

A. BOSSIO (*), L.M. FORESI (**), D. LIOTTA (***), R MAZZANTI (**), R. MAZZEI (**),
G. SALVATORINI (**) e P. SQUARCI (****)

RIORDINO DELLE CONOSCENZE SUL BACINO NEOGENICO DEL TORA-FINE (TOSCANA, ITALIA)

Riassunto - L'edizione del F° 284 - Rosignano M.mo della Nuova Carta geologica d'Italia (scala 1:50.000), di prossima pubblicazione sotto l'egida del C.N.R., con la direzione di Renzo Mazzanti per i tipi del Servizio Geologico d'Italia, ha imposto il riordino delle conoscenze geologiche sul bacino neogenico del Tora-Fine, quasi interamente compreso nell'area di questo foglio. Questa nota, nel ripercorrere i lineamenti essenziali delle conoscenze su stratigrafia e tettonica di questo bacino, è redatta per chiarire i motivi che hanno sostenuto il rigetto di certe posizioni inconciliabili con quelle risultanti dai nostri studi e, ovviamente, per presentare i risultati più recenti di questi ultimi: essa inizia con la rassegna dei primi studi geologici, eseguiti nell'area del bacino, tra la seconda metà dell'ottocento e la prima metà del novecento. In questo periodo sono stati pubblicati lavori sia di ricercatori italiani che stranieri riguardanti in prevalenza aspetti delle numerose faune malacologiche, ittiofaune e flore fossili prevalentemente del Miocene Superiore. Le carte geologiche pubblicate in questo periodo rivestono ormai un significato solamente storico in quanto non riportano indicazioni sulla presenza delle numerose faglie che gli studi posteriori hanno evidenziato. È solo dalla metà degli anni '50 che questo aspetto della tettonica è stato evidenziato con una carta geologica di dettaglio sostenuta da una serie di sezioni geologiche dedicate alla precisazione della stratigrafia. Questa tuttavia ha iniziato ad essere sostenuta da numerosi studi micropaleontologici solo a partire dagli anni ottanta. Si sono così affinate le conoscenze sulle età e sugli ambienti sedimentari nell'ambito prima del settore occidentale del bacino e, negli ultimi anni, anche in quello orientale. Il progresso nelle conoscenze di questo bacino, avvenuto di pari passo con lo studio di quelli contigui, ha permesso di correlarne le unità stratigrafiche fondamentali. Per quanto riguarda alcune posizioni su stratigrafia e tettonica, contrastanti con i risultati delle nostre ricerche, queste vengono brevemente citate mentre per un'analisi più puntuale si rimanda a lavori sia già stampati che in corso di elaborazione.

Parole chiave - Neogene, Stratigrafia, Tettonica, Toscana, Italia.

Abstract - *Reorganization of the knowledge on the Tora-Fine neogene basin (Tuscany, Italy)*. The edition of the Nuova Carta Geologica d'Italia (scale 1:50.000) which will be, in a short time, published under the National Council of Researches aegis for the types of the Geological Survey of Italy, forced us to reorganize the geological knowledge of the Tora-Fine neogene basin, almost entirely included in the area of the F° 284 - Rosignano Marittimo. The essential outlines of the stratigraphy and tectonics knowledge

of this basin are reported, more over the reasons for which we reject some views incompatible with those resulting from our studies and obviously the nearest results of the same studies are illustrated. This note begins with the survey of the first geological studies, developed in the basin area between the second half of the nineteenth-century and the first half of the twentieth. In this period have been published works both of Italian and foreign researches, concerning mostly the aspects of the many malacofaunas, ichthyofaunas and fossil flora, for the most part of Upper Miocene. The geological maps published in this period have now only a historical meaning, because they don't report any information on the presence of the numerous faults pointed out by later studies. It's only from the fifties that this aspect of the tectonics has been pointed out with a detailed geological maps, supported by a series of geological sections devoted to the stratigraphic specifications. But it's only from the eighties that it has been confirmed by numerous micropaleontological studies. The data on the ages and the sedimentary environment have been improved first for the western basin sector and, in the last years, in the eastern one.

The progress of this basin knowledge, occurred at the same rate with the study of those adjacent, authorised us to correlate the principal stratigraphic units. With regard to particular positions on stratigraphy and tectonics, contrasting the results of our researches, they have been here shortly mentioned while for a more accurate analysis we refer both to already printed and in progress.

Key words - Neogene, Stratigraphy, Tectonics, Tuscany, Italy.

INTRODUZIONE

Le conoscenze geologiche sul bacino del Tora-Fine negli ultimi quarant'anni si sono sviluppate con una serie continua di contributi tanto che le sue successioni, mioceniche e plioceniche, sono tra le più studiate non solo per la Toscana ma anche per l'Italia centrale. Il costante affinamento della stratigrafia e della tettonica, ad opera di studiosi italiani e stranieri, non sempre però si è svolto in modo lineare; talvolta sono state presentate anche interpretazioni contrastanti.

La stesura della nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 impone una revisione delle conoscenze del bacino del Tora-Fine, in gran parte rappresentate da contributi degli scriventi, ripercorrendone le tappe più significative.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Pisa.

(**) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Siena.

(***) Dipartimento di Geologia e Geofisica - Università di Bari.

(****) Istituto internazionale per le ricerche geotermiche.

Lavoro eseguito con contributi MURST 60% resp., Bossio, Mazzei, Salvatorini e stampato con fondi INTERREG II Corsica-Toscana, resp. Bossio.

GLI STUDI PRECEDENTI LE CARTE GEOLOGICHE 1:25.000
DEI COMUNI DI ROSIGNANO MARITTIMO, LIVORNO E COL-
LESALVETTI

I primi studi relativi a questo bacino neogenico¹ risalgono alla seconda metà dell'ottocento e sono stati eseguiti da Lawley (1876) con la sua storia sui Pesci e altri Vertebrati fossili della Toscana, da Capellini (1874, 1878, 1880) che attribuisce al Tortoniano-Sarmaziano gli strati riccamente fossiliferi di Popogna e di Cafaggio (successivamente attribuiti al Messiniano da Sacco, 1895), da De Bosniaski (1878a,b; 1879a,b,c; 1880) con sei brevi comunicazioni sull'ittiofauna fossile e la stratigrafia dei piani a Congerie e del Tripoli del Gabbro. Con l'inizio del novecento, oltre alla prima edizione della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 risalente al 1906 (Foglio Volterra di Lotti e Canavari, Foglio Livorno di Lotti), compaiono i lavori di Trentanove (1901, 1911) sui fossili del Calcare di Rosignano affiorante a Popogna e Quarata nei Monti Livornesi, da lui attribuiti all'Elveziano e Tortoniano; inoltre sono presentati il sunto geologico sui Monti Livornesi di De Stefani (1911) e i lavori di Ugolini (1929-1931-1932) nei quali tutto il bacino neogenico del Tora-Fine è interpretato come un'unica grande sinclinale compresa tra le grandi anticlinali (del tutto ipotetiche) dei Monti Livornesi e dei Monti di Castellina Marittima. D'Erasmus (1930) pubblica un nuovo studio sull'ittiofauna fossile del Gabbro; Marchetti (1935) e in seguito Martinoli (1938) pubblicano una serie di note sulla flora fossile del Gabbro.

