

ITINERARIO 3

(A. Caruso)

Dalla Crisi di Salinità Messiniana al ritorno a condizioni Marine Normali con l'inondazione Pliocenica: la costa meridionale della Sicilia

INFORMAZIONI GENERALI SULL'ITINERARIO

Questa escursione consentirà una panoramica dell'evoluzione del Mediterraneo a partire dal Tortoniano sino al Pleistocene, per un intervallo temporale compreso tra 8 e 1.5 Ma fa. L'itinerario partirà dalla riserva di Monte Gibliscemi, presso la diga Disueri (CL), e si concluderà ad Eraclea Minoa (AG) attraversando quindi il sud della Sicilia per un totale di circa 120 km. In particolare, sono stati selezionati alcuni stop per mostrare alcune successioni utili a dare un quadro significativo sulla Crisi di Salinità Messiniana ed il ritorno a condizioni marine normali. Le successioni selezionate permettono di mostrare in dettaglio i gessi inferiori, i sali, le evaporiti cicliche dei gessi superiori e le condizioni di "Lago-Mare" durante la parte terminale del Messiniano oltre che i primi depositi marini dello Zancleano. Questi ultimi dovuti all'inondazione del Mediterraneo dopo la Crisi di Salinità.

L'escursione si svilupperà in almeno tre giorni e, poiché avverrà in aree con differenti altitudini (dal livello del mare fino a quota 600 m), si consiglia di munirsi di un opportuno abbigliamento a "cipolla" adeguato al periodo stagionale. Si consiglia comunque di indossare sempre degli scarponi da *trekking*, adatti a bloccare la caviglia, e proteggere le gambe con un pantalone lungo per la presenza di spine e zecche. Le strade sono tutte facilmente raggiungibili con normali auto tranne alcuni piccoli tratti sterrati. È consigliabile suddividere l'itinerario in almeno tre giorni, pernottando nei centri abitati o in strutture agrituristiche presenti nelle aree visitate che offrono anche apprezzati prodotti enogastronomici (Fig. 3.1).

Cartografia consigliata

Carta stradale e turistica – Carta Touring Club 1:250.000 Sicilia;

Carte topografiche – Fogli I.G.M.I. 1:50.000: F° 638 Riesi, F° 643 Gela, F° 629 Aragona, F° 636 Agrigento, F° 642 Licata; F° 643 Gela.

Carte geologiche – Fogli C.G.I. (Carta Geologica d'Italia) 1:100.000 F° 272 Gela (1955); Fogli C.G.I. 1:50.000, F° 636 Agrigento (1972); Carta Geologica della Sicilia (2014), 1:250.000, S.E.L.C.A., Firenze.

Sguardo geografico e geologico d'insieme

Il percorso attraversa tutto il Bacino di Caltanissetta in un territorio montuoso e collinare che si sviluppa in direzione E-O (Fig. 3.1). Tra i bacini periferici del Mediterraneo, sollevati dall'intensa attività tettonica del Plio-Quaternario, il Bacino di Caltanissetta (Fig. 3.2, v. Cap. 2) è quello che fornisce il registro sedimentario più completo del Neogene che dal Tortoniano attraversa tutti i sedimenti/evaporiti depositatisi durante la Crisi di Salinità Messiniana sino ai sedimenti che testimoniano il ritorno alle condizioni marine normali.

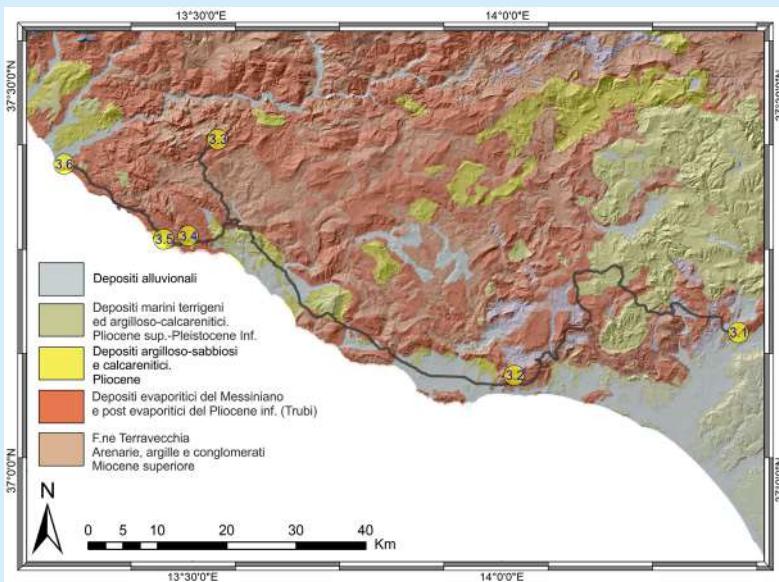


Fig. 3.1 – Percorso dell’itinerario geologico. 1) Monte Gibliscemi; 2) Falconara; 3) Santa Elisabetta; 4) Realmonte; 5) Scala dei Turchi-Punta Piccola; 6) Eraclea Minoa (carta geologica elaborata da Lentini & Carbone, 2014).

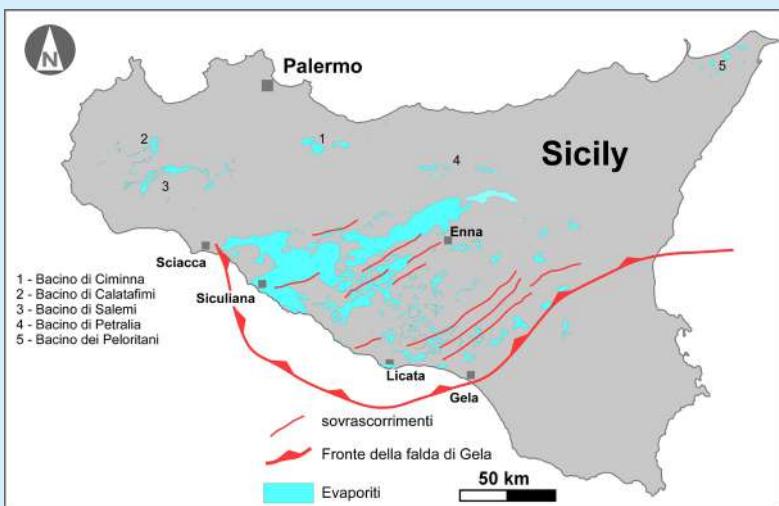


Fig. 3.2 – Schema geologico-strutturale del Bacino di Caltanissetta e delle principali evaporiti affioranti (modificato da Caruso et al., 2015).

In questo bacino il gruppo della Gessoso-Solfifera è arealmente molto diffuso, con la presenza di numerose miniere di gesso e soprattutto di zolfo, ormai abbandonate, mentre l’attività estrattiva dei Sali (Salgemma e Kainite) è ancora molto sviluppata (Fig. 3.3). La Crisi di Salinità Messiniana fu, secondo molti scienziati, una delle crisi geologiche più spettacolari della storia della Terra, centinaia di metri di spessore di evaporiti si depositarono in appena 637 mila anni tra 5.97 e 5.33 milioni di anni fa. Questo determinò l’estinzione di tutte le specie marine che popolavano

il Mare Mediterraneo e la migrazione di numerose specie continentali tra l'Europa e l'Africa. Secondo numerose pubblicazioni, le connessioni tra il Mediterraneo e l'Oceano Atlantico divennero sempre più limitate a causa della rotazione della placca Africana verso l'Europa che causò la chiusura dei canali che permettevano lo scambio delle masse d'acqua. Uno di questi canali era ubicato nella cordigliera Betica ed è conosciuto in geologia come canale Nord Betico, mentre nella parte settentrionale del Marocco vi era un altro passaggio conosciuto come canale Sud Rifano. La chiusura progressiva di questi due canali innescò la forte evaporazione nel Mediterraneo con il conseguente abbassamento del livello del mare fino al disseccamento. Il Mediterraneo fu nuovamente inondato dalle

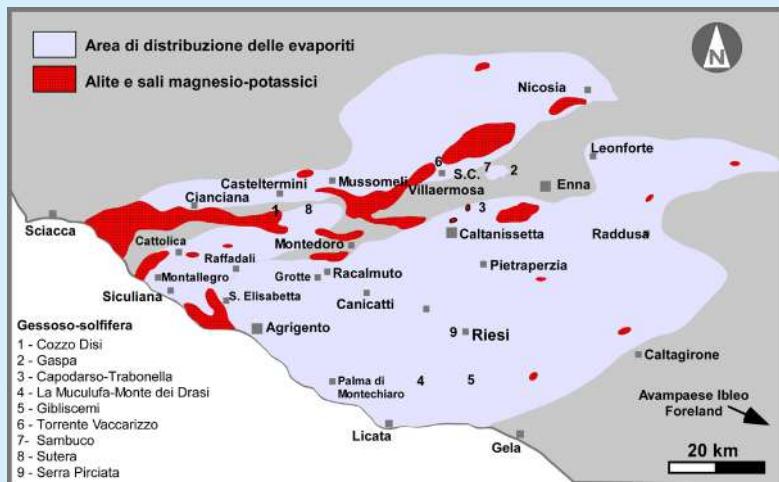


Fig. 3.3 – Schema del Bacino di Caltanissetta in cui sono evidenziate i principali affioramenti di evaporiti e di Sali (modificato da Caruso et al., 2015).

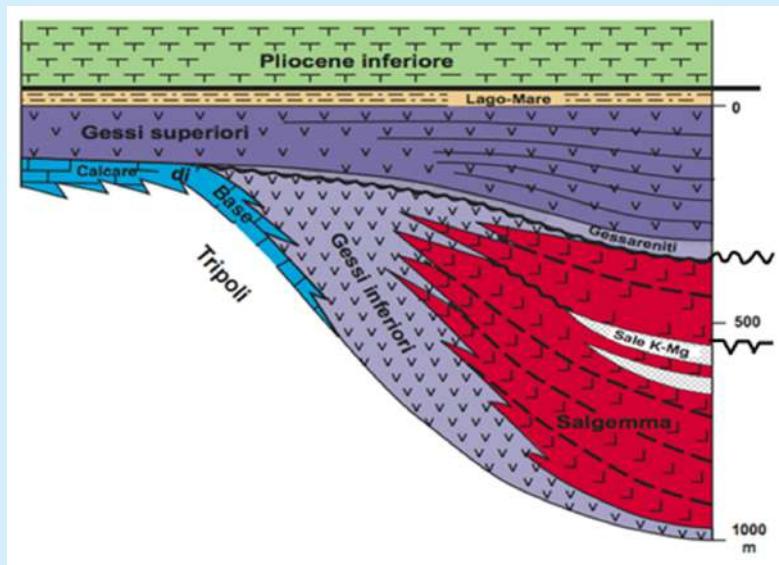


Fig. 3.4 – Schema stratigrafico delle evaporiti e dei sedimenti del Pliocene per la regione Mediterranea (modificato da Rouchy & Caruso, 2006).

acque dell’Oceano Atlantico alla base del Pliocene (5.33 Ma fa) attraverso una nuova connessione formatasi nell’area di Gibilterra.

