

GIANFRANCO BARSOTTI - MAURIZIO FORLI - ANDREA GUERRINI



**STORIA NATURALE DELLA
TOSCANA**

Le pagine di pietra raccontano

INTRODUZIONE

La Toscana, visitata ogni anno da milioni di turisti provenienti da ogni angolo del pianeta, è nota in tutto il mondo, per i suoi inconfondibili paesaggi, modellati nei secoli dalla mano dell'uomo, ma anche e soprattutto dall'opera incessante della Natura. Come Autori, dopo la settennale esperienza relativa alla stesura di una ponderosa opera di Paleontologia sulla "Storia Naturale del Pianeta Terra", ci siamo chiesti se era il caso di scrivere qualcosa che potesse ancor più valorizzare la nostra amata regione, una sorta di "Storia Naturale", una storia finora ... ***mai scritta, ma già scritta***... dove? Sulle rocce che affiorano sul nostro territorio, isole comprese. Abbiamo cercato di "leggere" il più importante archivio che la Natura ci metteva a disposizione per ricavarne un racconto che potesse, in parte, soddisfare la nostra e la vostra sete di sapere.



PRESENTAZIONE



Il prof. Walter Landini, eminente paleontologo pisano, ha definito: “Le successioni sedimentarie (le nostre pagine di pietra) come...il prodotto finale della grande macchina cibernetica terrestre. Rappresentandole come...l'*output* di un sistema geochimico aperto (la macchina cibernetica) controllato da *imput* astronomici (cosmico, solare, ecc.) e terrestri (moti delle placche, vulcanesimo), elaborati da fenomeni di retroazione (clima, ubicazione dei continenti, ecc.). Le rocce dunque: prodotto e sudore del pianeta. Un pianeta che, come un “*Grande Scrivano*”, ha disseminato negli strati rocciosi, che di volta in volta generava (le pagine del grande libro di pietra) indizi di ogni tipo (i fossili) per registrare il succedersi dei maestosi scenari, la metamorfosi dei viventi e il divenire delle loro relazioni. Indizi molto frammentari che hanno reso il lavoro di investigazione e di ricostruzione storica, dei geologi e dei paleontologi, arduo, affascinante e pieno di punti interrogativi..... (segue) ➡

PRESENTAZIONE



La geologia e la paleontologia come tutte le discipline scientifiche sono governate da specifici linguaggi e da codici criptici. Linguaggi e codici che spesso, se mal dosati, possono vanificare il lavoro del divulgatore scientifico. A mio avviso gli Autori sono riusciti a districarsi in questo fitto intreccio nomenclaturale, mantenendo un buon equilibrio tra il linguaggio divulgativo e quello tecnico-scientifico. Ne è scaturita una chiara esposizione dello stato dell'arte in grado di fornire anche strumenti per percorsi individuali di approfondimento. Dove necessario, sono stati inseriti dei “contenitori “ connessi al testo, in modo da consentire alcune divagazioni e curiosità. Il risultato? un libro che al tempo stesso è accurata raccolta di dati e narrazione con un certo peso nell'operazione affabulatoria. Un libro che avvicina i lembi della storia a quelli della geografia spingendo il lettore verso autentici voli pindarici. *Un libro scritto per essere letto..... Walter Landini*

STRUTTURA DEL TESTO

Per quanto riguarda la struttura, il testo è stato suddiviso in modo tale che ad ogni capitolo sia riferito un Periodo geologico, e al suo interno, le Epoche, iniziando da quelle più antiche, inserendo, dove ritenuto necessario, degli approfondimenti, dei “contenitori “ connessi al testo ma, allo stesso tempo, anche parzialmente indipendenti, in modo da consentirci alcune divagazioni e curiosità. In questo ambito per alcuni argomenti, ci siamo avvalsi del contributo diretto di alcuni specialisti. Un riepilogo su alcuni termini tecnici usati nel testo (“Saperne di più”) sarà certamente di ausilio a quei lettori digiuni di tematiche geopaleontologiche.

INDICE GENERALE

ERA PALEOZOICA

- La nascita della Pangea: il supercontinente
- Le pagine di pietra più antiche della Toscana: cosa raccontano?

Periodi CAMBRIANO-ORDOVICIANO

- Affioramenti delle rocce Cambro-Ordoviciane in Toscana

Periodi SILURIANO- DEVONIANO

- I primi fossili toscani
- Affioramenti delle rocce Siluriano-Devoniane in Toscana
- Alpi Apuane
- Valle del Farma (SI)

Box – Perché le Apuane si chiamano “Alpi”?

...segue

ERA PALEOZOICA

Periodo CARBONIFERO

- Le lussureggianti foreste equatoriali toscane e il carbone
- Affioramenti delle rocce carbonifere in Toscana
- Monte Pisano
- Toscana a sud dell'Arno e Isole
- Iano (Montaione – FI)
- Valle del Farma
- Casal di Pari (GR)
- Isola d'Elba
- Il gigantismo degli Invertebrati

Periodo PERMIANO

- Scomparsa della catena ercinica e comparsa di nuove foreste e della savana
- Affioramenti delle rocce Permiane in Toscana
- Monte Pisano (PI)
- Casal di Pari
- Isola d'Elba

Box – La grande estinzione Permiano-Triassica

ERA MESOZOICA

Periodo TRIASSICO

- Conseguenze dell'estinzione di massa P/T e progressiva apertura dell'Atlantico
- Evoluzione paleogeografica
- Stadio di *rifting* continentale o inarcamento iniziale
- Stadio di Golfo Proto-oceanico
- Inizio della sedimentazione carbonatica marina
- Affioramenti delle rocce triassiche in Toscana
- Alpi Apuane
- Apuane Sud – Occidentali
- Unità metamorfica (o Unità delle Alpi Apuane)

Box – Come si formarono i marmi di Carrara?

- Falda Toscana
- Fossili triassici presenti nell'Area Apuana
- Monte Pisano
- I fossili triassici dei Monti Pisani
- Calcari e Marne a *Rhaetavicula contorta* (Retico) di Caprona (PI)
- Toscana meridionale e isole
- Anidriti di Burano (varie località)
- Monte Cetona (Siena)
- Isola d'Elba

Box – Successione stratigrafica delle Alpi Apuane

Box – La Successione o Serie Toscana (Toscanidi)

Box – I Vertebrati del Trias dei Monti Pisani

...segue

ERA MESOZOICA

Periodo GIURASSICO

- Evoluzione paleogeografica
- Prosegue lo sprofondamento del Golo Protoceanico
- Stadio oceanico: formazione dell'Oceano Ligure-Piemontese o Tetide Alpina
- Affioramenti delle rocce Giurassiche in Toscana
- Alpi Apuane
- Falda Toscana
- Monte Pisano (PI)
- Casciana Terme (PI)
- Monti di Campiglia (LI)
- Monte Cetona (SI)

Box – Le formazioni geologiche del Giurassico in Toscana

Box – La Serie Ligure, la Serie Subligure e i Domini paleogeografici

Periodo CRETACICO

- Evoluzione paleogeografica
- Sedimentazione silicea e chiusura dell'Oceano Ligure-Piemontese
- Affioramenti delle rocce Cretaciche in Toscana
- Dominio Toscano
- Nucleo metamorfico Pisano e Apuano
- Dominio Ligure

ERA CENOZOICA

Periodo PALEOGENE

- Evoluzione paleogeografica

Epoca PALEOCENE

- Evoluzione paleogeografica

Epoca EOCENE

- Evoluzione paleogeografica
- Chiusura dell'Oceano Ligure – Piemontese o Tetide Alpina
- Affioramenti delle rocce Eoceniche in Toscana
- Alpi Apuane
- Monti Pisani
- Senese
- Monte Morello (FI)

Epoca OLIGOCENE

- Evoluzione paleogeografica
- Formazione degli Appennini
- Rotazione del Blocco Sardo-Corso
- Affioramenti delle rocce Oligoceniche in Toscana

Periodo NEOGENE

Epoca MIOCENE

- Paleogeografia del Bacino del Mediterraneo con approfondimenti sulla Toscana
- La Flora
- Le principali località e formazioni geologiche fossilifere del Complesso Neoautoctono – depositi marini
- Descrizione delle formazioni e fossili contenuti:
- Isola di Pianosa (LI);
- Manciano (GR);
- La Verna (AR);
- Ponsano (PI);
- Dicomano San Godenzo (FI);
- Monti Livornesi (LI);
- Le scogliere coralline
- Insetti
- Cava Migliarino (LI)
- Cava Donati (ex Serredi) (LI)
- Bacino di Volterra (PI)
- Le principali formazioni geologiche fossilifere mioceniche toscane del Complesso Neoautoctono- sedimenti continentali

Box – *Oreopithecus bambolii* Gervais, 1872

Epoca PLIOCENE

- Il Pliocene in Toscana

- Paleoflora pliocenica e clima in Toscana
- Le principali formazioni geologiche fossilifere plioceniche del Complesso Neoautoctono: sedimenti marini
- Le formazioni geologiche marine
- Dove si trovano?
- Provincia di Pisa: le Colline pisane
- Provincia di Siena: le Crete senesi
- Provincia di Firenze
- Provincia di Grosseto
- Vertebrati marini
- Pesci
- Mammiferi marini
- Le principali formazioni geologiche fossilifere plioceniche toscane del Complesso Neoautoctono: sedimenti continentali
- I principali giacimenti fossiliferi continentali pliocenici toscani
- Le Unità Faunistiche
- Le Unità Faunistiche toscane

Box – *Whale Fall Communities*

Periodo QUATERNARIO

Epoca PLEISTOCENE

- Le Glaciazioni
- Gli Stadi Isotopici Marini (MIS)
- La flora e il clima del Quaternario in Toscana
- Stadi marini del Mediterraneo e fossili del Pleistocene

Pleistocene inferiore

Piano Gelasiano

Piano Calabriano

Pleistocene medio

Pleistocene superiore

- Siti fossiliferi marini del Quaternario in Toscana
- Siti fossiliferi continentali a vertebrati del Quaternario in Toscana
- **Villafranchiano medio**
- Valdarno inferiore – Unità Faunistica di Montopoli (PI)

- **Villafranchiano superiore**
- Unità Faunistica di Olivola
- Unità Faunistica Tasso: Valdarno superiore e Val di Chiana
- Unità Faunistica Farneta

- **Siti del Galeriano e Aureliano inferiore e medio in Toscana**

- **Aureliano superiore**
- **Siti dell'Aureliano superiore in Toscana**
- Monte Tignoso e Buca delle Fate (LI)
- Argentario (GR)
- Arezzo
- Siena
- Alpi Apuane
- Grosseto

- **Età a Micromammiferi**
- Considerazioni generali e relazioni con le età a Macromammiferi

Epoca OLOCENE

- Flora
- Ciclo trasgressivo versiliano



**ESEMPIO DELLA STRUTTURA E ORGANIZZAZIONE
DEI CAPITOLI**

**... ABBIAMO PRESO COME ESEMPIO...
IL
“MIOCENE”**

Colline mioceniche nei dintorni di Livorno (Tra Popogna e Chioma – Monti Livornesi)

MIOCENE (23,03 - 5,333 Ma)

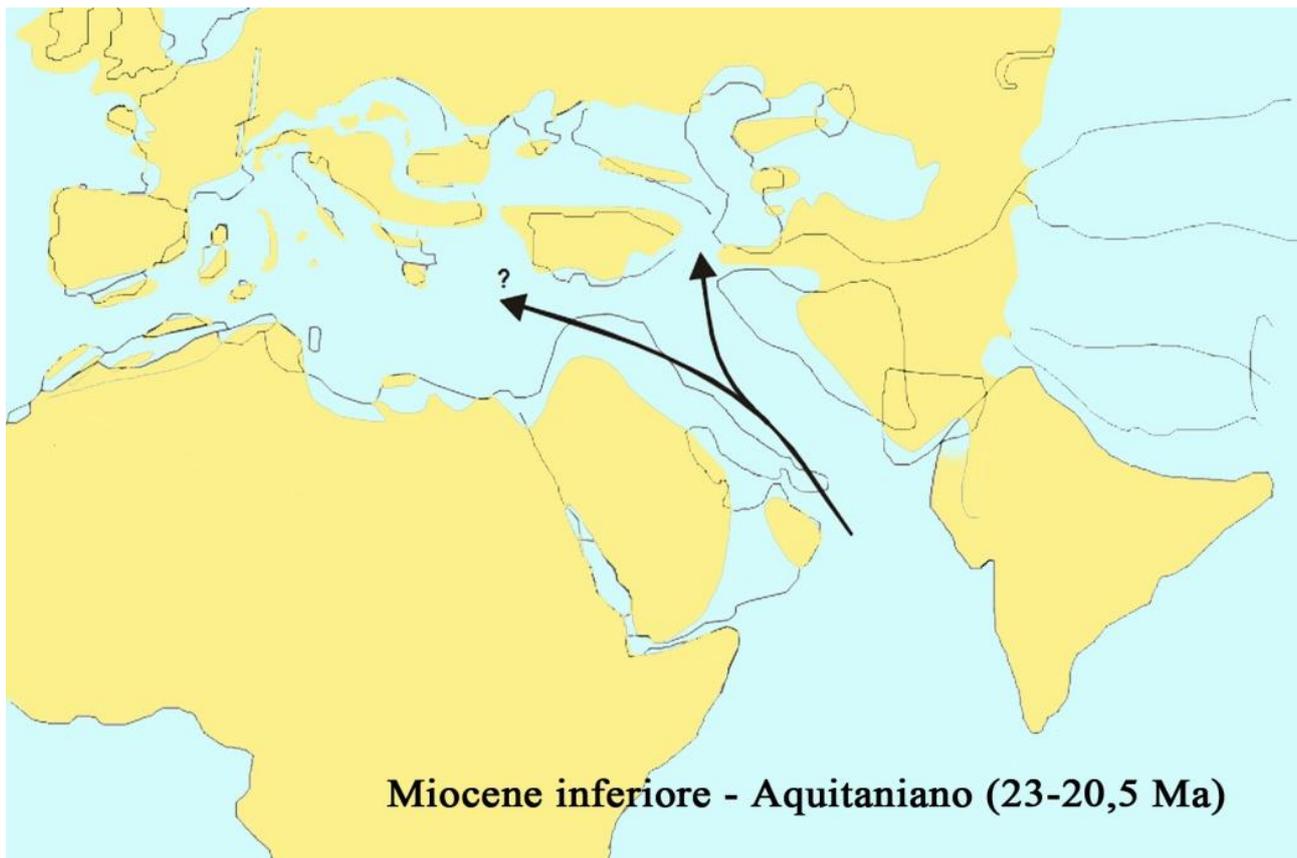
Piani	Età della base (in Ma)
Messiniano	7,246 Ma
Tortoniano	11,63 Ma
Serravalliano	13,82 Ma
Langhiano	15,97 Ma
Burdigaliano	20,44 Ma
Aquitano	23,03 Ma

Epoca Miocene ed i 6 Piani in cui è suddiviso (ICS, 2017/v2).

Il clima del Miocene era ancora moderatamente caldo, nella sua prima metà la temperatura media era maggiore di qualche grado di adesso, così come il livello del mare, mentre, nella sua seconda parte, si verificò un processo di raffreddamento a livello globale che continuò nel Pliocene. In Italia le condizioni ambientali erano di tipo tropicale con la temperatura delle acque marine piuttosto elevata dimostrato tra l'altro, dalla tipologia delle faune fossili rinvenute, in particolare la malacofauna. La vegetazione, in specie alle medie latitudini, era ancora dominata da essenze di tipo tropicale caldo-umido. Verso la fine del periodo, sempre alle latitudini intermedie, il raffreddamento, la maggior aridità ed una stagionalità che tendeva all'attuale, portarono alla diminuzione delle grandi distese di boschi, ad una maggior localizzazione delle aree desertiche africane ed asiatiche, con incremento della diffusione di steppe e savane. Questo favorì lo sviluppo di erbivori di grande taglia e, parallelamente, dei grandi carnivori. Alla fine del Miocene, l'area mediterranea fu segnata dalla cosiddetta Crisi di Salinità Messiniana (CSM) (vedi approfondimento). Dati ricavati principalmente attraverso indagini paleobotaniche (micro e macrofloristiche – pollini, semi, frutti e foglie) sembrano indicare che nel complesso il clima dell'Italia centrale ed in particolare della Toscana miocenica, è stato essenzialmente temperato caldo e umido ed è rimasto simile anche durante la Crisi di Salinità Messiniana, eccetto qualche fluttuazione a breve termine (stagionale) in senso arido nel Messiniano post-evaporitico [29; 14; 15].

Paleogeografia del Bacino del Mediterraneo con approfondimenti sulla Toscana

In Toscana con il Miocene inferiore (Aquitano) terminò la sedimentazione arenacea della Formazione del Macigno iniziata nell'Oligocene e nel Miocene medio-superiore si depositarono sedimenti arenacei come l'Arenaria di Ponsano. La Toscana marittima nel Miocene superiore (Tortoniano, ~ 9-8 Ma fa) si presentava come un arcipelago formato ad Est da una grande isola, rappresentata dalla catena appenninica in via di formazione, e varie isole più piccole sul versante ligure-tirrenico, separate da tratti di mare poco profondi. In alcuni periodi di regressione marina questo arcipelago, che si sarebbe poi evoluto nell'attuale penisola italiana, secondo alcuni autori, sarebbe stato unito alla Sardegna costituendo un "ponte naturale" che permetteva la dispersione della flora e la migrazione della fauna.