La seconda edizione del Foglio Livorno in scala 1:100.000 è dovuta a Malatesta (1951), il quale fornisce questa descrizione breve e incisiva della parte inferiore della successione stratigrafica miocenica dei Monti Livornesi e dell'orlo occidentale del bacino del Tora-Fine (Malatesta, 1955): «a) Tortoniano (mt) ... La serie miocenica si inizia con conglomerati di rocce ofiolitiche e d'alberese, sviluppati specialmente lungo il versante orientale e visibili, per esempio lungo il Torrente Morra, lungo il Rio Nugola e all'Acqua Viva. Sul versante occidentale al Gorgo della Chioma i conglomerati sono alternati con argille lignitifere. Seguono calcari marnosi teneri di colore chiaro, noti come «calcare di Rosignano» dal paese presso il quale sono più largamente sviluppati e cavati. Assai spesso assumono la facies di calcari madreporici di cui il classico esempio è quello di Popogna, con *Porites* e *Siderastrea*. A Cordecimo, sulla Morra e al Rio Loti poggiano sul conglomerato, ma generalmente sono impiantati direttamente sulle rocce della coltre ofiolitica. Il calcare di Rosignano è assai diffuso sul versante orientale e si può ben osservare da Colognole alle Parrane. Contiene una ricca fauna di Molluschi, echinidi e crostacei studiata da Fuchs, dal Manzoni, dal Capellini e dal Trentanove. Il fossile più frequente è *Pecten aduncus*, caratteristico del Tortoniano»².

Nell'ambito del Miocene Superiore, Malatesta (1951) cartografa una formazione (mt) del Tortoniano ed una formazione (ms) del Sarmaziano in cui riunisce tutti gli strati che giacciono al di sopra del calcare di Rosignano; nonostante questi risultati la carta geologica dell'Autore è lontana dall'esprimere la gran-

de variabilità di questo tratto della successione stratigrafica del Miocene Superiore.

Un passo avanti nella soluzione della problematica cronologica relativa alla successione del Miocene Superiore è offerta da Ruggieri (1956), con la revisione degli elenchi dei fossili studiati da Trentanove (1901) e con la loro certa attribuzione al Messiniano inferiore. Contributi di notevole rilevanza alla stratigrafia ed alla tettonica del bacino del Tora-Fine provengono da Giannini (1955, 1960, 1962). In particolare nello studio del 1960 l'Autore esegue l'esame di dettaglio della successione del Miocene Superiore del Torrente Morra, la più completa e significativa del bacino; in quello del 1962 pubblica la «Carta geologica del bacino del Fiume Fine (Prov. Pisa e Livorno)» in scala 1:25.000. Questa carta riporta, per il Miocene Superiore, due distinzioni: «m₁ = Calcari biancastri cariati, in gran parte organogeni (calcare di Rosignano), conglomerati e molasse; m₂ = Marne zonate, tripoli, sabbie più o meno argillose e banchi di gesso». L'Autore riconosce inoltre le faglie che orlano i fianchi occidentale e orientale del bacino, quelle del sistema vicariante che restringe quest'ultimo tra Pomaia e il Terriccio e quella (di attività quaternaria) che ne taglia la parte più meridionale al di sotto di Rosignano Marittimo. Il bacino del Tora-Fine viene riconosciuto come un *Graben* le cui faglie si sono attivate nel corso della tettonica distensiva post-parossismale, in parte del Miocene Superiore e in parte a iniziare dal Pleistocene Inferiore. Agli stessi anni risalgono gli studi di Berger (1957) sulla flora fossile del Gabbro, di Gillet (1960) sulle affinità orientali dei molluschi messiniani del Torrente Morra, di Chevalier (1961) sulle formazioni ricciferi del Mediterraneo Occidentale, comprese quelle del Livornese, di Gillet (1963) sui molluschi della collezione Capellini, di Lavinia Trevisan (1967) sui pollini fossili del Tripoli del Gabbro. Dopo una pausa decennale le ricerche sul bacino del Tora-Fine riprendono con l'esame della fauna pliocenica a molluschi di Menesini (1977); con quello degli ittiodontoliti pliocenici della collezione Lawley, di Landini (1977), seguito da quelli dell'ittiofauna delle marne messiniane di Gaudant (1978) e sulle ittiofaune messiniane del Gabbro provenienti dalle collezioni Capellini e de Bosniaski nonché da una nuova raccolta di Landini *et al.* (1978).

Nell'ottobre 1978 il bacino del Tora-Fine rientra nelle località visitate nel corso del *Messinian Seminar* N° 4 del CNR/IGCP *Project* N° 96 (*Messinian Correlations*). Per questa occasione viene ripreso lo studio delle successioni del Miocene Superiore e del Pliocene basale del bacino del Tora-Fine, anche sulla base delle nuove conoscenze che si andavano acquisendo in altre località toscane e mediterranee. I risultati del seminario, pubblicati in Bossio *et al.* (1978) ed Esteban (1978, 1979), costituiscono l'inizio di una serie di studi (Bossio *et al.*, 1981b,c 1986; Giannelli *et al.*, 1982a) di base a rilevamenti geologici di dettaglio: Carta geologica schematica dei dintorni di Livorno in scala 1:50.000 (Giannelli *et al.*, 1982b) per la parte NW del bacino (rimasta esclusa dalla carta di Giannini); Carta geologica del Comune di Rosignano Marittimo in scala 1:25.000 (Bartoletti *et al.*, 1983)

per la parte SW; Carta geologica dei comuni di Livorno e Collesalveti in scala 1:25.000 (Lazzarotto *et al.*, 1990b). La documentazione paleontologica del tempo è inoltre arricchita dagli studi di Cauli e Nannoni (1980) sulle caratteristiche paleoambientali degli strati di «Bocca del Gesso» (Colline Livornesi) e di Bradley e Landini (1984) sui fossili del Tripoli del Gabbro e sui pesci, insetti e foglie del terziario del Comune di Rosignano Marittimo (1986).

LE CARTE GEOLOGICHE 1:25.000 DEI COMUNI DI ROSIGNANO MARITTIMO E DI LIVORNO-COLLESALVETTI

Il riesame delle unità rappresentate in queste carte e dei nomi (non formalizzati) usati è necessario in quanto gran parte delle aree ivi comprese rientrerà nella prossima pubblicazione della Sezione 1:50.000 - Rosignano Marittimo della Nuova Carta Geologica d'Italia, lavoro per il quale è prevista la formalizzazione di tutti i termini stratigrafici che vi saranno impiegati. A tale proposito abbiamo concertato con i colleghi dell'Università di Siena una legenda unitaria per le formazioni neogeniche delle Sezioni geologiche Rosignano Marittimo, Volterra, Pomarance e Massa Marittima decidendo di scegliere le località tipo (e quindi i nuovi nomi formazionali) prevalentemente dall'area a Est di Volterra e dall'area di Rosignano Marittimo. Queste due aree, per quanto oggi conosciuto, presentano gli affioramenti migliori negli spazi più concentrati per l'osservazione delle successioni stratigrafiche neogeniche toscane. In questo lavoro avremo cura di specificare quali dei nomi formazionali già usati rimarranno nel Nuovo 50.000 Geologico e quali saranno sostituiti da altri. Per il Miocene Superiore la Carta geologica del Comune di Rosignano Marittimo (Bartoletti *et al.*, 1983) riconosce, a partire dal basso: m_1 = Conglomerati delle Cantine; m_2 = Calcari dell'Acquabona; m_3 = Conglomerati di Villa Mirabella; m_4 = Calcari di Castelnuovo; m_5 = Marne o marne argillose che contengono intercalazioni, più o meno lenticolari, di m_6 = Diatomiti («Tripoli» di Paltratico), di Sabbie e conglomerati del Rio Sanguigna (indicati con un soprassetto di cerchietti blu sul colore di m_5), di m_7 = Gessi, di m_8 = Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano.

Nei confronti delle carte geologiche precedenti questa di Bartoletti *et al.* (1983) presenta un dettaglio maggiore nell'analisi del complesso di scogliera del Calcare di Rosignano con le precisazioni dei membri conglomeratici basali dei due episodi, dell'Acquabona e di Castelnuovo, riconosciuti nel frattempo (Bossio *et al.*, 1978); precisa, inoltre, l'esistenza di ben quattro membri in affioramenti lenticolari intercalati alle marne m_5 . Queste marne, seppure ancora cartografate sotto la stessa unità, sono descritte in diversi livelli nella nota illustrativa (Bartoletti *et al.*, 1986) perché, malgrado l'uniformità litologica, hanno rivelato facies talora assai differenti: marina, sia pure con il fondo in genere asfittico, quelle sottostanti il Tripoli e quelle a questo membro intercalate, deltizia quelle collegate alle Sabbie e conglomerati del Rio Sanguigna, di acque dolci quelle al di sopra di questi ultimi.