La stretta somiglianza delle successioni sedimentarie del Bacino di Caltanissetta con quelle riscontrate, tramite spedizioni oceanografiche nei fondali marini “profondi” mediterranei, lo fa considerare come un riferimento per l’evoluzione del Mediterraneo. Questa stretta somiglianza è rafforzata dai risultati degli studi micropaleontologici che hanno dimostrato che i sedimenti più profondi riconosciuti in Sicilia, e che precedettero la Crisi di Salinità, si depositarono in condizioni marine normali a circa 1000 m di profondità (Fig. 3.4).

Negli ultimi anni la “teoria del disseccamento” è stata fortemente criticata da vari gruppi di ricerca che ne contestano i principi base, rimettendo in discussione tutte le precedenti pubblicazioni. Comunque la storia affascinante dell’evoluzione del Mediterraneo tiene vivo il dibattito scientifico nella comunità geologica, alimentato finora da oltre 2000 pubblicazioni internazionali.

ITINERARIO

L'itinerario inizia dallo svincolo di Monte Capodarso per la SS 640 Caltanissetta-Gela, poi prosegue in direzione Gela per la SS 626, uscita bivio Mazzarino che immette in direzione Gela per la SS 190 sino ad arrivare alla riserva di Monte Gibliscemi (stop 1, Fig. 3.1). L'ingresso della riserva di Monte Gibliscemi è indicato con una targa del Corpo Forestale dello Stato. Vi sono due modi per accedere alla successione, in auto fino alla sommità oppure proseguire a piedi. In auto si può prendere la strada della forestale che è in parte asfaltata e percorrerla in direzione della riserva per circa 1.5 km. Arrivati ad uno slargo, in prossimità dei ruderi di una masseria, si può lasciare l'auto e continuare a piedi sino alla sommità del versante. La strada sterrata (occorre una 4x4) arriva sino alla sommità del versante dove si trova un centro per l'avvistamento degli incendi. In questo caso si arriva quindi alla sommità del versante e questo consente una bellissima panoramica della piana di Gela da cui si può osservare l'altopiano Ibleo. Per la visita della successione vi è un'altra possibilità che permette di lasciare l'auto lungo la SS 190, proprio dove si trova l'insegna della riserva, ed accedere quindi lungo una strada sterrata che si trova 200 metri più a sud. Scegliendo la seconda opzione si prosegue per 20 minuti sino ad arrivare alla base della successione in cui sono ben visibili i calanchi. Questa opzione non esclude la possibilità di arrivare alla sommità della successione tramite però dei sentieri impegnativi per circa 30 minuti. Questa successione richiede almeno 3 ore per una visita approfondita.

Stop 3.1 – Monte Gibliscemi (37°12'21.49"N, 14°16'23.99"E)

Monte Gibliscemi (Figg. 3.5, 3.6), la cui parola (*Gibil Escem*) di origine araba significa montagna rivolta ad est, è ubicato tra le provincie di Caltanissetta e Catania ed ha un quota di 513 m. Si trova ad ovest di Monte Garraia (905 m) la cui quota è una delle più elevate dell'intero territorio. Il paesaggio è prettamente collinare con quote di 300-400 m e a pochi chilometri verso nord spicca Monte Formaggio (639 m) con la



Fig. 3.5 – Visione da satellite dell'area di Monte Gibliscemi. Sono evidenziati l'ingresso della riserva e la vetta (fonte: Google Earth).

sua classica forma a punta. In quest'area è stata istituita una riserva di 50 ettari gestita dal corpo forestale. In generale il paesaggio vegetale di Monte Gibliscemi è caratterizzato dalla presenza di un esteso lecceto che interessa la Valle dell'Aquila e il versante nord del Monte.

Le rocce presenti nelle zone limitrofe sono prevalentemente costituite da argille e marne, che in tutta l'area offrono un andamento tipicamente collinare e in cui spiccano alcuni rilievi di origine carbonatica e/o gessosa. In molti casi nelle rocce carbonatiche e gessose sono presenti pareti molto inclinate, anche per la presenza di faglie, in cui si sviluppano fenomeni di crollo e ribaltamento dei blocchi. In queste rocce sono frequenti i processi di dissoluzione carsica che hanno creato numerose cavità e *karren*.

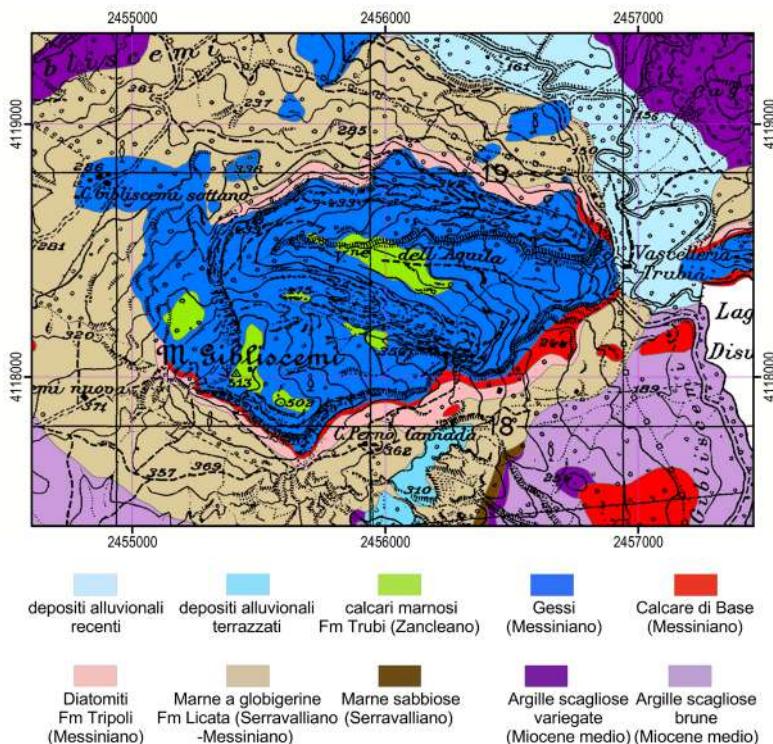


Fig. 3.6 – Carta geologica dell'area di Monte Gibliscemi (da Roda, 1971).

La successione completa di Gibliscemi ha uno spessore di circa 280 m ed è una delle più belle e complete successioni del Miocene del Mediterraneo (Figg. 3.6, 3.7) e, insieme a quella di Falconara (v. sotto), rappresenta il passaggio dalle condizioni marine normali alle fasi di evaporazione legate alla Crisi di Salinità del Messiniano. Dal punto di vista stratigrafico essa è costituita dal basso verso l'alto dalle argille-marnose di colore grigio tabacco della F.ne Licata (200 m), dai sedimenti silicei della F.ne Tripoli (40 m), da 8 m di calcarci autobrecciati (conosciuti in letteratura come "Calcare di Base"), da 6 m di gesso balatino (GB), da 25 m di gessi selenitici (GS) e da circa 10 m di calcarci marnosi bianchi dello Zancleano, appartenenti alla F.ne Trubi.

La parte inferiore della F.ne Licata, che ricopre l'intervallo del Serravalliano-Tortoniano, ha uno spessore di circa 100 metri ed affiora 1 km più a sud-est di Monte Gibliscemi. In questo itinerario però ci concentreremo sulla parte tortoniano-messiniana. La F.ne Licata qui è caratterizzata da strutture erosive tipiche dei calanchi e si presenta con marne e argille marnose grigie (o color tabacco) alternate ciclicamente a livelli scuri laminati, meglio conosciuti in letteratura geologica come *sapropels*. Le cause che favorirono la formazione di questi livelli erano dovute essenzialmente a fenomeni di stratificazione della massa d'acqua, con acque calde e meno salate in superficie che impedivano lo scambio dell'ossigeno verticalmente. In questa parte della successione, che comprende il Tortoniano/Messiniano, sono stati contati circa 100 cicli litologici. La F.ne Licata è ricca di microfossili (foraminiferi) ben visibili con una lente di ingrandimento 10X, a volte si possono trovare anche fragili resti di valve di lamellibranchi. Verso l'alto passa alla F.ne Tripoli, quest'ultima costituita da 49 cicli litologici caratterizzati da una tripletta litologica di argille-marne grigie, marne rosse laminate (*sapropels*) e da laminiti farinose di colore bianco latte, meglio conosciute come diatomiti. Il limite Tortoniano/Messiniano si trova circa 10 m sotto la base dei Tripoli nella parte alta della F.ne Licata (Fig. 3.7). Le diatomiti, che costituiscono quindi la sommità di ciascun ciclo, sono in genere più spesse degli altri livelli e sono ricche di foraminiferi, radiolari e diatomee. Dal punto di vista macropaleontologico le diatomiti sono molto ricche in pesci fossili, tipici di ambiente sub-tropicale/tropicale.



Fig. 3.7 – Panoramica della successione di Monte Gibliscemi. Il limite Tortoniano/Messiniano si trova 10 m sotto la base della F.ne Tripoli. CdB (Calcare di Base); GB (Gesso Balatino); GS (Gessi Selenitici). I due segmenti consentono di ricostruire una successione completa dalla F.ne dei Tripoli alle evaporiti.

La deposizione della F.ne Tripoli iniziò 7 Ma fa e durò circa 1 milione di anni. Le argille-marnose all'interno della tripletta litologica rappresentano le fasi più fresche ed aride, mentre le laminiti si depositarono durante le fasi caldo-umide, con il conseguente riscaldamento della parte superficiale della colonna d'acqua marina che portò alle condizioni di sotto-ossigenazione e/o addirittura anossia al fondo. I Tripoli passano

verso l'alto ai "Calcari di Base", di colore grigio, che si presentano frequentemente autobrecciati, vacuolari e con pseudomorfi di cristalli alite. Questi hanno uno spessore di circa 9 metri e sono alternati ad argille decimetriche. Verso l'alto i CdB passano progressivamente al gesso balatino (Fig. 3.8) ed ai gessi selenitici. I gessi possono essere osservati procedendo lungo la strada che porta sino alla vetta del versante. Mentre i gessi balatini sono finemente laminati, i gessi selenitici si presentano con grossi cristalli a forma di ferro di lancia con lunghezze superiori ai 60 cm (Fig. 3.9).



Fig. 3.8 – Particolare del gesso balatino di Monte Gibliscemi.



Fig. 3.9 – Particolare dei gessi selenitici di Monte Gibliscemi. Il martello ha una dimensione di 30 cm.