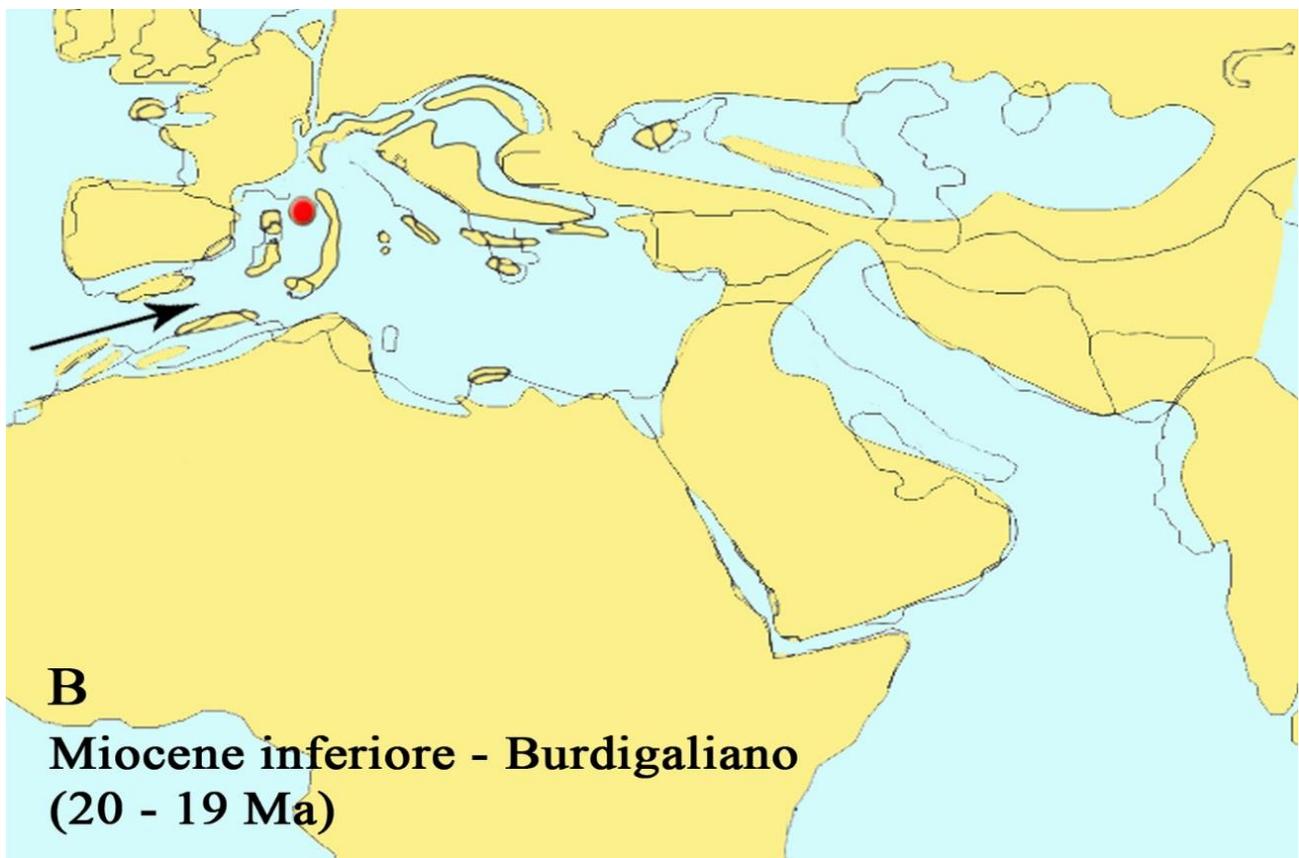


Disposizione delle terre emerse intorno al bacino del proto-Mediterraneo, con evidenziata la via di comunicazione Indopacifico-Mediterraneo-Atlantico [da 91 (modificato)].

Verso la fine del Miocene inferiore (Aquitano, ~21 Ma) un importante evento geodinamico modificò in modo definitivo la storia della Tetide. Nel settore mediorientale, a seguito della collisione tra la placca Afro-Arabica con quella Euro-Asiatica, si formò una barriera terrestre, il cosiddetto *Gomphotherium landbridge* (Ponte di terra del *Gomfoterio* - dal nome di un genere di proboscideato estinto), che permise la migrazione delle faune dall'Africa verso l'Asia e l'Europa nel Burdigaliano, circa 19-20 Ma fa. A partire da questo momento, i collegamenti terrestri tra Africa e continente euroasiatico divennero stabili e permisero, a più riprese, l'attivazione di importanti rotte migratorie di animali terrestri. L'emersione del *Gomphotherium landbridge* portò a una temporanea interruzione dei rapporti diretti tra le acque del settore mediterraneo con quelle del settore indopacifico.

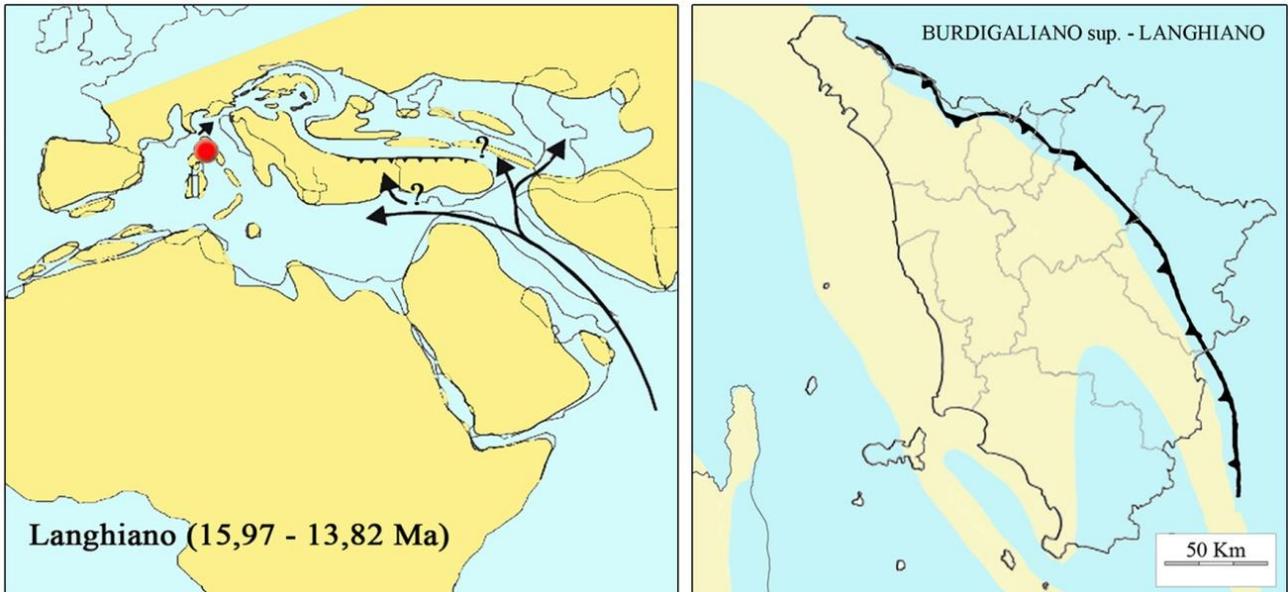
Nel Miocene inferiore-medio, ~16-17 Ma fa, la catena appenninica embrionale, nella parte settentrionale, si trovava con il fronte in prossimità della Toscana marittima mentre, nella parte meridionale, il fronte era in mezzo all'attuale Tirreno. È dal Miocene inferiore che possiamo comprendere meglio come si è formata e sviluppata l'area attualmente occupata dalla Toscana ed il territorio ad essa collegato. L'area situata fra l'attuale Corsica settentrionale ed il versante occidentale della catena appenninica corrispondente all'odierno Bacino Ligure-Tirrenico, è stata interessata da una particolare evoluzione geodinamica caratterizzata da serie di bacini, impostatesi progressivamente verso Est, con le fosse più antiche ad asse N-S e le più recenti ad asse NW-SE, che ha causato dei significativi cambiamenti nella paleogeografia dell'area e l'inizio della deposizione dei sedimenti della successione neogenico-quadernaria del versante tirrenico dell'Appennino settentrionale. Riguardo le cause della formazione delle fosse tettoniche ci limitiamo a dire che è ancora aperto il dibattito su quale sia lo stile tettonico prevalente durante la formazione dei bacini, che contrappone i sostenitori di un modello distensivo a quelli che attribuiscono invece un ruolo dominante anche all'attività compressiva.

Prima di passare alla descrizione particolareggiata dell'evoluzione paleogeografica della Toscana miocenica si ricorda che i sedimenti “neoautoctoni” sono stati alterati fortemente e coinvolti anche da altri fattori, in particolare l'evento tardo miocenico, del Messiniano superiore, la già citata *Crisi di Salinità*, e le rilevanti variazioni glacioeustatiche pleistoceniche del livello marino. Inoltre a questi bisogna aggiungere, almeno per alcune aree della Toscana, anche gli effetti determinati a seguito dell'intensa attività tettonica. In particolare nella Toscana meridionale, l'assottigliamento crostale ed il flusso di calore, hanno raggiunto nel corso del tempo valori elevati causando la formazione ed il sollevamento di ammassi magmatici (plutoni), talvolta affioranti, ad esempio all'Isola d'Elba, Isola del Giglio, Isola di Montecristo, Gavorrano, Campiglia Marittima, ed anche non affioranti, come nei dintorni di Larderello, con complicazioni e frammentazioni dei bacini subsidenti e delle successioni stratigrafiche. Per una descrizione di questi fenomeni si rimanda ai relativi approfondimenti (Arcipelago Toscano, Il Magmatismo e La Valle del Diavolo). I dati più antichi che abbiamo a disposizione per la Toscana miocenica risalgono al Burdigaliano, quando si aprì un bacino marino, il Bacino Corso, le cui testimonianze sedimentarie affiorano soltanto nella Corsica orientale, poco a Sud di Bastia, ed all'Isola di Pianosa.



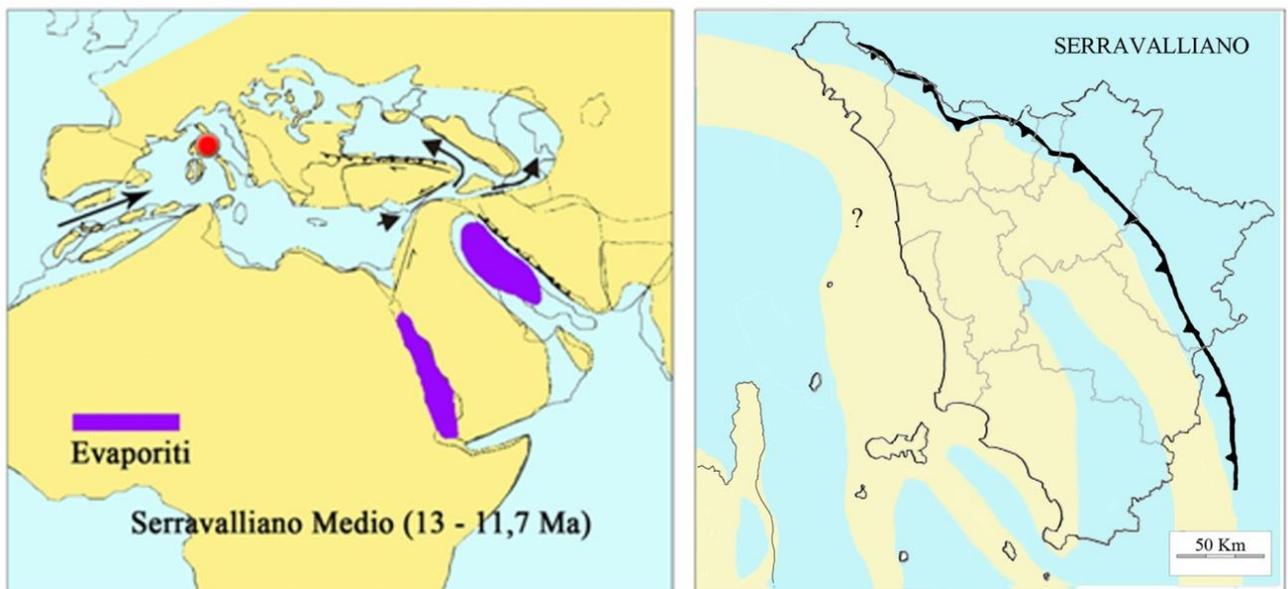
Collegamento tra l'Africa e l'Europa attraverso l'attuale Medioriente, il cosiddetto *Gomphotherium landbridge*. Il punto rosso indica la posizione approssimativa della Toscana [da 91 (modificato)].

Nel Miocene medio (Langhiano, ~16 Ma), la connessione tra l'Oceano Indiano e il Paleomediterraneo si riaprì. Il caldo mare tetideo, attraverso la depressione denominata *Bacino Mesopotamico*, oltre al Paleomediterraneo, invase la Paratetide e l'Atlantico attraverso la larga apertura betico-rifana, in corrispondenza delle attuali coste mediterranee spagnole e nord africane. Fu così che gli organismi marini tetidei si spinsero a nord, sino a raggiungere il bacino meridionale del Mare del Nord (Belgio, Danimarca e Germania) ed a sud, lungo le coste del Marocco e della Mauritania. Il bacino marino che interesserà la Toscana si estendeva progressivamente ed i sedimenti di questa età oggi affiorano nella Corsica settentrionale ed all'interno della Toscana meridionale, nelle zone di Radicofani, Manciano e Capalbio.

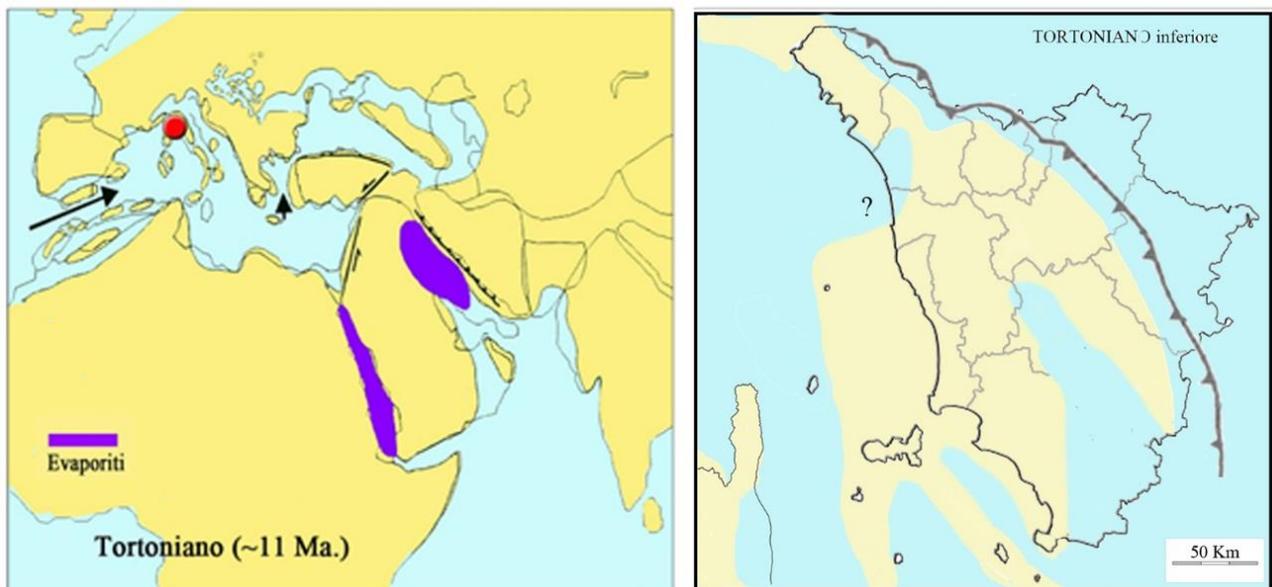


Riapertura della via di comunicazione Indopacifico-Mediterraneo-Atlantico [da 91 (modificato)].
 A destra particolare delle terre emerse nello stesso periodo di tempo [da 26 (modificato)].

Nel Miocene medio (Serravalliano, ~13 Ma), a seguito di movimenti tettonici, si verificò la chiusura della via d'acqua tra il Paleomediterraneo e l'Oceano Indiano, mentre restò aperta la connessione con l'Atlantico attraverso l'apertura Betico-Rifana. In questo periodo l'estensione e l'approfondimento dei bacini marini raggiunse la Toscana interna fino a Rencine e Ponsano.



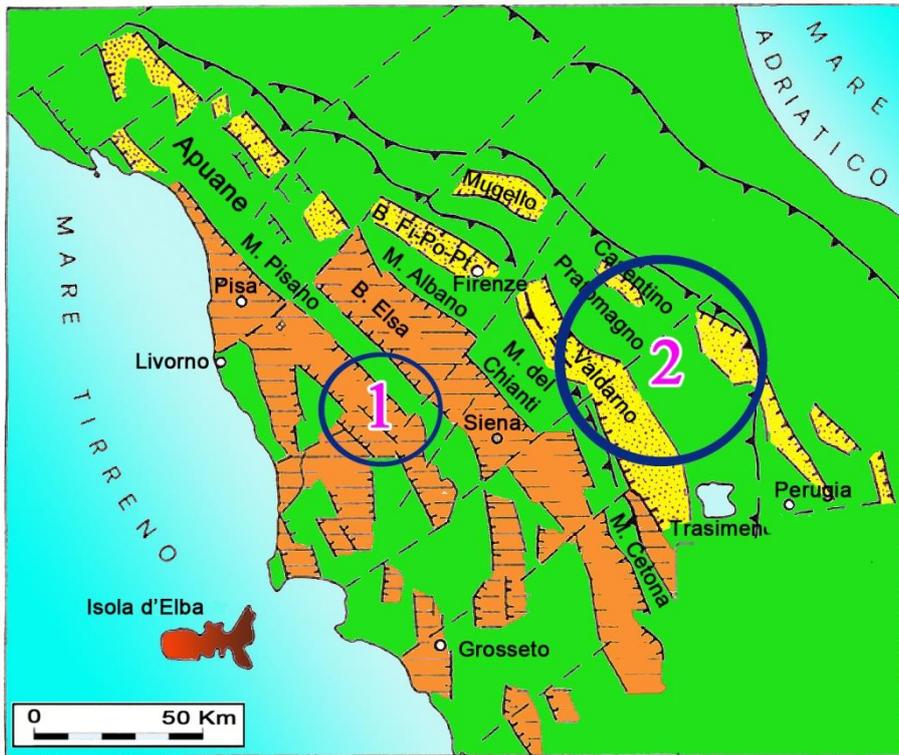
Nuova chiusura del collegamento con l'Oceano Indiano e persistenza della connessione con l'Atlantico [da 91 (modificato)]. A destra particolare delle terre emerse nello stesso periodo di tempo [da 26 (modificato)].



Persistenza della connessione con l'Atlantico e restringimento dei bacini Est-europei [da 91 (modificato)].
A destra particolare delle terre emerse nello stesso periodo di tempo [da 26 (modificato)].

Col Tortoniano inferiore (~11 Ma) i bacini della Toscana interna mostrano tendenze regressive, fino all'esaurirsi della sedimentazione marina e della fase più attiva della traslazione tettonica, che ha portato alla dislocazione e messa in posto delle unità Liguri su quelle toscane ed al corrugamento ed eventuale scorrimento di quest'ultime. Dopo questa fase, iniziarono dei processi di sviluppo di bacini con sedimentazione lacustre subsidente, talvolta lagunare con acque salmastre, documentata nella parte settentrionale dei Monti Livornesi, nel volterrano, nel senese e nel grossetano. In quest'ultima zona, per l'importanza dei rinvenimenti faunistici - vedi anche l'approfondimento sull'Oreopiteco - significativi per le ricostruzioni paleogeografiche, ricordiamo il Bacino palustre e fluvio-lacustre di Baccinello-Cinigiano. Al "centro" della Toscana, iniziò a delinarsi la Dorsale Medio Toscana (affioramento di rocce triassiche e pre-triassiche, allineamento tra le Alpi Apuane, i Monti Pisani, la Montagnola Senese ed il Monte Leoni).