La Carta geologica dei comuni di Livorno e di Collesalveti (Lazzarotto *et al.*, 1990b) per il Miocene Superiore mostra le medesime unità della precedente. A parte la mancanza dei Conglomerati delle Cantine, non affioranti nell'area che rappresenta, e la presenza dell'unità m = Conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi, se ne distingue solo per alcuni particolari collegati a variazioni nelle condizioni di affioramento nelle unità comuni ad entrambe: così le Sabbie e conglomerati del Rio Sanguigna affiorano solo per pochissimi metri nell'incisione del Torrente Morra tanto da non poter essere rappresentati a scala 1:25.000; le Sabbie e i conglomerati di Villa di Poggio Piano prendono il sopravvento nella metà superiore e settentrionale della successione, sembra anche con una leggera discordanza nei confronti degli strati sottostanti, e costituiscono, con qualche lente di gesso, tutto l'insieme degli strati più alti del Miocene Superiore.

Per il Pliocene la Carta geologica del Comune di Rosignano Marittimo riconosce le Argille azzurre = p di ambiente rapidamente passante dalla zona neritica interna alla zona neritica esterna-epibatiale superiore, secondo quanto documentato nelle sezioni della Cava Serredi, Colombaia, Pod. Pane e Vino, Pod. Motorno, Botro S. Giorgio nelle quali compaiono le biozone inferiori del Pliocene (Bossio *et al.*, 1986). La Carta geologica dei comuni di Livorno e di Collesalveti (Lazzarotto *et al.*, 1990b) presenta una successione pliocenica molto più varia della precedente. In modo particolare nella sezione della Strada degli Archi Giannelli *et al.* (1982a) e Bossio *et al.* (1981c) hanno messo in evidenza che, dopo un iniziale innalzamento brusco della colonna d'acqua marina, la quale ha sostituito senza soluzione di continuità l'acqua dolce del «lago-mare» messiniano, si è realizzata la stabilizzazione dell'ambiente neritico esterno o epibatiale superiore. Documentano inoltre che durante il Pliocene Inferiore si sono sviluppati alcuni episodi deposizionali di materiali (Sabbie di Bellavista, di Casalino, del Torrente Tanna e di Rimazzano) in parte rimobilizzati per sprofondamenti tettonici del bacino. Secondo questi A.A. i primi sintomi di regressione del ciclo pliocenico compaiono nella parte superiore della Zona a *Globorotalia puncticulata*; tali sintomi si accentuano fino ad esprimere, sempre nella facies argillosa, batimetriche riferibili alla parte superiore della zona neritica interna; assumono poi maggiore evidenza con l'arricchirsi della frazione sabbiosa nelle Argille azzurre della Zona a *Globorotalia aemiliana* e diventano palesi con le sabbie gialle = p_3 e le calcareniti e sabbie ad *Amphistegina* = p_4 .

SULL'ANNUNCIO DI UNA FASE TETTONICA DEL PLIOCENE INFERIORE (ZONA A *G. MARGARITAE*) E DI UNA DISCORDANZA STRATIGRAFICA A BASSO ANGOLO, SENZA EMERSIONE, NEL SETTORE NORD ORIENTALE DEI MONTI LIVORNESI

Nel 1990 usciva la nota di Cerrina Feroni *et al.* corredata da una carta geologica schematica del settore nord-orientale delle Colline Livornesi. In questa non è stata eseguita, alla base dei sedimenti del Miocene

Superiore, la distinzione tra i conglomerati talora lignitiferi di facies lacustre e quelli con fossili marini collegati con il Calcare di Rosignano, già chiaramente indicata da Malatesta fin dal 1955. Né è stato riconosciuto il Tripoli di Paltratico a Sud di Cordecimo, confuso con le «Marne zonate (M3) con intercalazioni di gesso (M3.1)». Invece nell'area compresa tra la faglia di Cordecimo e il Torrente Morra (zona di Collalto) questi A.A. affermano che, nei riguardi della stratigrafia del Pliocene: «... la successione non costituisca una serie stratigraficamente continua; riteniamo, viceversa, che una discordanza stratigrafica scomponga la successione in due segmenti, di cui quello inferiore solidale con il Messiniano e quello superiore organizzato in un secondo ciclo, il cui termine regressivo, di chiusura, è rappresentato dalle sabbie, con lenti di calcare ad *Amphistegina* contenenti *Globorotalia crassaformis crassaformis* e *Bulimina marginata* e riferiti alla parte alta della zona a *Globorotalia aemiliana* nell'accezione di Iaccarino (1985)». E, a maggiore chiarimento di questa interpretazione, nella loro fig. 1 indicano la posizione della «Superficie di base del ciclo sup. (discordanza del Pliocene inf.)» ed evidenziano la mancanza di sedimenti riferibili alla zona a *Globorotalia margaritae*. Questa posizione, in netto contrasto con la continuità della successione pliocenica (dalla Zona a *G. sphaeroidinellopsis* alla Zona a *G. aemiliana*) documentata lungo la vicina Strada degli Archi da Giannelli *et al.* (1982a) e da Bossio *et al.* (1981c) non ha retto alle verifiche successive eseguite in ben quattro sezioni, distanti non più di 1.500 m l'una dall'altra, nella zona di Collalto e disposte tra il tetto del Miocene Superiore e i sedimenti della Zona a *G. punctulata* (Bossio *et al.*, 1991b). In questa ultima nota infatti le campionature di controllo, appositamente eseguite (sezioni di Casa Poggetto, di Botro Marianna, di Casa Sodoni e di Casa Casalino) tra le sezioni della Strada degli Archi e del Torrente Morra, hanno documentato la presenza della Zona a *S. seminulina* s.l. dei Foraminiferi planctonici e della Zona a *Discoaster variabilis* dei nanofossili calcarei negli strati basali del Pliocene Inferiore, regolarmente seguiti dai sedimenti della Zona a *G. margaritae* e di quelle a *G. punctulata* - *G. margaritae* e a *G. punctulata*, Zona a *Amaurolithus tricorniculatus* - Zona a *Discoaster tamalis*. La successione del Pliocene Inferiore del lato NW del bacino del Tora-Fine non presenta quindi lacune registrabili né con la zonazione dei Foraminiferi planctonici né con quella del nannoplancton calcareo. Per il significato della «...discordanza stratigrafica, a basso angolo, senza emersione» annunciata da Cerrina Feroni *et al.* (1990) (si veda la loro Fig. 1) tra le argille (P1) della Zona a *S. seminulina* s.l. e a *G. margaritae* e le argille (P3) delle Zone a *G. punctulata* - *G. margaritae* e a *G. punctulata*, fa piacere che anche loro concordino sul fatto che nei sedimenti del Pliocene Inferiore, oggi conservati nell'area NW del bacino del Tora-Fine, non sia possibile registrare indizi di emersione. Ciò è esattamente quanto affermato da Bossio *et al.* (1981b) e da Giannelli *et al.* (1982a) sulla base delle analisi delle facies sedimentarie delle argille al letto e al tetto dei banchi sabbiosi di Bellavista e di Casalino. Si ricorda che questi