Dopo aver visitato la riserva di Monte Gibliscemi, il secondo stop dell'itinerario prevede la visita della successione di Monte Cantigaglione presso Falconara (stop 2, Fig. 3.1). Si percorre la SS 190 sino a Gela per poi prendere la SS 115 in direzione ovest verso Licata-Agrigento. 4 km dopo aver superato il castello di Falconara sulla destra si trova una stradina in parte asfaltata che passa la linea ferrata con una vecchia casa cantoniera. Si risale questa strada per 2.5 km e sulla sinistra si trova l'affioramento di Monte Cantigaglione Falconara (Fig. 3.10). Posteggiata l'auto nello slargo a sud della successione occorre camminare lungo un sentiero per 400 m, per un totale di 15 minuti. Nell'ultima parte il percorso è impegnativo, anche se non difficile, a causa della forte inclinazione del versante. La visita di questa successione richiede almeno un paio di ore compreso il tragitto di andata ritorno a piedi.

Stop 3.2 – Falconara

($37^{\circ}7'45.62''$ N, $14^{\circ}1'17.74''$ E)

La sezione di Falconara deve il suo nome al famoso castello del XIV secolo edificato sui Calcari di Base che affiorano lungo la costa (Fig. 3.11). La parola proviene dall'antica torre centrale che veniva utilizzata per l'addestramento dei falconi da caccia. L'edificio è stato edificato dopo il 1313 durante la guerra dei Vespri tra gli Aragonesi e gli Angioni. Fino alla fine del XVII secolo la torre serviva per difesa dalle incursioni dei pirati. Il castello è circondato da una flora ricca di palme ed essenze storiche.

Monte Cantigaglione è ubicato nella provincia di Agrigento e ricade nel Foglio 643 Gela ad una quota di 280 m. Si trova poco a sud di Monte Agrabona (358 m), la cui quota è una delle più elevate dell'intero territorio. Il paesaggio è prettamente collinare con quote che oscillano intorno a 200 m. Questa successione è molto simile a quella descritta a Gibliscemi, anche se qui non affiorano i Gessi. La base della successione è caratterizzata da processi calanchivi che si sono impostati sulle argille del Serravalliano-Tortoniano. Lungo il versante si hanno vari blocchi di calcari dovuti a frane di crollo per ribaltamento a causa di fratture sub-verticali e dello scalzamento alla base per erosione del sottostante Tripoli.

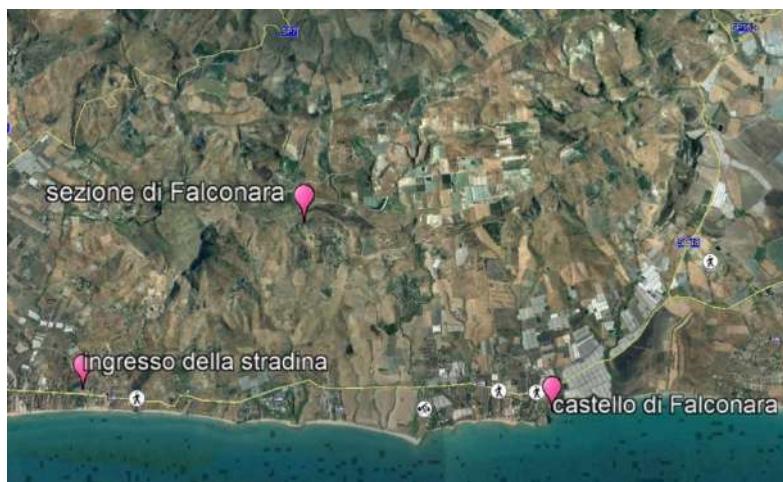


Fig. 3.10 – Particolare dell'area di accesso alla successione di Falconara.

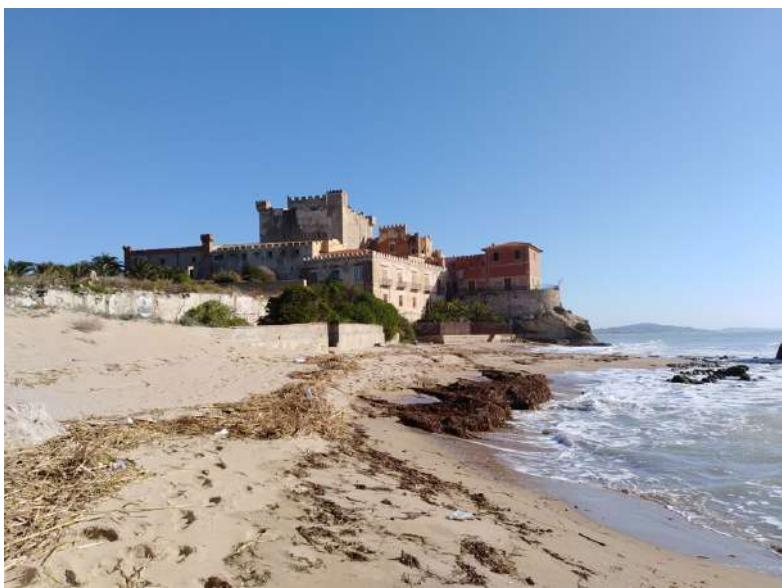


Fig. 3.11 – Il castello medievale di Falconara (Licata).

Come a Gibliscemi anche in questo caso sono ben visibili le alternanze litologiche descritte al passaggio dalla F.ne Tripoli ai “Calcarri di Base”. Il passaggio è graduale e in passato questa sezione è stata considerata come la successione di riferimento per il limite Tortoniano/Messiniano. Dal punto di vista stratigrafico essa è costituita dal basso verso l’alto dalle argille marnose di colore grigio tabacco della F.ne Licata (80 m), dai sedimenti silicei della F.ne Tripoli (35 m) e da 25 m di calcari autobrecciati dei “Calcare di Base” (Fig. 3.12). Anche in questa successione le argille del Tortoniano sono caratterizzate dalla presenza di bande grigionere (*sapropels*), anche se qui a differenza di Gibliscemi sono meno abbondanti. Le associazioni a microfossili indicano per la F.ne Licata una paleobatimetria inferiore rispetto a quella stimata per Gibliscemi, con valori che oscillano tra 800 e 900 m di profondità.



Fig. 3.12 – La successione di Monte Cantigaglione (Falconara).

Nella parte superiore della F.ne dei Tripoli vi sono tre livelli calcarei fortemente vacuolari, autobrecciati e ricchi di pseudomorfi di alite (Fig. 3.13). Dal punto di vista paleontologico le diatomiti dei Tripoli sono estremamente ricche di pesci fossili specialmente in alcuni livelli.



Fig. 3.13 – Particolare dei calcari vacuolari con pseudomorfi di alite (foto J.M. Rouchy). I cristalli sono mediamente delle dimensioni di 1 centimetro.

Santa Elisabetta (Agrigento)

Dopo aver visitato la successione di Falconara si procede per lo stop successivo in direzione dei Gessi inferiori di Santa Elisabetta, per un percorso totale di un'ora e 15 minuti e 77 km (stop 3 Fig. 1). Una volta immessi nella SS 115 si procede verso Agrigento per 45 km, allo svincolo di Agrigento (dopo il villaggio Mosè), si procede sulla SS 640 in direzione Palermo per 1.8 km, e poi occorre seguire le indicazioni per Aragona immettendosi sulla SS 189. Seguendo le indicazioni per Aragona ci si immette sulla SS 122 e poi SS 118. Infine occorre uscire allo svincolo per Raffadali/Santa Elisabetta e prendere la SP 19. Una volta arrivati a Santa Elisabetta si esce dal paese in direzione di San Biagio Platani. Gli affioramenti di Gesso inferiore si trovano circa 2.6 km a nord del paese di Santa Elisabetta e riguardano 4 vette (Montagna del Comune; Cozzo Rovitello; Montagna di Checco; Montagna Punzedda). Si consiglia di posteggiare in prossimità di Cozzo Rovitello e di proseguire a piedi. L'affioramento (Fig. 3.14) è facilmente raggiungibile con un piccolo sentiero che richiede 5 minuti a piedi. Una volta raggiunto si può procedere lungo un sentiero che consente di arrivare alla sommità della vetta e di godere di uno splendido panorama della bellissima stratificazione nei gessi (Fig. 3.15). Per visitare in modo accurato questa successione sono necessari almeno un paio di ore.

Lungo l'itinerario che da Falconara porta a Santa Elisabetta si potrà osservare la complessità del paesaggio caratterizzato in parte da argille della F.ne Licata e dai Tripoli. Questi litotipi creano rilevi collinari

dall'aspetto dolce, essenzialmente coltivati a viti e/o ortaggi. Man mano che si procede verso Agrigento, i gessi ed il "Calcare di Base" diventano dominanti nel paesaggio dando un aspetto più aspro con la comparsa di piccoli cocuzzoli sulla sommità delle argille.

Una volta immessi in direzione di Caltanissetta si entra nel cuore del Bacino di Caltanissetta. In quest'area i gessi inferiori sono costituiti da grossi banchi di Gessi con aspetto ciclico, con uno spessore complessivo di oltre 300 m. Questi sono a volte trasformati in gesso nodulare e/o di tipo clastico. In questo tratto i versanti sono costituiti da vere "montagne di gesso" che arrivano ad altitudini di 500 m ed oltre. Nella maggior parte dei casi questi gessi poggiano in discordanza su sedimenti del Serravaliano/Tortoniano e solo in alcuni casi è possibile osservare un contatto in successione stratigrafica con i Tripoli del Messiniano. La mancanza dei Tripoli è stata interpretata come legata a processi di tettonizzazione alla base dei Gessi o a fenomeni di scivolamento gravitativo di questi ultimi.

Stop 3.3 – Gessi di Santa Elisabetta

(37°26'56.67"N, 13°32'57.06"E)

La sezione di Santa Elisabetta è situata nella parte centrale del Bacino di Caltanissetta (Fig. 3.2 e 3.15), essa comprende 10 para-sequenze principali. Una buona parte dei gessi che affiorano lungo la valle, e che costituiscono l'ossatura dei monti intorno S. Elisabetta, poggiano sulle argille-siltose color tabacco. Immediatamente a nord e a nord-est di S. Elisabetta vi sono dei rilievi montuosi (M. del Comune; M. di Checco; Rocca Punzedda) con quote superiori a 600 m. Questi rilievi sono costituiti da Gessi e qui si sviluppano fenomeni di carsismo spinto come *karren doline*, mentre nelle pareti verticali si verificano fenomeni di blocchi ribaltati e frane di crollo, con blocchi metrici di gessi sparsi nelle argille sottostanti.

