selenitico, costituito da laminiti gessose e da gessi massivi in grossi cristalli geminati.

Sinclinale di Nicosia

A sud dell'abitato di Nicosia il medio corso del F. Salso scorre lungo l'asse di una struttura sinclinale, che interessa il Gruppo Gessoso-Solfifera, e la cui analisi è di estrema importanza per i rapporti tettonica-sedimentazione e soprattutto per l'evoluzione geodinamica recente (v. oltre) (fig. 409).

Al disopra di un complicato sistema a *thrust* formato da differenti unità numidiche e da formazioni alloctone sicilidi poggia in netta discordanza angolare la f.ne Terravecchia, che passa talora al Tripoli, o direttamente al Gruppo Gessoso-Solfifera, co-



Fig. 410 - Gessareniti della formazione di Pasquasia, affioranti sulla SP Gagliano - Nicosia.
- Gypsarenites of the Pasquasia Formation, cropping out along the Gagliano - Nicosia road.

stituito dai due cicli evaporitici riferibili alla f.ne di Cattolica e alla f.ne di Pasquasia (fig. 410). La geometria dei corpi sedimentari indica una deformazione progressivamente attenuata verso l'alto e pertanto databile all'intervallo Messiniano-Pliocene inferiore. La struttura è compresa tra un fascio trascorrente a nord e un *thrust* ad alto angolo nord-vergente a sud.

Bordo settentrionale del "Bacino di Caltanissetta"

I sedimenti tardo neogenici ed il contesto geodinamico in cui si sono depositati sono stati analizzati da BUTLER & GRASSO (1993) lungo un transetto orientato N-S ubicato nella Sicilia centrale sul bordo settentrionale del cosiddetto "Bacino di Caltanissetta". Gli autori presentano sette colonne stratigra-

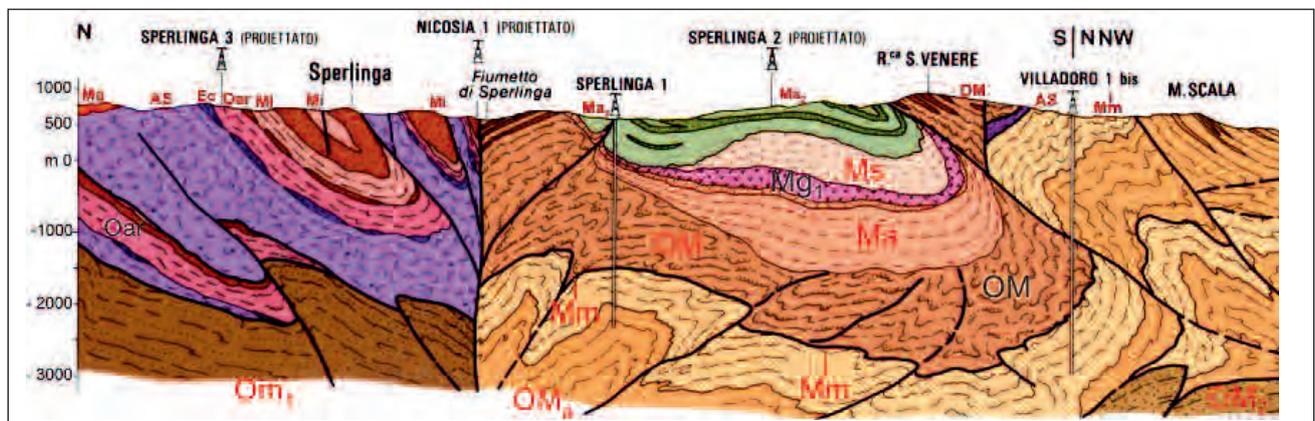


Fig. 409 - Profilo geologico attraverso la sinclinale di Nicosia (da CARBONE *et alii*, 1990, modificato). OM₁: flysch numidico - membro Geraci Siculo; OM₂: flysch numidico - Unità Gagliano; OM_a, M_m: flysch numidico - Unità di Serra del Bosco; OM: flysch numidico - Unità di M. Salici; AS: argille scagliose; Ec: f.ne di Polizzi; Oar: argille varicolori; Mi: flysch numidico - Unità di Nicosia; Ma: f.ne Terravecchia; Mg₁: gessi ed argille gessose (f.ne di Cattolica); Ms: membro salifero (f.ne di Cattolica); Ma₂: argille e gessareniti (f.ne di Pasquasia).

- Geological profile across the Nicosia syncline (after CARBONE *et alii*, 1990, modified). OM₁: Numidian Flysch - Geraci Siculo member; OM₂: Numidian Flysch - Gagliano Unit; OM_a, M_m: Numidian Flysch - Serra del Bosco Unit; OM: Numidian Flysch - M. Salici Unit; AS: Argille Scagliose; Ec: Polizzi Fm.; Oar: Varicoloured Clays; Mi: Numidian Flysch - Nicosia Unit; Ma: Terravecchia Fm.; Mg₁: Gypsum and gypsiferous clays (Cattolica Fm.); Ms: salt member (Cattolica Fm.); Ma₂: clay and gypsumarenites (Pasquasia Fm.).

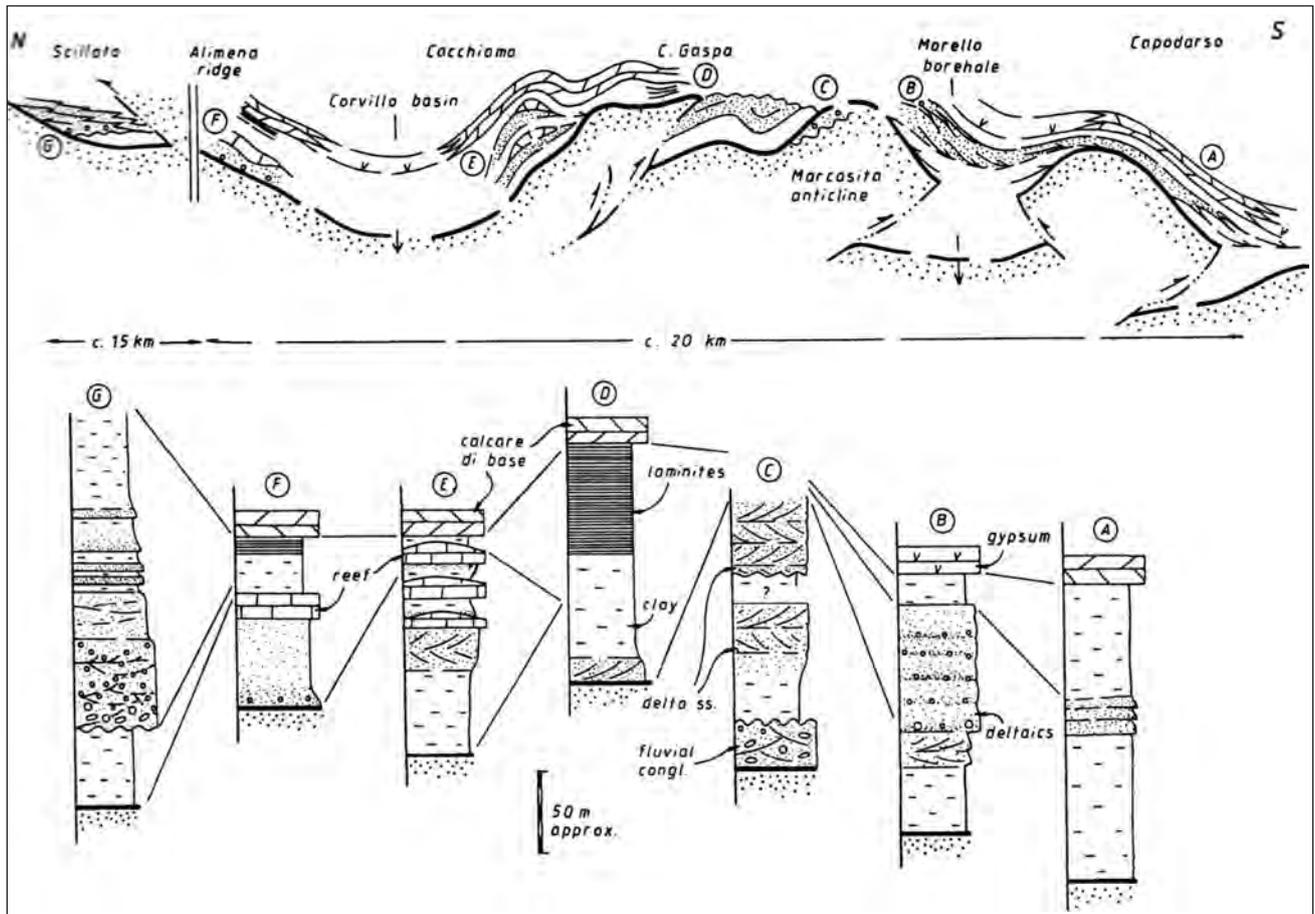


Fig. 411 - Sette colonne stratigrafiche schematiche dell'intervallo Tortoniano-Messiniano ubicate lungo un profilo N-S nella parte centro-settentrionale del "Bacino di Caltanissetta" da Capodarso a Scillato. Appare evidente la relazione tra distribuzione delle facies e la collocazione nell'ambito del sistema a *thrust* (da BUTLER & GRASSO, 1993).

- Seven simplified stratigraphic columns of the Tortonian-Messinian interval, located along a N-S cross-section in the central-northern sector of the "Bacino di Caltanissetta" from Capodarso to Scillato. There is a clear relationship between the facies distribution and the location in the structural framework of the thrust system (after BUTLER & GRASSO, 1993).

fiche in serie da Capodarso a Scillato, passando attraverso l'anticlinale di M. Marcasita e il "bacino di Corvillo" e mettono in stretta relazione i caratteri deposizionali con lo sviluppo di rampe anticlinali in un sistema a *thrust* (fig. 411).

"Bacino di Ciminna"

Nell'area di Ciminna si riconoscono due corpi evaporitici separati da marne argillose a *Turborotalia multiloba* (fig. 412); quello inferiore presenta una geometria cuneiforme ed è intercalato fra due orizzonti pelitici, chiudendosi progressivamente verso NO. Esso è costituito a sua volta da un intervallo inferiore di gessi selenitici massivi ed uno superiore formato da gessoruditi e gessoareniti risedimentate (figg. 413, 414).

Il corpo inferiore è stato studiato da LO CICERO *et alii* (1997) e denominato formazione Ciminna (v. anche CATALANO *et alii*, 2010a); tali autori lo ascrivono al Messiniano inferiore per la posizione stratigrafica all'interno delle marne a *T. multiloba* e cioè un'età non più giovane di 6.08 Ma e quindi del-

l'evento evaporitico messiniano, che si fa cominciare a 5.96 Ma. La f.ne Ciminna quindi per gli autori citati verrebbe ad essere coeva del Tripoli e rappresenterebbe pertanto un evento evaporitico precoce (v. tab. 5).

Il corpo evaporitico superiore poggia sulle marne a *T. multiloba*, che lo separano dalla sottostante f.ne Ciminna, e viene ascritto da CATALANO *et alii* (2010a) alla formazione di Cattolica. Esso è costituito da gessi selenitici massivi o a stratificazione indistinta, alternati talora a laminiti algali e a marne gessose. Al tetto si osserva una superficie di erosione variamente articolata (fig. 415), sulla quale giacciono fanglomerati polimictici rossastri, argille marnose ad ostracodi e gessoareniti, che nel loro complesso vengono correlati da CATALANO *et alii* (2010a) con la formazione di Pasquasia. Si tratta di depositi di ambiente paralico-continentale e ciò conferma, insieme con i sopracitati episodi di risedimentazione e cannibalizzazione, l'originaria posizione dell'intera sequenza evaporitica al margine di un bacino satellite.



Fig. 412 - Nella brachisynclinale dell'area a sud di Ciminna ("Bacino di Ciminna") i depositi evaporitici formano due corpi separati da marne argillose a *Turborotalia multiloba*. Il corpo inferiore è stato denominato f.ne Ciminna, quello superiore viene ascritto alla f.ne di Cattolica.

- In the brachysyncline in the area south of Ciminna village ("Ciminna Basin") the evaporitic deposits are composed of two lithosomes separated by clayey marls with *Turborotalia multiloba*. The lower body has been called Ciminna Fm., the upper one has been ascribed to the Cattolica Fm.

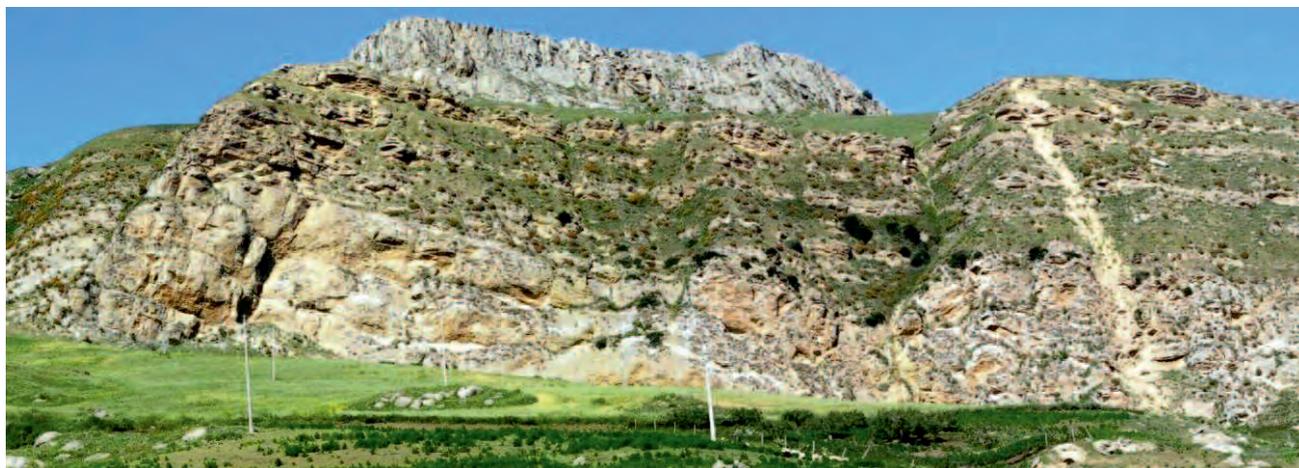


Fig. 413 - La formazione Ciminna è costituita da un intervallo inferiore formato in prevalenza da gessi selenitici massivi geminati e da laminiti gessose, e da un intervallo superiore di gessoruditi e gessoareniti risedimentate, originatisi dalla cannibalizzazione di depositi evaporitici marginali. Alla sommità affiorano ancora le marne a *T. multiloba* e i gessi della f.ne di Cattolica.