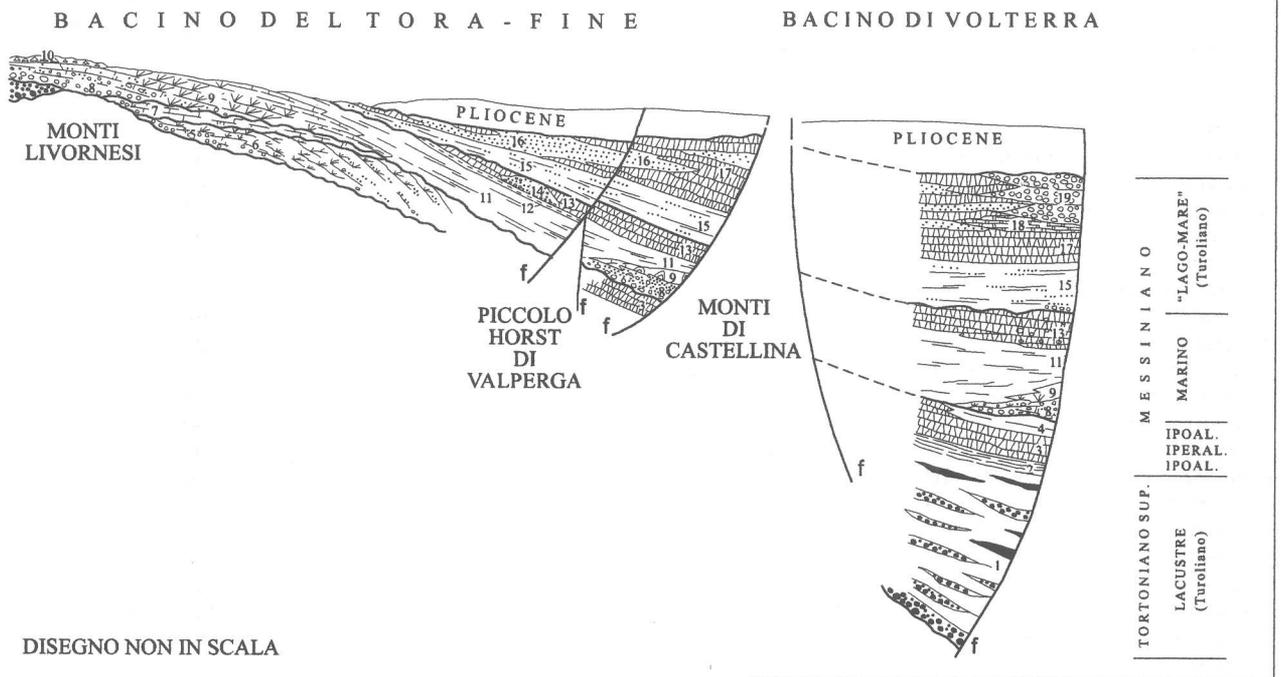
ultimi furono interpretati da tali A.A. come dovuti a rideposizione marina profonda di materiali sabbiosi e ciottolosi (come provato anche dalla loro parziale giacitura gradata) provenienti dall'erosione (verosimilmente ancora subacquea) di sedimenti costieri. Del resto questa giacitura dei banchi sabbiosi di Bellavista e di Casalino è stata confermata da una serie di sondaggi eseguiti per sfruttamento idrico; Lazzarotto *et al.* (1990a) danno notizia che questi sondaggi, eseguiti a distanza di qualche centinaio di metri dagli affioramenti di questi banchi, non li hanno rintracciati evidentemente per la loro forma ristrettamente lenticolare. Quanto poi alla possibilità di rintracciare in campagna nella zona di Collalto la «superficie di base del ciclo sup. (Fig. 1 di Cerrina Feroni *et al.*, 1990), non evidenziata dalla ormai dimostrata inesistente lacuna della Zona a *G. margaritae*, ma solo servendosi della «... discordanza stratigrafica a basso angolo ...» all'interno delle Argille azzurre, riteniamo francamente che sia poco realizzabile!

IPOTESI DI CORRELAZIONE TRA FACIES SEDIMENTARIE DEL MIOCENE SUPERIORE DEI BACINI COMPRESI TRA IL VALDARNO INFERIORE E LA VAL DI CECINA

Con questo lavoro presentato al *Workshop* «Evoluzione dei bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area Tosco-Laziale», tenutosi a Pisa il 12-13 giugno 1991, Bossio *et al.* (1991a) mettono a confronto le conoscenze acquisite sul Miocene Superiore dei bacini di Volterra-Radicondoli-Val di Cecina (indicati come bacini interni o di SE) con quelle relative al più occidentale ed esterno bacino del Tora-Fine (Fig. 1). Da questo confronto risulta un modello di correlazione la cui tappa fondamentale, nell'evoluzione paleogeografica, è rappresentata da una trasgressione marina sviluppata in tutti i bacini nel Messiniano inferiore. Nelle aree prossimali si depongono sedimenti detritici grossolani, spesso in facies deltizia, costruzioni coralligene (Calcarei di Castelnuovo, più estesi nel bacino occidentale ma presenti anche nei bacini interni) e stromatolitiche; nelle aree distali si realizza invece una sedimentazione prevalentemente pelitica, talora laminitica, caratterizzata dalla ricorrente presenza di *Pycnodonte*.

Questa trasgressione viene considerata pressoché contemporanea in tutti i bacini, sulla base di conferme biostratigrafiche, e dovuta a una fase tettonica di diffusi sprofondamenti. Ciò permette di inquadrare uniformemente gli episodi sedimentari precedenti a questa fase marina e successivi all'episodio lacustre turoliano, tenendo presenti le seguenti considerazioni:

– nei bacini interni tra i depositi lacustri turoliani e quelli marini si interpone, in concordanza e continuità di sedimentazione, una successione argillosa o arenacea di ambiente salmastro, con frequente presenza di un notevole intervallo di evaporiti («gessi inferiori» del bacino di Volterra-Radicondoli in Lazzarotto e Mazzanti, 1978) che presenta, all'interno dei suoi partimenti argillosi, microfaune ad *Ammonia beccarii tepida* e *Miliammina fusca*, testimonianti la vicinanza con un contiguo dominio marino.



DISEGNO NON IN SCALA

Fig. 1 - Rappresentazione schematica delle successioni stratigrafiche dal Tortoniano Superiore al Messiniano nei bacini del Tora-Fine («esterno») e di Volterra («interno») secondo quanto presentato, con piccoli aggiornamenti, da Bossio *et al.* (1991a) nel poster del Workshop, tenutosi a Pisa il 12-13 Giugno 1991. Tra parentesi nella legenda sono riportate le sigle delle formazioni indicate nella Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000:

- 1) Successione lacustre del Turoliano (Tortoniano Superiore) comprendente i Conglomerati di Pod. Luppiano (LUP) e le Argille del T. Fosci (FOS) con lenti di Conglomerati di Monte Soldano (SLLcg), lenti di Conglomerati di Villa Cozzano (FOScg), lenti di Marne a *Bithynia* (SLLm), lenti di Arenarie della Capraecchia (SLLar), lenti di Marne e arenarie del T. Capriggine (FOSm), lenti di Argille e calcari dolomitici di Montauto (FOSc). Nel Bacino di Volterra sono presenti tutte le unità di cui sopra; nel Bacino del Tora-Fine affiorano solo i Conglomerati di Podere Luppiano con piccolissime intercalazioni di Argille del T. Fosci, non cartografabili.
- 2) Parte superiore, di facies salmastra, delle Argille del T. Fosci (FOS).
- 3) Gessi del Pod. La Serra (RAQg) nel Bacino di Volterra; nel Bacino del Tora-Fine gessi con posizione stratigrafica analoga sono stati incontrati dal Sondaggio II, presso Pomaia.
- 4) Formazione della Spicchiaiola (SPC), affiorante nel Bacino di Volterra.
- 5) Conglomerati delle Cantine (ROS1), affiorante nel Bacino del Tora-Fine.
- 6) Calcari dell'Acquabona (ROS2), affioranti nel Bacino del Tora-Fine.
- 7) Calcari di le Cave (ROS3), affioranti nel Bacino del Tora-Fine.
- 8) Conglomerati di Villa Mirabella (ROS4).
- 9) Calcari di Castelnuovo (ROS5), prevalentemente biocostruiti.
- 10) Calcari di Castelnuovo (ROS5), prevalentemente detritici.
- 11) Formazione del T. Raquese (RAQ).
- 12) Tripoli di Paltratico (TRP), presente solo nel fianco occidentale del Bacino del Tora-Fine.
- 13) Gessi (RSNg), laterali alla Formazione del Rio Sanguigna (RSN), nel Bacino del Tora-Fine e presenti alla base (EMOg) delle Argille e gessi del F. Era Morta (EMO), nel Bacino di Volterra (gessi del Pod. Ripaiola).
- 14) Formazione del Rio Sangugna (RSN).
- 15) Argille e gessi del F. Era Morta (EMO).
- 16) Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano (EMO1), affioranti nel Bacino del Tora-Fine.
- 17) Gessi (EMO1g), laterali alle Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano nel Bacino del Tora-Fine; laterali alle Arenarie di S. Benedetto (EMOar) ed ai Travertini di Pignano (EMOtr) nel Bacino di Volterra.
- 18) Arenarie di S. Benedetto (EMOar) e Travertini di Pignano (EMOtr), affioranti nel Bacino di Volterra.
- 19) Conglomerati di Ulignano (ULI), presenti nel Bacino di Volterra.