L'affioramento descritto in questo itinerario riguarda in particolare quello di Montagna di Checco che raggiunge una quota di 632 m (Figg. 3.15,

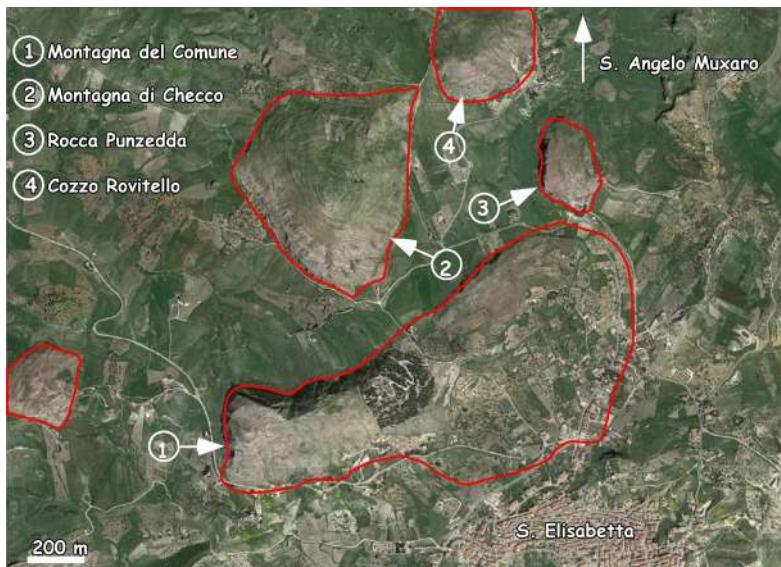


Fig. 3.14 – Visione da satellite dell'area a nord di S. Elisabetta. Le linee rosse indicano gli affioramenti di gesso (da Google Earth).

3.16). La parte più bassa della successione è composta da strati di selenite che immergono verso NNE inclinati di 10-15°, mentre di fronte al di là della strada si trova Rocca Punzedda, caratterizzata da strati sub-verticali di gessi (Figg. 3.17, 3.18). Questo testimonia la forte attività tectonica a cui è stata soggetta l'area. I cicli litologici hanno uno spessore da pochi metri sino a circa 20 m. I cristalli di selenite sono spessi fino a 50 cm e si riducono progressivamente verso i cristalli più piccoli. Verso l'alto si hanno alternanze centimetriche di selenite e di carbonati.

Questa successione, a differenze di altre, mostra quindi un'alternanza ciclica di gessi e carbonati. La frazione di carbonato si trova come cemento tra i cristalli di selenite e aumenta in modo correlato alla diminuzione sia della dimensione che dell'ordine dei cristalli di gesso. Nella parte superiore i cristalli di gesso perdono comunque il loro orientamento verticale dominante per diventare inclinati o orizzontali con caratteristiche di rielaborazione periodica. La sezione termina con calcari vacuolari contenenti pseudomorfi di gesso.



Fig. 3.15 – Panorama dei gessi a nord di S. Elisabetta. La linea rossa indica il contatto con le sottostanti argille di età compresa tra il Serravalliano ed il Messiniano. La freccia nera indica i livelli carbonatici nella Montagna del Comune. Ai piedi dei versanti si notano i blocchi di gesso crollati dalle pareti (vedi freccia bianca).

In alcuni punti, il gesso di selenite viene parzialmente convertito in gesso nodulare secondario dopo essere stato anidritizzato.

La frazione di carbonato mostra composizioni e trame diverse. Solitamente è costituito da calcite e aragonite la cui struttura principale è a grana fine o peloidale come nel tipico CdB, che può essere ricristallizzato in microsparite. A Santa Elisabetta, la dolomia si ritrova nella parte inferiore dell'unità mentre il sedimento peloidale fatto di calcite e aragonite domina nel resto della sezione. La dolomite può essere abbondante dove contribuisce alla formazione di interstrati laminati con gesso/dolomicriti (Fig. 3.18).

La dolomite osservata nella parte inferiore della sezione di Santa Elisabetta suggerisce che sia precipitata da salamoie ipersaline di origine marina.

Realmonte (Agrigento)

Dopo aver visitato i gessi di Santa Elisabetta si procede per lo stop 4 (Fig. 3.1) in direzione di Realmonte per visitare la miniera di salgemma gestita da Italkali. Il percorso complessivo è di 24 km per una durata di circa 40 minuti. Si procede per la SP 19 Raffadali-S. Elisabetta, la quale si congiunge alla SP 17 in direzione SO fino a raggiungere la SS 115. Una volta immessi nella SS 115 si procede verso Agrigento per 3 km fino e si svolta a destra per via delle miniere; una volta entrati in questa strada si procede per 1.6 km fino alla miniera di Realmonte. Per la visita si deve contattare preventivamente la miniera in modo da stabilire il giorno



Fig. 3.16 – Visione da satellite dell'area a nord di S. Elisabetta, affioramento di Rocca Punzedda. Le linee indicano gli strati di gesso con una inclinazione sub-verticale (da Google Earth).



Fig. 3.17 – Visione panoramica di Rocca Punzedda da Montagna di Checco. Sono ben visibili i cicli di gesso selenitico sub-verticali in contatto con le argille mioceniche. Sulla destra si notano i blocchi di gessi crollati dalle pareti verticali.



Fig. 3.18 – Livelli centimetrici di dolomiticite (do) massiva, dolomiticite finemente laminata ed alternate al gesso (dl) che passano verso l'alto ai gessi selenitici (gp) con cristalli delle dimensioni di circa 2 cm.

di ingresso, presentando una richiesta almeno 10 gironi prima. Possono entrare in miniera solo mezzi diesel ed autobus fino ad un massimo di 35 posti. La visita dura circa 1 ora.

Stop 3.4 – Miniera di Realmonte

(37°17'53.49"N, 13°28'26.52"E)

La miniera di salgemma si trova in Contrada Scavuzzo a Realmonte (Fig. 3.19) in provincia di Agrigento ed, insieme alle miniere di Racalmuto (AG) e Petralia Soprana (PA), è una delle tre miniere siciliane di salgemma ancora attive. La miniera è nota per la produzione di salgemma e kainite, tra le migliori al mondo per qualità minerale, ma anche per la presenza nel sottosuolo di una cattedrale di sale scolpita nel salgemma delle pareti della miniera. Il 4 dicembre di ogni anno per la festa di Santa Barbara viene svolta una pubblica messa alla presenza delle autorità (<http://italkali.com/lazienda/dove-produciamo/realmonte/>).

La miniera di Realmonte iniziò la sua produzione negli anni 80 ed offre l'opportunità di osservare i notevoli spessori di alite e kainite che si depositarono al culmine della Crisi di Salinità Messiniana nel Bacino di Caltanissetta.

L'entrata della miniera è ubicata in una parete verticale in cui sono riconoscibili i gessi selenitici afferenti ai gessi superiori. Questo cocuzzolo, che ha una quota di 132 m, si presenta come una parete verticale la cui sommità è una spianata marina terrazzata con calcareniti e ciottoli del Pleistocene Medio che in discordanza ricoprono i Gessi.

La particolarità di questo sito è che si trova nel nucleo di una piega rovesciata con vergenza verso SO. La struttura è legata sia all'intesa attività tettonica della zona, ma anche alla plasticità del sale che ha facilitato fenomeni di piegamento e di sovrascorrimento su varie litologie. Nell'area di Realmonte è comune trovare i gessi in contatto tettonico con le rocce del Miocene medio e/o del Miocene inferiore (Burdigaliano). La presenza di una piega rovesciata è evidenziata dal fatto che al di sotto dei gessi selenitici si trovano i calcari marnosi della F.ne Trubi che sono di età Zancleana (Pliocene inferiore).

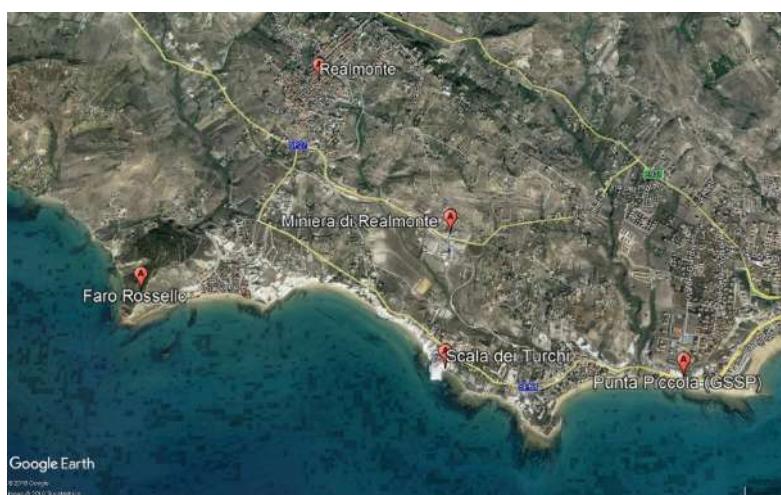


Fig. 3.19 – Particolare da satellite dell'area di Realmonte e della miniera di salgemma. Sono evidenziati i siti di Punta Piccola, Scala dei Turchi e Faro Rossello (foto da satellite, fonte Google Earth).

Nell'area della miniera di Realmonte (Agrigento) sono state riconosciute quattro unità deposizionali principali (A-D) dove il sale raggiunge uno spessore totale di 400-600 m. Dal basso verso l'alto queste unità deposizionali sono (Fig. 3.20): A) alite con noduli di anidrite e lamine che passa verso l'alto ad aliti massive con spessore fino a 50 m; B) alite con lamine di anidrite, contenente anche sei strati principali di kainite fino a 12 m di spessore; localmente la zona di kainite è sostituita da una breccia di dissoluzione di alite-anidrite-fango di 10-30 m di spessore; lo spessore totale è di circa 100 m; C) livelli di argilla e alite spessi 10-20 cm con minori quantità di anidrite, lo spessore totale è di 70-80 m; D) fango anidritico (15-20 m di spessore) che passa ad una sequenza di laminite di anidrite seguita da alite intercalata con lamine di anidrite; lo spessore totale è di 60 m. Quest'ultima unità passa ai gessi superiori coperti in discordanza dai Trubi.