- The Ciminna Formation is composed by a lower interval mainly made by massive selenitic gypsum, and by gypsum laminites, and by an upper one characterized by resedimented ruditic and arenitic gypsum originated by the cannibalization of evaporites previously deposited on the margins. At the top the marls with *T. multiloba* and the gypsum of Cattolica Fm. crop out.

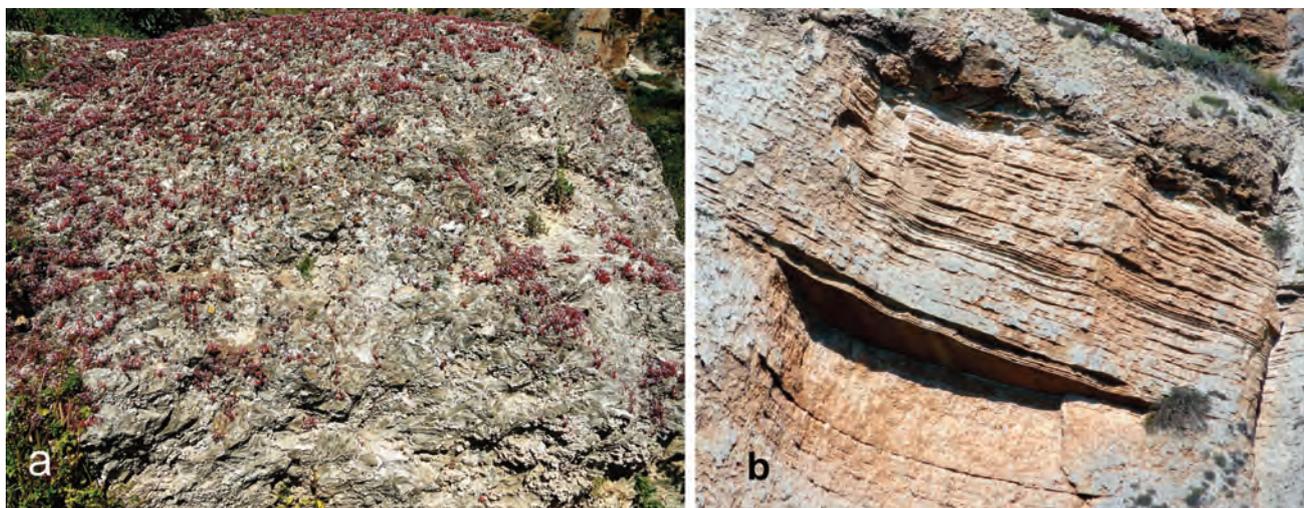


Fig. 414 - formazione Ciminna: gessi selenitici massivi geminati della parte inferiore (a); gessoareniti dell'intervallo superiore (b).

- Ciminna Formation: massive macroselenite gypsum of the lower portion (a); gypsum arenites of the upper portion (b).



Fig. 415 - I gessi della f.ne di Cattolica affioranti a Cozzo Balatelle (a sud di Caccamo) sono interessati da una superficie di erosione fortemente ondulata, che li separa da fanglomerati (ascritti alla f.ne Pasquasia) e dai Trubi.

- The gypsum of the Cattolica Fm. cropping out at Cozzo Balatelle (south of Caccamo village) are affected by a deeply undulated erosional surface, which separates them from fanglomerates (ascribed to the Pasquasia Fm.) and the Trubi Fm.

L'interpretazione più attendibile, secondo gli autori delle presenti note, è che la chiusura sia da imputare a processi di erosione, cannibalizzazione e sedimentazione di evaporiti prossimali avvenuti durante il Messiniano (v. fig. 413).

La zona è stata interessata anche nel Pliocene da fenomeni compressivi, come dimostrano i *thrust* che mettono in contatto i gessi del corpo superiore con i Trubi (fig. 416).

4.4.8. – Depositi del Pliocene-Pleistocene inferiore

In Sicilia le coperture del Pliocene inferiore-Pleistocene, distribuite in bacini sospesi sui sistemi a *thrust*, sono costituite da depositi terrigeni e clastico-carbonatici, espressi da facies prevalente-



Fig. 416 - Esempio di un *thrust* che mette a contatto i gessi della formazione di Cattolica con i Trubi. Loc.: Il Pizzu, ad est di Ciminna.

- Example of a *thrust* between gypsum of Cattolica Fm. and the Trubi Fm. Loc.: Il Pizzu, est of Ciminna village.

mente diacrone, con una complessiva tendenza a sviluppare una sequenza regressiva in direzione dei quadranti meridionali, in sintonia con il generale sollevamento della catena.

Quelli connessi al Bacino Tirrenico sono distribuiti in prevalenza lungo il margine settentrionale della Sicilia e sono stati trattati in precedenza (v. Titolo III, Par. 4.2.). I depositi di avanfossa e cioè quelli effettivamente trasgressivi sulle successioni carbonatiche di avanfossa (e non quelli discordanti sulle coltri, che spesso vengono impropriamente inclusi nei depositi di avanfossa) sono stati trattati insieme ai terreni mio-pliocenici dell'Avanfossa Gela-Catania (v. Titolo II, Par. 1.3.).

Qui di seguito invece vengono descritti i depositi dei bacini-satellite, ubicati sul sistema a *thrust* delle unità mesocenozoiche del dominio orogénico, fatta eccezione di quelli della Falda di Gela prospiciente il margine ibleo, per la cui descrizione si rimanda al Titolo II, Par. 1.3.

Va precisato che, poiché il limite interno della Falda di Gela non è determinabile in superficie, altrettanto indefinibile risulta il confine tra i depositi plio-pleistocenici del cuneo di accrezione più esterno della catena e quelli sospesi e distribuiti nelle depressioni strutturali, note come "Bacino di Caltanissetta" e "Bacino di Castelvetro".

L'analisi di tali depositi lungo un transetto da quelli meno esterni delle depressioni sopra citate a quelli del fronte della Falda di Gela e fino all'avanfossa (v. tab. 4) contribuisce alla comprensione delle relazioni tra tettonica a *thrust* e sedimentazione in un sistema catena-avanfossa tuttora attivo.

CATALANO *et alii* (1993, 1997) hanno riconosciuto sia a terra che a mare sequenze deposizionali interpretate come cicli sedimentari controllati da processi eustatici, sottolineando il sincronismo regionale dei limiti in tutte le sezioni analizzate dall'avanfossa fino ai bacini satellite. Per questi autori la tettonica sinsedimentaria influenzerebbe localmente forma e volume dei bacini, ma non controllerebbe il *timing* dei limiti di sequenza a livello regionale.

Diversamente BUTLER *et alii* (1995) e BUTLER & LICKORISH (1997) invocano una maggiore influenza della tettonica sull'evoluzione sedimentaria dei bacini satellite. Gli autori documentano evidenti pieghe di crescita con discordanze progressive, che hanno condizionato la generale geometria dei bacini; cosicché le variazioni eustatiche avrebbero influenzato delle sequenze minori all'interno di più ampie successioni tettonicamente controllate. Una forte influenza dell'attività tettonica sulla sedimentazione è stata riconosciuta da VITALE (1997) e da VITALE & SULLI (1997), anche se ricalcano le interpretazioni di CATALANO *et alii* (1997).

PATACCA & SCANDONE (2004) sottolineano l'importanza della periodicità nell'attività tettonica quale fattore di controllo dei processi ciclici e distinguono in Sicilia tre sequenze deposizionali tettonicamente controllate e separate da maggiori discordanze angolari, collocate in corrispondenza di eventi tettonici ben definiti sia in Sicilia che in Appennino meridionale. I medesimi autori, attraverso un diagramma cronostratigrafico, mostrano la correlazione fra depositi di *thrust-top*, di avanfossa e di avampaese lungo un transetto siciliano orientato N-S; le sequenze deposizionali connesse all'evoluzione del sistema a *thrust* sono correlate con le successioni eustaticamente controllate di CATALANO *et alii* (1997), (fig. 417).

I depositi plio-pleistocenici in Sicilia sono distribuiti prevalentemente nel settore centro-orientale dell'Isola ("Bacino di Caltanissetta") e si estendono dalla zona pedemontana nebrodico-madonita fino alla costa meridionale (area di Agrigento-Gela) e verso est fino alla Piana di Catania e all'area etnea, e in Sicilia occidentale nel "Bacino di Castelvetrano", isolato dalle culminazioni strutturali dei Monti Sicani.

Sul bordo settentrionale del "Bacino di Caltanissetta" sono riconoscibili tre cicli sedimentari, di cui il più antico comprende sostanzialmente i Trubi, ed è riferibile al Pliocene inferiore. Il secondo è ascrivibile alla parte alta del Pliocene inferiore e al Pliocene medio e riguarda il Gruppo di Enna (cioè le marne di Enna e le calcareniti di Capodarso). Il terzo, ascritto al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, è noto in letteratura come ciclo di Geracello, e si sviluppa a sud dell'allinea-

mento Valguarnera-Pietraperzia.

Tuttavia, procedendo verso il settore meridionale lungo un transetto N-S, i limiti inconformi si fanno meno netti fino a sparire, per cui nelle aree di Butera e Gela, così come attorno Agrigento, si osserva una successione pelitico-arenitica, all'interno della quale non si registrano significative discordanze o disarmonie. Tale successione, dal carattere marcatamente regressivo, appartiene ad un intervallo cronologico che va dal Piacenziano al Calabriano (v. fig. 417); per essa BASILONE (2012) propone di utilizzare il termine di Gruppo Ribera (v. oltre).

4.4.8.1. – Trubi

I Trubi, il cui termine deriva dal dialetto siciliano (*trubbu* = terreno biancastro), sono identificati in letteratura già da MOTTURA (1871) e da BALDACCI (1886) come una formazione marnoso-argilloso-calcareo di ambiente di mare aperto, che si sviluppava a tetto della "Formazione Gessoso-Solfifera" in Sicilia e fino alla Stretta di Catanzaro in Calabria. In Sicilia le località più tipiche si trovano lungo la costa centro-occidentale, tra Eraclea Minoa e Capo Rossello (Provincia di Agrigento). La formazione è stata formalizzata da DELFRATI in CITA *et alii* (2006g).

I Trubi sono strutturalmente solidali con la successione del Gruppo Gessoso-Solfifera, dal quale si è scelto di non distinguerli per una migliore leggibilità della Carta Geologica allegata. Chiari esempi di pieghe, in cui sono coinvolti i Trubi solidalmente con le evaporiti, si possono osservare nelle strette pieghe con assi orientati NO-SE, affioranti nei pressi di Porto Empedocle (Agrigento) (fig. 418). Ciò ascrive al post-Pliocene inferiore la deformazione dell'intera successione.

Fanno eccezione i Trubi affioranti sul bordo tirrenico, dove sono spesso direttamente in discordanza su terreni di età pre-messiniana, trattati nel Comma 4.2.2.3., e quelli presenti al *footwall* dei sistemi a *thrust* di M. Genuardo e di Burgio.

I Trubi sono costituiti da un'alternanza ciclica di marne e calcari (figg. 419, 420) di colore variabile da bianco crema a giallastro o bruno, con ricco plancton calcareo, in strati generalmente piano-paralleli spessi mediamente 20-, localmente anche metrico. Sono frequenti strutture da deformazione sinsedimentaria quali livelli caotici e brecce intraformazionali. Lo spessore complessivo della formazione può raggiungere il centinaio di metri. Alla base localmente è presente un orizzonte clastico, noto col termine di Arenazzolo, e la cui composizione dipende essenzialmente dai termini del substrato.

Il contenuto faunistico è ben conservato e diversificato. Le associazioni a foraminiferi sono ca-