– Nel bacino del Tora-Fine i sedimenti lacustri turoliani affiorano solo in alcune limitate aree del settore NW, al di sotto dei sedimenti marini della trasgressione del Messiniano inferiore (Conglomerati di Villa Mirabella e/o Calcari di Castelnuovo), ma sono separati da questi da una superficie d'erosione.

– Nel settore SW del bacino del Tora-Fine compaiono testimonianze che consentono di considerare i Calcari di Castelnuovo come l'espressione della fase

terminale di un complesso di scogliera (indicato nell'insieme come Calcari di Rosignano) che si è sviluppato fin dall'inizio del Messiniano. Le tipologie ambientali di quest'ultimo complesso sono raggruppabili in tre sequenze deposizionali successive (diverse nei caratteri sedimentologici e diagenetici), reciprocamente separate da una superficie d'erosione: Calcari dell'Acquabona, «calcari lagunari» e Calcari di Castelnuovo.

In questo modello di correlazione i Calcari dell'Acquabona, che rappresentano nel bacino del Tora-Fine l'inizio di un dominio nettamente marino (anche se nella sua estensione verso l'interno è verosimilmente limitato all'attuale zona costiera livornese, come documentato dagli affioramenti del Monte Tignoso d'Ardenza e di Rosignano Marittimo) e che preannunciano un evento evaporitico per le loro peculiari caratteristiche, corrispondono all'intervallo salmastro dei bacini interni, per lo meno a quella parte che precede la deposizione dei «primi gessi»³.

La deposizione di questi gessi rappresenta un evento verosimilmente locale, anche se di ampia estensione, che certamente precede la generale precipitazione dei gessi del Mediterraneo; essa può essersi realizzata durante l'abbassamento del livello marino responsabile dell'emersione, dolomitizzazione e parziale erosione della scogliera dell'Acquabona. Il successivo episodio calcareo lagunare, presente al tetto di quest'ultima, si sarebbe impostato nel corso di una nuova trasgressione marginale per la risalita del livello delle acque ad episodio evaporitico concluso; esso verrebbe a corrispondere alla fase terminale dell'episodio salmastro post-evaporitico presente nei bacini orientali più interni.

Un altro evento importante, pressoché contemporaneo sia nei bacini esterni sia in quelli interni, è l'estinzione del dominio marino messiniano instauratosi con la trasgressione marina, conseguente allo sprofondamento tettonico generale, che ha portato alla deposizione dei Conglomerati di Villa Mirabella e dei Calcari di Castelnuovo. Il progressivo deterioramento dei caratteri chimico-fisici delle acque (del resto comune a tutto il Mediterraneo) testimoniato non solo dalla «morte» precoce dei *patch reef* di Castelnuovo ma anche dall'insorgere di caratteri anormali nelle associazioni presenti nelle argille ad essi laterali e successive sia nel bacino del Tora-Fine («esterno»), sia in quelli interni. Durante questo deterioramento si sono depositi anche altri tipi di sedimenti in relazione con le condizioni locali: diatomiti (Tripoli di Paltratico) e sedimenti marino-deltizi con grande apporto di acque dolci fluviali (Formazione del Rio Sanguigna) seguiti da depositi evaporitici («gessi inferiori») nel bacino del Tora-Fine; depositi evaporitici nei bacini interni («gessi intermedi») ⁴.

Con questa «crisi di salinità» s.s., verosimilmente simultanea alla generale deposizione evaporitica nel Mediterraneo, il dominio marino si estingue sia nei bacini interni che in quelli esterni della Toscana ed è sostituito da un ambiente lacustre («lago-mare»), con sedimenti in genere inizialmente pelitici e successivamente in prevalenza psefitici e psammitici (Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano), talora con lenti di gessi primari e secondari (questi ultimi detritici o «rigenerati» da soluzioni iperaline provenienti dalle evaporiti sottostanti). L'insieme delle lenti e banchi di gesso intercalato ai sedimenti del «lago-mare» è stato indicato come «gessi superiori» (Lazzarotto e Mazzanti, 1978) nel bacino di Volterra-Radicondoli e questa denominazione può essere ritenuta valida anche per il bacino del Tora-Fine.

RECENTI SVILUPPI DEGLI STUDI STRATIGRAFICI SUI SEDIMENTI PLIOCENICI DELLA VAL DI TORA (COLLINE LIVORNESI)

In occasione del *Workshop* tenutosi a Pisa il 12-13 giugno 1991 veniva pubblicata una nota nella quale Bossio *et al.*, tra l'altro, rispondevano a quanto sostenuto da Cerrina Feroni *et al.* (1990) sull'esistenza nel bacino del Tora di una discordanza stratigrafica a basso angolo, senza emersione, in corrispondenza di una lacuna di sedimentazione della Zona a *G. margaritae*.

In questa breve comunicazione veniva data notizia del riesame delle associazioni a Foraminiferi planctonici e delle nannoflore della Sezione della Strada degli Archi, ubicata presso Nugola nella parte settentrionale del bacino del Tora, già esaminata da Giannelli *et al.* (1982a), e dello studio di questi due gruppi di organismi in altre cinque sezioni più meridionali (ben quattro realizzate nel tratto interessato dal presunto hiatus biostratigrafico), eseguite fino all'altezza del T. Morra. In questa nota gli A.A.:

- accertano, sia a Nord che a Sud della faglia di Cordecimo, la successione di tutte (e nella loro interezza) le biozone in cui viene distinto il Pliocene Inferiore-Medio nei moderni schemi zonali;
- confermano che il bacino del Tora, come del resto quello contiguo del Fine, ha conosciuto un solo ciclo sedimentario pliocenico, perdurato senza soluzione di continuità per tutto il Pliocene Inferiore fino al Pliocene Medio. Gli A.A. infine si propongono di documentare successivamente le conclusioni alle quali sono giunti.

LA RASSEGNA DELLE CONOSCENZE SULLA STRATIGRAFIA DEL NEOAUTOCTONO TOSCANO (SCRITTI IN ONORE DI LIVIO TREVISAN)

Bossio *et al.* (1993) pubblicano una rassegna sulla stratigrafia del «neoautoctono toscano» nella quale sono schematicamente riassunte le conoscenze acquisite fino a quella data sul bacino del Tora-Fine e vengono illustrate corrispondenze e variazioni stratigrafiche di questo nei confronti degli altri bacini «neoautoctoni» toscani. Questo lavoro è il risultato di una ininterrotta attività ultratrentennale svolta principalmente dai ricercatori della Università di Pisa e di Siena e del Centro di Geologia strutturale e dinamica dell'Appennino del C.N.R.