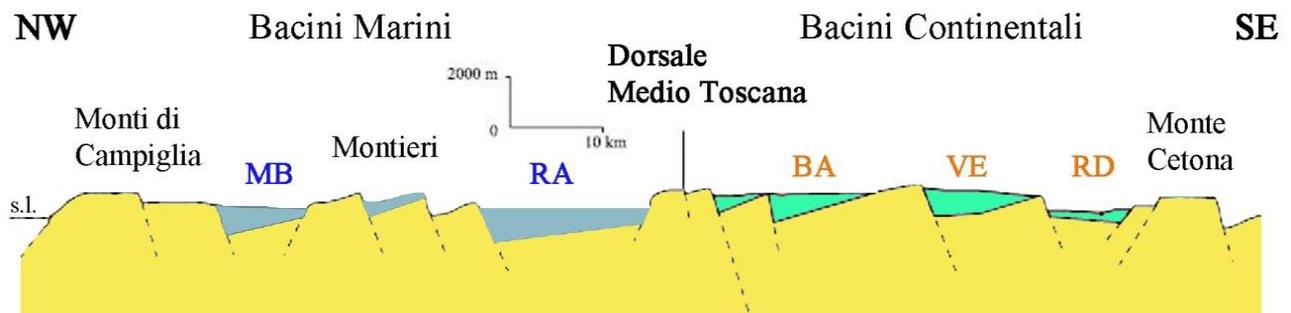
Nel Messiniano inferiore (~7 Ma) una trasgressione coinvolse ampiamente il settore orientale della Toscana meridionale, come testimoniato dalle facies trasgressive di scogliera del margine tirrenico (Calcere di Rosignano) dei Monti Livornesi, mentre nelle aree più interne, le depressioni tettoniche, già formatesi ed occupate da laghi, registrarono un aumento della salinità e l'instaurarsi di un ambiente lagunare fino, localmente, alla precipitazione dei primi livelli evaporitici. Nel prosieguo del Messiniano inferiore (~6,5 Ma) si completò la sommersione marina del bacino del Tora-Fine, ad Est dei Monti Livornesi e del Bacino di Volterra fino alla Dorsale Medio Toscana. La scarsa ossigenazione al fondo dei bacini è testimoniata dalla deposizione dei tripoli e dalle faune oligotipiche in quasi tutti loro mentre, nelle zone con acque più superficiali e ossigenate, si svilupparono scogliere coralline o *reefs*, particolarmente evidenti in alcuni dintorni collinari di Livorno. La Dorsale Medio Toscana, ormai completamente emersa, impedì l'espandersi della trasgressione messiniana e, nel Bacino di Siena-Grosseto, proseguì la sedimentazione in ambiente lacustre. In questo processo, i bacini formati prima nell'area tirrenica, andarono ad interessare porzioni più orientali della catena fino a raggiungere lo spartiacque appenninico. Alla fine del Messiniano inferiore le connessioni fra Paleomediterraneo e Oceano Atlantico si interruppero saltuariamente dando inizio alla Crisi di Salinità Messiniana (CSM) che coinvolse profondamente l'area toscana. A questo particolare periodo, per gli importanti effetti geologici e geomorfologici, dedichiamo il seguente paragrafo di approfondimento.



Visione d'insieme dei bacini sedimentari o depressioni tettoniche e degli alti strutturali che li delimitano:

1. In arancione: bacini miopliocenici con depositi marini e continentali; **2.** In giallo: bacini plio-pleistocenici riempiti da sedimenti continentali fluvio-lacustri

[da 81 (modificato)].



Sezione schematica della Toscana meridionale durante il Miocene superiore con l'indicazione della struttura dei bacini, sia di origine marina che continentali: **MB.** Bacino di Montebamboli; **RA.** Bacino di Radicofani; **BA.** Bacino di Baccinello; **VE.** Bacino di Velona; **RD.** Bacino di Radicondoli [da 60 (modificato)].

LA CRISI DI SALINITÀ DEL MIOCENE SUPERIORE (CSM)



Il bacino del Mediterraneo nel Miocene medio-superiore.

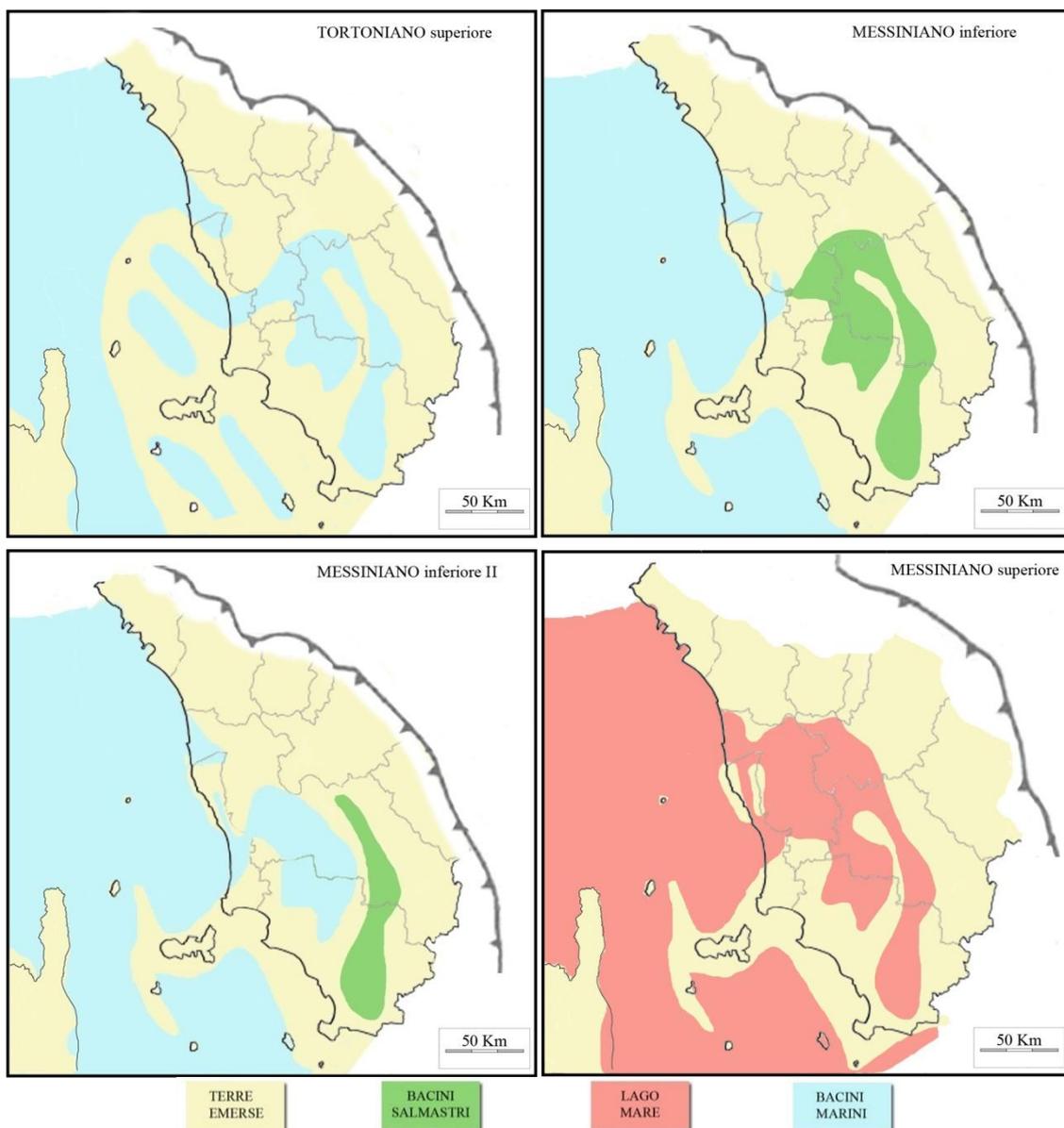
Nel Messiniano superiore, il Mediterraneo fu teatro di un importante evento geologico. Inizialmente in comunicazione con l'Atlantico, a livello dell'attuale area dello Stretto di Gibilterra tramite due canali, il Betico ed il Rifeano, a causa di fenomeni tettonici che ne determinarono la progressiva scomparsa e chiusura, si verificarono estesi cambiamenti paleogeografici e importanti modificazioni ambientali che scandirono le varie fasi della cosiddetta *Crisi di Salinità Messiniana* (CSM). Lo sviluppo delle tecniche di stratigrafia ad alta risoluzione ha consentito, attraverso il riconoscimento della ciclicità astronomica millenaria nei depositi, di datare l'inizio della CSM a 5,96 Ma. Questi studi hanno permesso inoltre la definizione di una scansione cronologica degli eventi occorsi individuando, a partire dall'inizio del Messiniano, una fase Pre-Evaporitica (7,25 - 5,96 Ma) prevalentemente marina, quindi una fase Evaporitica nella quale si sono sviluppate le Evaporiti inferiori (5,96 - 5,59 Ma) e una fase Post-Evaporitica o fase *Lago-Mare*, con deposizione delle Evaporiti superiori non marine (5,52 - 5,33 Ma) che terminò con la fase di "alluvionamento", dovuta al rientro delle acque dall'Atlantico, all'inizio del Pliocene. La Fase Evaporitica e Post-Evaporitica costituiscono la Crisi di Salinità Messiniana. L'espressione geologica, geomorfologica e paleontologica di questi fenomeni è particolarmente riscontrabile anche in Toscana e quindi ci soffermeremo sulla loro evoluzione.



Paleogeografia del Mediterraneo occidentale durante il Messiniano: **G.** Stretto di Gibilterra; **B.** Corridoio Betico; **R.** Corridoio Rifeano; **S.** Bacino di Sorbas (Spagna); **M.** Mar Mediterraneo; **Linea rossa.** Attuale linea di costa [fonte Wikipedia (modificato)].

Nella prima fase Pre-Evaporitica, intorno ai 6 Ma fa, ci fu la chiusura dapprima del Corridoio Betico ed in seguito di quello Rifeano, determinando la progressiva diminuzione degli scambi con l'Atlantico, che portò conseguenze nelle acque profonde e nell'incremento della salinità di quelle superficiali, come osservabile dallo studio dei microfossili marini (Foraminiferi, nannoplancton). In questo periodo molte aree del Mediterraneo, dalla Spagna a Creta, furono interessate dalla deposizione di *sapropel*, sedimento particolarmente ricco di sostanza organica. C'è un generale accordo nell'individuare fenomeni di anossia o dissossia dei fondali come fattori responsabili della formazione dei sapropel ma non entriamo nelle cause che hanno portato a questo processo, ancora oggetto di dibattito. Per la Toscana i sedimenti del Messiniano pre-evaporitico sono rappresentati principalmente dal Calcere di Rosignano, dalla Formazione del Torrente Raquese e dal Tripoli di Paltratico. La seconda fase (Evaporitica) si innesca principalmente per cause tettoniche e probabilmente a queste si sovrappongono anche cause glacio-eustatiche. Una connessione con l'Oceano Atlantico, anche se discontinua, era comunque necessaria per giustificare la deposizione di ingenti volumi e spessori di evaporiti, sebbene non sia ancora certa la sua precisa localizzazione geografica. Durante questa fase si registra la deposizione ciclica di banchi di gesso alternati a livelli pelitici. In particolare sono stati riconosciuti 17 cicli nel Bacino di Sorbas (Spagna) e 16 nell'Appennino settentrionale; questo fenomeno è riscontrabile, seppur con un numero inferiore di cicli, anche in Toscana nei bacini del Fiume Fine e di Volterra [73]. La terza fase (Post-Evaporitica) è ritenuta corrispondere al massimo evento di evaporazione del Mediterraneo, in coincidenza con l'estremo restringimento o chiusura temporanea delle connessioni oceaniche, durante la quale si verificarono fenomeni di erosione e la deposizione dei sali di sodio e potassio nei bacini profondi. In queste evaporiti dette *superiori* è stata osservata una marcata ciclicità (in particolare sono stati riconosciuti 9-10 cicli) che ha permesso di definire l'inizio della loro deposizione a 5,52 Ma. A partire da 5,42 Ma forti cambiamenti ambientali, in particolare marcate oscillazioni di salinità, determinarono l'instaurarsi di ambienti da salmastri a dolci, la cosiddetta *Facies Lago-Mare*, in comune e comunicanti per un certo periodo di tempo, con il bacino paratetideo dall'Austria all'Ucraina, come testimoniato dalla contemporanea presenza di numerosi organismi acquatici dulcicoli. Durante questa fase in Toscana si registrano anche alcuni movimenti tettonici che permisero il superamento marino della soglia fra il Monte Pisano ed i Monti di Casciana Terme, lungo il Valdarno, fino al Bacino di Siena. Il ritrovamento di specie di pesci eurialini e stenoalini marini, sia nella fase evaporitica che in quella post evaporitica, oltre alla presenza di briozoi, recentemente documentata nelle successioni post-evaporitiche, ha portato a rivedere le teorie *catastrofiste* elaborate nel corso degli anni '70-80 sull'evoluzione paleogeografica e paleoambientale del bacino del Mediterraneo, che prevedevano la sua totale evaporazione, riaprendo la discussione sulla Crisi di Salinità Messiniana. Terminiamo questa breve disquisizione con alcuni dati oltrepasando anche i confini della Toscana. Una conseguenza della CSM fu che il regime di erosione regressiva, determinato dalla caduta del livello di base dei corsi d'acqua,

determinò la formazione di profondi *canyons*, come ad esempio quelli che oggi sono occupati dai principali laghi prealpini, successivamente rimodellati ed ampliati dai fenomeni glaciali pleistocenici. Si ricorda che in letteratura la successione evaporitica legata alla Crisi di Salinità è nota anche come Serie Gessoso-Solfifera ed include, in quantità variabili, anche argille e marne; in Sicilia, ed in un'area della Romagna, si ritrovano giacimenti di zolfo dovuti al processo di riduzione dei solfati evaporitici. A Saline di Volterra (PI) ed in varie località della Sicilia, l'evaporazione raggiunse livelli tali da determinare la deposizione di salgemma e in Sicilia anche di sali potassici. Questi processi oltre ad avere avuto implicazioni sulle faune marine ebbero un ruolo importante nella distribuzione della flora e nella migrazione dei mammiferi terrestri tra l'Europa, il Medio Oriente, le isole del Mediterraneo e l'Africa settentrionale. Per la Toscana di particolare importanza, oltre al già citato giacimento di salgemma di Saline di Volterra, ricordiamo i depositi gessosi che hanno consentito lo sfruttamento dell'alabastro dai dintorni di Volterra, di Castellina Marittima (PI) e i sedimenti nei pressi di Livorno, nel Bacino del Tora-Fine e sui Monti Livornesi (Popogna e Limoncino). Dal punto di vista paleogeografico è da segnalare che l'Elba è stata collegata alla Toscana continentale per tutta la durata del Messiniano.



Evoluzione dei bacini e delle linee di costa tirreniche dal Tortoniano superiore al Miocene superiore (~7,3 - 5,4) [da 26 (modificato)].



Fossili marini, Molluschi ed Echinodermi, della Formazione del Rio Sanguigna (Messiniano superiore), Rosignano M.mo (LI).

La Flora

Il Miocene inferiore è pressoché privo di documentazione floristica essendo caratterizzato esclusivamente da depositi marini. Solo a partire dal Tortoniano superiore ritroviamo delle associazioni vegetali significative che poi passano ad una straordinaria abbondanza nel Messiniano. In relazione al Tortoniano *sensu lato* possiamo citare la flora presente nel sito di Baccinello (GR) ed aree limitrofe, come descritto nell'approfondimento relativo all'*Oreopithecus bamboli* (E. Carnieri) a cui si rimanda. Per il Messiniano invece la più nota associazione toscana a foglie fossili proviene dal Gabbro (LI), in particolare quella attribuita al Messiniano inferiore di Villa Nardi e quella del Messiniano superiore della vicina località Podere Pane e Vino, che descriveremo quando tratteremo i Monti Livornesi. Gli spettri pollinici di Gabbro e di una sezione situata nel bacino di Velona (successione di Fosso Casotto, 40 km a Sud di Siena), testimoniano come vegetazione complessivamente dominante, quella costituita dalla *foresta umida subtropicale* alla quale si compenetravano probabilmente alcuni elementi della foresta di sclerofille (16).

Le principali località e formazioni geologiche fossilifere del complesso neoautoctono - depositi marini

Tra le località che conservano depositi miocenici fossiliferi marini, alcune sono più importanti per la loro appartenenza ad età più antiche o perché rappresentano dei siti di riferimento dal punto di vista della completezza della sequenza geologica, per la loro peculiare paleoecologia o perché hanno un ruolo non solo locale, essendo correlabili con gli eventi che si sono succeduti in questo intervallo temporale nel Bacino del Mediterraneo. In particolare i sedimenti del Miocene superiore (Messiniano) delle province di Livorno e Pisa, sono i più importanti tra quelli esposti nella regione

e, per questo, oggetto di innumerevoli pubblicazioni scientifiche alle quali rimandiamo coloro che vorranno approfondire gli argomenti trattati.

- Pianosa (Livorno) (Burdigaliano; Tortoniano superiore-Messiniano)
- Manciano (Grosseto) (Burdigaliano superiore)
- La Verna (Arezzo) (Burdigaliano superiore)
- Arenaria di Ponsano (Pisa/Siena) (Serravalliano-Tortoniano inferiore)
- Dicomano - San Godenzo (Firenze) (Tortoniano superiore)
- Monti Livornesi (Livorno) (Messiniano inferiore - superiore)
- Bacino di Volterra (Pisa) (Messiniano inferiore - superiore)

Descrizione delle formazioni e fossili contenuti

Isola di Pianosa (LI)

A Pianosa, affioranti sul lato occidentale dell'isola, sono presenti i più antichi depositi miocenici della Toscana, la Formazione di Marina del Marchese, di età burdigaliana, con fossili di briozoi e molluschi. Questa è sovrastata dalla Formazione di Golfo della Botte, di età Tortoniano superiore - Messiniano. *“La prima è caratterizzata da uno spessore affiorante di circa 150 m di marne argillose in facies torbiditica di piattaforma esterna; la seconda è contraddistinta da circa 300 m di depositi argilloso-sabbiosi (conglomeratici nella porzione superiore) depositi dapprima in ambiente lacustre e poi in uno con acque salmastre o marine costiere. Le due formazioni mioceniche sono discordanti e fra esse è presente una lacuna stratigrafica che abbraccia l'intervallo Burdigaliano superiore - Tortoniano inferiore. Durante questo intervallo si sarebbe realizzato un sollevamento dei depositi burdigaliani e un successivo sprofondamento seguito dalla deposizione della Formazione di Golfo della Botte.”*

[da <http://www.associazionepianosa.it/geologia/geologiapianosa.asp>].