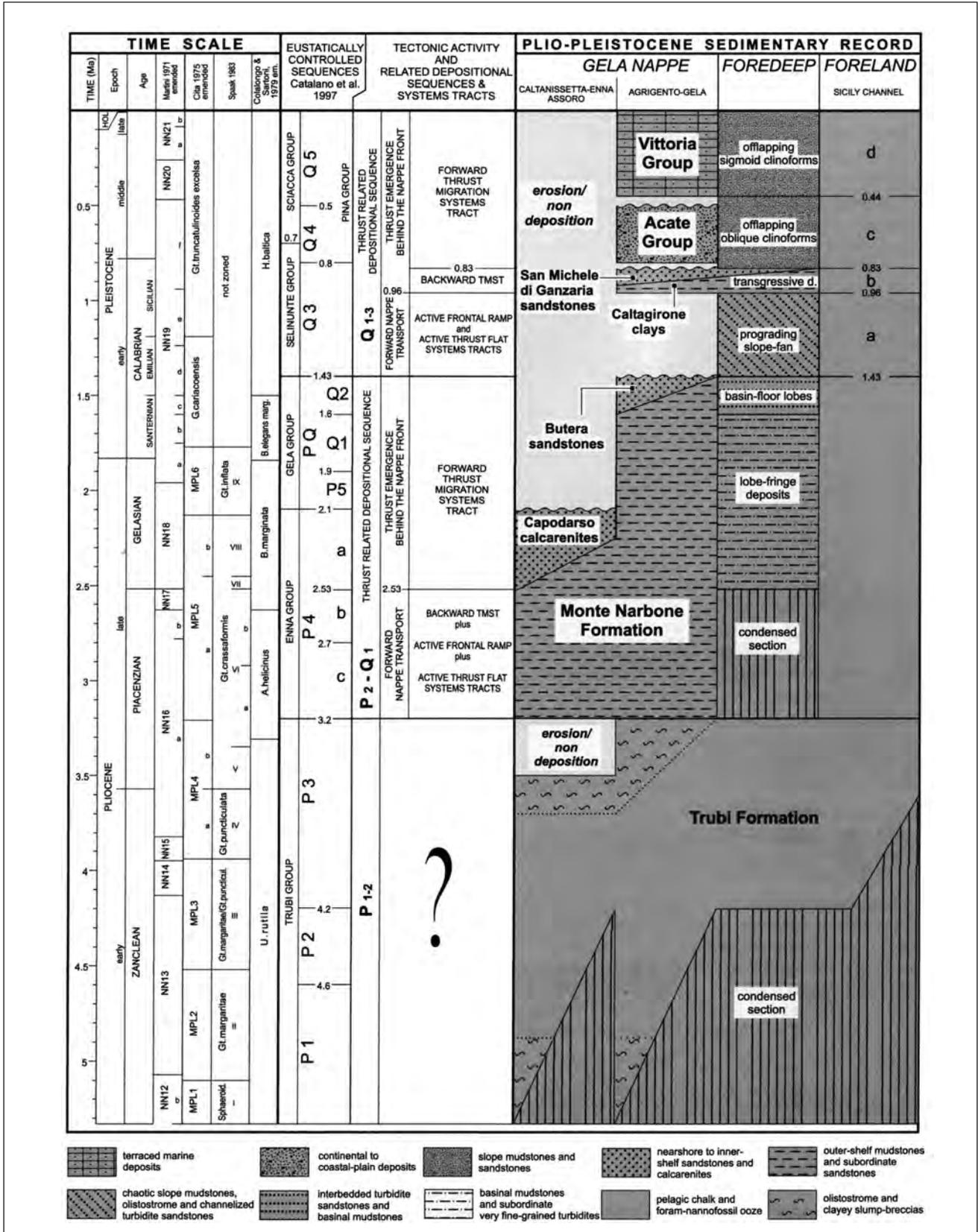


Fig. 417 - Diagramma cronostatigrafico che mostra la correlazione tra i depositi di bacini sospesi, d'avanfossa e di avampaese, lungo un transetto N-S in Sicilia centro-orientale; la formazione Monte Narbone corrisponde in parte alle marne di Enna. Gli intervalli a-d sono unità sismostratigrafiche distinte nell'offshore delle aree di avampaese e correlabili con i depositi pleistocenici delle aree emerse (da PATACCA & SCANDONE, 2004).
 - Chronostratigraphic diagram showing the correlation between the thrust-top, foredeep and foreland deposits along a N-S transect in central-eastern Sicily; the Monte Narbone Formation is partially equivalent of the Enna marls. The a-d intervals are seismostratigraphic units distinguished in the offshore foreland areas and correlatable with the Pleistocene deposits of the onshore areas (after PATACCA & SCANDONE, 2004).



Fig. 418 - Nei sistemi a pieghe con assi NO-SE affioranti ad ovest di M. Crasto nei pressi dell'abitato di Porto Empedocle (Agrigento) i Trubi occupano il nucleo delle strette sinclinali, solidalmente con le evaporiti messiniane.

- In the folds with NW-SE axis, cropping out west of M. Crasto near the Porto Empedocle village (Agrigento) the Trubi occupy the core of the narrow syncline jointly with the Messinian evaporites.



Fig. 419 - Alternanza ciclica di calcilutiti e marne calcilutitiche a microforaminiferi della F.ne Trubi. Loc.: Scala dei Turchi (Agrigento).

- Microforaminifer-bearing cyclic alternation of calcilutites and marly calcilutites of Trubi Fm. Loc.: Scala dei Turchi (Agrigento).

ratterizzate, nei livelli basali della successione, da *Sphaeroidinellopsis seminulina* e *Globorotalia margaritae* (Biozona MPI2 di CITA, 1975) e nei livelli sommitali da *G. margaritae* e *G. puncticulata* (Biozona MPI3). Le associazioni a nanfossili sono carat-

terizzate da *Calcidiscus leptoporus*, *C. macintyreii*, *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp. (biozone MNN12-MNN13 di RIO *et alii*, 1990).

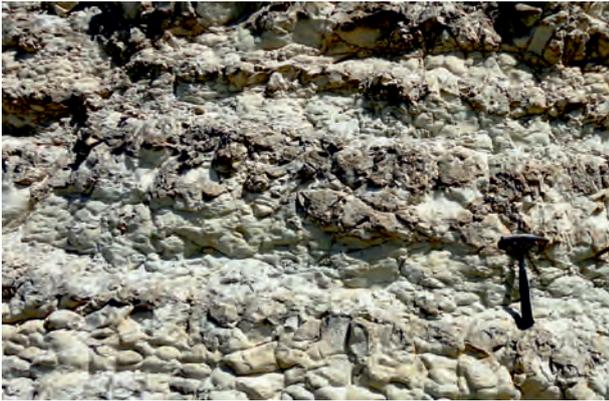


Fig. 420 - Tipica fratturazione concoide nei Trubi (Sicilia centro-meridionale).
- *Typical conchoidal fracture in Trubi Fm. (south-central Sicily).*

Nei Trubi di Capo Rossello (stratotipo del piano Zancleano del Pliocene inferiore) sono state distinte quattro biozone MP11-MP14, pertanto dal punto di vista cronostratigrafico l'unità è da riferire allo Zancleano (Pliocene inferiore) ed alla parte basale del Piacenziano (Pliocene medio).

Nella Sicilia centrale (zona di Enna) i Trubi (fig. 421) contengono le biozone a *Sphaeroidinellopsis*, a *Globorotalia margaritae*, e a *G. puncticulata* (CASALE, 1969), ma spesso la prima non è presente a causa di lacune di sedimentazione. Per PATACCA & SCANDONE (2004) la base dei Trubi sarebbe diacrona e ciò potrebbe spiegare l'assenza in alcune sezioni della Biozona a *Sphaeroidinellopsis*. In alcune sezioni, come quella di Assoro, i Trubi sono in realtà costituiti da breccie risedimentate, nelle quali ovviamente le microfaune sono distribuite caoticamente (DI GRANDE *et alii*, 1976). In tutta quest'area l'età dei Trubi non raggiunge il Pliocene medio, la cui espressione sedimentaria è data dalle marne di Enna (v. oltre).

4.4.8.2. – Ciclo pliocenico di Enna-Capodarso

Per quanto concerne i depositi post-Trubi, lungo la fascia settentrionale del "Bacino di Caltanissetta (Assoro-Centuripe e Caltanissetta-Enna),



Fig. 421 – Sinclinale nei Trubi di M. Zimbalio a est di Assoro (Sicilia centro-orientale).
- *Syncline of Trubi Fm. in M. Zimbalio, east of Assoro village (central-eastern Sicily).*

la successione plio-pleistocenica è caratterizzata da due discordanze regionali; a causa delle condizioni prossimali e della modesta batimetria, l'attività tettonica pliocenica esercita una profonda modificazione sulle condizioni di sedimentazione. Al disopra dei Trubi giace in discordanza il ciclo di Enna-Capodarso, ascrivibile alla parte alta del Pliocene inferiore, il medio e, laddove risparmiata dall'erosione, a parte del superiore. Tale ciclo affiora lungo una fascia orientata circa est-ovest da Centuripe a Leonforte, per poi dirigersi verso SO, interessando gli abitati di Calascibetta, Enna e Caltanissetta. Al disopra giace in discordanza il Ciclo di Geracello.

L'area che consente la ricostruzione completa dei due cicli sedimentari della successione plio-pleistocenica e i rapporti relativi all'interno di quest'ultima, è quella compresa tra l'allineamento Enna-Caltanissetta e la congiungente Valguarnera-Pietraperzia.

Lungo il versante orientale del rilievo montuoso, sul quale sorge l'abitato di Enna affiora la sezione studiata da CASALE (1969), comprendente i Trubi e le marne di Enna e culminante nelle calcareniti e sabbie sommitali (calcareniti di Capodarso).

I *marker* biostratigrafici nella sezione di Enna e nel sondaggio Trabonella 1, permettono di definire le varie biozone a *Sphaeroidinellopsis*, a *Globorotalia margaritae*, a *G. puncticulata*, a *G. bononiensis* e a *G. crassaformis aemiliana*, che a quel tempo permettevano di riconoscere il Pliocene inferiore e medio. Un'attenta lettura della distribuzione riportata da CASALE (1969) con la simultanea ricomparsa alla base delle Marne di Enna di tutti assieme i *marker*, suggerisce un forte rimaneggiamento. Ciò può essere messo in relazione con una marcata discordanza angolare fra le marne e i sottostanti Trubi, rilevata sul terreno. Sia le marne di Enna che le soprastanti calcareniti e sabbie poggiano, oltre che sui Trubi, anche su vari termini del Gruppo Gessoso-Solfifera e talora direttamente sulla f.ne Terravecchia.

L'esposizione più completa della successione si può osservare nella monoclinale di M. Capodarso, ad ovest di Enna dove lungo un profilo orientato da nord a sud dalla Contrada Imera a M. Geracello si passa dalle argille marnose della f.ne Terravecchia (Cozzo del Corvo) fino alle argille e sabbie del Ciclo di Geracello, attraverso il Tripoli, le evaporiti, i Trubi, le marne di Enna e le calcareniti di Capodarso (fig. 422).

La monoclinale è l'espressione in superficie di un *thrust* cieco (*blind thrust*), originatosi progressivamente, formando una struttura di crescita come dimostra il differente grado di deformazione della serie solfifera rispetto alle calcareniti di Capodarso. Queste ultime inoltre mostrano un classico esem-

pio di facies tempo-regressive (v. fig. 422).

Il ciclo di Enna verso sud è rappresentato solamente da argille grigio-biancastre di modesto spessore (le calcareniti di Capodarso sono sparite per eteropia) ed è riconoscibile solo a seguito di dettagliate campionature. Il ciclo superiore è rappresentato da estesi placconi sabbioso-calcarenitici (sabbie di Piazza Armerina), che possono poggiare direttamente su termini più antichi.

Qui di seguito si fornisce una breve descrizione delle formazioni che sono state ascritte all'intervallo Pliocene inferiore (parte alta)–Pliocene superiore *p.p.*

marne di Enna (Pliocene inferiore *p.p.*-medio)

In discordanza sui Trubi, ovvero direttamente sui termini più antichi, poggiano argille marnose e marne argilloso-siltose fossilifere di colore grigio con livelli di sabbie e breccie argillose più frequenti alla base, dove si possono osservare anche breccie costituite da Trubi, come nella sezione di Assoro (DI GRANDE *et alii*, 1976). Le marne di Enna passano diacronicamente alle calcareniti di Capodarso, per cui lo spessore risulta variabile da circa 250 m a Enna e a Capodarso a poche decine di metri, come nella zona di Pergusa, fino ad azzerarsi, come a sud di Leonforte e sul bordo settentrionale del “Bacino di Centuripe-Agira-Leonforte”. In quest’ultimo, interpretabile come un bacino sospeso sulle coltri sicilidi, orientato est-ovest, ma con una marcata asimmetria in senso N-S, le marne tendono a scomparire verso nord, ma registrano anche incrementi di spessore tra le aree di Centuripe e di Assoro-Leonforte in corrispondenza di Agira (v. DI GRANDE *et alii*, 1976). Nella zona a sud di Centuripe il passaggio alle calcareniti di Capodarso è rappresentato da un’alternanza marnoso-arenacea, ben visibile sulla strada che da Catenanuova porta a Centuripe (fig. 423).

Le microfaune presenti sono caratterizzate da foraminiferi sia bentonici che planctonici delle bio-



Fig. 423 – Passaggio tra le marne di Enna e le calcareniti di Capodarso a sud di Centuripe. Loc.: strada Catenanuova-Centuripe.

- Transition between the Marne di Enna and the Calcareniti di Capodarso south of Centuripe. Loc.: Catenanuova-Centuripe road.

zone a *Globorotalia puncticulata* in basso e a *Globorotalia crassaformis* verso l’alto, per cui DI GRANDE *et alii* (1976) avevano attribuito la formazione alla parte alta del Pliocene inferiore fino a comprendere il Pliocene medio. La presenza della parte inferiore del Pliocene superiore viene solo ipotizzata.

calcareniti di Capodarso (Pliocene medio-superiore)

Le marne di Enna passano verso l’alto alle calcareniti di Capodarso, che rappresentano la litofacies regressiva del ciclo pliocenico di Enna. L’antico abitato di Enna (“Enna Alta”) si erge su un piastrone sub-orizzontale di calcareniti e sabbie, ascrivibili a questa formazione, al disotto della quale affiorano le marne di Enna (fig. 424). Il contrasto morfologico è notevole e i bordi del piastrone subiscono fenomeni di crollo, impedendo così un’espansione della città, che ha subito una delocalizzazione verso la base della collina, dando origine a Enna-Bassa.

La formazione è costituita da un’alternanza di sabbie e calcareniti giallastre, con corpi canalizzati e strutture sedimentarie tipo cliniformi, sormontate da geometrie di *top-lap*, generate da fluttuazioni



Fig. 422 - Versante occidentale di M. Capodarso. Alla sommità della successione, costituita dalla f.ne Terravecchia, dal Gruppo Gessoso-Solfifera, dai Trubi, giacciono le marne di Enna, evolventi alle calcareniti di Capodarso. Queste ultime sono caratterizzate da uno spettacolare esempio facies tempo-regressive.
- Western side of M. Capodarso. At the top of the succession, consisting of the Terravecchia Fm., of the Gessoso-Solfifera Group, of Trubi Fm., lie the Marne di Enna, upgrading to the Calcareniti di Capodarso Fm. The latter are characterized by a spectacular example of time-regressive facies.



Fig. 424 – La città di Enna si erge su un piastrone calcarenitico-sabbioso ascrivibile alle calcareniti di Capodarso.
- The city of Enna stands on a large plateau consisting of calcarenites and sands ascribed to the Capodarso Calcarenites Fm.

del livello marino in condizioni di ambiente litorale (fig. 425, v. anche fig. 426).