Riassumiamo brevemente quanto esposto nella sintesi di questo lavoro sull'evoluzione sedimentaria dei bacini «neoautoctoni» nella Toscana Occidentale ⁵. Vengono riconosciuti quattro episodi di sedimentazione nell'arco cronologico compreso tra il Tortoniano Superiore e il Messiniano superiore. Il primo è rappresentato da sedimenti di ambiente fluvio-lacustre di età turoliana (Tortoniano superiore), riconducibili a quelli della «Serie lignitifera». Il secondo è costituito da sedimenti di ambiente marino di scogliera, trasgressivi in discordanza su un substrato preneogenico; esso è riconducibile al Membro dei Calcari dell'Acquabona (Formazione del Calcare di

Rosignano) del Messiniano inferiore nel bacino del Tora-Fine, alla Formazione della Spicchiaiola nel bacino di Volterra. Il terzo, di ambiente marino con salinità in generale elevata e talora con scarsa ossigenazione al fondo, discordante sul primo o sul secondo e talvolta direttamente sul substrato pre-neogenico, è rappresentato da conglomerati, arenarie, calcari, marne (più o meno calcaree o argillose e talvolta laminitiche), diatomiti e gessi del Messiniano inferiore. Esso esprime il secondo ciclo stratigrafico del Messiniano inferiore conclusosi con la deposizione dei depositi evaporitici. Il quarto episodio, i cui sedimenti sono in continuità con quelli del precedente, è costituito da conglomerati, sabbie, sabbie argillose e gessi del Messiniano superiore depositi in ambiente di tipo lacustre, con acque da dolci a leggermente salmastre, e riconducibili alla ben nota facies di «lago-mare».

Per quanto riguarda la successione pliocenica del bacino del Tora-Fine nel lavoro in oggetto viene richiamata sia la continuità di sedimentazione su quella miocenica sia lo sviluppo in un unico ciclo sedimentario, contrariamente a quanto sostenuto da Cerrina Feroni *et al.* (1990), di età compresa tra la Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. e la Zona a *Globorotalia aemiliana* dei Foraminiferi planctonici e tra la Zona a *Discoaster variabilis* s.l. e la Zona a *D. tamalis* dei nannofossili calcarei. I depositi di questo ciclo sono costituiti in prevalenza da argille e secondariamente da sabbie e calcareniti. Le argille si sono deposte in ambiente di piattaforma esterna o addirittura di piana epibatiale; ad esse si intercalano alcuni livelli sabbiosi che corrispondono ad episodi di risedimentazione torbida. Le sabbie e le calcareniti sommitali rappresentano, invece, la facies di chiusura della sedimentazione e corrispondono, perciò, a un ambiente meno profondo, di piattaforma interna. Dopo la conclusione della fase regressiva, l'emersione e la successiva erosione parziale dei depositi del Pliocene Medio, nel bacino del Tora-Fine si realizza un nuovo ciclo sedimentario, con trasgressione da Nord e da Sud, comprendente termini pleistocenici dell'intervallo Santerniano (non basale) - Emiliano.

OSSERVAZIONI SULLA «CARTA GEOLOGICA DEI DEPOSITI NEOGENICI DELLA VAL DI FINE» DI SARTI (1995)

Nel 1995 usciva la nota di Sarti con carta geologica in scala 1:26.315 sul Neogene di Val di Fine. Di questa pubblicazione preciseremo solo i punti che ci trovano in netto disaccordo.

Secondo Sarti la facies (a) dei «conglomerati grossolani da *matrix a clast supported*, mal classificati in facies deltizia retrogradante in ambiente dulcicolo, sviluppati prevalentemente nel settore nord-occidentale» passerebbe lateralmente e superiormente alla facies (b) dei «conglomerati *clast supported* ben classificati in facies variabile da deltizio in acque salmastre a *shore* marino»; in altri termini ciò equivale a sostenere un passaggio graduale e diretto tra i conglomerati di base della successione fluvio-lacustre

lignitifera e i conglomerati di base, deltizi e marini, del Calcare di Rosignano. Questa è una interpretazione a nostro avviso insostenibile, dato lo hiatus presente tra queste due formazioni nel resto della Toscana; tanto che lo stesso Sarti si trova costretto ad ammettere la presenza di rapporti eteropici tra i conglomerati della facies (a) e i Calcari dell'Acquabona, che riconosce affiorare sempre in aree separate. Nell'ipotesi che i conglomerati presenti a Paltratico appartenessero alla facies (a) (come segnalato nella carta di Sarti) e non ai conglomerati marini di Villa Mirabella (come segnalato nella carta di Bartoletti *et al.*, 1983) essi affiorerebbero in località lontane almeno 5 km le une dalle altre. E ciò tanto più in quanto nel Botro dell'Inferno, la località indicata da Sarti (1995) nella quale sarebbe ben esposto il suddetto passaggio graduale dai conglomerati lacustri (a) a quelli marini (b), l'erosione ha recentemente messo in luce, al di sotto dei primi, un banco di *Porites* che ovviamente ne chiarisce il significato nel senso che i conglomerati ritenuti lacustri in realtà sono di ambiente marino e appartengono quindi all'unità di Villa Mirabella. Per la valle del Torrente Marmolaio a Ovest di Castellina M.ma Sarti indica delle unità stratigrafiche particolari nell'ambito della sua unità M4: i conglomerati di Sant'al Poggio (c), i calcari stromatolitici (d) e le sabbie siltose di Casa S. Giovanni (e). L'indicazione di queste nuove unità stratigrafiche è da ritenere superflua in quanto gli affioramenti corrispondenti rientrano molto bene rispettivamente nell'ambito dei Conglomerati di Villa Mirabella, dei Calcari di Castelnuovo e delle marne m₅ della successione stratigrafica di Bartoletti *et al.* (1986). Infatti l'affioramento di queste ultime sia alla Cava del Pesciera, sia lungo la strada per Castellina M.ma presso C. Gesseta e sia circa 200 m a Nord di C. Sant'al Poggio, contiene numerosi esemplari di *Pycnodonte*, fossile tipico per la parte basale di questa formazione. Fin qui l'inutilità dell'operazione di Sarti che, d'altra parte, diventa arbitraria, perché non documentata, quando considera eteropici delle «evaporiti inferiori» i conglomerati di Sant'al Poggio. Questi ultimi infatti, giacendo al di sotto dei calcari stromatolitici (che, va precisato contengono, specialmente alla base, abbondanti ostreidi e pettinidi) sono ricoperti dalle marne m₅, ricche di *Pycnodonte* nelle località citate, che a loro volta sono ricoperte dai primi gessi affioranti nella zona. Di conseguenza non si può accettare l'eteropia di questi gessi con i conglomerati di Sant'al Poggio in quanto tra le due formazioni se ne interpongono altre due: i calcari stromatolitici e le marne a *Pycnodonte*.

L'ARTICOLO «ROSIGNANO REEF COMPLEX (MESSINIAN), LIVORNESI MOUNTAINS, TUSCANY, CENTRAL ITALY»

Questo articolo di Bossio *et al.* (1996), uscito dopo una serie di ritardi decennali, sintetizza le attuali conoscenze sul complesso recifale di Rosignano riprendendo in parte quanto già evidenziato in Bossio *et al.* (1978 e 1981a) e in Esteban (1979); inoltre evidenzia, in modo puntuale, le correlazioni con le

altre unità stratigrafiche messiniane della Toscana in precedenza prospettate da Bossio *et al.* (1991a). In particolare, secondo la classificazione di Esteban (1979; 1996), nel complesso di scogliera di Rosignano i calcari dell'Acquabona corrispondono a un tipo di scogliera B (costituita da un solo genere di coralli), mentre la scogliera di Castelnuovo corrisponde a un tipo di scogliera A (costituita da tre o più generi di coralli).