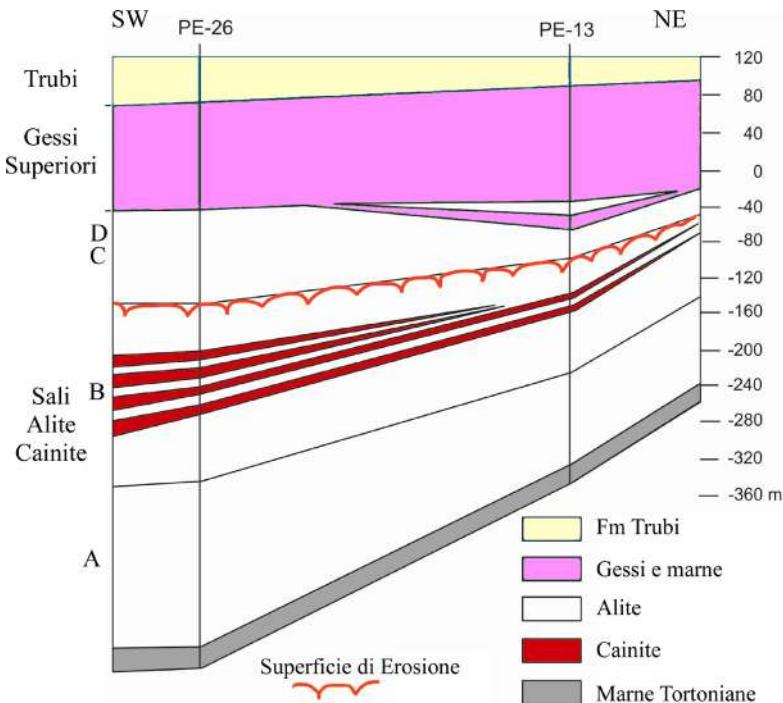


Fig. 3.20 – Schema stratigrafico della miniera di Realmonte (AG). I Trubi coprono in discordanza i Gessi (modificato da Lugli et al., 1999).

I Sali all'interno della miniera mostrano un'alternanza ciclica, in cui sono state chiaramente riconosciute le stagionalità annuali. Le stagionalità modificavano l'apporto idrico con la conseguente evaporazione nella fase calda arida e diluizione nella stagione piovosa. La spettacolare ciclicità offre la possibilità di ammirare un rosone di alite/kainite di rara bellezza (Fig. 3.21).

All'interno dell'alite si trovano delle fratture verticali che testimoniano una chiara superficie di erosione per l'esposizione agli agenti atmosferici (Fig. 3.22), episodio al culmine del processo di evaporazione che testimonia il disseccamento del bacino. Queste fratture profonde fino a 1.5 m sono larghe fino a 5 cm e sono riempite da fango continentale.



Fig. 3.21 – Spettacolare rosone formato da livelli di alite alternati a strati di argille (miniera di Realmonte). I livelli gialli in basso sulla sinistra sono ricchi in cainite.



Fig. 3.22 – Superficie di erosione all'interno dell'alite (miniera di Realmonte). Le fratture sono riempite da sedimento continentale di colore giallo ocra. La massima dimensione delle fratture è di circa 1 metro. Le fratture sono perpendicolari agli strati di alite, inclinati verso sinistra a causa dell'inclinazione dei sali all'interno della piega.

Vicino l'area di Realmonte si trova la famosa Valle dei Templi (Agrigento) che dista solo 13 km raggiungibile in 15 minuti lungo la SS 115 in direzione di Agrigento.

La Valle dei Templi è un'area archeologica della Sicilia famosa per il suo eccezionale stato di conservazione, oltre che essere caratterizzata da una serie di importanti templi dorici del periodo greco. Corrisponde all'antico nucleo di Akragas originario della città di Agrigento.

Dal 1997 l'intera area è stata inclusa nella lista del patrimonio mondiale dell'UNESCO ed è considerata una destinazione turistica ambiziosa, oltre ad essere il simbolo della città ed una delle principali attrazioni di tutta l'Isola (Fig. 3.23). Il parco archeologico e paesaggistico con i suoi 1.300 ettari è uno dei più grandi siti archeologici del mondo. La *polis* agrigentina è legata allo sviluppo della *polis* di Gela. La città fu fondata nel 581 a.C. da alcuni abitanti di Gela, originari delle isole di Rodi e Creta, e denominata Akragas. Era una delle principali città del mondo antico, un importante centro urbano economico e politico. Fu costruita alla sommità di un versante in cui affiorano le calcareniti della Formazione Agrigento,

di colore giallo-ocra e di età pleistocenica, che poggiano sulle argille grigie della Formazione Monte Narbone (v. sotto).

I greci utilizzarono le calcareniti per edificare i templi e tutte le loro costruzioni. L'alta porosità e il grado di cementazione variabile facilitano la circolazione di acque meteoriche aggressive, e così gli agenti atmosferici, tra cui il vento, degradano in modo invasivo i templi e le costruzioni in generale. Questo fa sì che in molte costruzioni le rocce calcarenitiche siano state fortemente abrase (Fig. 3.24).

L'insediamento fu protetto nel VI secolo a.C. da un sistema difensivo, costituito da un circuito murario che utilizzava le caratteristiche topografiche del luogo, formato dall'altopiano alla base delle colline che dominavano la costa e la cui "valle del tempio" occupava il margine meridionale, mentre l'acropoli era situata a monte, in corrispondenza del nucleo medievale dell'attuale città.

Dopo il saccheggio dei Cartaginesi avvenuto nel 406 a.C., seguì un periodo di decadenza nella città, che fu tuttavia ricostruita. Dal 262 a.C. Agrigento cadde sotto la dominazione romana, ma rimase una città importante. Dal VII secolo la città si impoverì e si spopolò, e il centro urbano fu ridotto all'acropoli, lasciando l'area urbana e l'area del tempio abbandonate.



Fig. 3.23 – Il Tempio della Concordia nella Valle dei Templi (fonte <http://agrigento.gds.it>). Il tempio è stato costruito utilizzando la roccia calcarenitica affiorante nell'area.

La Valle dei Templi è caratterizzata dai resti di dieci templi dorici, tre santuari, una grande concentrazione di necropoli (Montelusa, Mosè, Pezzino, necropoli romana e tomba di Terone, paleocristiana); opere idrauliche (Kolymbetra Garden e Ipogeï); fortificazioni; parte di un quartiere ellenistico greco costruito su una pianta greca; due importanti luoghi di incontro: l'Agorà inferiore (non lontano dai resti del Tempio di Zeus Olympus) e l'Agorà Superiore (situata all'interno del complesso museale); un Olympeion e un Bouleuterion di epoca romana (sala del consiglio) su una pianta greca.

Capo Rossello, Scala dei Turchi e Punta Piccola

Queste aree distano solo pochi km dalla miniera di Salgemma e sono raggiungibili in meno di 10 minuti.

L'area è molto famosa nel mondo anche perché in molti angoli suggestivi sono state girate numerose sequenze degli episodi del Commissario Montalbano tratte dai romanzi di Camilleri. Camilleri è nato proprio nella vicina Porto Empedocle e nei suoi racconti fa man bassa dei paesaggi e delle suggestioni di questi spettacolari angoli della Sicilia. L'area costeggia il mare dove si trovano bellissime spiagge e meravigliose falesie di colore bianco latte (Fig. 3.25).

Il visitatore potrà quindi approfittare della zona per una rilassante vacanza estiva, anche se i periodi migliori sono quelli di maggio-giugno



Fig. 3.24 – Agrigento: particolare delle colonne doriche del tempio Greco di Giunone. Le calcarinete utilizzate per costruire le colonne sono fortemente abrase dagli agenti atmosferici.

e di settembre. Nell'area sorgono numerosi B&B oltre che vari hotel; per cena si consiglia di andare nella vicina Porto Empedocle, dove vi sono dei ristoranti di ottima qualità che utilizzano dell'eccellente pesce fresco.

L'area di Capo Rossello rappresenta una delle successioni sedimentarie più belle e complete che dal Messiniano superiore arriva sino al Pleistocene inferiore. In particolare, sin dagli anni 70, questa zona è stata studiata per la definizione dei limiti Messiniano-Zancleano, Zancleano-Piacenziano, Piacenziano-Gelasiano e del Gelasiano-Calabriano (GSSP – *Global Stratotype Section and Point*).

Oggi in quest'area la *International Commission of Stratigraphy* (ICS) ha ufficialmente definito il GSSP del limite Zancleano-Piacenziano e lo stratotipo dello Zancleano. In particolare, lo stratotipo dello Zancleano è rappresentato dai Trubi affioranti nell'area compresa tra Punta di Maiata (stop 3.5.1, Scala dei Turchi) e Punta Piccola, mentre il GSSP del limite Zancleano/Piacenziano è stato definito proprio a Punta Piccola (stop 3.5.2). Gli altri stratotipi dei limiti (GSSP) sono stati ufficialmente definiti nelle successioni di Eraclea Minoa (stop 3.6, Messiniano/Zancleano) e a Monte San Nicola (Piacenziano/Gelasiano) nei pressi di Gela (CL). L'intera area di Capo Rossello è stata comunque fondamentale per l'istituzione di tutti questi piani cronostratigrafici.

Dal punto di vista morfologico il paesaggio intorno Capo Rossello è caratterizzato da una serie di terrazzi marini di età pleistocenica, posti a differenti quote compresi tra 40 e 140 m. I sedimenti di questi terrazzi sono costituiti da conglomerati e sabbie di color giallo rosse che coprono e/o tagliano in discordanza angolare sia i gessi superiori che i Trubi, oltre che le argille della Fne Monte Narbone. Verso mare essi bordano falesie molto inclinate (oltre i 50°), in cui spesso si innescano fenomeni di crollo a causa delle continue mareggiate che scalzano al piede la falesia (Fig. 3.25).

Stop 3.5.1 – Punta di Maiata (Scala dei Turchi)

(37°17'24.51"N, 13°28'24.51"E)

Punta di Maiata forma una bellissima scogliera naturale dove affiorano i calcari marnosi e le marne calcaree della Fne Trubi (Figg. 3.20 e 3.25). Una

volta arrivati è possibile posteggiare l'auto nei numerosi parcheggi della zona, ben indicati da una fitta segnaletica. Vi sono infatti varie possibilità per proseguire a piedi per un percorso totale di circa 20 minuti; la visita completa dura circa 90 minuti.

Il nome Scala dei Turchi dipende dal fatto che durante il XVI secolo i pirati saraceni utilizzavano questa falesia per arrivare con le loro navi sulla terraferma, utilizzando proprio i gradini naturali dei Trubi per sorprendere gli abitanti.



Fig. 3.25 – Panoramica di Scala dei Turchi. La falesia è costituita dai calcari marnosi bianco latte della F.ne Trubi (Zancleano). Questa formazione è troncata alla sommità dai conglomerati e dalle calcareniti del Pleistocene Medio.

La successione è costituita da uno spessore di 120 m di calcari marnosi e marne calcaree di colore bianco latte di età Zancleano (F. ne Trubi) e che coprono anche una parte del Piacenziano. I Trubi lungo la spiaggia poggiano in discordanza sulle argille siltose e sabbiose dell'Arenazzolo (Messiniano) e fino a qualche anno fa erano ben visibili dei blocchi in mare di Gessi superiori, oggi distrutti dalle mareggiate. Questo contatto è comunque ben descritto nello stop 3.6 di Eraclea Minoa e verrà trattato successivamente. Nella falesia lungo la costa i Trubi sono troncati nella parte superiore dai sedimenti conglomeratici e sabbiosi-calcarenitici del Pleistocene Medio che, a causa della forte inclinazione e dell'azione marina, subiscono un forte arretramento per la presenza di fratture sub-verticali, con il conseguente franamento di blocchi nella spiaggia sottostante (Fig. 3.26).