Nel bacino satellite di Assoro-Centuripe le variazioni laterali fra i due litotipi sono particolarmente evidenti non soltanto in direzione nord-sud, ma anche longitudinalmente (fig. 427). Le litofacies arenitiche tendono a sostituirsi verso l'alto e lateralmente alle marne di Enna con un rapporto tempo-regressivo, che indicherebbe un ritiro del mare verso i quadranti meridionali. Discordanze intraformazionali sono connesse a deformazioni sin sedimentarie del substrato. Nel versante meridionale dell'abitato di Agira si osserva una chiara struttura di crescita delle arenarie plioceniche (fig. 428), imputabile al progressivo sollevamento del margine del bacino-satellite.

4.4.8.3. – Ciclo plio-pleistocenico di Geracello

marne di Geracello e sabbie di Piazza Armerina (Pliocene superiore–Pleistocene inferiore)

In discordanza sulla successione pliocenica, e talora su termini miocenici poggia una monotona sequenza di argille marnose e siltose di colore grigio-giallastro a stratificazione indistinta con intercalazioni di sabbie giallastre di spessore variabile. Verso l'alto è presente un livello potente circa 200 m di sabbie quarzose giallastre con intercalazioni calcarenitiche e lenti di conglomerati. Il contenuto macrofaunistico, generalmente abbondante, è caratterizzato da lamellibranchi e gasteropodi. Nell'intervallo argilloso inferiore le microfaune a *Neogloboquadrina pachyderma* dx, *Globigerinoides ruber* e *Globorotalia inflata* indicano un'età alto pliocenica (Gelasiano; v. fig. 417).

Nell'area di Piazza Armerina l'intervallo Pliocene superiore–Pleistocene inferiore è espresso da un potente ed esteso *plateau* sabbioso e sabbioso-siltoso, delimitato ad est dalla congiungente Valguarnera-Aidone, e poggiante in discordanza su termini miocenici e su argille brecciate, come si può osservare nell'area a NE di Aidone. In questa

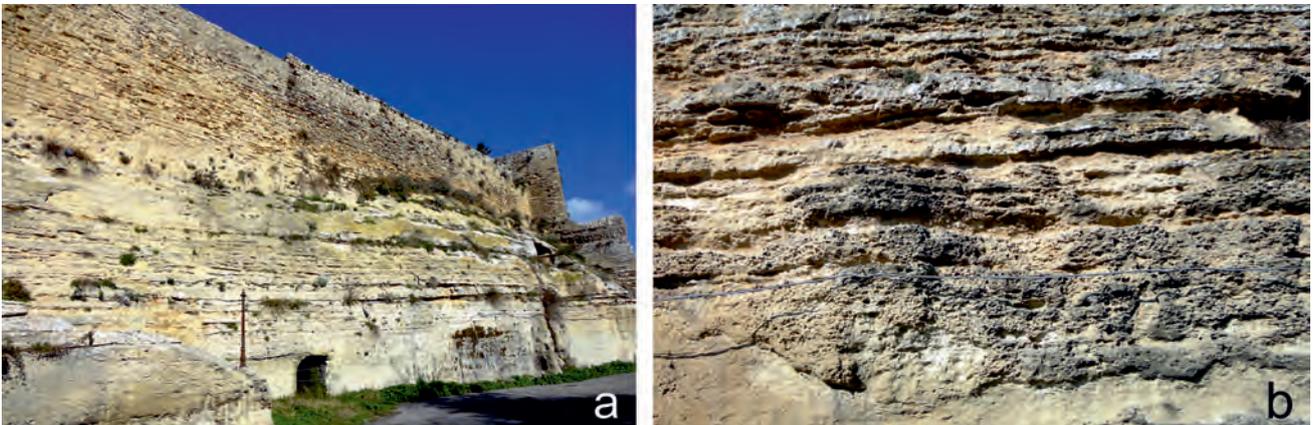


Fig. 425 - La Rocca di Cerere, all'estremità orientale della città, presso il Castello di Lombardia, era il sito di un tempio eretto nel 480 a.C., ma non se ne osservano i resti. Essa giace sulle calcareniti di Capodarso (a). Particolare delle strutture sedimentarie delle calcareniti (b).

- The Rocca di Cerere at the extreme East end of the town, beyond the Castello di Lombardia was the site of a temple erected in 480 BC, but there are no visible remains. It lies on the Capodarso Calcarenites Fm. (a). Detail of the sedimentary structures of the calcarenites (b).



Fig. 426 – Clinoformi e geometrie *top-lap* nelle parasequenze delle calcareniti di Capodarso, affioranti nel Vallone Cateratta nei pressi di Mulino del Barone (ad ovest del Lago di Pergusa).

- *Cliniforms and top-lap geometries in the parasequences of the Calcareni di Capodarso Fm., cropping out in Vallone Cateratta near Molino del Barone (west of Pergusa Lake).*



Fig. 427 - Diacronismo tra le marne di Enna e le calcareniti di Capodarso. Loc.: versante in destra del Vallone di Assoro a SE del paese.

- *Diacronism between the Marne di Enna and the Calcareni di Capodarso fms. Loc.: right slope of the Vallone di Assoro SE of the village.*



Fig. 428 – Versante meridionale della collina di Agira. Le calcareniti di Capodarso presentano discordanze progressive e strutture di crescita, dovute a fenomeni di deformazione sinsedimentaria del margine interno del bacino satellite.

- *Southern slope of the Agira hill. The Calcareni di Capodarso Fm. display progressive unconformities and growth strata, generated by sinsedimentary uplift of the inner margin of the thrust-top basin.*

zona a Serra d'Orlando, caratterizzata da sabbie e calcareniti spesso a stratificazione incrociata, sorge l'area archeologica siculo-greca di Morgantina, datata dal XIV secolo a. C. (fig. 429).

Sulla medesima formazione sabbiosa sorge la Villa Romana del Casale, famosa per gli splendidi mosaici del IV secolo d.C. (fig. 430).

4.4.8.4. – Ciclo plio-pleistocenico della Valle del Belice

Nella Sicilia occidentale i depositi plio-pleistocenici occupano un'ampia depressione strutturale, nota come “Bacino di Castelvetro” oltre che aree di estensione più limitata, come il cosiddetto “Bacino di Realbate”, le zone e la fascia costiera nonché l'*offshore* meridionale della Sicilia, come dimostrato dai sondaggi per ricerca di idrocarburi.

In prevalenza si tratta di depositi di bacini satellite, discordanti sui terreni del Gruppo Gessoso-Solfifera e sui Trubi, ma anche su termini mesozoici. Essi costituiscono sistemi deposizionali di ambiente deltizio, evolventi ad un sistema di rampa carbonatica.

I litotipi dominanti sono quelli della “Marnoso-arenacea del Belice”, una successione terrigena e clastico-carbonatica, che occupa i bacini satellite di Poggioreale-S. Margherita Belice e di Realbate e si

estende verso sud sulla dorsale di M. Magaggiaro e nell'*offshore* meridionale (SERV. GEOL. D'IT., 2013f; DI STEFANO *et alii*, 2013). Piccoli lembi si ritrovano in alcuni settori della Sicilia nord-occidentale. Si tratta di una monotona successione di argille marnoso-siltose di colore grigio-azzurro a stratificazione indistinta con livelli di sabbie giallastre, che alla base si ispessiscono fino a decine di metri. Il contenuto faunistico è dato da lamellibranchi e gasteropodi; mentre le microfaune sono caratterizzate da *Neogloboquadrin pachyderma* dx, *Globigerinoides ruber* e *Globorotalia inflata*.

La successione presenta litotipi eteropici, tra i quali arenarie torbiditiche medio-fini alternate ad argille sabbiose grigie e talora a livelli bioclastici. Verso l'alto e lateralmente si passa ad argille marnose e marne sabbiose grigio-azzurre. La successione, potente fino a 600 m, chiude in alto con biocalcareni risedimentate.

Nel “Bacino di Realbate” affiorano argille sabbiose con intercalazioni di arenarie torbiditiche; nell'area di Sambuca e Montevago affiorano biocalcareni ricche di molluschi, alghe, briozoi, echinodermi, foraminiferi (*Amphistegina*).

Il contenuto faunistico, rappresentato da foraminiferi planctonici, da macroforaminiferi e nanofossili calcarei, indicano un'età comprendente il Piacenziano e il Gelasiano.



Fig. 429 – Stratificazione incrociata nelle sabbie e calcareniti del ciclo plio-pleistocenico di Geracello, affioranti da Piazza Armerina ad Aidone e sulle quali sorge l'area archeologica di Morgantina con il teatro e il santuario di Demetra e Persefone.

- Cross-beds in the sands and calcarenites of the Plio-Pleistocene cycle of Geracello, cropping out from Piazza Armerina to Aidone and on which is located the archaeological site of Morgantina with the theater and the sanctuary of Demetra and Persephone.



Fig. 430 – Ingresso della Villa Romana del Casale IV secolo d.C. (Piazza Armerina, Enna), e alcuni mosaici raffiguranti scene di caccia, di sport (ragazze in bikini) e di giochi.

- Entrance of the Villa Romana del Casale IV century A.D. (Piazza Armerina, Enna), and some mosaics depicting scenes of hunting, sport ("bikini" girls) and games.

Per ulteriori approfondimenti sui caratteri sedimentologici dei depositi lungo la Valle del Belice si rimanda a VITALE (1990, 1997, 1998).

I paesi di S. Margherita Belice e di Montevago sono ubicati su di un piastrone calcarenitico debolmente cementato contenente abbondanti resti di molluschi. Si tratta di una formazione correlabile con le calcareniti di Agrigento (v. oltre) di età Pleistocene inferiore. Formazioni analoghe si estendono sulle dorsali carbonatiche mesocenoiche e sono in parte correlabili con la formazione Agrigento e

in parte con la calcarenite di Marsala (fig. 431). Gli stessi litotipi, diffusi un po' ovunque in Sicilia, sono stati utilizzati come pietra da costruzione.

4.4.8.5. – Ciclo plio-pleistocenico del settore meridionale della Sicilia (Gruppo Ribera)

Nel settore meridionale della Sicilia i depositi plio-pleistocenici sono rappresentati da una successione relativamente continua a carattere regressivo in paraconcordanza sui Trubi. MARCHETTI



Fig. 431 – Cava nelle calcareniti giallastre quaternarie discordanti sulla dorsale di M. Magaggiaro (a). Strutture sedimentarie che caratterizzano la formazione (b).
- Quarry in the Quaternary yellowish calcarenites unconformably lying on the M. Magaggiaro ridge (a). Sedimentary structures, characterizing this formation (b).

(1960) raggruppava nella formazione Ribera tutta la successione post-evaporitica e cioè i membri Arenazzolo, Trubi, Monte Narbone ed Agrigento. BASILONE (2012) propone di elevarla al rango di gruppo, limitandola però alle formazioni Narbone ed Agrigento, rispettivamente argilloso-marnosa e calcarenitico-sabbiosa.

Per quanto riguarda i rapporti tra Avampaese Ibleo, Avanfossa Gela-Catania e Falda di Gela un'area tipo è quella di Caltagirone, dove la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica “sutura” il fronte della Falda. Verso l'alto le “Argille di Caltagirone”, con potenza variabile da 40 a 400 m (fig. 432a), passano alle sabbie e calcareniti di S. Michele di Ganzaria, un deposito clastico contenente *Arctica islandica* LINNEO, che può raggiungere lo spessore massimo di 500 m (PATACCA & SCANDONE, 2004 e bibliografia citata).

Per chiarire i rapporti fra queste formazioni si rimanda alla figura 417.

Più a nord, nella zona di Mazzarino (Caltanissetta) affiora una successione a carattere regressivo (fig. 432b), che poggia in discordanza su vari termini del Miocene superiore e sui Trubi. Analoga successione è quella affiorante nella zona di Butera a nord di Gela (fig. 433). Essa è ricostruibile a Monte S. Nicola a sud di Butera, dove affiora in prevalenza la facies argillosa post-Trubi caratterizzata da colore cangiante da biancastro a grigio e passante in alto a sabbie e calcareniti (fig. 433a). Queste ultime sono sviluppate in spessore fino a circa 200 m in corrispondenza dell'abitato di Butera, e si estendono verso NE all'area di Mazzarino (fig. 432b).

Lungo la fascia costiera meridionale da Gela ad Agrigento, a differenza delle aree originariamente prossimali, caratterizzate da pronunciate discordanze angolari e da distribuzione delle facies chiaramente legata alle condizioni paleobatimetriche e alla tettonica, la sedimentazione a carattere regres-



Fig. 432 – Argille marnose del Pleistocene inferiore, affioranti nei pressi dell'abitato di Caltagirone (a). A Monte Formaggio nei pressi di Mazzarino (Caltanissetta) il passaggio dalle argille marnose alle sabbie è marcato da una netta variazione della morfologia (b).

- Lower Pleistocene marly clays, cropping out near the town of Caltagirone (a). At Monte Formaggio near Mazzarino (Caltanissetta) the upgrading from marly clay to sand is marked by a distinct change in morphology (b).