Isola di Pianosa: località “Marina del Marchese”. L’omonima formazione miocenica troncata e sovrastata, in discordanza, dalla superficie di trasgressione medio pliocenica (foto Luca Maria Foresi).



Località *Marina del Marchese*. Livelli marnosi dell'omonima formazione miocenica (foto Luca Maria Foresi).

Manciano (GR)

I principali affioramenti si trovano nell'area meridionale del territorio provinciale di Grosseto, nei pressi di Manciano e Capalbio e sono costituiti da arenarie (Arenaria di Manciano) che, per la presenza di un echinoide *Scutella striatula*, furono attribuite al Langhiano. Recentemente questa datazione è stata rivista e, pur essendo ancora controversa, pare più plausibile un'età burdigaliana superiore. L'ambiente di sedimentazione era di spiaggia sottomarina, costituita da grossi banchi sabbiosi, sottoposta a correnti di marea.



Echinidi miocenici del genere *Scutella* (Manciano - Grosseto).

Arenaria di Manciano

La Verna (AR)

La rupe su cui sorge il famoso santuario francescano della Verna è costituita da biocalcareni grigio giallastre di età medio miocenica (Burdigaliano superiore) [36] che si presentano anche in altri luoghi, tra i quali San Marino, da cui questa formazione prende il nome. L'ambiente di deposizione era costituito da un mare poco profondo che si approfondì progressivamente. Si rinvennero numerosi fossili, quali ad esempio ittiodontoliti e numerose tracce di bioturbazioni.



Il santuario francescano alla sommità della rupe.



Biocalcarenite con bioturbazioni (larghezza delle piste ~ 1 cm).

Ponsano (PI)

Ponsano è una piccola località facente parte del comune di Volterra (Pisa) dalla quale dista una quindicina di chilometri in direzione sud-est. Nei suoi dintorni si ritrovano vari affioramenti, per lo più arenacei di color grigio, la cosiddetta “Arenaria di Ponsano”, dalla quale provengono significativi resti fossili. Tra i vertebrati, denti di pesci, ossa di sirenidi (*Metaxytherium medium*) [16] e cetacei e, tra gli invertebrati, molluschi bivalvi e gasteropodi, echinidi e cirripedi. I foraminiferi planctonici ed i nannofossili calcarei, presenti nella parte basale della serie, sono caratteristici della parte superiore del Serravalliano e della parte inferiore del Tortoniano (~11 Ma). Le associazioni fossilifere rinvenute indicano un ambiente di mare relativamente basso (infralitorale-circalitorale), con clima subtropicale.



Il sirenide *Metaxytherium medium*, un mammifero marino molto simile nella struttura all'attuale Dugongo.



Ponsano: blocco di arenaria miocenica con pettinidi - lunghezza ~ cm 27.



Una cartolina da Ponsano (PI): molluschi miocenici - dimensioni medie cm 4.

Dicomano - San Godenzo (FI)

Comuni a Nord di Firenze, situati nell'alto Mugello al confine con la regione Emilia Romagna. Nei loro dintorni ed in particolare nella frazione Castagno d'Andrea, nota per essere il luogo di nascita del grande pittore rinascimentale Andrea del Castagno e per essere una delle località più suggestive del Parco Nazionale delle Foreste Casentinesi, Monte Falterona e Campigna, si incontrano lembi dei cosiddetti *Calcari a Lucine*, rocce caratterizzate dall'abbondanza dei fossili dei "grandi lucinidi", bivalvi con dimensioni fino ad oltre dieci centimetri di diametro, che sono diffuse in vari punti dell'Appennino. Anche se la loro genesi sedimentaria non trova tutti gli studiosi concordi, l'ipotesi prevalente è che questi fossili siano la testimonianza di antiche comunità marine profonde, sviluppatesi presso fuoriuscite fredde di gas metano o acido solfidrico, basate sullo sfruttamento dei batteri chemiosintetici, capaci di vivere ricavando materia organica dalle esalazioni gassose. I bivalvi del genere *Lucina* e *Modiolus*, che caratterizzano i Calcari a Lucine sono detti chemiosimbionti poiché si alimentavano in simbiosi con le comunità microbiche chemiosintetiche, in analogia con le attuali comunità associate alla risalita dai fondali marini di acque e gas idrotermali. La loro età è stimata intorno agli 8 Ma (Tortoniano superiore).



Schema della Toscana, ~ 8 Ma, con evidenziati i bacini sedimentari marini profondi dai quali provengono i Calcari a Lucine: 1. Mare "lato tirrenico"; 2. Terre emerse; 3. Mare "lato Adriatico"; 4. Bacini profondi all'interno di 3.



Lucina sp.: la più grande diametro ~ 10 cm. (Dicomano - FI).

Monti Livornesi (LI)



Colline mioceniche nei dintorni di Livorno (tra Popogna e Chioma - Monti Livornesi).

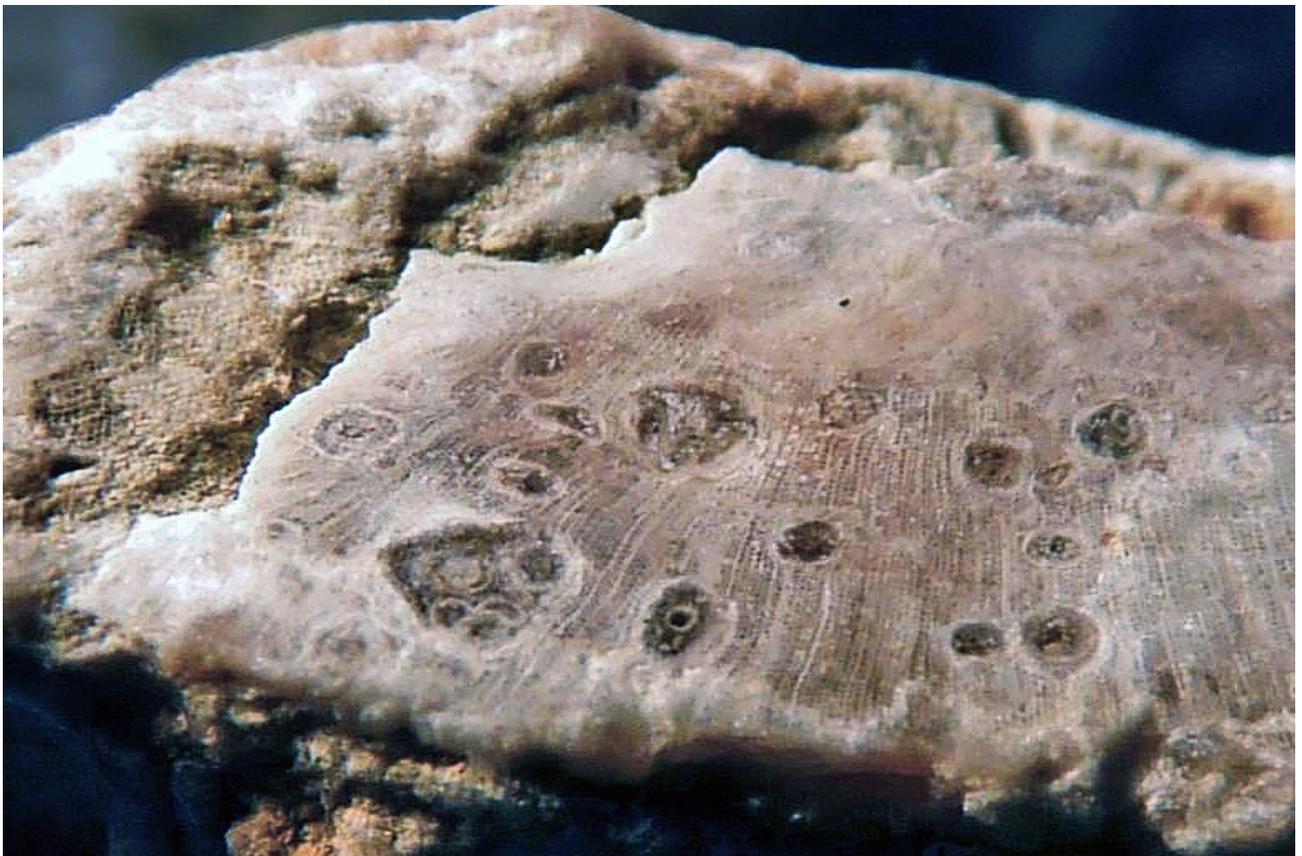
Sulla base dei sedimenti depositi, e per spiegare lo sviluppo delle barriere coralline all'interno degli attuali Monti Livornesi, una interpretazione è che questo rilievo fosse originariamente costituito da due isole separate da un braccio di mare che collegava le odierne valli di Popogna e Chioma. In questo luogo, all'altezza del Gorgo, attualmente punto di confluenza del Torrente Chioma e del Botro Quarata, si formò un'ampia baia dove vivevano le ostriche "giganti", con le valve allungate e spesse, note attualmente come *Crassostrea gryphoides*.



L'ostrica gigante dai Monti Livornesi (*Crassostrea gryphoides*) (lunghezza ~ 40 cm). Sullo sfondo una scogliera a grandi ostriche attuali [da http://www.gcmlc.com/habitat-shellfish_reefs.php (modificato)].

L'inizio della risalita del livello marino è documentata da sedimenti costituiti da conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi* (tecnicamente detti Conglomerati di Castello di Luppiano, cartografia 1:10000 progetto CARG) attribuiti al Tortoniano superiore-Messiniano inferiore, che nella parte alta passano a strati lenticolari di sabbie grossolane e di argille grigio-scure con rari foraminiferi (Miliolidi, Arenacei), conchiglie di bivalvi, placchette e radioli di echinidi. Una fauna a molluschi rinvenuta nei pressi del Botro Quarata è attualmente in studio e ne riportiamo una parte nella tavola successiva. Se i conglomerati per il loro carattere sedimentologico possono essere considerati di deposito fluviale o deltizio, la parte alta, quella delle argille grigio-scure, può essere considerata di ambiente lagunare in diretta comunicazione con il mare. Di particolare rilevanza, non solo per i Monti Livornesi, è stato il rinvenimento proprio nei sedimenti suddetti di centinaia di resti di legno silicizzato interpretabili come il relitto di una foresta fossile [96].

I reperti più significativi sono stati attribuiti al genere *Taxodioxylon* ed a monocotiledoni acquatiche. La geologia e le specie identificate hanno portato gli autori a concludere che l'ambiente di vita di questi vegetali doveva essere paludoso in un contesto fluvio-deltizio, quindi ambienti umidi poco lontani dalla costa nell'ambito di un clima tropicale a variazioni stagionali ridotte.

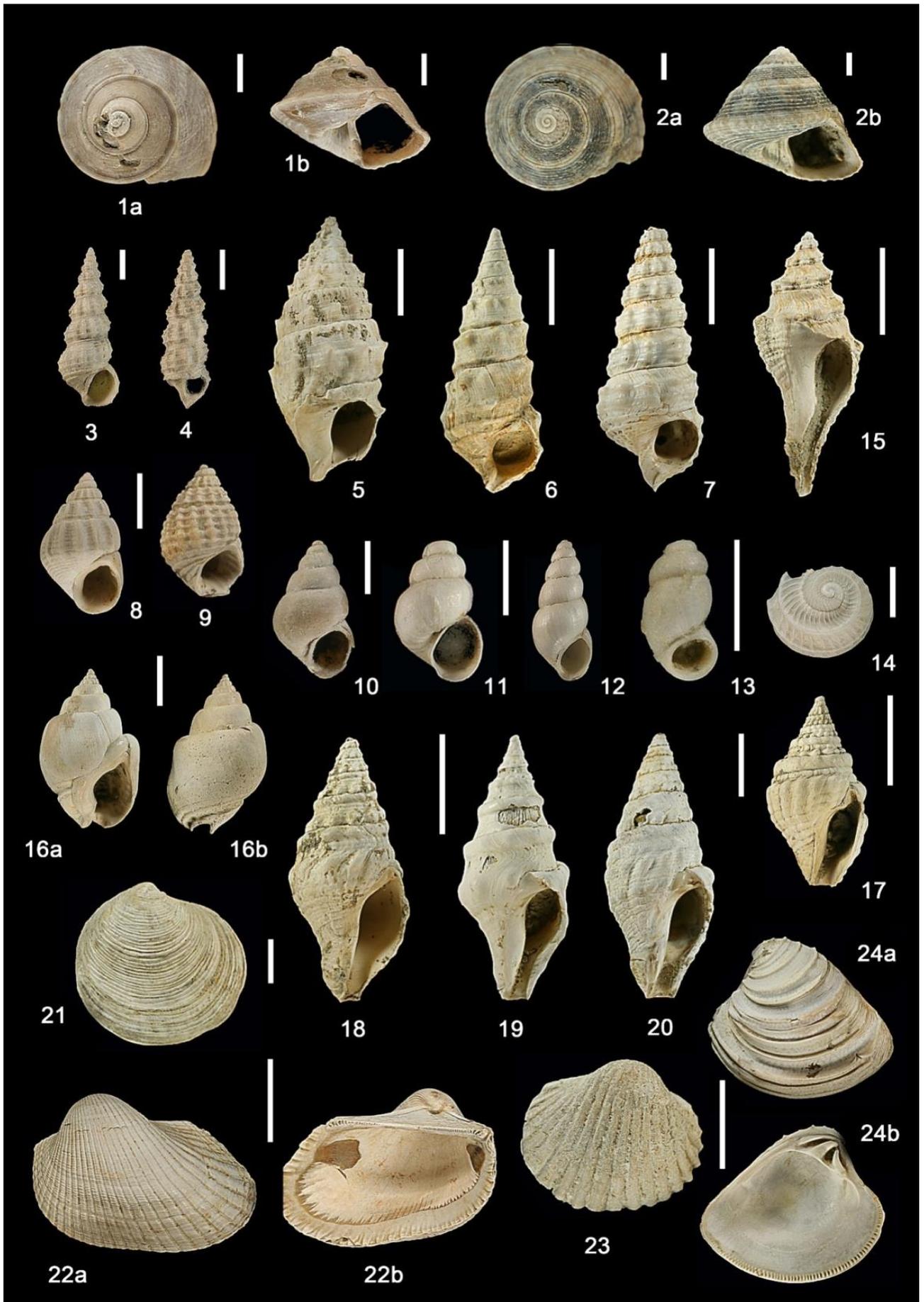


Vegetali silicizzati dai Monti Livornesi [96] (foto Franco Sammartino).



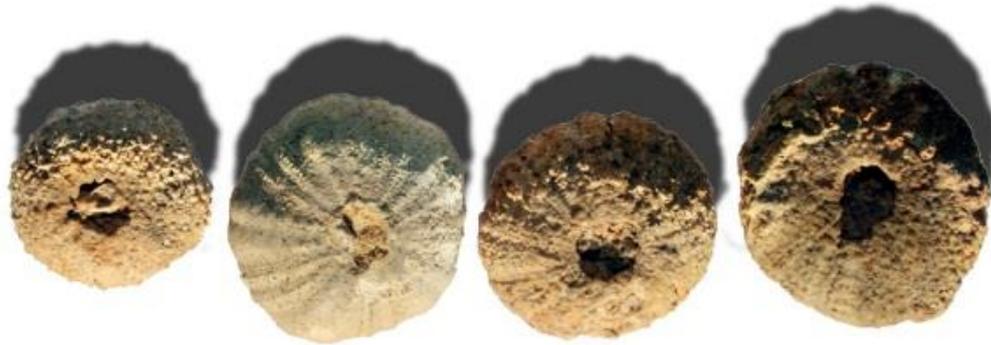
Vegetali silicizzati dai Monti Livornesi [96] (foto Franco Sammartino).

Gasteropodi e bivalvi caratteristici dei sedimenti argillosi miocenici di Quarata, nei Monti Livornesi (fine Tortoniano - inizio Messiniano): **1-2.** *Gibbula dertosulcata* (Sacco, 1896); **3-4.** *Bittium deshayesi* Cerulli Irelli, 1912; **5.** *Theridium europaeum* (Mayer, 1878); **6.** *Granulolabium bicinctum* (Brocchi, 1814); **7.** *Granulolabium tuberculiferum* (Cocconi, 1873); **8.** *Alvania cioppii* Chirli, 2006; **9.** *Alvania granosa* Tabanelli, Bongiardino & Perugia, 2011; **10.** *Pusillina* sp.; **11.** *Setia turriculata* Monterosato, 1884; **12.** *Hydrobia frauenfeldi* (Hörnes, 1856); **13.** *Stenothyrella schwartzi* (Frauenfeld in Hörnes, 1856); **14.** *Tornus subcarinatus* (Montagu, 1803); **15.** *Heteropurpura dertonensis* (Mayer in Bellardi, 1873); **16.** *Nassarius agatensis* (Bellardi, 1882); **17.** *Clavatula turgidula* Bellardi, 1878; **18.** *Clavatula calcarai* (Bellardi, 1878); **19.** *Clavatula coppii* Bellardi, 1878; **20.** *Clavatula flexicosta* Bellardi, 1878; **21.** *Microloripes neglectus* (Basterot, 1825); **22.** *Anadara firmata* (Mayer, 1868); **23.** *Cerastoderma glaucum* (Bruguière, 1789); **24.** *Clausinella pseudoscalaris* (Trentanove, 1901). Scale-bars: 1 mm. Figs 1-4, 8-14, 22-30; 5 mm. Figs 5-7, 15-24.



Le Scogliere coralline

Il Calcare di Rosignano, senza entrare in disquisizioni tecniche relative alla suddivisione in membri, cicli trasgressivi ecc., è costituito da un complesso eterogeneo, dall'aspetto sia massiccio sia stratificato, di calcari detritici, brecce, sabbie, argille, silts, marne, calcari biocostruiti, ed è da considerarsi l'espressione sedimentaria di una scogliera corallina, del tipo a barriera, estesa per decine di chilometri attorno alle isole livornesi, oltre che del tipo a "macchia", in banchi ridotti e isolati, *patch-reefs*, e localmente del tipo *fringing* o frangenti. I fossili sono in genere presenti e talora molto abbondanti. Gli organismi artefici delle biocostruzioni di queste scogliere furono i coralli, tutti appartenenti a generi tolleranti le variazioni ambientali, il tipo dominante è rappresentato dal genere *Porites* con le specie *P. lobatosepta* (talora esclusivo), *P. cf. calabrica*, *Porites* sp.; si ricordano anche i generi *Heliastrea* sp., *Tarbellastraea* sp. e *Siderastraea* tra i quali *Porites* e *Tarbellastraea* presentano un'ampia varietà di morfologie coloniali in funzione della risposta alle diverse condizioni ambientali. Organismi incrostanti calcarei sono relativamente frequenti e sono maggiormente rappresentati da alghe rosse ma anche da alghe verdi. Anche foraminiferi, ostracodi, molluschi, crostacei, echinidi e briozoi sono comunemente presenti.