Dal punto di vista più strettamente geologico questo affioramento rappresenta una monoclinale che immerge di 10° verso nord, ma pochi sanno che i livelli litologici dei Trubi sono costituiti da una sequenza ciclica che si ripete 96 volte in tutto lo spessore dei 120 m. Ciascun ciclo è costituito da un'alternanza di 4 livelli con colore diverso (grigio-bianco-beige-bianco), che rispecchiano sia un diverso contenuto in carbonato di calcio che in minerali argilosì (Fig. 3.26). Il carbonato di calcio è essenzialmente legato all'incredibile abbondanza dei gusci di microorganismi unicellulari fossili (foraminiferi e cocolitoforidi). Le

incredibili variazioni di abbondanza di questi microfossili consentono ai geologi di considerarli come fanghi a globigerina (*globigerine ooze*). Questi sono molto simili a quelli che, anno dopo anno, si formano sul fondo degli oceani (>1000 m) a profondità batiali, proprio per la deposizione del plancton marino calcareo.

In generale, i livelli grigi sono ricchi in microfossili tipici di acque calde sub-tropicali e in minerali argillosi, tra questi ultimi vi è l'illite proveniente essenzialmente dal Nord Europa. I livelli beige sono più ricchi in organismi di acque più temperate e in paligorskite con percentuali del 3-5%. Quest'ultimo è un minerale argilloso proveniente dalla regione sahariana. Queste sorprendenti variazioni, descritte proprie nella successione di Capo Rossello e pubblicate sulle più prestigiose riviste scientifiche, hanno rivoluzionato le scienze della terra fornendo un forte impulso agli studi paleoclimatologici utile per la ricostruzione del clima passato della Terra.

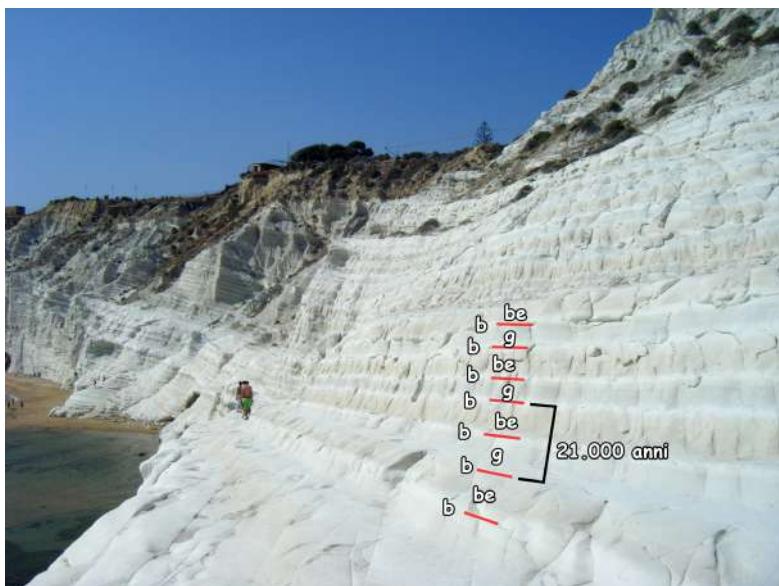


Fig. 3.26 – Particolare di Scala dei Turchi. Nella foto sono stati evidenziati i cicli litologici dei Trubi controllati dalla precessione degli equinozi (21mila anni di media); b) livelli bianchi ricchi in carbonato (fasi intermedie); be) livelli beige ricchi in paligorskite (fasi fredde della precessione); g) livelli grigi ricchi di minerali argillosi (fasi calde della precessione).

Ciascun ciclo, formato da una quadripletta litologica, è quindi il frutto di variazioni climatiche a scala millenaria, essenzialmente legate alla precessione degli equinozi (21mila anni di durata). Durante i massimi di insolazione dei cicli precessionali si avevano quindi temperature più elevate e venti dominanti dal Nord Europa, mentre durante i periodi più freschi, legati ai minimi di insolazione, si avevano venti dominanti dal sud (monsoni) che trasportavano minerali argillosi dalla regione sahariana.

Sulla base di queste informazioni i gradini di Scala dei Turchi rappresentano in modo fantastico una passeggiata attraverso il tempo, e salire ogni gradino consente di compiere un passo di 21mila anni! Per questi motivi la successione è divenuta molto famosa nel mondo scientifico ed è oggi conosciuta come la scala del tempo. Queste successioni hanno inoltre svelato come il clima della terra sia cambiato

tra 5.33 e 1.5 Ma fa, permettendo in modo accurato di datare l'inizio delle glaciazioni ed il progressivo raffreddamento del Mediterraneo. Nei Trubi i 96 cicli litologici ricoprono quindi un intervallo temporale che va da 5.33 fino a 3.18 Ma fa. Inoltre nella falesia del versante di Scala dei Turchi (Fig. 3.27) sono chiaramente visibili dei livelli più o meno sporgenti, e degli intervalli meno erosi maggiormente ricchi in carbonato di calcio.



Fig. 3.27 – Particolare dei Trubi di Scala dei Turchi. Le frecce gialle indicano i livelli più ricchi in carbonato controllati dai cicli dell'eccentricità dell'orbita (100mila anni). I livelli blu indicano invece i supercicli di 400mila anni. Nella foto è ben visibile il contatto con le calcareniti (evidenziato dalla linea rossa). I Trubi sono sedimenti di oltre 900 m di profondità, mentre le calcareniti si sono depositate a pochi metri di profondità.

Stop 3.5.2 – Punta Piccola (GSSP Zancleano-Piacenziano) ($37^{\circ}17'22.01''N$, $13^{\circ}29'29.62''E$)

La sezione di Punta Piccola affiora solo poche centinaia di metri da quella di Scala dei Turchi ed è possibile visitarla proseguendo lungo la spiaggia verso Porto Empedocle per circa 15 minuti, per un totale di 1.6 km. Lungo il tragitto nella spiaggia sono presenti anche dei ruderi di un'antica villa romana (Fig. 3.28).

La successione affiora lungo la strada che costeggiava la vecchia linea ferrata. La visita dell'affioramento richiede circa 40 minuti ed è abbastanza facile.

Dal punto di vista geomorfologico e geologico l'affioramento è costituito da un pendio molto inclinato ($>50^{\circ}$) con una spianata sommitale costituita da un terrazzo marino ad una quota di circa 40 m. La successione ha uno spessore completo di 53 m, i primi 13 metri sono rappresentati dalla classica quadripletsa litologica (grigio, bianco, beige e bianco) della F.ne Trubi, mentre la restante parte (40 m) verso est è costituita dalle argille e argille-marnose della Formazione Monte Narbone (Fig. 3.29). Nel lato ad ovest della successione affiorano i cicli 75-96 dei Trubi (Figg. 3.29, 3.30), mentre i restanti cicli litologici affiorano verso l'alto ed a est. Nelle argille sono presenti strutture calanchive, tutta la successione è costituita da una monoclinale poco inclinata (5°) verso NE, con i calanchi esposti verso sud. Le argille e argille-marnose della F.ne Monte Narbone sono troncate alla sommità dalle sabbie pleistoceniche, che tagliano tutti i sedimenti più



Fig. 3.28 – Foto da satellite (Google Earth) dell'area intorno a Punta Piccola. Si notano la villa Romana, le villette e la successione di Punta Piccola.

antichi, e che costruiscono il terrazzo marino. Nella F.ne Monte Narbone la litologia è caratterizzata da un’alternanza litologica più o meno marcata, i livelli argillosi grigi sono infatti alternati a livelli laminati scuri, simili a quelli già descritti negli stop 3.1 e 3.2 di Gibliscemi e Falconara. I livelli scuri sono a volte fortemente laminati e sono considerati dei *sapropels* (ricchi di materia organica).

La sezione ad ovest contiene il GSSP del limite Zancleano-Piacenziano posto in coincidenza del ciclo 77 dei Trubi. Questo livello quasi coincide con la scomparsa (*Last Occurrence*) di un foraminifero (*Globorotalia puncticulata*) e con l’inversione del campo magnetico terrestre (evento Gilbert-Gauss). Questo livello ha un’età astronomica di 3.60 Ma.

Nella F.ne Monte Narbone in totale vi sono 18 livelli scuri, numerati progressivamente e che continuano la numerazione progressiva dei cicli dei Trubi (Fig. 3.30). Il limite tra le formazioni Trubi e Monte Narbone ricade nel ciclo 96, con un’età astronomica di 3.18 Ma. Inoltre, la successione si chiude con il *sapropel A5* con un’età astronomica di 2.588 Ma, questo corrisponde alla base del piano Gelasiano e alla base del Pleistocene. Il GSSP di questo limite affiora però nella successione di Monte San Nicola, vicino alla città di Gela (non descritto in questo itinerario).

Il *sapropel A5* coincide con un’altra inversione del campo magnetico terrestre meglio conosciuta come evento Gauss-Matuyama. Nel particolare, lungo tutta la successione, i livelli sapropelitici sono ricchi di fauna e flora di acque calde tropicali, mentre sono rari gli organismi bentonici e quelli presenti sono tipici di acque sotto-ossigenate. La batimetria di queste argille è di circa 600 m, questa significa che la successione man mano che i Trubi e le argille si depositavano veniva sollevata da movimenti tettonici che produssero il sollevamento della Catena Sicula-Maghrebide. I Trubi, infatti, della base del Pliocene a Capo Rossello avevano una batimetria di circa 800-900 m. Questo permette di assumere che in soli 2.5 Ma il bacino si sollevò di circa 300 m, per un semplice calcolo si ottiene un tasso di sollevamento di 1.2 mm/anno.

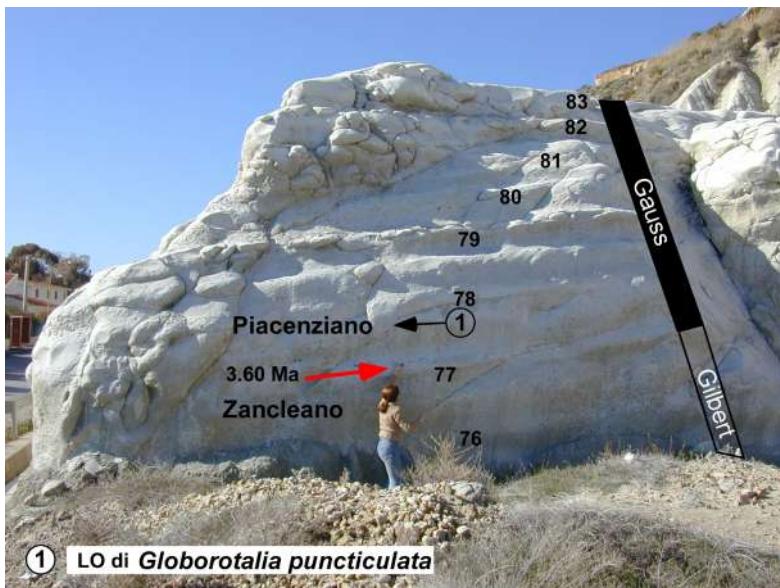


Fig. 3.29 – Foto dello stratotipo del limite Zancleano-Piacenziano (GSSP). Il limite ha un'età di 3.60 Ma ed è quasi coincidente sia con l'inversione del campo magnetico Gauss/Matuyama che con la scomparsa (LO) di un foraminifero (*G. puncticulata*).