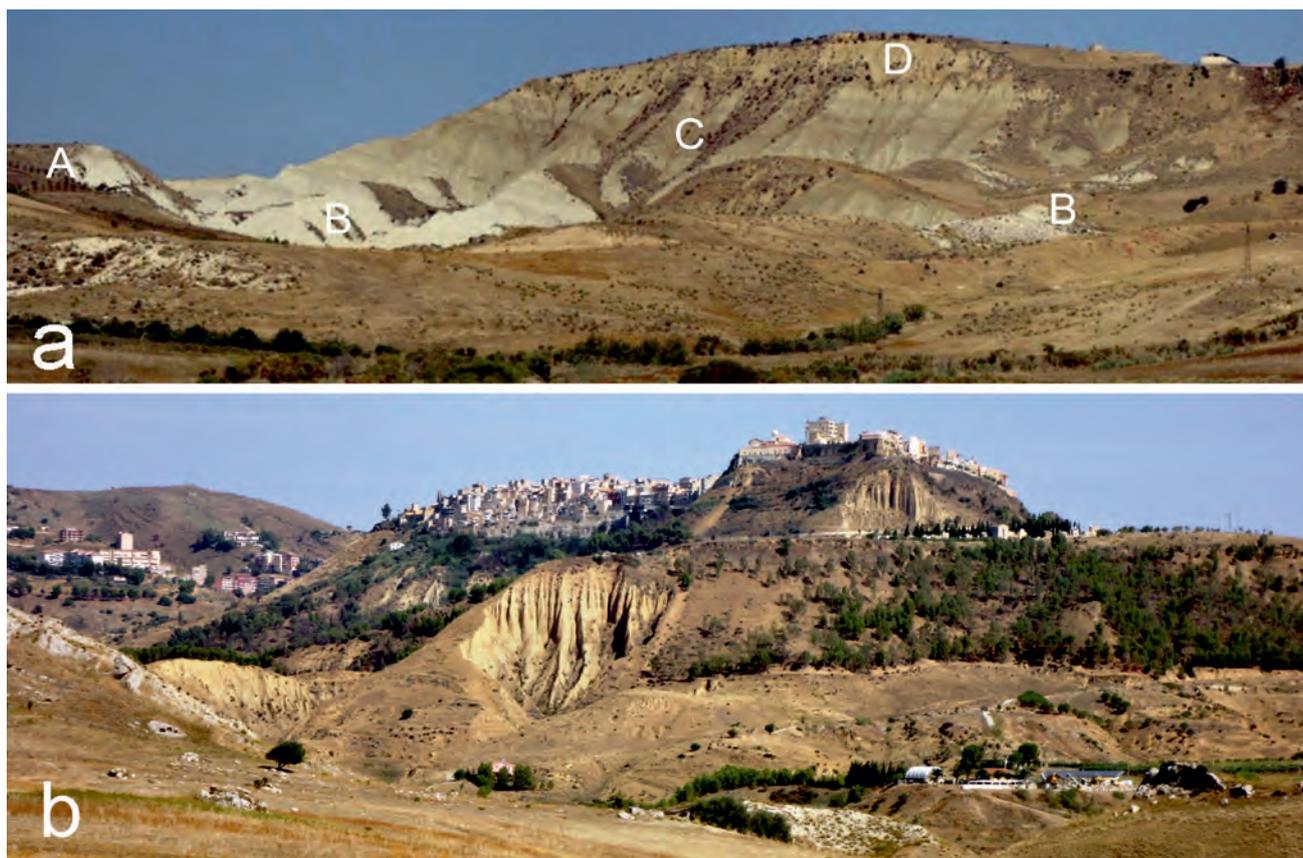


Fig. 433 – La successione pliocenico-pleistocenica della zona di Butera giace in paraconcordanza sui Trubi (A) ed inizia con argille biancastre (B), che passano in alto ad argille marnose grigie (C). Al tetto la successione è chiusa dalle sabbie di Butera (D), caratterizzate da una leggera discordanza e da parziali eteropie

(a). Il paese di Butera poggia su una potente successione regressiva di sabbie argillose passanti a sabbie con lenti di calcareniti (b).

- The Pliocene-Pleistocene succession of the Butera area paraconformably lies over Trubi Fm. (A) and begins with whitish clay (B), which upgrades to gray marly clay (C). The succession is topped by the Butera sands fm., partially heteropic and characterized by gentle unconformities (a). The Butera village lies over a thick regressive succession of clayey sand grading up to sands with calcarenite layers (b).

sivo è sostanzialmente più regolare, anche se influenzata dalla condizione di bacini sospesi alla sommità del cuneo di accrezione rappresentato dalla Falda di Gela.

Ottime esposizioni della successione pliocenico-pleistocenica si trovano lungo la costa meridionale della Sicilia. In particolare a Scala dei Turchi e poco più ad ovest si può osservare il passaggio dai Trubi alle argille marnose grigio-azzurre della formazione Monte Narbone (fig. 434).

formazione Monte Narbone (Piacenziano-Pleistocene basale)

Si tratta di marne argillose bianco-azzurre a foraminiferi planctonici, passanti in alto ad argille marnose grigio-azzurre e successivamente a calcareniti e calciruditi giallastre (Butera, v. fig. 433), ovvero a biocalcareniti e sabbie bioclastiche (Agrigento). In considerazione dei rapporti di continuità con i Trubi a letto e con la f.ne di Agrigento al tetto, l'età abbraccerebbe tutto il Pliocene e soltanto la parte bassa risulterebbe parzialmente coeva alle marne di Enna.

Lo studio delle associazioni a nannofossili (SPROVIERI *et alii*, 1996) assegna la f.ne Monte Narbone ad un intervallo cronologico che include il Piacenziano, il Gelasiano e sconfinante nel Pleistocene basale. Verso l'alto, e parzialmente eteropica, si trova la f.ne Agrigento, in parte coeva con la f.ne Butera, descritta da BALDACCI (1886), ambedue attribuibili al Calabriano.

Questa formazione è distribuita lungo tutta la fascia meridionale della Sicilia, dove forma a volte una ripida falesia (fig. 435) ed è stata attraversata da sondaggi ubicati nell'*offshore* per circa 200 m.

formazione Agrigento (Pleistocene inferiore)

Nella Valle dei Templi di Agrigento affiora una successione discordante sul Gruppo Gessoso-Solfifera e sui Trubi, costituita da argille marnose grigio-azzurre, ascrivibili alla formazione Monte Narbone, e calcareniti riferibili alla formazione Agrigento (fig. 436a).

Quest'ultima è caratterizzata da calcareniti e sabbie, alternate a biocalciruditi riccamente fossilifere; la stratificazione si presenta sia parallela che



Fig. 434 - Sulla costa ad ovest di Porto Empedocle i Trubi di Scala dei Turchi passano verso l'alto alle marne argillose grigie della f.ne Monte Narbone, a loro volta ricoperte in discordanza da calcareniti pleistoceniche.
- On the coast west of Porto Empedocle the Trubi Fm. of Scala dei Turchi upgrades to the grey marly clay of the Monte Narbone Fm., in turn unconformably covered by Pleistocene calcarenites.

incrociata. Tale litotipo viene estratto per utilizzo nell'edilizia (fig. 437).

Le associazioni faunistiche sono rappresentate in prevalenza da lamellibranchi (*Pecten jacobaeus*, *Chlamys septemradiata*, *Arctica islandica*) e da coralli, briozoi, echinodermi, spugne, foraminiferi bentonici, assieme ad alghe.

La formazione è ascrivibile al Pleistocene inferiore; essa è più o meno correlabile con analoghe litofacies, distribuite anche in varie località della Sicilia meridionale fino agli Iblei, e con quelle presenti nelle pianure costiere del Palermitano, del Golfo di Castellammare e dell'estremità occidentale della Sicilia, che sono state descritte come calcarenite di Marsala.

La formazione Agrigento costituisce la base sulla quale poggiano i templi (fig. 438) e ciò presenta delle problematiche di stabilità, dovute al progressivo arretramento per scalzamento al piede del piastrone calcarenitico con conseguenti fenomeni di crollo sulle sottostanti argille marnose. Tale fenomeno costituisce una minaccia per la stabilità dei monumenti, come nel caso del Tempio di Giunone (fig. 436b).

4.5. - DEPOSITI CONTINENTALI E MARINI DEL PLEISTOCENE MEDIO-OLOCENE

I depositi ascrivibili all'intervallo Pleistocene medio-Olocene non hanno un'estensione tale da essere sempre cartografabili alla scala della carta geologica allegata; data la loro età non è possibile collocarli nel contesto geodinamico espresso dalla tabella 4, in quanto originati in un quadro paleogeografico più o meno simile a quello attuale, e verranno trattati sinteticamente in questo paragrafo. Tali depositi hanno attratto l'interesse di vari autori, quanto meno per il loro significato cronostratigrafico, paleoclimatico e paleoambientale all'interno del Mediterraneo.

I sedimenti marini sono stati oggetto di numerosi lavori a partire da GIGNOUX (1926), FABIANI (1941), e TONGIORGI & TREVISAN (1953) per arrivare a quelli più recenti, che affrontano l'analisi dei rapporti fra depositi continentali e marini (BONFIGLIO *et alii*, 2004). Per i depositi continentali i dati più recenti sono trattati da BONFIGLIO *et alii* (2003). Per ulteriori riferimenti bibliografici si rimanda a BASILONE (2012).

4.5.1. - Sicilia sud-orientale: Iblei e Avanfossa Catania-Gela

Il deposito medio pleistocenico del *Plateau* Ibleo è rappresentato dalla "panchina", termine già introdotto nel Titolo II, Par. 1.2., con il quale viene indicato un esteso piastrone costituito da sabbie e calcareniti grossolane organogene di colore giallastro, debolmente cementate, a stratificazione incrociata e/o ondulata. Il contenuto faunistico è rappresentato da resti fossili, mal conservati ed incrostati, di faune "banali" ad *Ostrea*, *Glycimeris* e pettinidi, e da associazioni di tipo temperato-caldo.

Nel *plateau* la formazione costituisce ampi piastroni calcarenitici in assetto suborizzontale leg-



Fig. 435 - Sulla costa agrigentina ad est di Porto Empedocle le argille marnose della f.ne Monte Narbone formano una lunga falesia sormontata in discordanza da depositi terrazzati sabbioso-conglomeratici pleistocenici.
- Along the coastline east of Porto Empedocle the marly clays of the Monte Narbone Fm. form a long cliff, and are unconformably topped by Pleistocene terraced marine deposits, composed of conglomerate and sand.



Fig. 436 – La successione plio-pleistocenica di Agrigento (Valle dei Templi) è costituita dalle argille marnose grigio-azzurre della f.ne Monte Narbone e dalle calcareniti della f.ne Agrigento (a). Su quest'ultima poggia il Tempio di Giunone (particolare in b).
 - The Plio-Pleistocene succession of Agrigento (Valley of the Temples) is composed of grey-blue marly clays of the Monte Narbone Fm. and of calcarenite of the Agrigento Fm. (a). On the latter stands the Temple of Giunone (b).



Fig. 437 – Cava dismessa nelle calcareniti della formazione Agrigento. Loc.: zona di Monserrato ad ovest della città.
 - Abandoned quarry in the calcarenites of the Agrigento Formation. Loc.: area of Monserrato west of the city.



Fig. 438 – Resti del Tempio di Eracle sulle calcareniti della formazione Agrigento. - Remains of the Temple of Eracles on the calcarenites of the Agrigento Formation.

germente immergenti verso la costa; per esempio nella baia di Augusta la copertura si estende da quota circa 210 m fino a raggiungere quasi il livello del mare. Nella dorsale di S. Demetrio (settore nord-orientale) la “panchina” forma un piastrone calcarenitico discordante su vari termini del substrato e debolmente degradante verso nord, con quote tra 140 m (Madonna dei Malati) e 110 m (Piana della Catena).

Lo spessore della formazione varia da pochi centimetri nell'entroterra a circa 5 m nelle zone costiere. Nell'entroterra del versante ionico, per effetto di una blanda discordanza sui terreni sottostanti, l'unità si estende oltre i termini del Pleistocene inferiore-medio, fino a ricoprire i terreni pre-quadernari.

L'unità è delimitata inferiormente da una superficie fortemente erosiva, talora marcata da lenti conglomeratiche e sacche di paleosuolo e poggia sia sui depositi del Pleistocene inferiore che sul substrato pre-pleistocenico. La superficie superiore è erosiva ed è marcata da spianate e/o terrazzi di abrasione marina, da sottili e discontinui lembi di terre rosse, ma più spesso coincide col profilo topografico intensamente pedogenizzato.

L'attribuzione cronologica dell'unità al Milazziano (ACCORDI, 1962; RUGGIERI & GRECO, 1965), è basata sull'assenza di *Strombus bubonius*, sulla mancanza di caratteri di clima caldo e su criteri altimetrici (DI GRANDE, 1972). RUGGIERI & UNTI (1974) denominarono “Grande Terrazzo Superiore” un deposito marino terrazzato presente in Sicilia occidentale, compreso tra quota 500 ed il mare, e lo attribuirono al Crotoniano. Il medesimo “terrazzo” è stato riconosciuto anche ad Augusta da RUGGIERI & UNTI (1977) e coincide col “Milazziano” di ACCORDI (1962). Pertanto l'età della “panchina” è compresa tra la “Regressione Romana” conseguente alla chiusura del ciclo sedimentario del Pleistocene inferiore e la fase regressiva, che ha generato la serie di terrazzi marini del Pleistocene superiore. L'età radiometrica del deposito è compresa tra 300 e 100 ka (BIANCA *et alii*, 1999).

Nel settore occidentale del *plateau* la “panchina” è rappresentata da calcareniti e sabbie bioclastiche discordanti su termini di varia età. Essa è distribuita attorno alla Piana di Vittoria ed è ricoperta da breccie ad elementi carbonatici alternate a sabbie e limi fluvio-lacustri, che verso la costa si interdigitano con depositi di dune eoliche (GRASSO *et alii*, 2000b).

Dall'andamento delle linee di massima ingressione marina (CARBONE *et alii*, 1982b) risulta che la parte centrale dell'altipiano ibleo, e cioè l'*horst* con orientazione NE-SO, era emersa durante il Pleistocene medio. La linea di massima ingressione relativa alla “Panchina” milazziana è stata localizzata da CARBONE *et alii* (1982b) nell'area di Melilli

tutto attorno allo sperone dei Monti Climiti, in corrispondenza del *graben* di Floridia e cioè sotto l'abitato di Solarino (m 165 s.l.m.) e da Avola a Noto. Nel versante meridionale la linea di massima ingressione del mare si estende da Rosolini e Ispica fino alla zona di S. Croce Camerina con quote che si aggirano attorno a 170-140 m.

Sono riconoscibili sei ordini di terrazzi che vanno da un massimo di 200 m s.l.m. fino alla linea di costa. Lungo il bordo ionico degli Iblei, dalla foce del F. Simeto fino ai dintorni di Avola, i depositi e le superfici terrazzate del Pleistocene medio sono distribuiti tra la quota massima di 210 m e 20 m circa s.l.m.

La valle del F. Marcellino è particolarmente idonea al riconoscimento di sei ordini di terrazzamento compresi tra quota 196 e 50 m s.l.m. Il terrazzo di 6° ordine, esteso da 196 m a 155 m, è più inclinato rispetto a quelli di ordine successivo 5° (145-125 m), 4° (125-110 m), 3° (110-95 m) e 2° (95-80 m), che mostrano pendenze modeste e sono separati da orli poco netti. Il terrazzo di 1° ordine si estende da quota 70 a 50 m. s.l.m., distaccandosi notevolmente dai precedenti, nonché dalle sottostanti spianate tirreniane.