Echinidi regolari dal calcare miocenico di Rosignano Marittimo (LI). Esemplare maggiore Ø 3 cm.



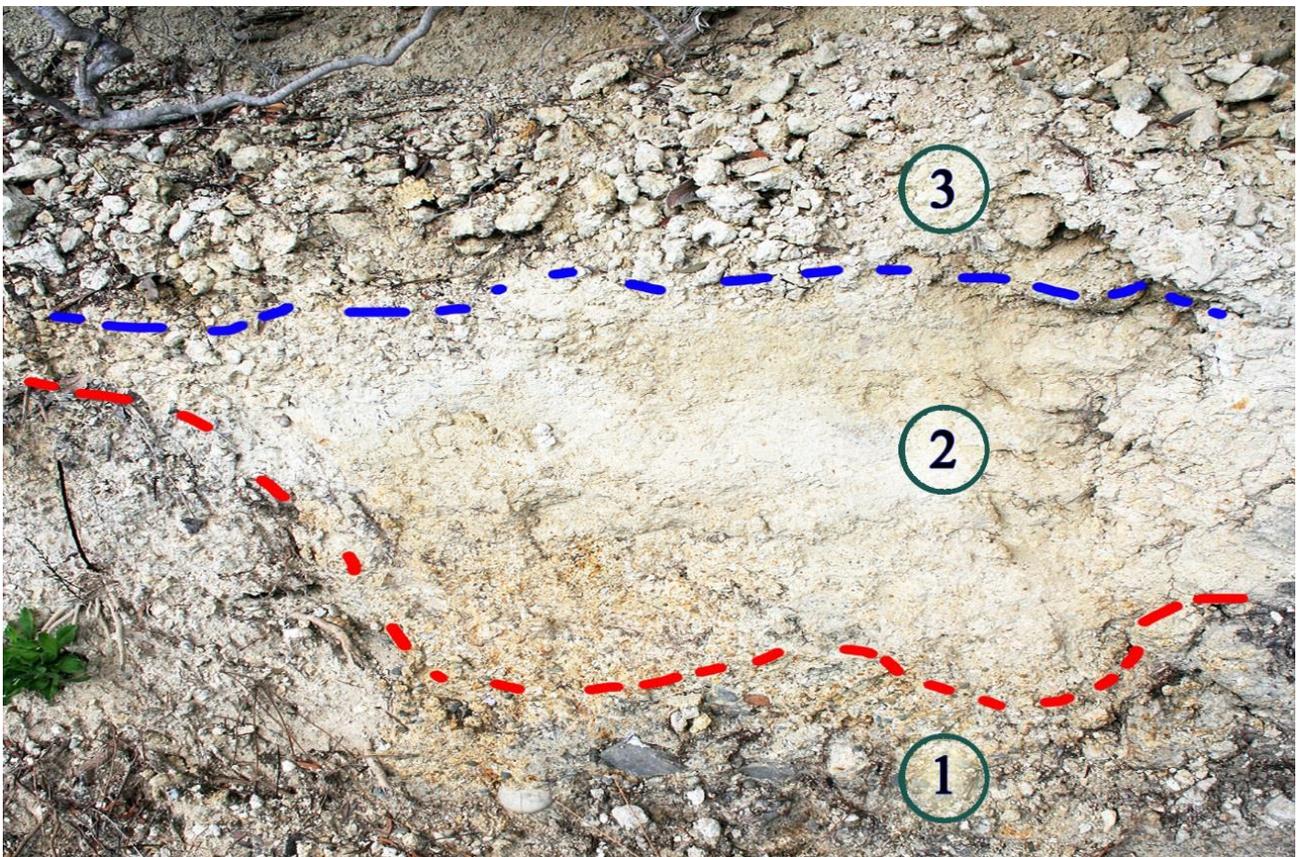
Crostacei miocenici dal Calcare di Rosignano Marittimo (LI): dimensioni del blocco calcareo ~ 15 cm [43].



Esempio di colonia di coralli a bastone dai calcari di Rosignano Marittimo (LI), Miocene (Larghezza ~ 20 cm).



Siderastrea crenulata di Val di Quarata (LI), Miocene. In basso a destra e sullo sfondo particolari dei setti interni dei singoli coralli (esemplare più piccolo Ø ~12 cm).



Veduta del complesso reefale miocenico della località Le Cantine (Rosignano M.mo-LI). **1.** Conglomerati delle Cantine; **2.** Calcari dell'Acquabona (calcarenite bioclastica); **3.** Calcari di Castelnuovo (scogliera corallina).

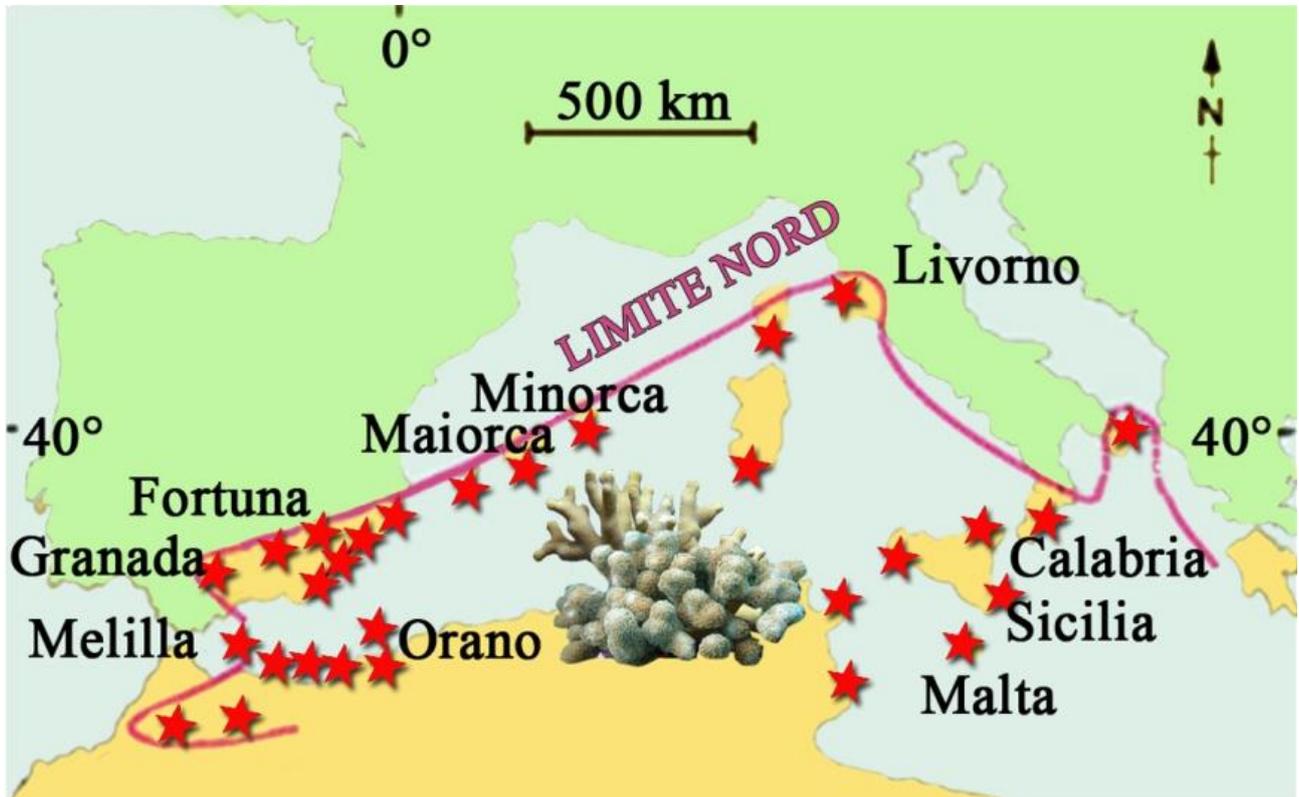


Complesso di scogliera corallina nell'affioramento di Orzalesi, lungo la strada Rosignano M.mo-Statale 206.



Particolare dello stesso: colonie di coralli (*Porites*).

Le barriere coralline del Calcare di Rosignano facevano parte del sistema di scogliere del Miocene superiore del Mediterraneo occidentale e avevano molte caratteristiche in comune con i complessi di scogliera messiniani della Spagna, Marocco e Sicilia. In Toscana scogliere simili a quelle presenti sui Monti Livornesi, in particolare il tipo di Castelnuovo-reefs, sono state segnalate anche a Casaglia, nel Bacino del Cecina ed a Spicchiaiola, nel Bacino di Volterra.



Distribuzione delle strutture recifali durante il Miocene medio-superiore nel Mediterraneo occidentale.

Nel braccio di mare che divideva le due principali isole livornesi, all'altezza dell'attuale Botro Rosso, poco oltre la periferia Est di Livorno, si era formato un ambiente marino caratterizzato da sedimenti fini di color grigio più o meno scuro, provenienti da apporti terrigeni simile all'attuale biocenosi dei *Fanghi terrigeni costieri* situata fra ~ 20-90 metri di profondità. In questi sedimenti argillosi, oltre ad echinidi fossori del tipo *Schizaster*, molluschi bivalvi, gasteropodi e scafopodi, è presente anche il granchio *Goneplax* che caratterizza appunto la biocenosi di questi fondi.



A. Il granchio *Goneplax rhomboides* (o secondo altri *G. gulderi*) dei sedimenti miocenici del Botro Rosso (LI); B. *G. rhomboides*, dei Fanghi Terrigeni Costieri (VTC) attuali.

Il Tripoli di Paltratico: pesci, foglie e insetti



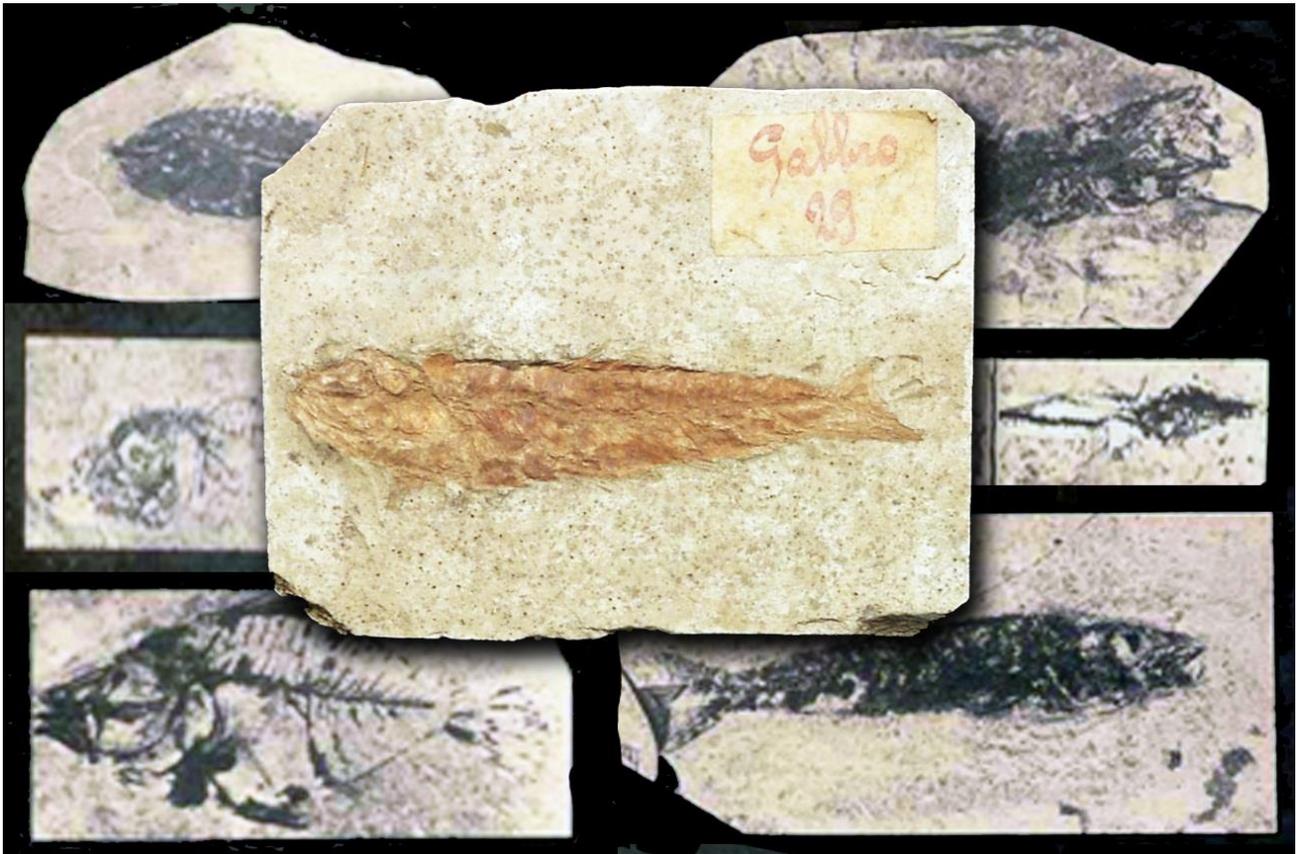
Affioramento dei Tripoli di Paltratico presso Villa Nardi (Gabbro - LI), in alto a sx particolare dei sedimenti diatomitici (tripoli) [foto A. Guerrini > G. Barsotti, 25.09.2016].

Paltratico è una località collinare, a Nord di Castelnuovo della Misericordia, nel comune di Rosignano Marittimo (LI). Superiormente al Calcere di Rosignano prevalgono i sedimenti costituiti dalla formazione del Tripoli, in Toscana nota solo lungo il margine occidentale del Bacino del Fine, costituita da diatomiti che si presentano come sottili lamine farinose biancastre addossate le une alle altre, e marne e marne-sabbiose. L'ambiente di sedimentazione appartiene alla provincia neritica (il corpo d'acqua che si trova al di sopra della piattaforma continentale) con fondali scarsamente o per nulla ossigenati. Nelle marne e marne argillose sono diffusamente rappresentati i molluschi, con frequenza del bivalve ostreide *Neopycnodonte navicularis*, mentre le Diatomiti o Tripoli di Paltratico in senso stretto, si presentano ricche di diatomee e silicoflagellati, ma anche di radiolari e spicole di spugne, che ne costituiscono il principale componente, e di altri fossili marini e terrestri: in particolare pesci, piante ed insetti.

Per quanto riguarda i pesci rinvenuti, oltre un migliaio di esemplari, le specie sono tutte marine e sono indicatrici di svariati ambienti, da quelli litorali a quelli di mare profondo. Tra le specie più significative si ricordano *Lepidopus albyi*, *Maurolicus muelleri*, *Gadiculus (?) jonas*, *Epigonus sp.*, *Sardina pilchardus*, *Arnoglossus sauvagei*, *Lestidiops sphaekodes*, *Callionymus pusillus*, *Capros aper*, *Boops gortani* [27]. Circa il 25% delle specie provenienti dalla località di Villa Nardi sono ancora viventi. Come nota generale si ricorda anche *Sparus sp.*, pesce simile all'attuale sarago, recentemente identificato dal resto di un premaxillare rinvenuto, a Rio Popogna - Fonte all'Amore, in coevi sedimenti nei pressi di Livorno [61].

L'elevata proliferazione di diatomee e silicoflagellati, costituenti la frazione dominante in microfossili del Tripoli, è stata correlata a fenomeni di arricchimento di elementi nutritivi associati alla risalita e dispersione di acque profonde oppure pervenuti da acque continentali. La profondità di deposizione è considerata intorno ai 40-50 metri, la presenza del mollusco bivalve *Corbula*, tipico di fondali scarsamente ventilati, con la contemporanea assenza di organismi bioturbatori e la

scarsità della fauna bentonica, confermano che le acque in prossimità del fondo erano scarsamente ossigenate.



Pesci fossili (Ittioliti) del Messiniano inferiore di Villa Nardi (Gabbro-LI): in primo piano *Myctophum dorsale* (Sauvage, 1870) (Museo Storia Naturale di Firenze); sullo sfondo da sx a dx e dall'alto in basso: *Arnoglossus sauvagei*; *Sardina pilchardus*; *Gadiculus (?) jonas*; *Capros aper*; *Boops gortani*. da [27] e <http://www.paleoitalia.org> (modificato).



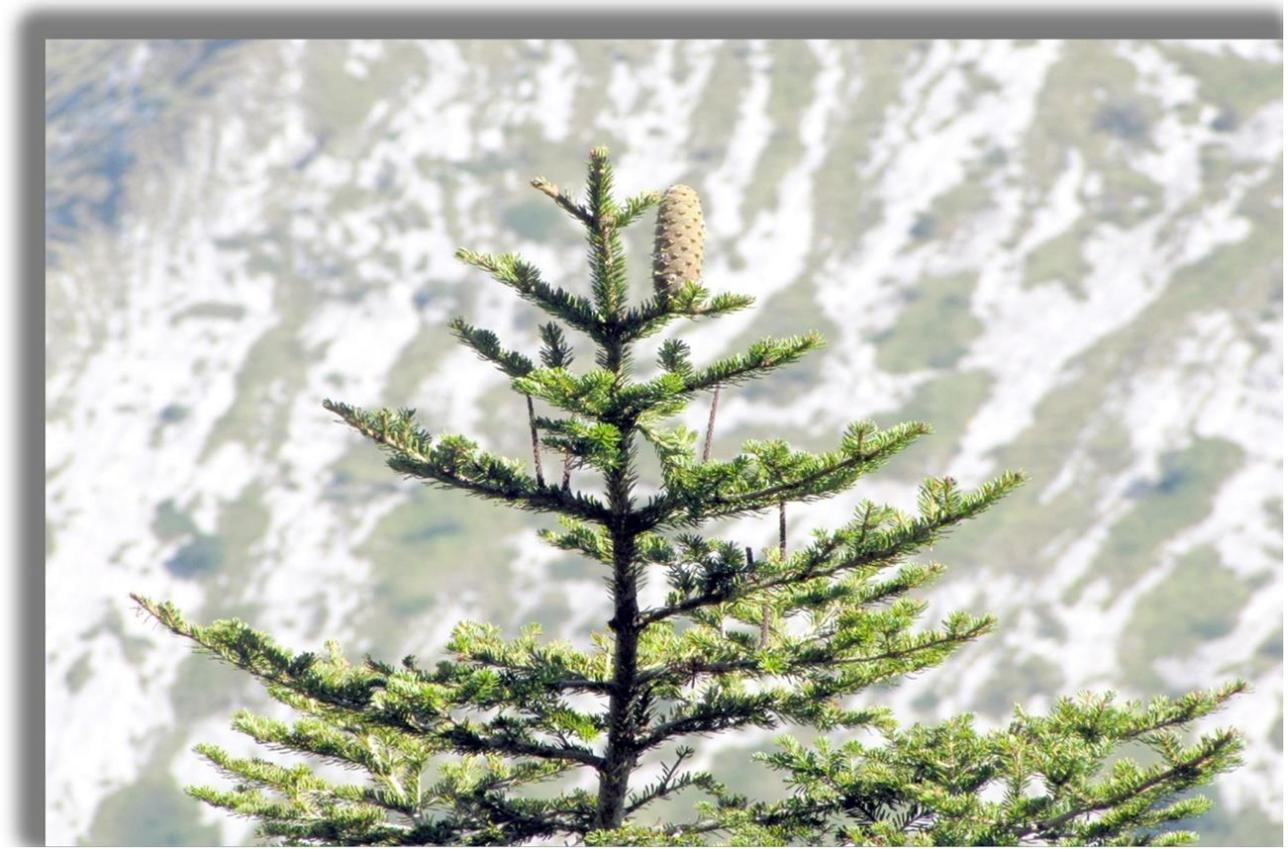
Alcune specie di pesci del Miocene del Gabbro ancora viventi: da sinistra a destra: *Sardina pilchardus* (Sardina); *Maurolicus muelleri* (Maurolico); *Capros aper* (Pesce Tamburo).