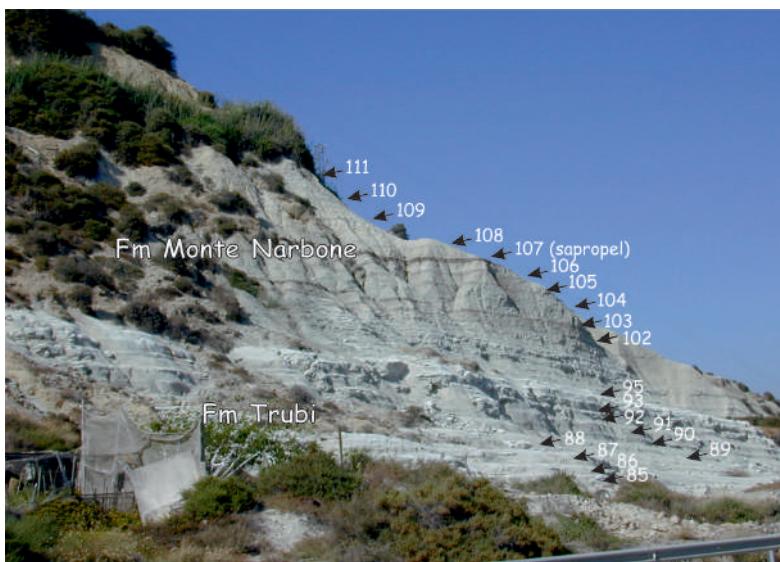


Fig. 3.30 – Panoramica dell'affioramento di Punta Piccola. I numeri rappresentano i cicli litologici dalla base del Pliocene. I Trubi terminano con il ciclo 95/96. Verso l'alto i cicli continuano con le argille marnose, alternate a sapropels, della Formazione Monte Narbone. Nel ciclo 107 vi è il sapropel più spesso.

All'interno del sapropel A2 è presente un livello cineritico che ha un'età di 2.276 Ma (Fig. 3.31). Quest'ultimo si depositò in seguito ad un'eruzione di un vulcano ubicato nell'area del Canale di Sicilia, con un chimismo basaltico-alcalino. Questo è il più antico livello vulcanico trovato in affioramento, che testimonia la fase di *riifting* del Canale di Sicilia.

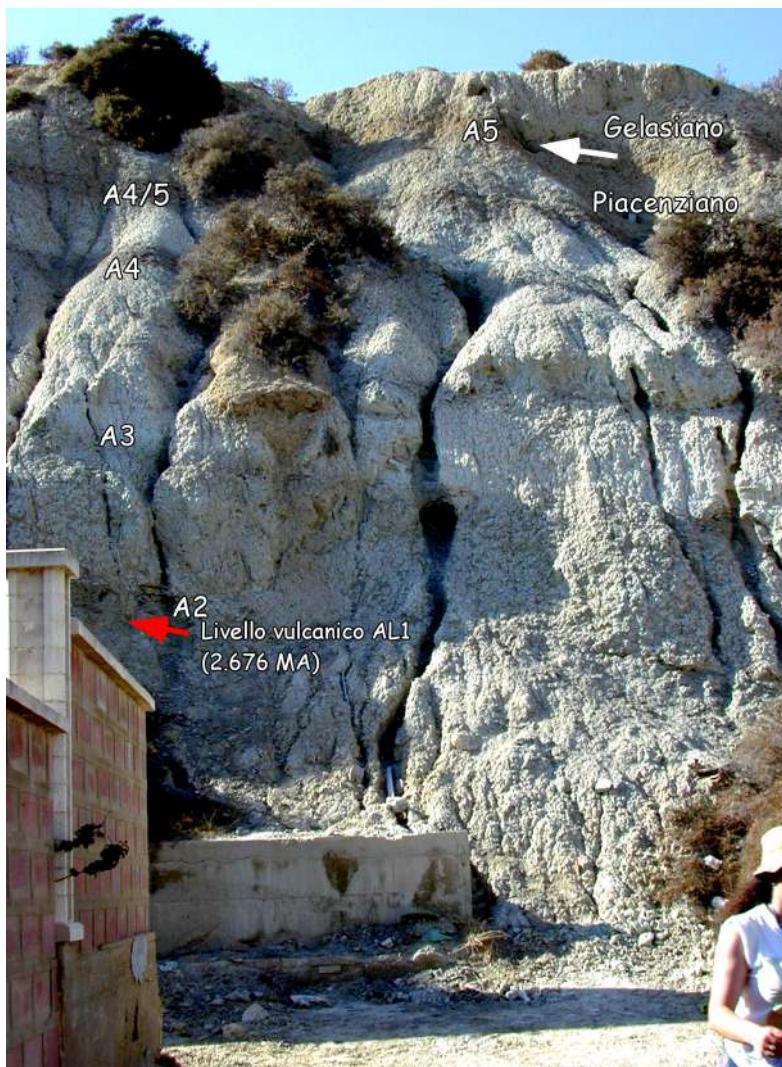


Fig. 3.31 – Panoramica della parte più ad est della successione di Punta Piccola. I livelli A2-A5 sono gli ultimi sapropels del Piacenziano. Il sapropel A5 coincide con il limite Piacenziano-Gelasiano ed ha un'età astronomica di 2.588 Ma. Questo livello corrisponde alla base del Pleistocene. Inoltre in questo segmento è presente un livello cineritico legato ad un'eruzione di un vulcano situato nel Canale di Sicilia con un'età di 2.676 Ma.

➡ Stop 5.3.3 – Faro Rossello (Gelasiano/Calabriano) ($37^{\circ}17'42.43''N$, $13^{\circ}26'59.58''E$)

Per completare il tour nella parte restante del Pleistocene inferiore si prosegue con il terzo stop di Capo Rossello. Si consiglia di riprendere l'auto e percorrere la strada per soli 4.1 km in direzione del Faro di Capo Rossello verso ovest. Dopo pochi minuti si arriva ad un bivio che sulla sinistra immette in un grande parcheggio vicino alla spiaggia, qui si può lasciare l'auto e proseguire a piedi in direzione del mare. Una volta arrivati nel parcheggio ci si trova davanti ad un versante costituito interamente dalle argille della F.na Monte Narbone (Fig. 3.32). Queste si presentano molto uniformi di colore grigio per uno spessore di oltre 200 m in cui

i calanchi molto sviluppati, a volte fortemente inerbiti; raramente sono visibili dei livelli scuri (*sapropels*).

Questa successione contiene tutto il Gelasiano, buona parte del Calabriano ed ovviamente il limite con il Pleistocene e copre l'intervallo da 2.6 a 1.5 Ma. Alla sommità del versante, ad una quota di 75 m, le argille passano alle calcareniti della Formazione Agrigento. Queste si presentano giallo-ocra e sono molto ricche in molluschi. Queste rocce sono molto simili a quelle presenti nella Valle dei Templi e costituiscono il materiale usato per la costruzione dei Templi. Nel lato più ad ovest dell'affioramento vi sono varie frane di crollo dei blocchi calcarenitici che degradano verso mare sulle argille (Fig. 3.34).

La paleo-batimetria di queste argille decresce progressivamente verso l'alto, mentre per la base della successione è stata stimata una paleo-batimetria di circa 500 m, per la sommità è stata ipotizzata una paleo-batimetria di circa 200 m di profondità. Le calcareniti si depositarono invece ad una profondità inferiore ai 100 m. Man mano che si risale lungo il versante aumentano sempre più i resti fossili di molluschi, ed è frequente trovare specie di acque fredde ("ospiti nordici"), tipiche di acque del Nord Atlantico. Alcune di queste specie oggi vivono nelle coste della Norvegia settentrionale a temperature di 4-7°C.

Tra le forme batiali di acque fredde riportiamo la comparsa della specie *Chlamys septemradiata*, oggi riclassificata come *Pseudamussium peslutrae*. La comparsa di questa forma coincide con la comparsa di microfossili tipici di acque fredde-polari e consente di riconoscere la base del piano Calabriano, con un'età di 1.80 Ma.

Come accennato sopra la successione delle argille di Monte Narbone ricopre un intervallo completo che va da 2.6 fino a 1.5 Ma fa, per un totale di 1.1 Ma.



Fig. 3.32 – Panoramica della successione di Faro Rossello. In questa successione affiorano le argille della F.n Monte Narbone e le calcareniti della F.n Agrigento. La sigla fc indica le frane di crollo di grossi blocchi di calcarenite. La freccia rossa indica la base del Calabriano. Sulla destra si notano le case costruite lungo la spiaggia di Capo Rossello.

Stop 3.6 – Eraclea Minoa (GSSP del Messiniano-Zancleano)

($37^{\circ}23'21.12''$ N, $13^{\circ}16'32.45''$ E)

L'itinerario continua partendo da Capo Rossello ripercorrendo nuovamente la strada a ritroso per raggiungere la SS 115. Una volta arrivati sulla SS 115 si prosegue in direzione di Sciacca per 25 km. Arrivati

al bivio di Cattolica Eraclea si imbocca la SP 30 in direzione Eraclea Minoa (via Esculapio). Vi sono due possibilità per visitare la successione, la prima è quella di lasciare l'auto nel parcheggio dell'ingresso della città greca antica di Eraclea Minoa e proseguire lungo un sentiero che arriva sino a Capo Bianco (Fig. 3.33), oppure si può arrivare sino al lido Garibaldi e lasciare l'auto per proseguire a piedi lungo la spiaggia; costeggiando la pineta si arriva alla falesia in cui affiorano i Trubi. Si consiglia comunque di visitare il sito archeologico in cui sono presenti un piccolo museo, la città antica ed un teatro allocato in una splendida cornice (Fig. 3.34). La visita completa richiede almeno 4 ore, perché si può approfittare della magnifica spiaggia.



Fig. 3.33 – Foto da satellite dell'area intorno Eraclea Minoa (fonte Google Earth).