Nella fase precoce di progradazione della scogliera dell'Acquabona la profondità dell'acqua, alla transizione al bacino, potrebbe essere stata dell'ordine di 60-100 m e sarebbe in seguito progressivamente diminuita per un abbassamento relativo del livello del mare. Il troncamento e la carsificazione dell'apice dell'intelaiatura recifale sono collegati a questo evento. Per quanto riguarda il livello carbonatico lagunare, soprastante in discordanza, viene specificato che non mostra alcun importante sviluppo di scogliera ma solo piccole stromatoliti, accumuli di serpulidi, mucchi di rodoliti e occasionali colonie di *Porites*.

Le scogliere di Castelnuovo, sviluppatasi dopo un importante evento erosivo, sono interstratificate con depositi terrigeni grossolani. Il loro sviluppo fino nei bacini interni indica una notevole espansione del dominio marino, evidentemente collegata a sprofondamenti tettonici. L'alta diversità nei coralli e nelle comunità associate riscontrata in queste scogliere potrebbe essere collegata con l'affluenza dei sedimenti terrigeni (Santisteban, 1981); questa affluenza potrebbe anche spiegare l'arresto della loro crescita nelle fasi precoci di progradazione e la mancanza di «downsteppings» ben sviluppati. In ogni caso lo spazio di recettività e la profondità d'acqua per le scogliere di Castelnuovo furono piccoli e il bacino entrò assai presto in evaporazione. Sul margine occidentale del bacino del Tora-Fine si sono sviluppate maggiormente *patch reef* a coralli e contemporaneamente a stromatoliti su quello orientale. Quest'ultimo infatti può essere stato parzialmente isolato dal rilievo della Valperga presente lungo l'asse centrale del bacino.

LE «NOTE MICROPALAEONTOLOGICHE SULLA SUCCESSIONE MIOCENICA DEL TORRENTE MORRA E SU QUELLA PLIOCEENICA DEL BACINO DEI FIUMI TORA E FINE (PROVINCE DI LIVORNO E PISA)»

La nota di Bossio *et al.* (1998) è nata sia come documentazione micropaleontologica di supporto allo studio delle successioni stratigrafiche neogeniche e del Pleistocene Inferiore presenti nella Sezione Rosignano della Nuova Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, sia come controllo di quanto comparso a partire dal 1990 in pubblicazioni di vari A.A. su stratigrafia, micropaleontologia e tettonica spesso in netto contrasto con i risultati, solo in parte editi, delle nostre ricerche sul bacino del Tora-Fine.

Le successioni stratigrafiche esaminate in questo lavoro sono nove:

1 - Torrente Morra - S. Regolo; dal Miocene Superiore al Pleistocene Inferiore; 2 - Casa Poggetto; 3 - Botro Marianna; 4 - Casa Sodoni, tutte dal tetto del

Miocene Superiore alla pliocenica Zona a *G. punctulata*; 5 - Casalino, nell'ambito del Pliocene Inferiore; 6 - Casino; 7 - Castell'Anselmo; 8 - Poggio la Ripa, per un controllo al tetto della successione pliocenica e della base della trasgressione del Pleistocene Inferiore; 9 - Pagliana, nell'ambito del Pliocene Medio.

Le stratigrafie di queste sezioni sono state confrontate con la sez. 10 della Strada degli Archi, estesa tra il Miocene Superiore e il Pleistocene Inferiore e pubblicata (Bossio *et al.*, 1981b; Giannelli *et al.*, 1982). I risultati ottenuti in questo lavoro coincidono perfettamente con quelli ottenuti in precedenza in questa area e in altri settori della Toscana secondo quanto specificato nella Rassegna di Bossio *et al.* (1993). In particolare dei quattro episodi di sedimentazione miocenica sono stati riconosciuti nella sezione del Torrente Morra:

- il primo (Tortoniano superiore) di acqua dolce;
- il terzo (Messiniano inferiore) marino;
- il quarto rappresentativo della così detta facies di «lago-mare».

Non è presente quindi, in questa sezione, il secondo episodio corrispondente ai Calcari dell'Acquabona con gli associati Conglomerati delle Cantine, di ambiente marino.

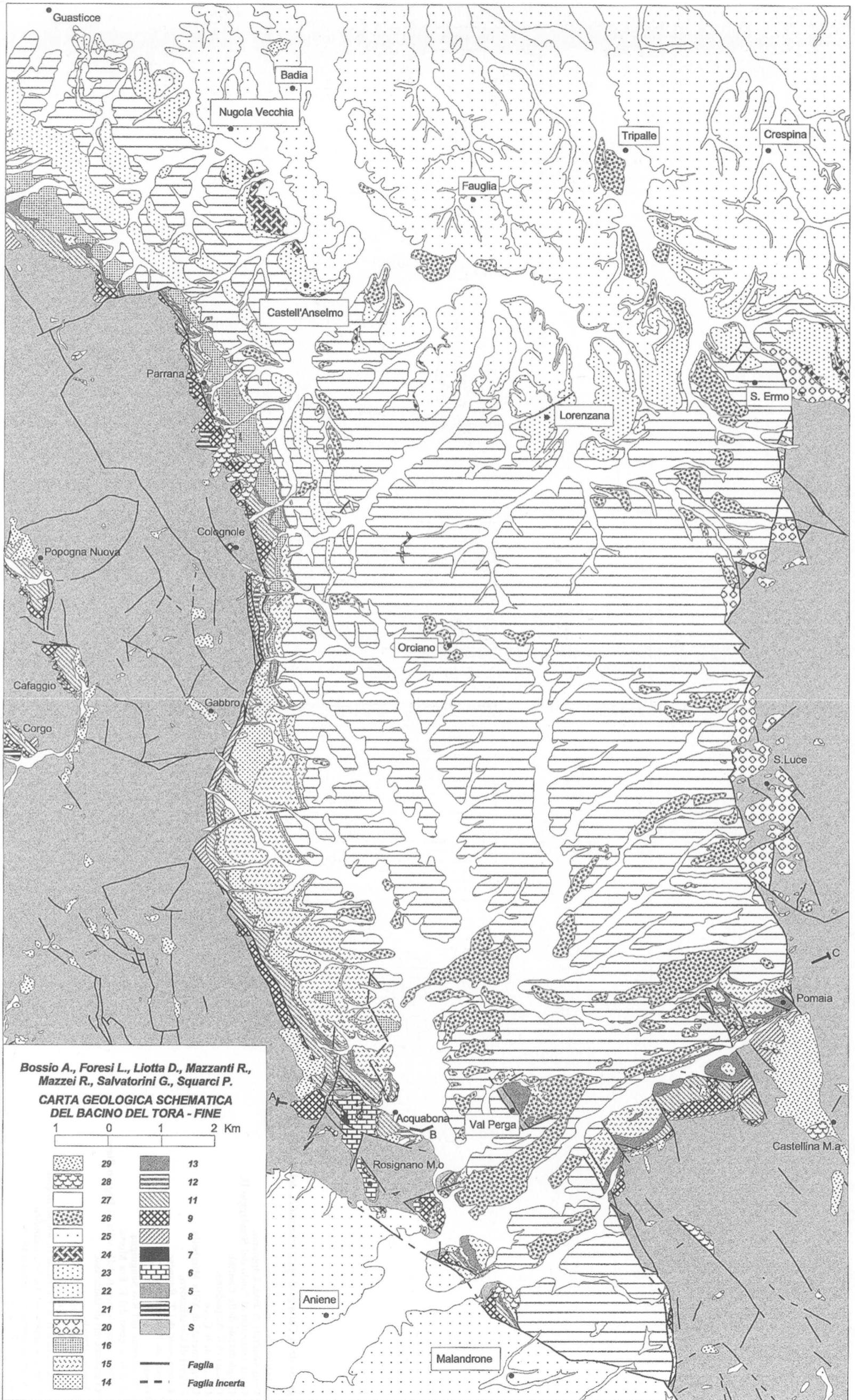
Relativamente all'intervallo pliocenico la trasgressione di base, nella modalità «acqua su acqua», già riconosciuta nelle sezioni di Cava Serredi (Bossio *et al.*, 1981c) e Strada degli Archi (Bossio *et al.*, 1981c; Giannelli *et al.*, 1982) è stata documentata in questo lavoro anche per le sezioni Torrente Morra, Casa Poggetto, Botro Marianna e Casa Sodoni. Infatti è stata confermata alla base del Pliocene Inferiore la presenza della Zona a *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. dei Foraminiferi e della Zona a *Discoaster variabilis* dei nannofossili. Il riconoscimento nelle successioni di cui sopra di tutte le zone a Foraminiferi planctonici ed a nannoplancton calcareo caratterizzanti il Pliocene Inferiore e Medio ha permesso di ritenerle continue e senza discordanze fino alle Sabbie gialle e ai Calcari ad *Amphistegina* regressivi e rientranti nella Zona a *Globorotalia aemiliana* e nella Zona a *Discoaster tamalis*. La base dei sedimenti del Pleistocene Inferiore, leggermente discordanti, è di competenza della Zona a *Globigerina cariacensis* e della Zona a *Gephyrocapsa oceanica-Calcidiscus macintyreii* nelle sezioni Casino, Castell'Anselmo, Poggio la Ripa e nel tratto terminale della Morra-S. Regolo. Non insistiamo sul significato di questo studio nello smentire le posizioni prospettate da Cerrina Feroni *et al.* (1990) in quanto ci siamo già intrattenuti su questo argomento in un capitolo precedente.