I resti della ricca flora a filliti, restituita in particolare dai sedimenti di Villa Nardi, è la più nota appartenente al Messiniano inferiore per il centro Italia, testimoniando la vegetazione che in quel periodo ricopriva le isole livornesi, similmente agli analoghi ambienti dell'allora Toscana. Una ricostruzione paleo floristica effettuata da Falorni [47] ha evidenziato la presenza di varie associazioni vegetali legate ai differenti ambienti presenti: foresta subtropicale di pianura di latifoglie sempreverdi con prevalenza della biocenosi umida lungo le sponde fluviali o lacustri,

(igrofila) caratterizzata da *Cinnamomum* (anche *Cinnamomophyllum*) ed altre Lauraceae (es. diffusa *Daphnogene polymorpha* e forme termofile come *Engelhardia*, *Heterocalyx*, *Abromia*, *Cassia*); boschi igrofilo di pianura e di siti ripariali: *Platanus* (*P. leucophylla*), *Populus* (tipo *nigra* e *tremula*), *Alnus*, *Liquidambar* più altre piante arboree come *Ulmus*, *Acer*, *Salix* e sottobosco con *Rhus*, *Cornus*, Rosaceae, *Smilax* e specie sempreverdi adattate ad ambienti temperato-caldi; boschi igrofilo costieri e di palude: *Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Myrica* e forse *Carpinus* e *Fagus* nei siti più freschi; foresta sempreverde di conifere con condizioni di temperatura e umidità temperate (mesofila): *Pinus*, *Sequoia* (*S. abietina*) e *Thuja*; macchia di latifoglie sempreverdi con tendenza xerofitica (clima prevalentemente asciutto): *Quercus*, *Sapindus*, erbacce o arbusti di leguminose e rampicanti con *Smilax*.



Miocene superiore: ricostruzione ipotetica dei dintorni di Quarata (LI) con i monti coperti da boschi di sequoie, pini e querce nelle parti alte e tassodi (cipressi calvi) e altre piante di ambienti umidi, nelle zone acquitrinose costiere.



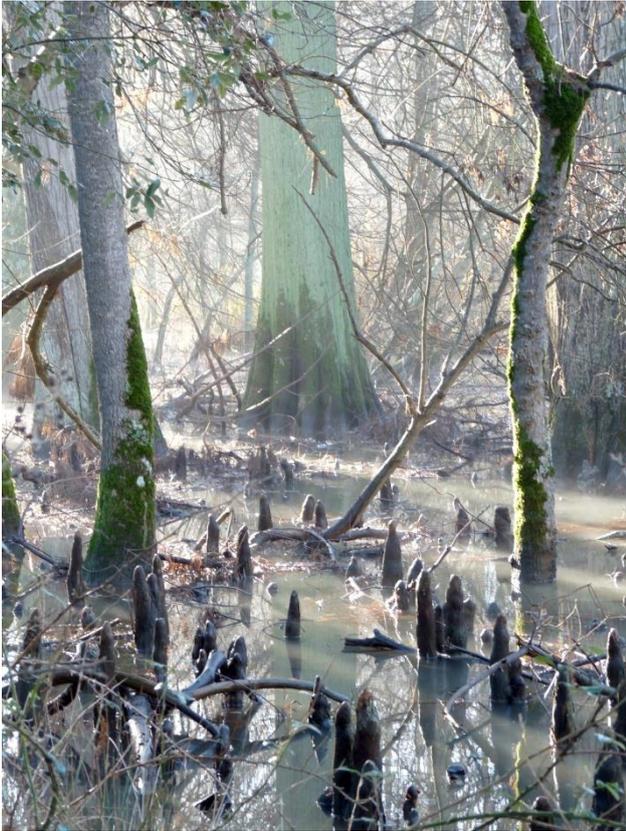
Abies alba - Alpi Apuane (foto Mairo Mannocci).



Pinus saturni, Gabbro (LI), Miocene.



Alcune specie della flora fossile miocenica di Villa Nardi (Gabbro-LI): 1. *Pinus lignitum* (strobilo o pigna); 2. *P. taedaeformis*; 3. *Abies alba* (frutto alato); 4. *Taxodium dubium*; 5. *Sequoia langsdorfi*; 6. *Glyptostrobus europaeus*; 7. *Libocedrus salicornioides*; 8. *Callitris brongniarti*; 9. *Thuja saviana*; 10. *Smilax hastata*; 11. *Carpinus pyramidalis*; 12. *Fagus marsilii*; 13. *Quercus drymeja*; 14. *Q. cardanii*; 15. *Q. mediterranea* [da 12 (modificato)].



A



B

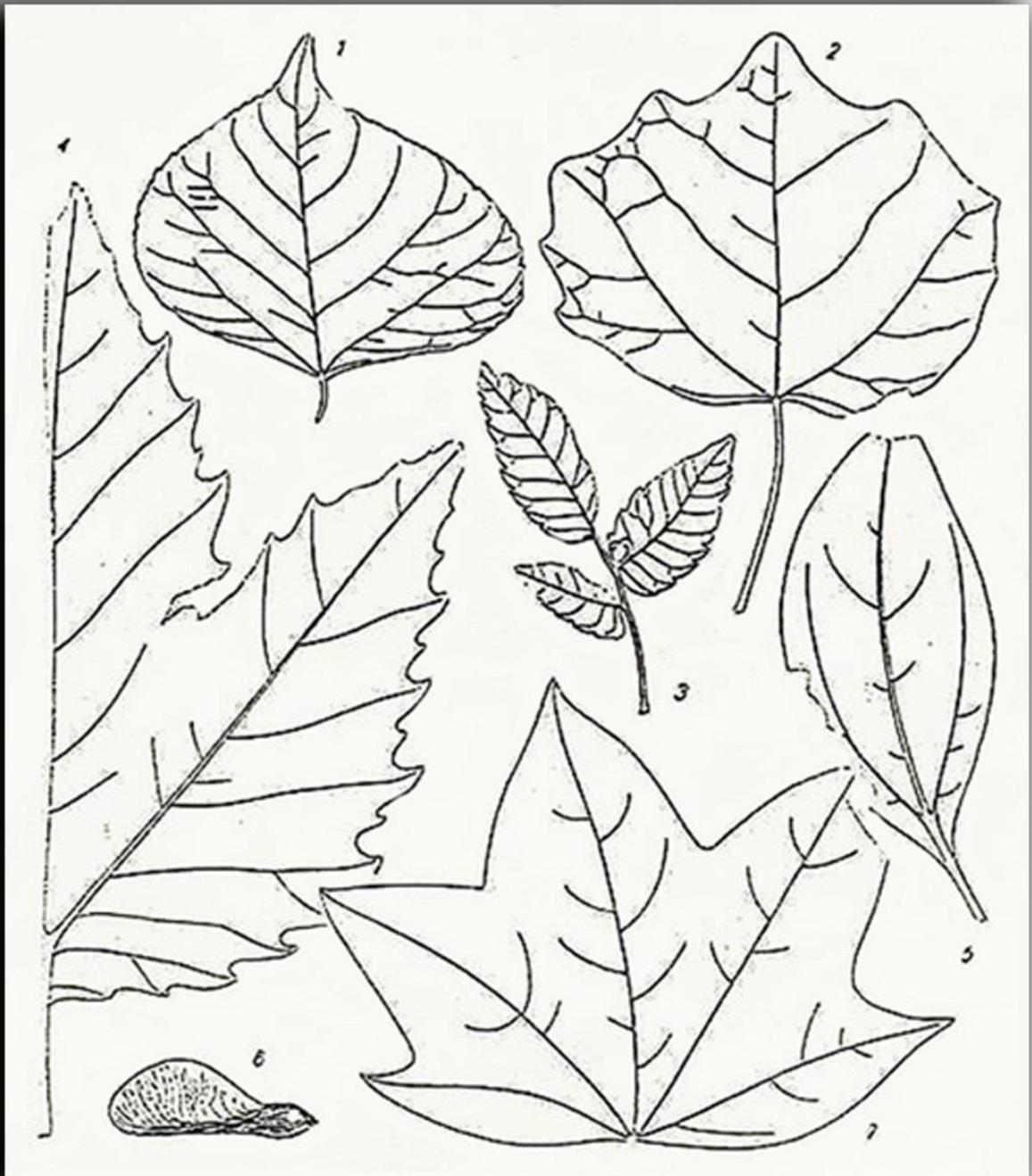


C



D

Le corrispettive specie viventi di alcune piante della flora miocenica del Gabbro: **A.** *Taxodium distichum* [San Rossore - Pisa (foto Franco Sammartino)]; **B.** *Sequoiadendron giganteum* (Sequoia National Park- California); **C.** *Smilax aspera* [Monti Livornesi (foto Mairo Mannocci)]; **D.** *Pinus taeda* (Texas).



Alcune specie della flora fossile miocenica di Pane e Vino (Gabbro-LI): 1. *Populus latior denticulata*; 2. *P. leucophylla*; 3. *Zelkova ungeri*; 4. *Platanus aceroides*; 5. *Cinnamomophyllum scheuszleri*; 6. *Acer* sp.; 7. *A. integerrimum* [da 12 (modificato)] [cortesia Museo di Storia Naturale dell'Università di Pisa (modificato)].



Flora fossile dai dintorni del Gabbro (LI), Miocene: I 7289 *Quercus cardanii* (Gabbro); I 7288 *Quercus wennigeri* (Pane e Vino); I 7321 *Quercus alba* (Gabbro). La denominazione specifica dei campioni è quella originale [12] [cortesia Museo di Storia Naturale dell'Università di Pisa (modificato)].

Di poco successivi alla flora di Villa Nardi sono i resti di vegetali che affiorano al Podere Pane e Vino. La vegetazione rinvenuta testimonia un deterioramento climatico, in senso freddo, sottolineato dalla mancanza delle specie ad affinità tropicale. Gli strati di questo sito sono attualmente scompaginati dalle arature e dall'attività agricola e quindi i fossili provengono solo da collezioni museali. Non sono più presenti o sono dubbie, alcune specie ad affinità tropicale mentre

rimangono *Glyptostrobus*, *Populus*, *Smilax*, *Taxodium*, *Sequoia*, *Thuja*, *Platanus*, *Fagus*, *Pinus*. ecc. e si diffondono invece, oltre che la sempreverde *Quercus mediterranea*, altre specie di querce a foglia caduca, le rosacee biancospini (*Crataegus* sp.) e *Zelkova*, la vite, *Tilia* sp., *Phragmites* (la cannuccia di palude). Questa paleoflora indica un clima sempre temperato ma più fresco e più umido rispetto a quello indicato dalle filliti di Villa Nardi [6]. I resti della flora del Gabbro, sia di Villa Nardi che di Podere Pane e Vino, sono conservati nei musei di storia naturale di Livorno e Pisa, in quelli di geopaleontologia di Bologna e Firenze e all'Accademia dei Fisiocritici a Siena. Per quanto riguarda le filliti, abbondanti, e conservate presso il Museo di Storia Naturale dell'Università di Pisa, ci limitiamo a ricordare che, secondo alcuni [67], necessitano di ulteriori studi per definire meglio l'effettiva presenza di determinate specie e conseguentemente poter fare delle precise considerazioni paleoambientali.

Insetti

Numerosi resti di insetti, talvolta ben conservati, Ditteri, Imenotteri, Odonati, Ortotteri, Lepidotteri, sono stati segnalati e descritti per il Tripoli di Paltratico, sia nei livelli silicei che in quelli marnosi, già dalla seconda metà dell'800. Recentemente alcuni autori [1], hanno riportato, in uno studio preliminare su una nuova fauna entomologica scoperta in Cava ex Serredi, un breve elenco di Dipteri ed Emitteri. Tutti i gruppi identificati fanno parte dell'entomofauna attuale; le condizioni paleoambientali, esistenti al momento della formazione dei depositi, suggeriscono che la sedimentazione sia avvenuta in un bacino lacustre e che l'ambiente circostante fosse caratterizzato da una significativa umidità.



Insetti fossili da Gabbro (LI): in alto a sinistra *Mycetophilioidaea* indeterminato; in basso a sinistra *Empididae* indet.; a destra *Ephemeroptera* indet. [da 1 (modificato)].

Cava Migliarino

Nella Cava Migliarino, situata in località Le Badie nei pressi di Rosignano Marittimo, sfruttata fino ad una decina di anni fa per l'estrazione del gesso alabastrino, oggi molto ridotta nello spessore, semi abbandonata, ricoperta da detriti e da una fitta vegetazione, era visibile una sezione costituita da banchi gessosi alternati a livelli pelitici. I numerosi studi di cui è stata oggetto hanno consentito la ricostruzione della successione stratigrafica e delineato le principali caratteristiche biostratigrafiche [89]. Negli strati intermedi ai banchi alabastrini erano di facile rinvenimento i resti ben conservati di un pesciolino *Aphanius crassicaudus* (oltre ad *A. italicus*, *Paleoaterina etrusca*, *Gobius ignotus*) simile all'attuale *Aphanius fasciatus*, conosciuto come Nono o Bottacchio, caratteristico, come le altre specie note esclusivamente allo stato fossile, delle lagune salmastre. Nella parte superiore della cava erano frequenti i resti di larve di libellula. La sezione, descritta da Bossio *et al.* [22], aveva uno spessore di circa 93 metri includendo undici banchi di gesso alternati ai livelli pelitici. La base della sezione registrerebbe l'inizio della CSM con i banchi di gesso inferiori generalmente più spessi di quelli superiori.



Ittiofauna fossile dalla Cava Migliarino (LI); sullo sfondo una ricostruzione ambientale con evidenziata la presenza della cannuccia palustre (Miocene superiore).



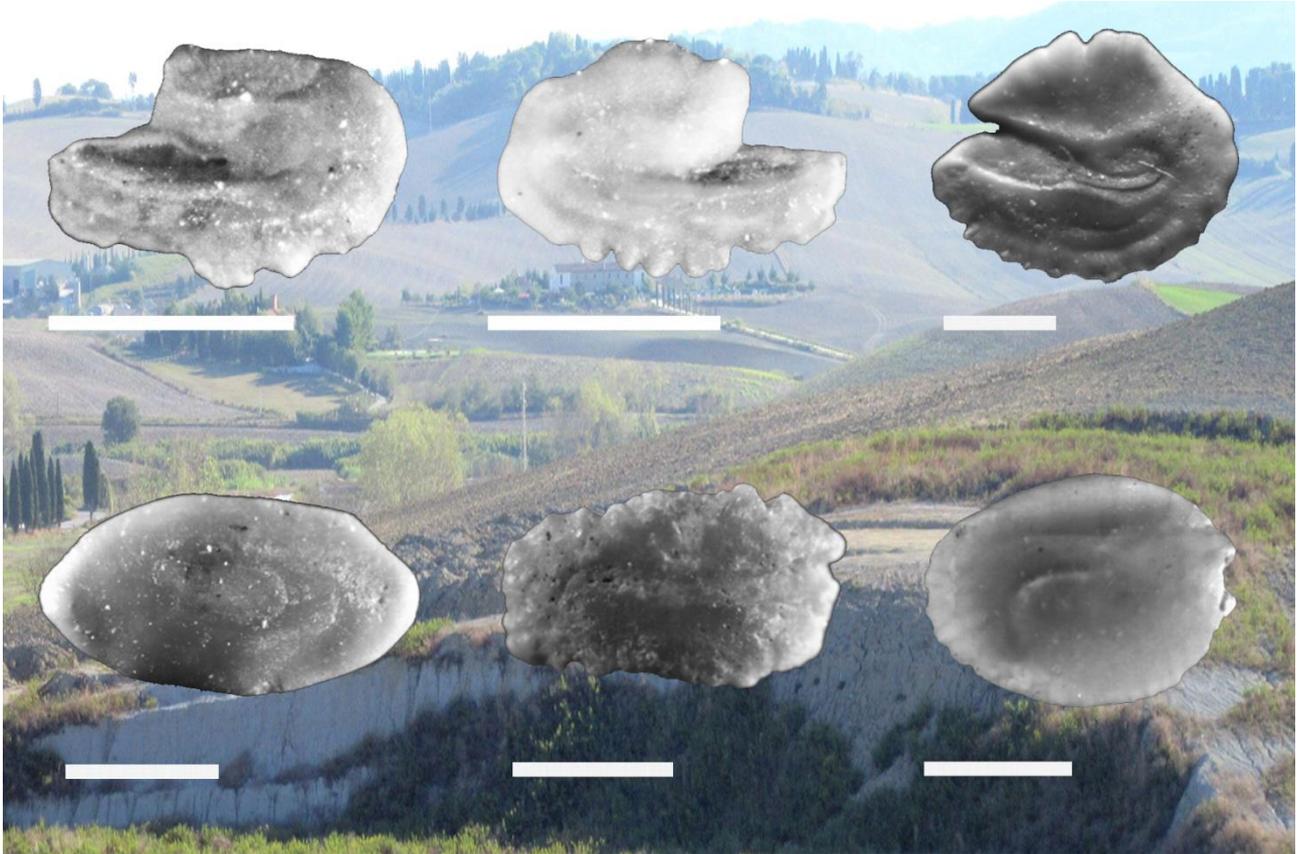
Fotografia degli anni '70 di una sezione della Cava Migliarino, presso Le Badie (PI) [da 78 (modificato)].