Nella parte meridionale ed occidentale dell'area iblea si riconoscono una serie di terrazzi, con e senza deposito, connessi alla graduale regressione. Quelli prossimi alla costa sono ascrivibili al Pleistocene superiore.

L'analisi delle superfici terrazzate, sia con deposito, che come semplici spianate morfologiche, ha permesso a CARBONE *et alii* (1982b) di ricostruire i diversi tassi di sollevamento dei vari blocchi del *plateau* ibleo e di individuarne il comportamento neotettonico.

Nell'isola di Lampedusa sono attribuibili a questo intervallo cronologico breccie carbonatiche in matrice rossastra e sabbie eoliche a stratificazione incrociata.

Lungo il settore ionico il Tirreniano è rappresentato da conglomerati a prevalenti clasti calcarei, massivi o a stratificazione poco evidente, e da sabbie con rari individui di *Strombus bubonius*. Da Punta Bònico (ad ovest di Brucoli) a Punta S. Elia (Penisola di Monte Tauro) il deposito è distribuito su tre differenti quote (DI GRANDE & SCAMARDA, 1973): il più basso è sommerso a profondità tra -3 e -10 m, quello intermedio si segue dal livello del mare fino a 5 m di quota, il più alto si estende da 10 a 20 m. I rapporti stratigrafici col substrato, rappresentato da diversi litotipi miocenici, o dalle biocalcareni del Pleistocene inferiore, sono sempre inconformi con geometria *on lap*. Il limite superiore è erosionale e coincide con la superficie topografica.

In affioramento livelli con esemplari di *Strombus bubonius in situ* sono stati rinvenuti a Madonna Adonai (a sud di Punta Bònico), ad est di C. Im-

precia (settore nord di Monte Tauro) (DI GRANDE & SCAMARDA, 1973), e a nord di Cavalera (settore centrale di Monte Tauro) (DI GRANDE & NERI, 1988).

Il contenuto fossilifero è caratterizzato da malacofauna concentrata in lenti o tasche. Nei conglomerati basali sono presenti esemplari di *Astrea* (*Bolma*) *rugosa*, *Strombus bubonius*, *Barbatia barbata*, *Glycymeris pilosus*, *Conus* (*Lautoconus*) *mediterraneus*, *Spondylus gaederopus*, *Chama gryphoides*, e i generi *Cardium*, *Cerithium*, *Mytilus*, a guscio robusto e di grande dimensione; gli esemplari a guscio più sottile si rinvencono in bioclasti. Ove la formazione raggiunge spessori maggiori (baia di Brucoli e dintorni di Faro S. Croce), la parte mediana presenta lenti sabbiose o sabbioso-argillose con abbondante macrofauna e livelli a *Cladocora coespitosa*. Presso Madonna Adonai, nel livello a *Cladocora coespitosa*, DI GRANDE & SCAMARDA (1973) hanno riconosciuto una ricca fauna a molluschi, forme tutte viventi nel Mediterraneo ad eccezione di *Strombus bubonius*, attualmente presente nella fascia a clima temperato-caldo delle coste dell'Africa occidentale, ma estinto nel Mediterraneo dalla fine del Tirreniano. L'età radiometrica di questi depositi è compresa tra 80 e 60 ka (MONACO *et alii*, 2002).

Nel tratto compreso tra Augusta e Siracusa le spianate tirreniane, localmente ricoperte da sabbie e conglomerati, occupano la piana costiera e si spingono fino a 2-3 km nell'entroterra, ove raggiungono circa 32 m di quota. In quest'area non è possibile, a causa della presenza degli insediamenti industriali di Priolo, riconoscere i due ordini di terrazzi più alti.

Da Siracusa fino al Lido di Noto il Tirreniano è rappresentato da ampie spianate di abrasione separate da un gradino morfologico che decorre a circa 10 m di quota.

Oltre la Foce del F. Tellaro lembi di deposito tirreniano sono presenti a Vendicari, a Marzamemi (fig. 439) e a Capo Passero, già descritti da RUGGIERI (1959) e COLACICCHI (1963).

Lungo la costa meridionale da Capo Passero a Pozzallo sono presenti imponenti sistemi di cordoni e dune fossili e attuali, che limitano verso mare una serie di estesi stagni le cui basi sono allineate tutte a quote comprese tra 20 e 25 m e che potrebbero costituire il limite interno della costa tirreniana.

Tra Pozzallo e Marina di Ragusa, vengono attribuiti al Tirreniano sparsi e limitati lembi di superfici terrazzate poste a quota tra 0 e 20 m, e ricoperte da un più o meno spesso deposito sabbioso-conglomeratico.

Nella baia di Sampieri, tra quota 15 e 20 m, affiora una successione conglomeratico-calcarenitica ben cementata spessa circa 5 m (Pleistocene inferiore-medio?) che passa verso l'alto a sabbie grossolane poco cementate a stratificazione incrociata e/o parallela e a ghiaie grossolane poligeniche contenenti una notevole quantità di molluschi mal conservati, tra cui prevale il genere *Glycymeris*.

Nel *Graben* di Scicli, a quota circa 20 m, e alla base della falesia alla foce del F. Irminio, il deposito tirreniano è rappresentato da circa 60 cm di calcareniti grossolane con rari modelli di molluschi.

Nel tratto da Marina di Ragusa a Scoglitti il deposito terrazzato tirreniano attesta il proprio limite interno a 20 m di quota, in corrispondenza di un ben conservato cordone di dune costiere fossili.

Tra Punta Braccetto (a sud di S. Croce Camerina) e Scoglitti gli affioramenti attribuiti al Tirreniano sono rappresentati da circa 1 m di sabbie e conglomerati di spiaggia riccamente fossiliferi, sciolti o poco cementati. Il substrato miocenico e pliocenico, e lo stesso deposito tirreniano sono intaccati da un gradino a quota circa 2 m s.l.m. Lo stesso gradino è visibile anche nella baia di Sampieri, e dove vi è la falesia alta viene sostituito da allineamenti di ingrottati con fori di litodomi.

Nessuna traccia riconoscibile come tirreniana è presente nel rimanente tratto di costa compreso tra Scoglitti e la foce del F. Dirillo.



Fig. 439 - Lungo la strada Marzamemi-Portopalo, una decina di metri sul livello del mare si possono osservare arenarie grossolane di colore giallo ocre a stratificazione incrociata con intercalati sottili livelli a stratificazione piano-parallela (a); particolare (b).

- Along the Marzamemi Portopalo road, about ten meters above sea level can be observed coarse cross-stratified sandstones of yellow ochre colour with intercalations of thin plane-parallel (a); detail (b).

Per quanto concerne i depositi continentali e le faune a vertebrati in essi contenuti il territorio siracusano offre un ampio patrimonio scientifico, studiato soltanto in minima parte. Le località più interessanti sono quelle di Spinagallo, Noto, Castelluccio, Costa Gigia, C.da Fusco, Cozzo Telegrafo, e Capo S. Croce, tutte in Provincia di Siracusa. Tali reperti forniscono preziose informazioni sugli aspetti biologici, paleoclimatici, paleontologici.

Particolare interesse rivestono i resti di *Elephas falconeri* BUSK (fig. 440), provenienti dal ricco giacimento fossilifero della Grotta di Spinagallo (Siracusa), scoperto in un'ampia cavità all'interno dei Calcari di Siracusa posta a circa 50 m s.l.m. e visibile dalla strada provinciale n.12 che collega gli abitati di Floridia e Cassibile. Questa specie, la cui altezza da adulto è di circa un metro, è stata riferita al Pleistocene medio. Ulteriori studi sugli aminoacidi presenti nei denti e nelle ossa degli esemplari di Spinagallo indicherebbero un'età di circa 500 ka. Dal giacimento siracusano proviene un esemplare completo alto 33 cm, forse allo stato neonatale o addirittura fetale, conservato nel Museo dell'Università La Sapienza di Roma.

I depositi del Pleistocene medio-Olocene, che occupano la Piana di Catania, si trovano in un contesto ereditato dai rapporti fra Falda di Gela e Avanfossa Gela-Catania. Sulle argille grigio-azzurre del Pleistocene inferiore poggiano bruscamente sabbie e conglomerati (sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio di CARBONE *et alii*, 2009, 2010; Serv. Geol. d'It., 2009b, 2010a). Tali sedimenti costituiscono il gruppo dei depositi "subetnei" e le relazioni con i prodotti vulcanici saranno trattati successivamente. I pochi ciottoli vulcanici presenti nei conglomerati appartengono alla fase delle tholeiiti basali (cfr. Sintema Adrano di BRANCA *et alii*, 2011b). Ciò, insieme all'assenza di paleosuolo tra i litotipi pelitici e quelli sabbioso-conglomeratici, fa

ritenere questi ultimi le litofacies litorali della regressione marina, ascrivibili al Pleistocene medio (fig. 441).

A depositi d'ambiente transizionale di piana alluvio-deltizia vengono ascritte le ghiaie di M. Tiriti (CARBONE *et alii*, 2010), costituite da una settantina di metri di ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa, e riferite alla parte alta del Pleistocene medio.

Nella Piana di Catania i depositi terrazzati, costituiti da sabbie e conglomerati e limi, cui si aggiungono frazioni vulcaniche riferibili alle diverse fasi etnee, sono raggruppati nei sintemi: Piana di Catania, Concasse, F. Simeto, F. Dittaino, F. Gornalunga, Timpe e Paleo-Simeto (CARBONE *et alii*, 2010), distribuiti complessivamente tra quota 350 e 35 m s.l.m.

4.5.2. - Sicilia nord-orientale

Nel settore nord-orientale dell'Isola i depositi del Pleistocene-Olocene si sono originati in depocentri controllati da strutture estensionali collegate alle fasi dell'apertura tirrenica, da un lato, e dalla tettonica di collasso verso lo Ionio, dall'altro. Parte di essi costituiscono terrazzi disposti a diverse quote e sono il prodotto della combinazione tra fenomeni tettonici e variazioni eustatiche.

4.5.2.1. - conglomerati di Allume e ghiaie e sabbie di Messina

Lungo la fascia costiera dei Monti Peloritani, sia sul lato ionico che su quello tirrenico, come pure nel settore calabrese (v. fig. 96), affiorano notevoli volumi di sedimenti conglomeratico-sabbiosi poggiati in discordanza sui depositi plio-pleistocenici e su diversi termini del substrato. In letteratura questi depositi clastici sono stati genericamente attribuiti alle "Ghiaie e Sabbie di Messina" (fig. 442) ed

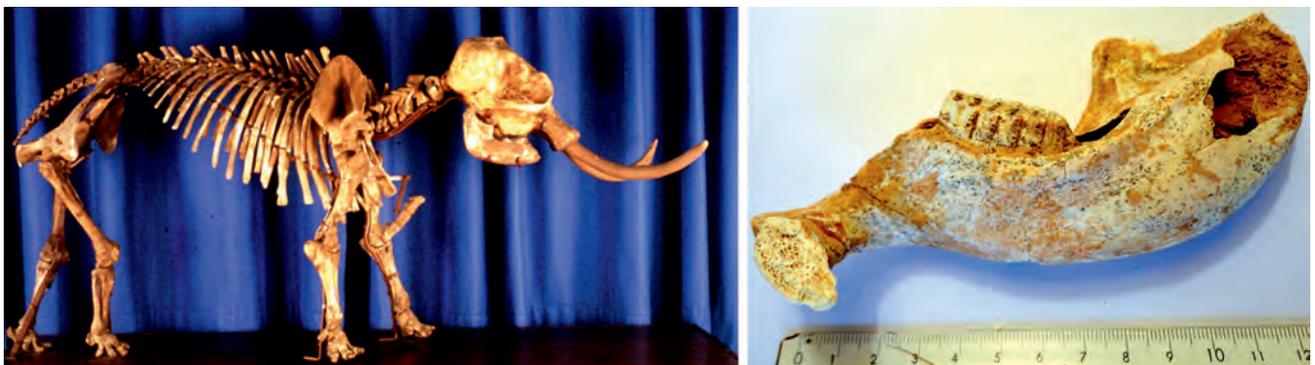


Fig. 440 - Esemplare in buono stato di conservazione di *Elephas falconeri* BUSK, elefante nano (esemplare adulto), proveniente dal giacimento fossilifero della Grotta di Spinagallo (Siracusa). Museo di Paleontologia dell'Università di Catania. A destra: mandibola di un esemplare allo stato neonatale di *Elephas falconeri*. - Well preserved specimen of *Elephas falconeri* BUSK, dwarf elephant (adult specimen), collected from fossil deposit of Spinagallo (Siracusa). Museum of Paleontology of the Catania University. To right: mandible of a newborn state, specimen of *Elephas falconeri*.

interpretati come il prodotto di antichi apparati fluvio-deltizi alimentati dalle dorsali dei Peloritani e dell'Aspromonte, sviluppatisi durante le fasi di surrezione di queste aree. In effetti essi sono riferibili a sistemi fluviali indipendenti, a volte coalescenti, con rapporti di letto e sviluppo verticale differenti a secondo delle diverse condizioni locali in cui essi si sono accresciuti. Apparati analoghi con l'originaria geometria ancora perfettamente conservata sono riconoscibili anche nelle aree sommerse e sono stati messi in evidenza sia da linee sismiche (DEL BEN *et alii*, 1996; 2008; GUARNIERI, 2006) che da dati di perforazione. I dati raccolti (LENTINI *et alii*,

2000; GUARNIERI & CARBONE, 2003; GUARNIERI *et alii*, 2004) indicano che gli apparati sommersi siano da interpretare come sistemi deposizionali più recenti, connessi all'apertura dello Stretto.

Questa formazione ha accompagnato la genesi dello Stretto di Messina in un contesto paleogeografico però differente da quello attuale. Ad esempio i depositi che occupano la terminazione nord-orientale della dorsale peloritana mostrano clinostratificazioni immergenti verso sud, a testimonianza che l'area sorgente era quella tirrenica, attualmente collassata per effetto di faglie orientate E-O (v. Titolo II, Sottopar. 1.5.1.).