Dal punto di vista archeologico è opportuno fornire alcune informazioni utili alla visita. Eraclea Minoa si trova nel territorio del comune di Cattolica Eraclea vicino al Fiume Platani. Era un'antica città greca della Sicilia sud-occidentale, fondata da Erodoto, mentre secondo altre fonti fu fondata dai profughi di Troia. Gli abitanti selinuntini originariamente la chiamavano Minoa, perché secondo la leggenda il re cretese Minosse avrebbe inseguito Dedalo in Sicilia per punire il suo aiuto dato ad Arianna e Teseo nel labirinto. Minosse avrebbe trovato la morte in questi luoghi per mano dello stesso re di Sicilia con il quale Dedalo era fuggito. Altri la chiamavano Eraclea in onore di Ercole.

Dalla fine del VI secolo a.C., Eraclea Minoa passò sotto il dominio di Akragas e dopo l'invasione punica del 409 a.C. passò sotto il controllo cartaginese. Durante le guerre greco-puniche il vicino Fiume Platani ha per secoli segnato il confine naturale tra i cartaginesi in Sicilia e i territori sotto l'influenza siracusana.

La città fu contesa tra greci e cartaginesi fino al terzo secolo a.C., poi divenne una colonia romana e dal I secolo a.C. fu abbandonata. Gli scavi archeologici sulle rovine furono intrapresi sistematicamente nel 1950 ed è una città considerata tipica perché comprende l'urbanistica sia delle città ellenistiche che romane.

Il Teatro fu costruito alla fine del V secolo a.C., e si apre con la cavea, divisa in nove aree e dieci gradini, verso il Mar Mediterraneo (Fig. 3.34). I gradini sono costituiti da calcari marnosi e siltosi di età Burdigaliana, affioranti in alcune aree lungo la strada per Cattolica Eraclea e nei pressi del paese, più resistenti dei Trubi affioranti lungo la vicina falesia. Il quartiere delle dimore ellenistiche e romane

è separato da strade parallele. Vi è inoltre un Antiquarium, che raccoglie una selezione di reperti ceramici e statuette votive dalla città e della necropoli. Sono anche visibili parte delle rovine della cinta muraria costruita tra la fine del VI e la fine del IV sec. a.C., con una lunghezza stimata di ca. 6 km.



Fig. 3.34 – Foto panoramica della città di Eraclea Minoa. In primo piano la copertura artificiale che protegge il teatro greco. Il teatro è stato costruito utilizzando rocce calcareo marnose e siltose di colore bianco-giallognole di età Burdigaliano.

La successione di Eraclea Minoa è una delle sezioni più famose al mondo per lo studio della Crisi di Salinità Messiniana ed il ritorno a condizioni marine normali. Nel sito è stato infatti definito il GSSP del limite Messiniano-Zancleano, al contatto Arenazzolo-Trubi. I gessi superiori sono spettacolari e sono costituiti da 7 cicli litologici, in cui si alternano argille-sabbiose, gessi balatini, gessareniti e gessi selenitici. In totale i gessi superiori sono spessi oltre 200 m e ciascun ciclo ha uno spessore che varia da pochi metri sino a decine di metri (Fig. 3.35).



Fig. 3.35 – Foto panoramica dei gessi superiori di Eraclea, sono ben visibili i cicli dei gessi superiori ed il contatto Arenazzolo/Trubi.

Nelle argille, intercalate ad alcuni cicli dei gessi superiori (3, 6 e 7), sono presenti resti di molluschi (*Dreissena* sp. e *Limnocardidi*) ed ostracodi tipici di acque dulcicole-salmastre (Figg. 3.35, 3.36), oppure iperaline (parte bassa del ciclo 6). Il ritrovamento di questi organismi nei sedimenti intercalati ai gessi ha fatto ipotizzare che, dopo il disseccamento nel Mediterraneo, arrivasse una notevole quantità di acqua dal Bacino

Pannonicco. Quest'ultimo era un mare vasto, grande quanto il Mediterraneo di oggi, che si trovava nell'Est Europa, dove oggi si sviluppano il Mar Nero, il Mar Caspio e il Lago d'Aral. Un tempo tutti questi bacini erano connessi tra di loro e formavano appunto un mare salmastro-dulcicolo, conosciuto come Paratetide. Per il ritrovamento di specie ad *affinità pannonica* nei sedimenti Messiniani del Mediterraneo è stato proposto il termine di "Lago-Mare".

I sedimenti dell'Arenazzolo sono costituiti da sabbie e argille-sabbiose grigie che in affioramento si presentano con laminazione incrociata, tipica di ambienti fluviali continentali in cui era presente una forte corrente trittiva (Fig. 3.37).

I Trubi sono i classici sedimenti pelagici profondi ricchi in microorganismi di ambiente francamente marino (*globigerina ooze*). Il contatto tra i due litotipi rappresenta un chiaro passaggio da condizioni fluvio-lacustri a condizioni marine profonde. L'unica ipotesi, che può spiegare questo brusco passaggio, è quella di ammettere che durante la parte terminale del Messiniano il Mediterraneo aveva acque dulcicolo-salmastre e che, ad un certo momento, sia stato invaso in modo catastrofico da uno spessore di circa 900-1000 m di acque marine, provenienti dall'Oceano Atlantico entrate attraverso Gibilterra. Quest'evento è conosciuto in letteratura geologica come l'inondazione del Pliocene, e rappresenta una delle catastrofi più famose della storia della Terra avvenuta 5.33 Ma fa.



Fig. 3.36 – Argille grigie di ricche di organismi di acque dulcicole-salmastre (Lago Mare), le frecce indicano i resti di molluschi Limnocardidi tipici di acque dulcicole (ciclo 7). Questi sedimenti affiorano vicino alla linea di costa in prossimità dell'Arenazzolo.

La falesia è attualmente fortemente erosa dall'azione del moto ondoso che la scalza al piede e causa numerose frane di crollo molto pericolose per i turisti. La zona è interdetta per la presenza di queste pericolose frane e la spiaggia è fortemente erosa.

La falesia e gli affioramenti dei Trubi sono troncati alla sommità da un terrazzo marino che, durante il Pleistocene Medio, ha eroso la superficie lasciando sedimenti tipici di acque poco profonde come conglomerati e calcareniti.

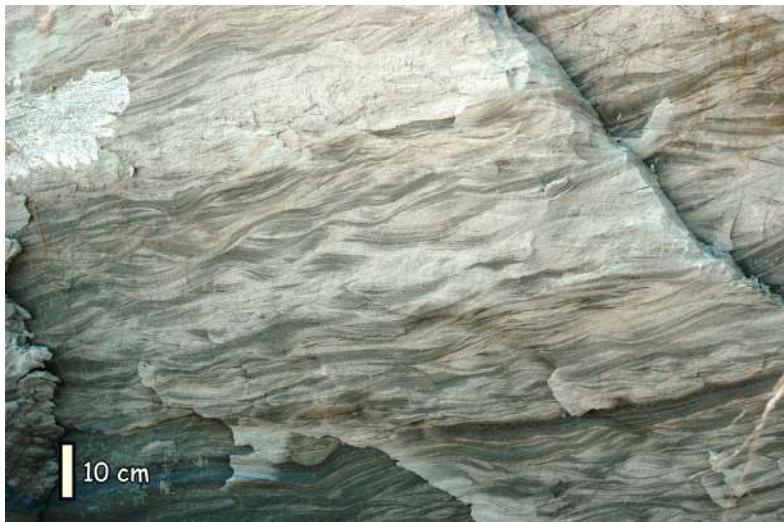


Fig. 3.37 – Argille sabbiose e sabbie dell’Arenazzolo; sono ben visibili le laminazioni incrociate tipiche di ambiente con forti correnti trattive.

Durante l’escursione è possibile aggirare il promontorio passando sulle rocce crollate, prestando attenzione ai blocchi in alto, ed arrivare così nel tratto in cui affiorano gli ultimi due cicli di gessi. Questi sono caratterizzati da strati decimetrici di gesso selentitico e, in alcuni casi, da gessi balatini e gessareniti laminate (Fig. 3.38).

Questa parte della successione è leggermente deformata con delle splendide pieghe a punta (*chevron*) nei Gessi (Fig. 3.39).



Fig. 3.38 – Particolare dei gessi selenitici alternati a gessareniti e gesso balatino, affioranti lungo la spiaggia di Eraclea Minoa in direzione di Capo Bianco.

Inoltre, la sezione di Eraclea Minoa è il segmento inferiore della sezione composita della F.ne Trubi che, insieme a quella di Capo Rossello, ha permesso la calibrazione con le curve astronomiche della precessione/



BASSA RISOLUZIONE

Fig. 3.39 – Particolare dei gessi selentici piegati con una piega chevron affioranti lungo la spiaggia di Eraclea Minoa in direzione di Capo Bianco.

insolazione. Mentre a capo Rossello sono presenti tutti i 96 cicli dei Trubi, a Eraclea Minoa sono ben visibili solo i primi 63 cicli (Figg. 3.40 – 3.43). In questa successione sono stati riconosciuti vari eventi di inversione magnetica della scala magnetostratigrafica (Thvera, Sidijufall, Nunivak e Cochiti) molto utili per correlazioni a scala globale (Figg. 3.41 – 3.43). I minerali ferromagnetici presenti nei sedimenti hanno infatti la capacità



Fig. 3.40 – Foto panoramica della falesia di Eraclea Minoa. La freccia rossa indica il GSSP al contatto Arenazzolo/Trubi. Nei Trubi sono chiaramente visibili i cicli litologici controllati dalla precessione degli equinozi. Alla sommità i Trubi sono troncati dai conglomerati e calcareniti del Pleistocene Medio.



Fig. 3.41 – Panoramica dei cicli 9-23 dei Trubi affioranti lungo la spiaggia di Capo Bianco. I livelli neri T e S sono gli eventi magnetici normali Thvera e Sidiujfall. La linea rossa evidenzia una piccola faglia che sposta i livelli della quadripleta del ciclo 13.



Fig. 3.42 – Panoramica dei cicli 22-42 dei Trubi affioranti a Capo Bianco. I livelli neri S e N, sono gli eventi magnetici normali, Sidiujfall e Nunivak. La freccia nera indica la comparsa del foraminifero planctonico Globorotalia puncticulata.



Fig. 3.43 – Panoramica dei cicli 31-52 dei Trubi affioranti a Capo Bianco. I livelli neri N e C sono gli eventi magnetici normali Nunivak e Cochiti. La freccia nera indica la comparsa di G. puncticulata. La freccia bianca indica i conglomerati del Pleistocene Medio che troncano i Trubi.

di “registrare” la direzione del campo magnetico della Terra, e quando il sedimento si litifica i minerali restano orientati secondo il campo magnetico di quel particolare momento. Poiché il campo magnetico si inverte periodicamente, nelle rocce si conservano le direzioni del campo magnetico “fossile”. Gli eventi normali sono quelli paralleli al campo attuale e si rappresentano con un colore nero, mentre gli inversi sono quelli con il campo magnetico invertito e si colorano con il bianco. Queste oscillazioni del campo magnetico hanno il grosso vantaggio di essere degli eventi sincroni, permettendo correlazioni a livello globale.