Cava Donati (ex Serredi)

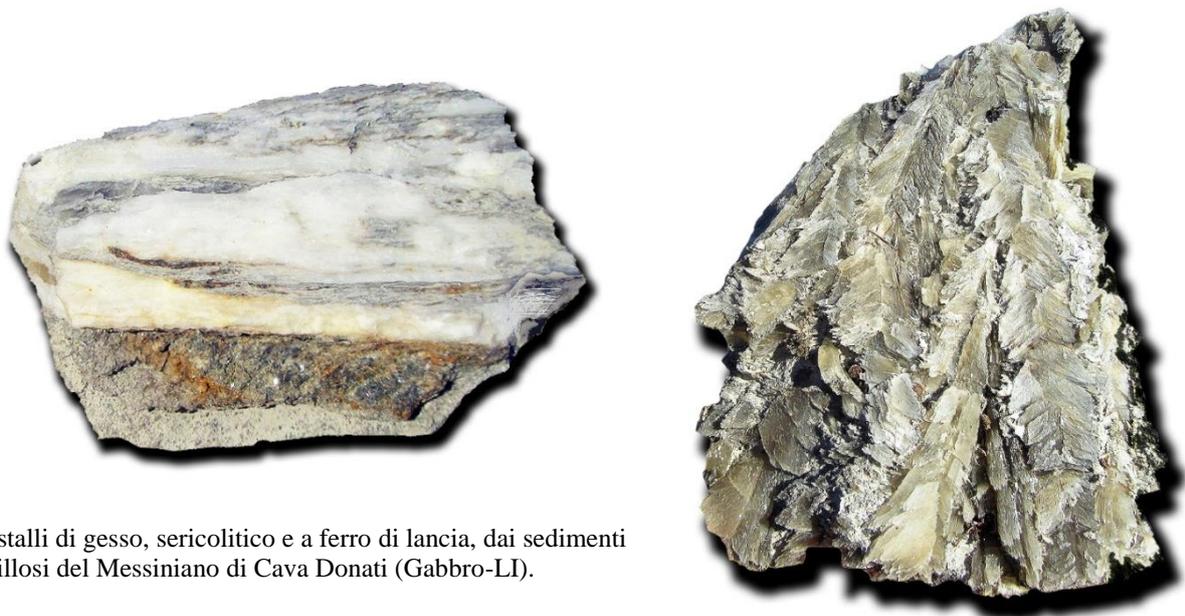
La cava è nota a livello internazionale perché in essa si trova una delle migliori esposizioni della transizione Neogenica, Messiniano superiore-Pliocene inferiore, dell'Appennino settentrionale. E' situata nel Bacino del Fiume Fine, vicino alla frazione di Gabbro (Rosignano Marittimo) in provincia di Livorno. Viene sfruttata per la produzione di materiali in uso nell'edilizia e la peculiare stratigrafia delle formazioni interessate dagli scavi, è stata oggetto di numerosi studi, anche di dettaglio. La successione stratigrafica della cava presenta una potenza di circa 175 metri ed è stata suddivisa in tre intervalli. I primi due, distinti in inferiore e medio, spessore complessivo circa 150 metri, sono riferibili alla fase Post-evaporitica Messiniana (facies di *Lago Mare*) presentando, tra le altre, una caratteristica fauna ad ostracodi, tra cui il marker biostratigrafico *Loxoconcha djafarovi*. L'intervallo inferiore, spessore ~18 m., è separato da una superficie di inconformità dall'intervallo medio, spessore ~132 metri, ed è caratterizzato da peliti finemente laminate di ambiente lacustre anossico relativamente profondo, con sabbie subordinate e mostra un trend trasgressivo-regressivo. L'intervallo medio include peliti lacustri (occasionalmente pedogenizzate*), sabbie, gesso diagenetico ricco di peliti, calcari, ghiaie e gesso selenitico talora intervallato a gessoareniti, ed è caratterizzato da una marcata ciclicità. Il terzo intervallo, o intervallo superiore, ha uno spessore di circa 25 metri ed è costituito da marne e argille marnose rappresentanti la fase di trasgressione pliocenica. Essa è caratterizzata da un rapido e progressivo raggiungimento delle condizioni di ambiente marino franco. Bossio *et al.* [23] asseriscono che questo bacino era caratterizzato da "... ripetute oscillazioni nel contenuto salino (da oligo a mesoalino) delle acque [...] imputabile [...] soprattutto agli apporti di acque continentali ora più ora meno ricche di solfati derivanti dal dilavamento delle evaporiti del precedente ciclo marino ..." ed inoltre "... da acque tranquille e da un fondo spesso scarsamente ossigenato (livelli laminari o sottilmente stratificati e frequenza di sostanze carboniose e di pirite)". La presenza di questo minerale è stata documentata anche attraverso lo studio di molluschi piritizzati [23; 38].

I rinvenimenti nei sedimenti miocenici di otoliti e ittioliti di specie marine e il recente rinvenimento di un *Lazarus-Taxa** nei sedimenti miocenici (Lago-Mare) di questa cava, in particolare un pesce

appartenente al genere *Dapalis* (famiglia Serranidae), organismo ritenuto estinto nel Miocene inferiore, ha permesso di assegnare a quest'area della Toscana, sino al Messiniano superiore, un particolare significato di area rifugio marina evidenziando il ruolo di questi sedimenti nell'interpretazione degli eventi messiniani, riaprendo il dibattito scientifico e gli studi sulla fase Lago-Mare e, in generale, su tutta la Crisi di Salinità [33; 34].



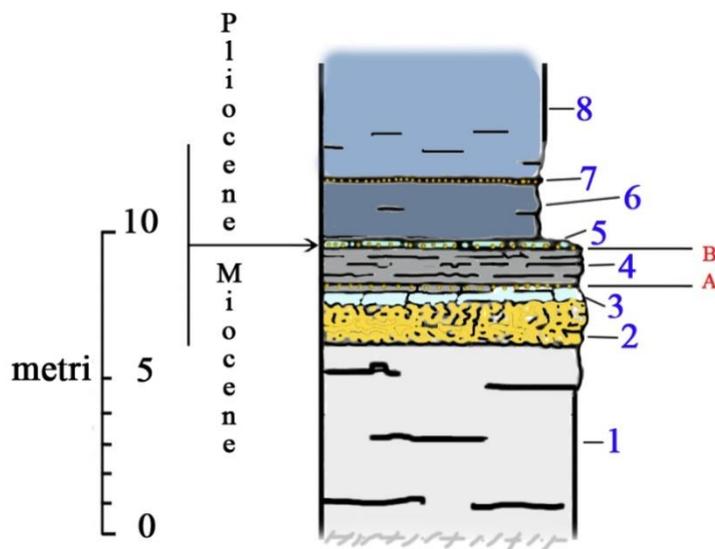
Otoliti miocenici da Cava Donati; dall'alto a sinistra a destra in basso: *Clupeonella* sp.; *Sprattus* sp.; *Diaphus* aff. *befralai*; *Grammonus* sp.; *Mugil* sp.; *Umbrina* sp.; barra della scala 1 mm [da 35 (modificato)].



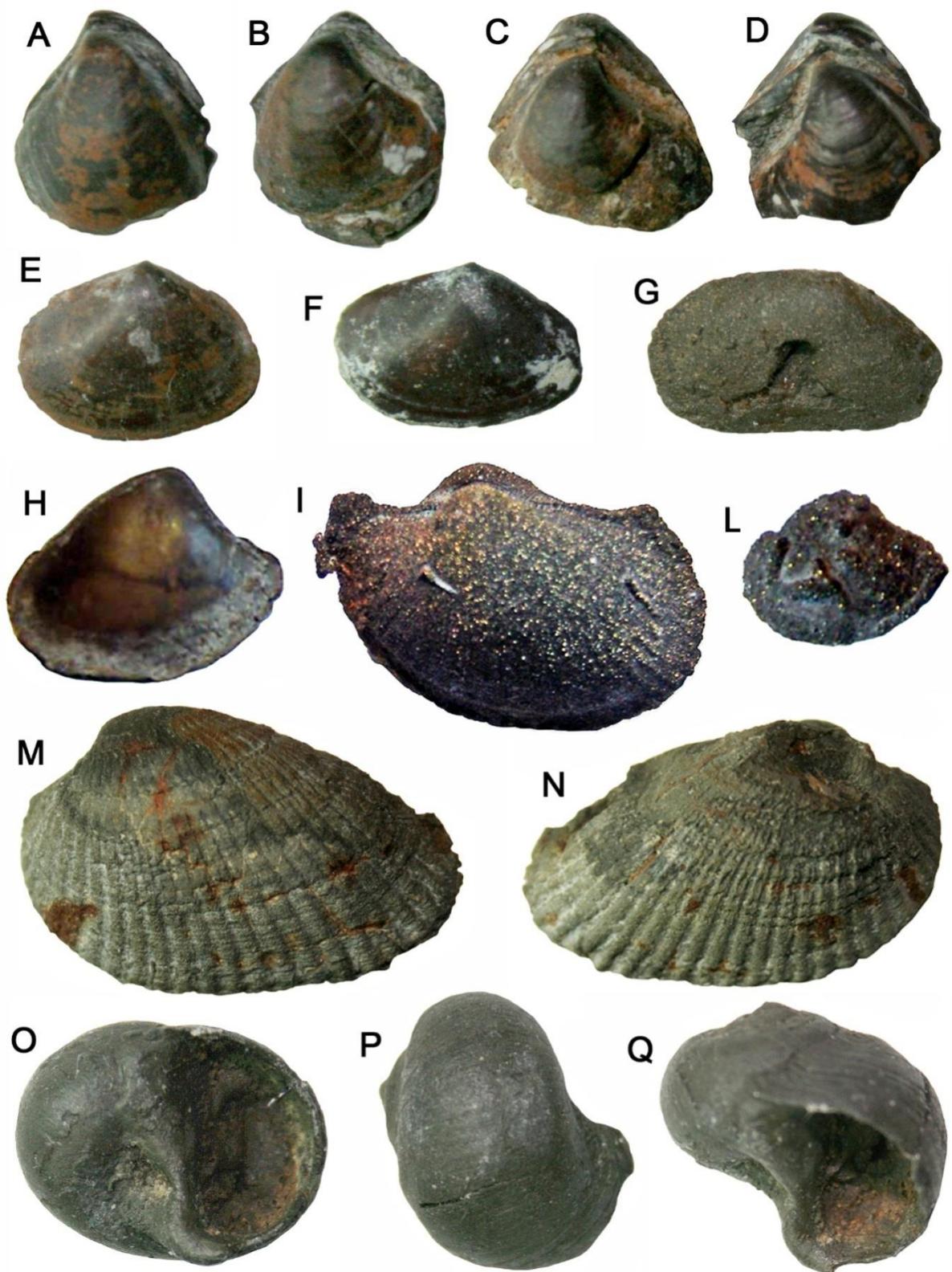
Cristalli di gesso, sericolitico e a ferro di lancia, dai sedimenti argillosi del Messiniano di Cava Donati (Gabbro-LI).



I sedimenti mio-pleiocenici della Cava Donati (ex Cava Serredi), vicino il paese del Gabbro (LI).



Tratto terminale della successione stratigrafica della ex Cava Serredi con evidenziato il limite Miocene - Pliocene. **1.** Argilla; **2.** Arenaria con gessarenite e piccoli ciottoli; **3.** Gessarenite; **4.** Laminite argillosa; **5.** Marne gessose; **6.** Argilla marnosa; **7.** livello limonitizzato; **8.** Argilla marnosa. **A-B.** Livelli limonitizzati con molluschi piritizzati [da 23 (modificato)].



Molluschi piritizzati dai sedimenti al passaggio Miocene -Pliocene (Gabbro-LI): **A-D.** *Dreissena* sp., **E, F.** *Mactra* (?); **G.** *Tellina* (?); **H, L.** *Cardium* sp.; **I.** *Anadara diluvii*; **M-N.** *Anadara darwini*; **O-Q.** *Euspira helicina* [38].

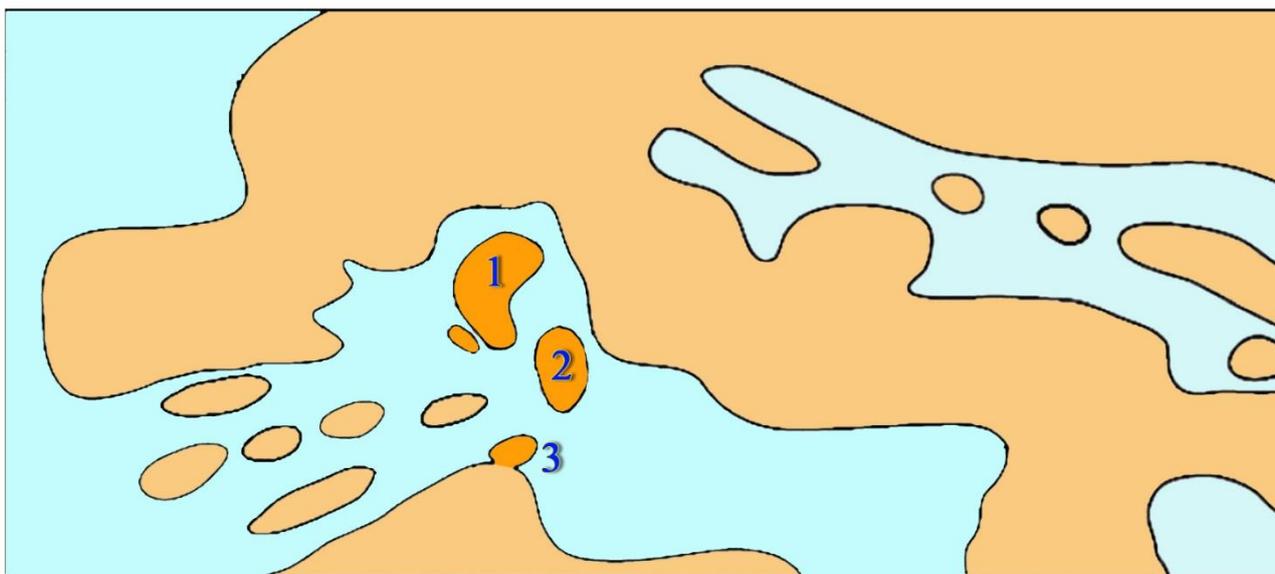
Bacino di Volterra (Pisa)

Anche i sedimenti miocenici presenti in particolare nei dintorni di Volterra, antica città etrusca tuttora rinomata per la lavorazione dell'alabastro, hanno un'importanza paragonabile a quella dei coevi affioramenti del livornese. Il Bacino di Volterra si estende per circa 60 km in direzione NNO-SSE e per circa 15 km in direzione ONO-ESE ed è riempito dai sedimenti neogenico-quadernari. Al di sopra del substrato pre-neogenico sono state descritte sei unità litostratigrafiche riferibili a diversi ambienti deposizionali: marino, salmastro e lacustre. Dopo le formazioni attribuite al Messiniano inferiore e medio, verso la parte alta della serie, troviamo il Messiniano superiore con un'alternanza di gessi primari e argille che registrano la fase evaporitica legata alla CSM. Superiormente, separate da una discordanza, si situano locali corpi conglomeratici e argille, sabbie, gessoareniti e gessoruditi correlabile alla fase post-evaporitica (*Lago-Mare* s.l.). Infine, a chiusura della successione, troviamo argille, sabbie, conglomerati e biocalcareni plioceniche [78].

Le principali formazioni geologiche fossilifere mioceniche toscane del complesso neoautoctono – sedimenti continentali

La fauna a vertebrati rinvenuta nel Tortoniano (~8,5 Ma) della Maremma grossetana, che comprende anche la scimmia antropomorfa *Oreopithecus bambolii*, riveste una particolare importanza. In questo territorio si trovavano bacini idrici come stagni e laghi, più o meno profondi, dove a causa della deposizione di una notevole quantità di resti vegetali e, per le particolari condizioni ambientali, si formarono banchi di lignite. Questi banchi costituirono quindi un ambiente adatto per la fossilizzazione dei più svariati organismi, in particolare vegetali e vertebrati.

I vertebrati presentano (sino al Messiniano) evidenza di un alto livello di endemizzazione che doveva indicare una situazione di isolamento di tipo insulare. Di rilevante significato è che nei sedimenti della stessa età, presenti nella parte nord occidentale della Sardegna, presso il sito di Fiume Santo situato vicino la centrale termoelettrica di Sassari, sono stati trovati gli stessi fossili presenti nella nostra regione. Al di là delle modalità di collegamento dei territori, arcipelago di isole? ponte continentale? ancora oggetto di dibattito, è stata perciò ipotizzata una paleobioprovincia faunistica Tosco-Sarda caratterizzata da un alto livello di endemizzazione delle faune a mammiferi a causa dell'isolamento. All'interno di questa fauna a vertebrati vi sono animali di origine africana per cui si può anche presupporre che precedentemente, si fosse stabilito un collegamento con l'Africa e, a tale riguardo, sono state proposte varie modalità di migrazione.



Ricostruzione paleogeografica schematica con evidenziate le paleobioprovince nel tardo Serravalliano-Tortoniano: 1. Tosco-Sarda; 2. Apulo-Abruzzese; 3. Calabro-Siciliana (Miocene, ~ 8 Ma) [da 66 (modificato)].

Nel Miocene superiore vaste aree della Toscana erano caratterizzate da zone a facies continentale contenenti depositi di lignite variabili, sia dal punto di vista delle caratteristiche, che della loro entità. Questi depositi erano in genere distribuiti in zone di bordura di bacini lacustri presenti nella parte meridionale della regione (Maremma). L'ambiente forestale umido, acquitrinoso, ricco di laghi, stagni e attraversato da fiumi, ospitava in quel periodo rettili come i coccodrilli di origine africana (*Cocodylus bambolii*) e le tartarughe d'acqua dal guscio molle (*Trionyx*). Alcuni di questi depositi di lignite ebbero notevole importanza nel passato perché furono oggetto di una intensa e prolungata attività estrattiva. Ricordiamo quelli di Ribolla e di Baccinello-Cinigiano mentre altri, come quello di Murlo (a sud di Siena) e di Montebamboli (a nord ovest di Massa Marittima) furono oggetti di escavazioni più modeste e limitate nel tempo; altri, per la loro scarsa entità e per le altre caratteristiche sfavorevoli, vennero interessati soltanto da sporadici lavori di ricerca e di scavo, quali quello all'Acquanera, presso Roccatederighi, a Palazzetto, presso Monticiano, a Bellaria, tra Pienza e Montalcino e a Montingegnoli, tra Siena e Monterotondo Marittimo. Comunque i principali giacimenti fossiliferi continentali attribuibili a questa fase, si trovano essenzialmente nella Toscana meridionale, nelle località grossetane di Montebamboli (Massa Marittima), Baccinello-Cinigiano (Scansano), Montemassi e Ribolla (Roccastrada), Casteani (Gavorrano).

Qui descriveremo la più ricca e nota di tutte queste località lignitifere, quella del Bacino di Baccinello che testimonia una successione di quattro associazioni di mammiferi fossili, denominate con le sigle V-0, V-1, V-2 e V-3, dalla più antica alla più recente. Le prime tre sono costituite da faune endemiche, cioè esclusive della Paleobioprovincia insulare Tosco-Sarda, con la fauna più antica (correlata con la Scala Biocronologica a Mammiferi dell'Europa continentale con età massima di circa 9 Ma) comparabile con i siti europei a mammiferi del Turoliano inferiore.