Fig. 441 – Alternanza sabbioso-siltosa (a) e conglomerati e sabbie (b) delle sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio (Pleistocene medio) affioranti alla periferia ovest di Catania, nel quartiere di Librino.

- Sandy-silty alternance (a) and conglomerates and sands (b) belonging to the Sabbie e Ghiaie di Villaggio S. Giorgio Fm. (Middle Pleistocene), outcropping on the western suburb of Catania, in the Librino quarter.



Fig. 442 - La formazione delle ghiaie e sabbie di Messina costituisce la Penisola di Capo Peloro, sul versante siciliano dello Stretto di Messina. Sullo sfondo la sponda calabrese da Cannitello a Palmi.

- The Ghiaie e Sabbie di Messina Formation constitutes the Cape Peloro Peninsula, on the Sicilian side of the Messina Strait. In the background the Calabria shores from Cannitello to Palmi villages.

L'analisi geometrica dei depositi in relazione alle strutture del substrato indica che tali sedimenti sono stati variamente investiti dalla tettonica tardo-pleistocenica, e generalmente sono tagliati verso mare dalle faglie normali che controllano sia la costa tirrenica che quella ionica e che a volte interessano anche i depositi attuali del fondo mare.

Le ghiaie e sabbie di Messina, note anche come "Formazione di Messina", furono originariamente riferite al Calabriano (GIGNOUX, 1913; JACOBACCI *et alii*, 1961), e successivamente considerate da ASCENZI & SEGRE (1971), OGNIBEN (1974), BONFIGLIO (1974), ATZORI *et alii* (1978), DI GERONIMO *et alii* (1978), DUMAS *et alii* (1978), GHISETTI (1979), ATZORI *et alii* (1983) e BONFIGLIO & VIOLANTI (1983), discordanti e trasgressive sul substrato, ed ascritte in modo dubitativo al Pleistocene inferiore-medio.

SELLI (1978) attribuisce la formazione ad un ambiente deltizio alimentato dalle fiumare e la divide in una facies deltizia marina ed una deltizia continentale, complessivamente di età infrapleistocenica.

SAURET (1980) e BARRIER (1984) la considerano come una "facies deltizia", regressiva e diacrona a progredazione centripeta verso l'asse dello Stretto, generata dall'accelerazione del sollevamento dell'entroterra cristallino. Questi Autori assegnano i depositi ubicati in posizione più interna al Pleistocene inferiore e quelli in posizione più esterna, e quindi più vicini all'attuale Stretto, al Pleistocene superiore-Olocene.

BONFIGLIO & VIOLANTI (1983) distinguono una facies inferiore di delta marino, di colore grigiastro, ed una superiore di delta continentale, di colore rossastro.

BARRIER (1987) attribuisce la formazione ad un sistema di tipo *Gilbert fan delta* e riconosce un *bottomset* costituito da argille epibatiali e da sabbie a *Chlamys septemradiata*, un *foreset* dato da ghiaie clinostatificate, e un *topset* formato da depositi terrazzati eutirreniani.

Per CATALANO & CINQUE (1995) i livelli inferiori sono dislocati dalle faglie del versante siciliano dello Stretto, mentre quelli apicali in facies continentale sicuramente suturano le faglie poste al bordo della dorsale peloritana; gli Autori, pertanto, individuano anche una discordanza all'interno della formazione.

I dati biostratigrafici raccolti e l'analisi geomorfologica condotta nell'area (CATALANO & CINQUE, 1995; CATALANO & DI STEFANO, 1997), nonché i dati disponibili sull'età delle "Ghiaie e Sabbie", evidenziano che i termini prima correlati in un unico sistema deposizionale, in effetti costituiscono orizzonti stratigrafici distinti. Le argille epibatiali sono ascrivibili al Pleistocene medio (650 ka); le ghiaie, sulla base del contenuto negli orizzonti sommitali

di resti di *Elephas mnaidriensis* ADAMS, rinvenuti a Capo Peloro, indicherebbero un'età non più antica di 200-40 ka (BADA *et alii*, 1991; BONFIGLIO, 1991); infine le "Ghiaie e Sabbie" risultano, nel settore tirrenico, modellate dal terrazzo di quota 180 m, ascrivibile allo stadio isotopico 7, precedente ai picchi eustatici tirreniani.

Sul versante ionico dalla zona di Roccalumera fino ad Ali è possibile separare due distinti intervalli: quello inferiore è costituito da conglomerati e sabbie rossastri, discretamente cementati, affioranti nei pressi degli abitati di Sciglio ed Allume e limitatamente nella zona di Ali Terme, ed è stato informalmente denominato conglomerati di Allume (LENTINI *et alii*, 2000; CARBONE *et alii*, 2008); quello superiore è rappresentato dalle ghiaie e sabbie di Messina s.s.

I conglomerati di Allume (fig. 443) poggiano con contatto discordante *on-lap* sul substrato cristallino, fossilizzando originarie scarpate di faglie normali, e sono a loro volta dislocati dalle strutture stesse.

In questa zona al tetto dei conglomerati di Allume si riconosce un orizzonte conglomeratico superiore, che rappresenta la base delle ghiaie e sabbie di Messina.

Il livello basale delle ghiaie e sabbie di Messina, anche laddove poggia su terreni più antichi, è costituito da un conglomerato mediamente cementato e ricco di resti fossili (fig. 444). La porzione inferiore della formazione si è chiaramente depositata in ambiente marino; da un sondaggio ubicato nei pressi di Capo Peloro è stato estratto un esemplare di *Spondylus gaederopus* LINNEO (fig. 445). Verso l'alto l'unità fa transizione a facies d'ambiente fluviale.

Nel settore ionico, su entrambi i versanti dello Stretto, la formazione affiora con continuità e potenza, ed è caratterizzata da clinostatificazione ad alto angolo, con valori medi di inclinazione di 20°-25° verso lo Stretto, via via più bassi nella parte alta.

Sul versante ionico messinese le ghiaie e sabbie di Messina (v. fig. 442) presentano uno spessore fino a 250 m e affiorano con continuità dallo sperone di Capo Peloro alla Fra del Mezzano (Ponte S. Stefano) e da Ficarazzi (Nizza di Sicilia) al versante sinistro della Fra d'Agrò, sia con la facies marina alla base, che quella continentale alla sommità. Lungo lo sperone di Capo Peloro, nell'area tra Granatari e Papardo (v. località Granatari, Agliastrella, Semaforo Forte Spuria, Case Ciro e a nord-est di Case Vento) la formazione è caratterizzata da lenti plurimetrie discontinue di conglomerati di colore grigio, più o meno cementati (cemento calcitico).

Sul versante tirrenico le ghiaie e sabbie di Messina affiorano da Pizzo Fontana (Giammoro) a nord di Furnari, dove sono dislocate dai sistemi di faglie normali N 40-70 parallele alla linea di costa. La formazione è costituita da prevalenti ghiaie di



Fig. 443 - Sul versante ionico i conglomerati di Allume (A) giacciono in discordanza sulle metamorfiti dell'Unità di S. Marco d'Alunzio (B). Loc.: dorsale di Pizzo Castelluzzo fra il T. Pagliara e il T. Sàvoca (a). Particolare della formazione affiorante sul versante meridionale di Pizzo Castelluzzo (a nord di Grotte) (b).
 - On the Ionian side the Allume conglomerate Fm. (A) unconformably lies on metamorphics of the S. Marco d'Alunzio Unit (B). Loc.: ridge of Pizzo Castelluzzo between T. Pagliara and T. Savoca (a). Detail of the formation outcropping on the southern slope of Pizzo Castelluzzo (north of Grotte village) (b).



Fig. 444 - Il livello basale delle ghiaie e sabbie di Messina è formato da un conglomerato cementato con fossili d'ambiente litorale. Loc.: parte alta della Fra dell'Annunziata, periferia nord di Messina (a). Splendide esposizioni della formazione si possono osservare nelle cave di M. Balena a sud di Curcuraci (settore a nord di Messina) (b).
 - The basal level of the Ghiaie e Sabbie di Messina Fm. is composed of a cemented fossiliferous conglomerate of littoral environment. Loc.: Fiumara dell'Annunziata, northern suburb of the Messina town (a). Wonderful expositions of the formation can be observed in the quarries of M. Balena, south of Curcuraci (northern area of the Messina town) (b).

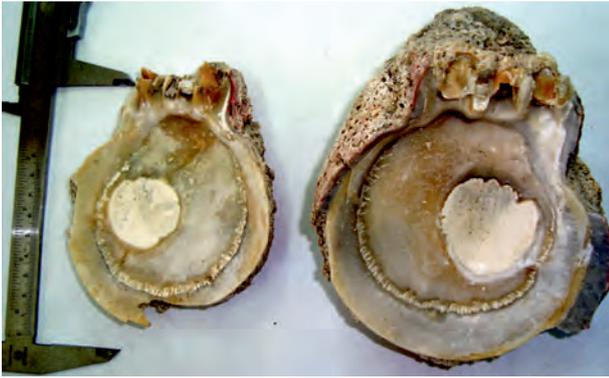


Fig. 445 - Esemplare completo di *Spondylus gaederopus* LINNEO estratto da un sondaggio ubicato nei pressi di Granatari a Capo Peloro, proveniente da un livello delle ghiaie e sabbie di Messina a 39 m al di sotto del piano campagna (cortesia B. Copat).

- Complete specimen of *Spondylus gaederopus* LINNEO extracted from a drilling located near Granatari at Capo Peloro, collected from a level of Ghiaie e Sabbie di Messina Fm. at 39 m below the ground surface (Courtesy B. Copat).

colore grigio-giallastro o rossastro nei livelli più alti, con abbondante matrice sabbiosa. I ciottoli, per lo più cristallini di vario grado metamorfico, da subarrotondati ad appiattiti, spesso embriciati, hanno diametro da 2 cm fino a blocchi di 1 m. Localmente sono presenti livelli di sabbie fini e silt quarzosi. L'unità è clinostratificata, con valore medio di inclinazione di 20°-25° verso nord, via via più basso nella parte alta. Il contenuto faunistico è rappresentato da scarsi resti ossei e da molarli fluitati di mammiferi, dispersi tra i ciottoli. Nel territorio di Barcellona P.G. l'unità raggiunge lo spessore massimo di 175 m.

La formazione riaffiora dalla Stazione di Torrenova a Torre del Lauro (LENTINI, 2000; SERV. GEOL. D'It., 2013e) con immersioni generalmente verso O e NO, con valori medi di clinostratificazione di 25°. È presente solo la facies continentale, caratterizzata da ghiaie, sabbie e conglomerati di colore grigio-giallastro in matrice rossastra. Il deposito è scarsamente diagenizzato. I ciottoli, per lo più cristallini, sono generalmente arrotondati e di diametro compreso tra pochi centimetri ed il metro.

La formazione è ancora presente, con spessore ridotti e in lembi discontinui, lungo la fascia perinebrodica tra il T. Caronia e ovest di Castel di Tusa (LENTINI, 2000; SERV. GEOL. D'It., 2012a, 2013e).

4.5.2.2. - Depositi marini terrazzati del Pleistocene medio-superiore

Nella Sicilia nord-orientale sono stati individuati sei ordini di terrazzi marini di età compresa tra 236 e 60 ka, poggianti in discordanza sulle ghiaie e sabbie di Messina e ricoperti da limi, sabbie e ghiaie continentali.

Tali depositi sono costituiti da sabbie di colore giallo-ocra, limi o cineriti rossastre con lenti di

ghiaie e di spessore variabile da pochi metri fino ad una trentina sul versante tirrenico, sono distribuiti a diverse quote e si correlano alle superfici di abrasione che insistono principalmente sui terreni cristallini. La differenza di quota in terrazzi coevi indica che i diversi settori sono stati interessati da sollevamenti differenziali, dovuti ad una diversa evoluzione neotettonica delle rispettive aree.

Lo spessore raggiunge la potenza massima di 5 m. L'età è Pleistocene medio-superiore.

Nel deposito a quota 85 m s.l.m. a monte di Mortelle è stato ritrovato un esemplare di *Strombus bubonius* del Tirreniano (125 ka) (BONFIGLIO & VIOLANTI, 1983). Verso ovest, tra Madonna dei Miracoli e Faro Superiore, affiorano in modo discontinuo i terrazzi di V° e VI° ordine con orli interni ubicati a quote 140 m e 170 m s.l.m., rispettivamente. Questi dati consentono di correlare il terrazzo di 4° ordine con il MIS 5.5 (125 ka) e di vincolare l'età dei terrazzi di 1°, 2°, 3°, 5° e 6° ordine, che possono essere correlati con i restanti stazionamenti marini occorsi tra il MIS 3.3 (60 ka) ed il MIS 7.5 (240 ka). Infatti i sottostanti terrazzi di 1°, 2° e 3° ordine possono essere attribuiti ai precedenti MIS 3.3 (60 ka), 5.1 (80 ka) e 5.3 (100 ka), rispettivamente, mentre i sovrastanti terrazzi di 5° e 6° ordine possono essere attribuiti ai successivi MIS 7.1 (200 ka) e 7.3-7.5 (215-240 ka).

Nella Penisola di Milazzo l'ampia spianata, delimitata da ripide falesie e che si estende tra le quote 50 e 85 m s.l.m. è stata ascritta al 2° ordine (CARBONE *et alii*, 2011). I depositi sono costituiti da sabbie e conglomerati contenenti molluschi di ambiente litorale, ricoperti da terre bruno-ocree e da cineriti di probabile origine eoliana (v. fig. 370). Su questi depositi DEPERET (1918) istituì il piano Milazziano, successivamente riferito al Tirreniano da HEARTY *et alii* (1986).

4.5.2.3. - Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale

Trattasi di limi e sabbie con livelli di ghiaie a supporto di matrice terroso-argillosa, talora terrazzati, localizzati in aree più elevate rispetto agli alvei fluviali attuali. La componente ruditica (diametro 1-10 cm) è rappresentata da ciottoli poligenici, prevalentemente cristallini, da spigolosi a subarrotondati. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriciata, mentre nei livelli limoso-sabbiosi la stratificazione è poco evidente.