Per quanto riguarda le associazioni faunistiche possiamo dire che la prima, contenuta nel banco di lignite sfruttato nella miniera di Baccinello, è equivalente a quella delle faune provenienti da altre miniere come Casteani, Ribolla, Montemassi e Serrazzano.

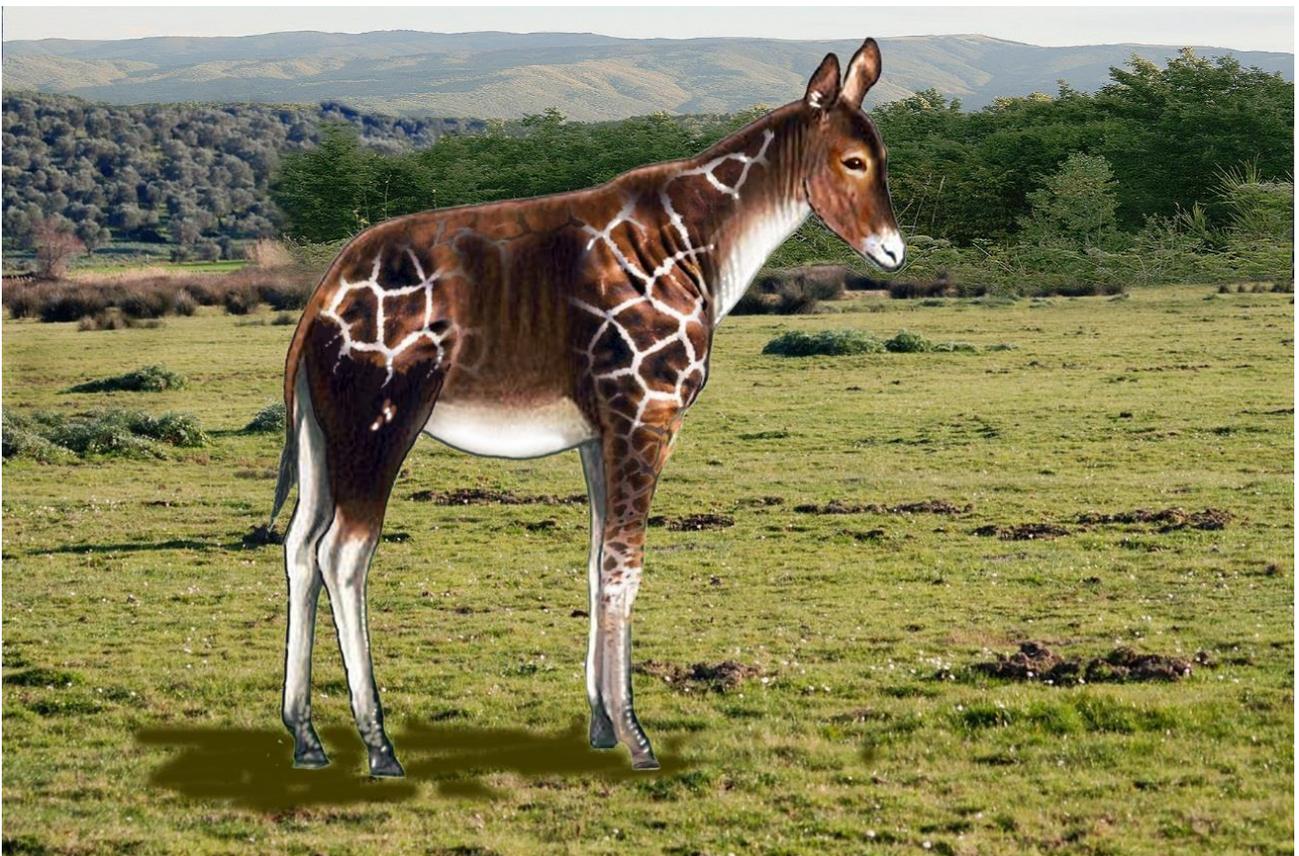
A questa associazione, fra gli altri, è ascrivibile il primate Oreopiteco, o Scimmia di Montagna (*Oreopithecus bambolii*), trovato poi anche in Sardegna (la parte che segue è da integrare con il box di approfondimento relativo).

La seconda associazione faunistica, proveniente da sedimenti fluviali posti circa cento metri al di sopra del banco di lignite, è simile alla prima per l'alto livello di endemizzazione, cioè con comunità insulari simili ma con composizione faunistica lievemente diversa. Le principali differenze sono: immigrazione di nuove specie come il topo (*Parapodemus* sp.), suidi simili a pecari (*Eumaiiochoerus etruscus*), forse un orso ("*Indarctos*" *laurillardii*) e la comparsa di nuove specie risultanti dall'evoluzione in posto di forme endemiche insulari già presenti come, ad esempio, i roditori muridi *Anthracomys majori* e *Huerzelerimys oreopithecii*, la lontra *Paludolutra campanii* e *Tyrrhenolutra helbingi*, l'antilope *Maremmia haupti*, sostituita da una forma più specializzata come *M. lorenzi*. La fauna contenuta nel terzo livello, comparabile con le faune europee del Turoliano finale-Rusciniense basale (~ 6,5-5,5 Ma), si differenzia notevolmente da quella dei livelli precedenti perché le specie insulari, compreso l'oreopiteco, sono sostituite da elementi europei dimostrando che la nostra regione aveva ormai perduto la sua insularità e si era collegata al continente. I fossili che si rinvennero nei vari paleositi di questo periodo sono costituiti da resti di rinoceronti simili agli attuali rinoceronti di Sumatra (*Dicerorhinus* cfr. *megarhinus*), i tapiri europei (*Tapirus* cfr. *arvernensis*), i cavallini a tre dita (*Hipparion* sp.), il suino (*Korynochoerus provincialis*), ed altri artiodattili come ?*Parabos* sp., *Paracervulus* sp., *Procapreolus* sp., *Moschus* sp. Tra i carnivori comparvero il macairodo, la tigre dai denti a sciabola (*Machairodus* ex gr. *giganteus*), il ghiottone (*Plesiogulo crassa*), il metailuro (*Metailurus major*), la viverra (*Viverra* sp.) e una sorta di iena. Tra i roditori il ratto *Anthracomys lorenzi*, che sostituì l'endemico *A. majori*, il topo *Apodemus etruscus*, il moscardino (*Muscardinus* aff. *vireti*), i criceti *Kowalskia nestori*, *Celadensia grossetana* ed il castoro (*Castor* cfr. *praefiber*).



Ricostruzione artistica del volto di *Oreopithecus bambolii*.





Alcuni mammiferi endemici della paleo-bioprovincia: la lontra (*Paludolutra campanii*) ed il “pecari” *Eumaiocoerus etruscus*; la piccola antilope (*Tyrrenotragus gracillimus*) e l’antilope alcefalina (*Maremmia* sp.); un piccolo giraffide (*Umbrotherium azzarolii*); [Museo di Storia Naturale della Maremma.Grosseto (modificato)].

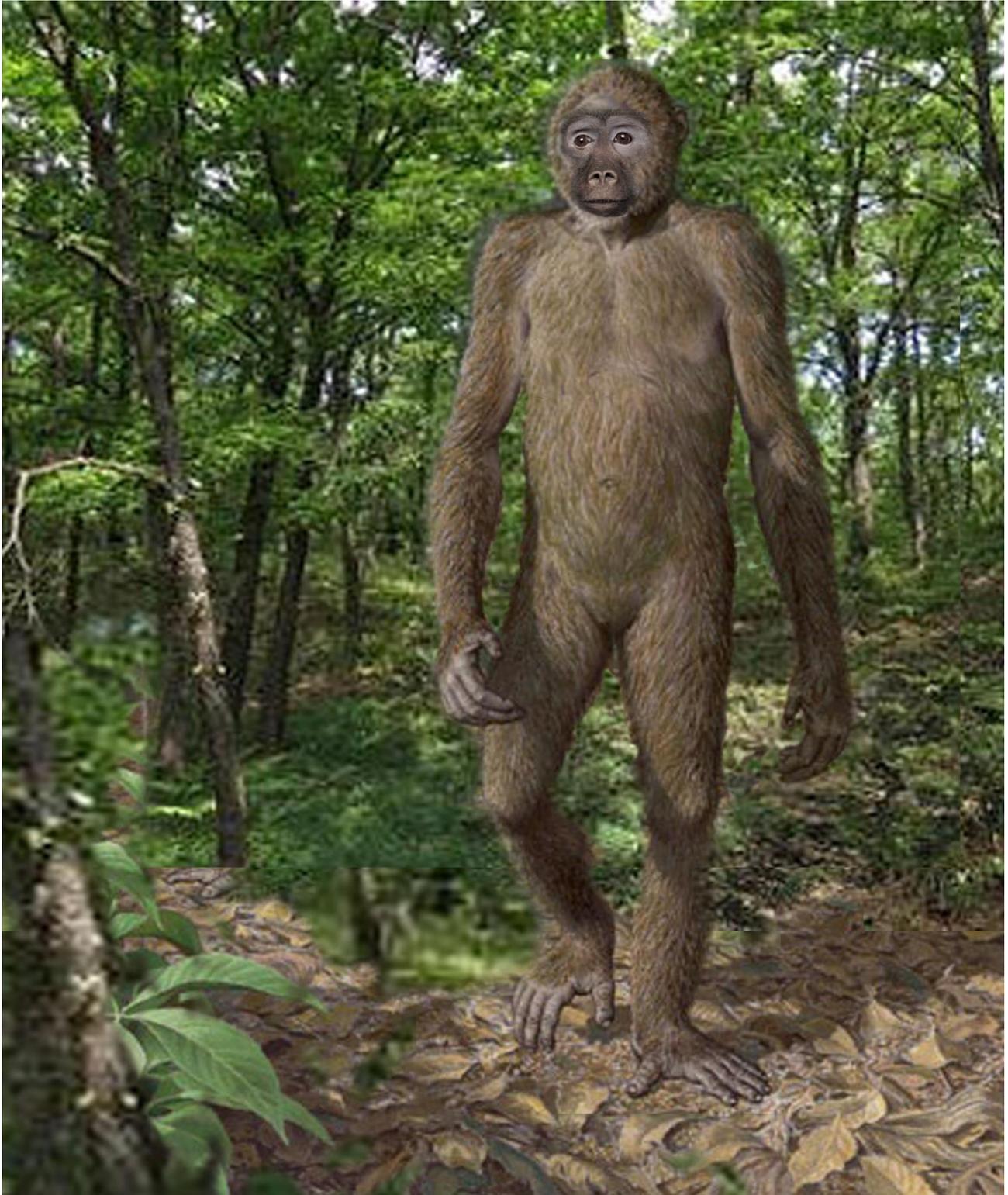
OREOPITHECUS BAMBOLII GERVAIS, 1872 (Approfondimento a cura di Emiliano Carnieri)

Oreopithecus bambolii Gervais, 1872, un primate (infraordine Catharrini) del Miocene superiore, è stato rinvenuto nei depositi di lignite di Monte Bamboli, Baccinello, Montemassi, Casteani e Ribolla della provincia di Grosseto. Recentemente nuovi reperti sono stati rinvenuti in strati tardo miocenici in località di Fiume Santo (Sassari, Italia). *Oreopithecus* presenta un insieme di caratteri cercopitecoidi, ominoidei, umani e suoi propri. Infatti, *Oreopithecus* condivide con gli ominoidei attuali alcune specializzazioni, in particolare nello scheletro post-craniale, tali da indicare una stretta relazione filogenetica; al contrario, *Oreopithecus* presenta caratteri nella morfologia dentale simili a quelli riscontrabili nelle scimmie cercopitecoidi, specialmente nei molari. In passato alcuni autori lo hanno posto sulla linea evolutiva umana; altri infine, hanno interpretato questo primate come una "forma di passaggio" tra la superfamiglia *Cercopithecoidea* e la superfamiglia *Hominoidea*. I rapporti di *Oreopithecus* con i primati attuali, tuttavia, sono difficili da stabilire e, la maggioranza degli autori, a causa della peculiare anatomia cranio-dentale di questo primate, preferisce includerlo in una famiglia distinta (*Oreopithecidae*) inclusa nella superfamiglia *Hominoidea*. L'anatomia cranio-facciale e dell'apparato dentario di *Oreopithecus* è caratterizzata da incisivi relativamente piccoli, da premolari e molari con corone alte e fortemente cuspidate, dalla robustezza della porzione inferiore della faccia, dalla posizione anteriore dell'inserzione dei muscoli temporale e massetere, dall'estesa superficie d'attacco per i muscoli massetere e pterigoideo interno, e dalla presenza sulla volta cranica di una evidente cresta sagittale per l'attacco del grande muscolo temporale. In termini funzionali questi caratteri possono essere correlati ad una potente masticazione, probabilmente legata ad una dieta prevalentemente fogliovora. Alcuni autori hanno recentemente evidenziato che *Oreopithecus bambolii* era un primate bipede e capace della presa di precisione tipica della mano degli ominidi, evolutosi dal genere *Dryopithecus*. Tuttavia Susman [100] ha criticato fortemente questa interpretazione, sottolineando che *Oreopithecus* "is still apelike after all these years". Articoli più recenti non chiudono le diverse questioni, sia legate alla dieta che quelle legate alla postura e ai rapporti filogenetici. *Oreopithecus* è una delle specie di una interessante fauna endemica, che, per la sua costituzione, assume una rilevante importanza nella comprensione della storia geologica del Mar Tirreno e della catena appenninica. Durante il Miocene medio (Langhiano) era in corso la distensione tettonica del bacino tirrenico, mentre il blocco Sardo-Corso raggiunse la sua attuale posizione. La fase tettonica maggiore è avvenuta durante il tardo Miocene (Tortoniano), circa 7-10 milioni di anni fa, provocando l'emersione di un arco di isole (arco insulare) lungo la parte orientale del Mar Tirreno, che può essere stato, durante il Miocene, un ponte per la migrazione di vertebrati terrestri dai continenti africano ed europeo. Durante il tardo Miocene e inizio Pliocene, l'area toscana fu interessata da un forte aumento dell'attività orogenetica che determinò la creazione di bacini pianeggianti circondati da alti rilievi. Fenomeni di sedimentazione in contesti subacquatici e terrestri si sono verificati durante questa fase, a causa di localizzati e brevi cambiamenti dei rilievi dovuti all'attività tettonica e alle oscillazioni eustatiche del mare. La geologia delle località con depositi di vertebrati miocenici è poco conosciuta in Toscana, con l'eccezione di Baccinello, che presenta una successione fluvio-lacustre, nella quale sono state individuate quattro associazioni a mammiferi indicate con le sigle V-0, V-1, V-2 e V-3. Le condizioni palustri-lacustri permangono fino ad un mutare del contesto climatico, che passa da una fase umida ad una con un'aridità relativa crescente. In questo livello è presente l'associazione faunistica V-2. La presenza di uno strato di tufo acido intercalato in questo orizzonte ha permesso di effettuare una datazione con il metodo K-Ar che è risultata essere di 7,55 Ma, collocando il livello V-2 nel Turoliano medio. Le associazioni a mammiferi V-0, V-1 e V-2 sono costituite quasi esclusivamente da taxa endemici, conosciuti solo nei depositi miocenici della paleobioprovincia Tosco-Sarda. L'alto livello di endemismo, caratterizzanti in particolare le associazioni faunistiche V1 e V2, la bassa diversità tassonomica, la preponderanza di ruminanti, una tendenza al gigantismo in qualche micromammifero e l'assenza di carnivori (eccetto per una specie di lontra), portano a

ipotizzare per l'area in questione un ambiente di tipo insulare. Le evidenze paleontologiche, insieme a quelle geomorfologiche descritte precedentemente, suggeriscono che una catena di isole circondava la parte orientale del Mar Tirreno durante il tardo Miocene. La combinazione di queste isole e di connessioni di terra temporanee permisero migrazioni intermittenti di mammiferi dai continenti europeo e africano. Resti di cheloni e coccodrilli sono stati rinvenuti molto frequentemente presso altre località della provincia di Grosseto, le quali mostrano faune simili a quella di Baccinello. Infine, la presenza di una piccola lontra, *Tyrrhenolutra helbingi*, a Baccinello rappresenta un'ulteriore testimonianza di condizioni acquatiche. Il complesso faunistico noto con la sigla V-3, composto invece da elementi tipici della paleobioprovincia Eurasiatica e riferito recentemente al Ventiano, testimonia la fine delle condizioni di isolamento della Toscana meridionale. Alcuni autori hanno analizzato sette campioni di lignite dal blocco contenente *Oreopithecus*. I dati palinologici di questo studio hanno evidenziato l'esistenza a Baccinello di un insieme di taxa di piante piuttosto diversificato: angiosperme decidue, angiosperme sempre verdi e gimnosperme, che costituivano lo strato della volta (*canopy*) di una foresta mista, con una ricca rappresentanza di piccoli alberi e cespugli. Le felci e le angiosperme erbacee fornivano un'importante copertura del terreno. L'abbondanza di felci e la presenza di carici e Liliaceae stanno ad indicare una foresta di pianura di tipo umido. L'alta frequenza di *Alnus*, come pure la presenza di *Salix* e delle Taxodiaceae, che comunemente crescono in un habitat di pianura umida, rendono verosimile l'ipotesi che la foresta poteva essere interrotta da stagni e da laghi poco profondi. Le angiosperme acquatiche e le zigospore delle alghe indicano che l'ambiente di deposizione fu un lago d'acqua dolce ben ossigenato. Il più probabile analogo moderno dell'associazione vegetale riscontrabile a Baccinello è la foresta mesofitica mista, che si trova nella valle del fiume Yangtze nella Cina centrale, dove sono presenti il 97% dei taxa analizzati nei campioni di lignite dallo strato V-1. Il clima in questa regione è di tipo subtropicale con un'elevata precipitazione, specialmente nei mesi estivi. Sembra perciò ragionevole ipotizzare che simili condizioni climatiche fossero presenti a Baccinello durante il Miocene superiore.



Oreopithecus bambolii, particolare della mandibola
(cortesia Museo di Storia Naturale dell'Università di Firenze).



Ricostruzione artistica di *Oreopithecus bambolii* [da <http://cnpublications.net> (modificato)].



Terminiamo il Capitolo sul Miocene con questa femmina di Oreopiteco che possiamo definire un paleo-ominide tosco-sardo “doc”, che per circa 2 milioni di anni, ha vissuto su una sorta di grande isola, con altri animali, strani come lui. Il Miocene, questa Epoca, ricca di eventi per la nostra regione costituisce solo uno step, una tappa, situata verso la parte finale di quel lungo viaggio dal Paleozoico ad oggi, sulla “Storia Naturale della Toscana”, che potrete trovare in questo testo.

GRAZIE PER L'ATTENZIONE!