Questi depositi si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo attuale, e sono fissati da vegetazione ad arbusti ovvero coltivati ad agrumeti; solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si so-

vrappongono ai sedimenti alluvionali che costituiscono le alluvioni dei corsi tributari minori, da questi reincise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale.

Nel tratto terminale delle valli questi depositi si collegano direttamente a quelli presenti lungo la costa, che costituiscono le piane costiere attuali immediatamente alle spalle dei litorali.

L'ampiezza della fascia litorale è notevolmente variabile lungo le sponde tirrenica ed ionica del settore peloritano. Sul versante tirrenico oscilla dalla decina di metri di Lido di Mortelle ai 500 m circa della frazione Casa Bianca. Analoga estensione presenta sul lato ionico, tra i pantani Piccolo e Grande, per ridursi notevolmente fino a quasi azzerarsi lungo il tratto compreso tra le fiumare della Guardia e dell'Annunziata; è molto ampia, ma mal definibile in corrispondenza della città di Messina, a causa dell'intensa antropizzazione.

L'eccessiva urbanizzazione rende difficile, se non impossibile, il riconoscimento di forme terrazzate ascrivibili a livelli del mare più alti dell'attuale, pertanto l'intera fascia può essere riferita a fasi progradazionali del tardo Olocene. A ridosso si sviluppa una falesia, alta fino a 60-80 m, a decorso per ampi tratti rettilineo, il cui tracciato ricomincia di fatto l'andamento delle faglie bordiere.

L'età dei depositi è Olocene.

4.5.3. – Sicilia nord-occidentale

Dall'area di Capo S. Vito fino al Golfo di Termini Imerese i depositi quaternari della fascia costiera tirrenica sono stati riassunti da DI MAGGIO *et alii* (2009) nella "Carta dei sintemi quaternari della Sicilia nord-occidentale", utilizzati per i fogli del Progetto CARG (SERV. GEOL. D'IT., 201c, 2011b, 2013a,b).

Al disopra della calcarenite di Marsala, precedentemente descritta, ovvero su formazioni più antiche, poggiano depositi di ambiente marino, passanti lateralmente e verticalmente a facies continentali con resti di *Elephas falconeri* (Sintema della Piana di Partinico). Datazioni assolute eseguite sui depositi dell'area tra Castellammare e Partinico (MAUZ *et alii*, 1997; BONFIGLIO *et alii*, 2004) hanno confermato l'attribuzione al Pleistocene medio.

Marcate da una superficie di erosione e poggianti in discordanza sul sintema precedente ovvero su terreni più antichi seguono sabbie e arenarie di colore arancione o rossastro a stratificazione incrociata di probabile accumulo eolico (Sintema di Poliso). Esse sono distribuite ai piedi di rilievi montuosi che si affacciano sulla costa, come lungo il versante occidentale del Monte Palmeto (fig. 446) (BASILONE, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2013a).



Fig. 446 - Sul versante occidentale di M. Palmeto (Monti di Palermo) affiorano sabbie giallastre riferite al Sintema di Poliso, ricoperte da detrito di falda.
- On the western side of M. Palmeto (Monti di Palermo) crop out yellowish sands related to the Poliso Synthem, covered by talus deposits.

A La Cala e tra Punta di Barcarello e Capo Gallo, nei pressi di Sferracavallo, affiorano calcareniti a stratificazione incrociata e breccie con grossi ciottoli carbonatici in matrice arenitica rosso-giallastra (fig. 447). Tali depositi sono riccamente fossiliferi e contengono *Strombus bubonius*. Sono ben noti in letteratura a partire da GIGNOUX (1913) fino a RUGGIERI & MILONE (1974) e a HUGONIE (1979) e sono stati denominati Sintema di Barcarello (v. BASILONE, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2013a). Verso l'alto e lateralmente si passa ad un deposito continentale di tipo colluviale.

Le associazioni fauniste che, caratterizzate da ospiti caldi senegalesi, ed in particolare la presenza di *Strombus bubonius*, sono determinanti per assegnare tale deposito al Tirreniano basale e cioè ad un'età compresa tra 120 e 130 ka (MAUZ *et alii*, 1997).

Sul sintema precedente si appoggia una coltre di detriti a clasti carbonatici di diametro da pochi cm a mezzo metro grano-sostenuti alternati a terre rosse (Sintema di Raffo Rosso). Si tratta di depositi continentali addossati ai piedi di elevate scarpate rocciose. La località più tipica è quella del versante settentrionale di M. Gallo.

La rassegna dei depositi continentali si esaurisce con il Sintema di Capo Plaja, costituito da depositi colluviali, fluviali, eolici, palustri e di origine carsica, considerati successivi all'ultima glaciazione e quindi compresa negli ultimi 100 ka.

Nel tratto di costa compreso tra Capo Mongerbino e Altavilla Milicia (SERV. GEOL. D'IT., 2013b "Palermo") sono riconoscibili 5 ordini di terrazzi marini, compresi tra quota 200 m e i depositi tirreniani che si trovano lungo la costa; l'età è Pleistocene medio-superiore.

Nell'estremità occidentale le informazioni più recenti sono consultabili nel Foglio "Paceco" (SERV. GEOL. D'IT., 2013c). Il Pleistocene medio-superiore è rappresentato dal Sintema Paceco, che

raggruppa sabbie sciolte o mediamente cementate a stratificazione piano-parallela od incrociata e depositi continentali, paleosuoli, e dune eoliche.

Nella medesima zona sono stati ascritti al Sintema Borromia i depositi fluvio-lacustri e al Tirreniano viene attribuito un deposito a *Strombus bubonius* e correlato al Sintema Barcarello dei dintorni di Palermo.

All'Olocene vengono attribuiti vari litotipi d'ambiente continentale, correlati al Sintema di Capo Plaja.

4.5.4. - Sicilia sud-occidentale

In un'ampia fascia fra Trapani ed Agrigento il paesaggio è in gran parte dominato da una vasta pianura, denominata Grande Terrazzo Superiore (GTS), debolmente degradante verso il mare a partire da quote prossime ai 500 m (RUGGIERI & UNTI, 1974) e costituito da calcareniti spesse da uno a circa dieci metri.

Per quanto concerne l'attribuzione cronologica RUGGIERI & UNTI (1974) ritengono il GTS di età "post-siciliana", in quanto esso taglierebbe i sedimenti già attribuiti al Siciliano. Gli stessi Autori pongono in evidenza la possibilità di correlare il GTS con la "panchina" milazziana dell'entroterra di Augusta (Siracusa).

Un'area molto interessante è quella del "pianoro di S. Margherita Belice, sul quale è ubicato anche l'abitato di Montevago. Sulla successione argilloso-sabbiosa del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore giace in discordanza un deposito sabbioso e ghiaioso, che RUGGIERI & UNTI (1977) interpretano come *glacis*, che si sarebbe generato "per il concorrere di azioni sia erosive che sedimentarie che si verificarono durante un lungo intervallo desertico o subdesertico del Pleistocene medio (Regressione Romana)". Tale formazione

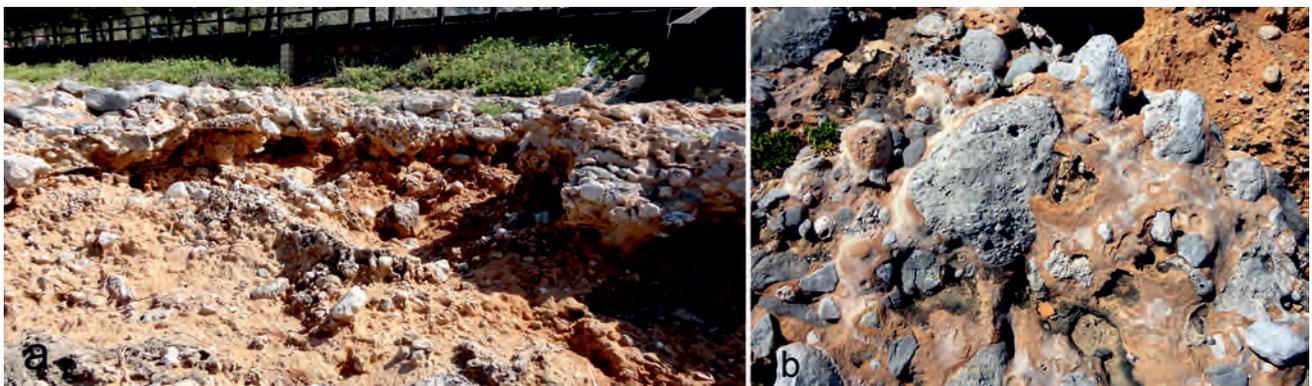


Fig. 447 - Breccie carbonatiche con matrice arenitica giallo-rossastra poggianti su sabbie scarsamente cementate si osservano lungo la costa tra P. di Barcarello e Capo Gallo ad est di Sferracavallo (Palermo), e sono dubitativamente ascrivibili al Sintema di Barcarello (a). Particolare della breccia (b).
- Carbonate breccia with reddish-yellow arenitic matrix resting on poorly cemented sands can be observed along the shoreline between P. Barcarello and Capo Gallo east of Sferracavallo (Palermo), and are tentatively ascribed to the Barcarello Synthem (a). Detail of the breccia (b).

non sarebbe limitata alla zona di S. Margherita Belice, ma si estenderebbe dalle quote prossime ai 400 m interessando verso sud le aree di Castelvetro, Campobello di Mazara, Selinunte e, verso ovest gli abitati di Mazara del Vallo e Marsala. Si tratta di un elemento morfologico di ampie dimensioni, probabilmente correlabile con le spianate di Alcamo, Balestrate e Partinico, di cui si è fatto cenno in precedenza.

Il GTS tuttavia non può essere considerato un terrazzo unico, ma la coalescenza di più ordini di terrazzi separati da orli praticamente impercettibili e prodotti dal graduale ritiro del mare a partire dal Pleistocene medio. Nei dintorni di Castelvetro affiorano calcareniti a stratificazione parallela ed incrociata notevolmente bioturbate (fig. 448a), che

poggiano sul Sintema Marsala o direttamente su termini più antichi.

Nelle valli dei fiumi Modione e Belice si osservano calcareniti e sabbie gialle e biancastre, troncate in alto da depositi continentali, che occupano le ampie spianate (fig. 448b).

Verso sud nella zona di Marinella e di Triscina di Selinunte il GTS si trova alla quota di circa 40 m e l'orlo prospiciente il mare è formato da una ripida falesia. Nell'area archeologica di Selinunte affiorano a tratti calcareniti e sabbie giallastre a giacitura tabulare (fig. 449). Il sito è ubicato su due colline, in una sorge l'Acropoli con alcuni templi insieme con altre costruzioni secondarie; l'altra è dominata dal Tempio di Hera, ricostruito dai ruderi con opportuni interventi di anastilosi.



Fig. 448 - Nei dintorni di Castelvetro il Grande Terrazzo Superiore è costituito da calcareniti e sabbie biancastre o giallo ocre, riferibili al Pleistocene medio e ricoperte da un deposito continentale che coincide con la vasta spianata terrazzata (a). Particolare di un affioramento poco a sud di Castelvetro (b).
- Close to Castelvetro the Grande Terrazzo Superiore consists of whitish or yellow ocher calcarenites and sands, referred to the Middle Pleistocene and covered by a continental deposit, which coincides with the vast terraced esplanade (a). Detail of an outcrop just south of Castelvetro (b).



Fig. 449 - Sulle calcareniti del terrazzo di quota 40 m sorge il parco archeologico di Selinunte (V-III secolo a.C.), con i resti del Tempio dedicato ad Apollo ubicato nell'acropoli e il Tempio di Hera edificato nel settore orientale del parco.
- On the calcarenites of the terrace of 40 m altitude lies the archaeological park of Selinunte (V-III secolo B.C.), with the remains of a temple dedicated to Apollo located in the acropolis and the temple of Hera, built in the eastern sector of the park.

Selinunte (in greco antico Σελινοῦς, in latino *Selinus*) era un'antica città greca del V-III secolo a.C., e attualmente occupa un'area di circa 40 ettari.

Su banchi di calcareniti appartenenti al medesimo GTS sono ubicate le Cave (o Rocche) di Cusa (presso Campobello di Mazara, e a 13 km da Selinunte), dalle quali veniva estratto il materiale per l'edificazione della zona archeologica di Selinunte. La repentina fuga dei cavatori, dovuta al sopraggiungere dell'esercito cartaginese, e la brusca interruzione dei lavori permettono di ricostruire le varie fasi di lavorazione e di osservare blocchi lavorati predisposti per essere trasportati.

Per quanto concerne i terrazzi di età tirreniana e i relativi valori di sollevamento si rimanda ad

ANTONIOLI *et alii* (2006). Tra i terrazzi più bassi di questo settore siciliano viene segnalato da COGGI (1965) un deposito a quota 2 m s.l.m. contenente *Strombus bubonius* e pertanto riferito al Tirreniano.

Alla base della falesia di Selinunte ai margini dell'abitato di Triscina si possono osservare calcareniti giallastre a stratificazione incrociata, più o meno basculate verso mare e localizzate a 2/3 m di quota (fig. 450). È molto probabile che si tratti di depositi tirreniani, per correlazione con quelli segnalati e datati in letteratura.

Nell'entroterra in corrispondenza delle foci dei principali fiumi si osservano dune fossili costituite da sabbie giallastre (fig. 451). Tali depositi sono distribuiti anche in altri settori della fascia costiera meridionale fino alla zona iblea.



Fig. 450 - Calcareniti di colore giallo ocra ascrivibili al Tirreniano osservabili alla periferia di Triscina di Selinunte. Esse sono ricoperte da una *beach-rock*, costituita da un crostone conglomeratico di colore grigio-giallastro (a). Particolare delle calcareniti (b).

- Yellow ochre calcarenites, referred to the Tyrrhenian age, can be observed near Triscina of Selinunte. They are covered by a *beach-rock*, consisting of a gray-yellowish conglomerate crust (a). Detail of the calcarenites (b).



Fig. 451 - Dune fossili in corrispondenza della foce del F. Belice.

- Fossil dunes at the mouth of Belice River.