L'IMPOSTAZIONE DELLA STRATIGRAFIA NEL BACINO NEOGENICO DEL TORA-FINE SEGUITA IN QUESTO LAVORO

Prima di affrontare l'argomento di questo capitolo desideriamo chiarire che ci occupiamo della stratigrafia dei sedimenti neogenici dei bacini del Tora e del Fine e non dei sedimenti quaternari dei rispettivi bacini imbriferi. I sedimenti neogenici presentano i

Legenda della Carta geologica schematica del Bacino del Tora-Fine (Tav. I)

- S Substrato pre-neogenico.
- 1 Conglomerati di Pod. Luppiano.
- 3 Gessi, rinvenuti al fondo del Sondaggio II.
- 5 Conglomerati delle Cantine.
- 6 Calcari dell'Acquabona.
- 7 Calcari di le Cave.
- 8 Conglomerati di Villa Mirabella.
- 9 Calcari di Castelnuovo.
- 11 Formazione del T. Raquese.
- 12 Tripoli di Paltratico.
- 13 Gessi.
- 14 Formazione del Rio Sanguigna.
- 15 Argille e gessi del F. Era Morta.
- 16 Sabbie e conglomerati della villa di Poggio Piano.
- 20 Conglomerati di Gambassi.
- 21 Argille azzurre.
- 22 Sabbie di Mazzolla.
- 23 Formazione di Villamagna.
- 24 Biocalcareni di Parlascio ad *Amphistegina*.
- 25 Sabbie e argille ad *Arctica islandica*.
- 26 Depositi alluvionali terrazzati.
- 27 Depositi alluvionali.
- 28 Accumuli di frana.
- 29 Detriti.



massimi spessori tra la faglia di Castellina M.ma ad Est e la faglia di Castelnuovo ad Ovest. Diversamente la deposizione dei sedimenti del Pleistocene Inferiore della Valtora fu pilotata da faglie, trasversali alle precedenti ma attualmente non affioranti, verosimilmente allineate W-E secondo la direzione prevalente del Valdarno inferiore (Federici e Mazzanti, 1988). La deposizione dei sedimenti del Pleistocene Inferiore della bassa Valfine è chiaramente collegata con faglie NW-SE che troncano il limite meridionale del *Graben* neogenico poco a Sud di Rosignano M.mo (Tav. I).

Nei capitoli precedenti è illustrato come le due carte geologiche in scala 1:25.000 dei comuni di Rosignano M.mo e di Livorno e Collesalveti indicano, con rilievi moderni che necessitano solo di piccoli aggiornamenti, la geologia del fianco occidentale e nord-occidentale del bacino del Tora-Fine. Più sguarnito di carte geologiche moderne è rimasto il fianco orientale e sud-orientale di questo bacino, malgrado l'ottima carta di Giannini (1962), dalle suddivisioni scarsamente differenziate per il Miocene Superiore, e la carta di Sarti (1995), per la quale abbiamo già indicato che non concordiamo su alcuni criteri sui quali vi sono state basate le suddivisioni stratigrafiche. Di conseguenza le nostre ricerche più recenti sono state indirizzate sull'area orientale e sud-orientale del bacino (D2 in Tav. II e Fig. 2) e alla correlazione delle successioni stratigrafiche tra i due fianchi di quest'ultimo e nei confronti degli altri bacini neogenici circoscrivibili nell'ambito della stratigrafia che è stata allestita per la Nuova Carta Geologica d'Italia (1:50.000).

Di questa stratigrafia diamo ora la successione, secondo lo sviluppo cronologico, delle diverse unità neogeniche che affiorano nel bacino del Tora-Fine e sulla base delle stratigrafie di due sondaggi eseguiti presso Pomaia (Fig. 3).

LUP - Conglomerati di Podere Luppiano (località tipo ad Est di Volterra) (= m - conglomerati rossi e verdi talora lignitiferi; in Lazzarotto *et al.*, 1990).

Conglomerati poco organizzati, eterometrici, con ciottoli e matrice arrossati; gli elementi sono scarsamente elaborati in prevalenza di calcare siliceo (tipo Palombino), di ofioliti e di radiolariti. I fossili non rimaneggiati sono rari e limitati a frammenti di *Ilyocypris* e a valve immature di *Candona* (Bossio *et al.*, 1998). Età Tortoniano sup. (Turoliano) per considerazioni stratigrafiche generali possibili nella zona di Ponsano (presso Volterra). Nel *Graben* del Tora-Fine affiorano solo tra Cordecimo e il Botro della Ficaioia⁶, altri affioramenti compaiono nel settore settentrionale dei Monti Livornesi, come già indicato da Malatesta (1955) e cartografato da Lazzarotto *et al.* (1990b). Gli spessori, sempre modesti, sono mal precisabili per pessime esposizioni e complicazioni tettoniche.

ROS - Calcare di Rosignano. Ambiente marino di scogliera; età Messiniano inferiore (Bossio *et al.*, 1978; 1996).

ROS1 - conglomerati a ciottoli medi e minuti in abbondante matrice carbonatica; talora fossiliferi (Conglomerati delle Cantine);

ROS2 - bioerme in sequenze di calcareniti bioclastiche - impalcature di Coralli - facies di scarpata con sequenze di calcareniti stratificate - impalcature di Coralli - banchi di biocalciruditi (Calcari dell'Acquabona);

ROS3 - calcari talora pisolitici, ben stratificati, di retroscogliera (Calcari di le Cave);

ROS4 - conglomerati grossolani mal classati, arenarie a prevalenti elementi ofiolitici e cemento carbonatico; facies marino-deltizia (Conglomerati di Villa Mirabella)⁷;

ROS5 - calcari biostrutturati a *Porites* e Alghe corallinacee in *patch reef* associati a calciruditi (Calcari di Castelnuovo).

La scogliera dell'Acquabona (ROS1, ROS2, ROS3) affiora nell'ambito del bacino solo sul poggio di Rosignano M.mo. Questo doveva avere un certo rilievo fin dal Miocene Superiore per favorire l'impianto e lo sviluppo del membro ROS2 (nelle facies di bioerma e di scarpata) mentre del tutto secondario fu lo sviluppo del membro ROS1, solo parzialmente presente perché collegato a scarsi e locali apporti torrentizi (in prevalenza ciottoli ofiolitici). Della facies di bioerma è conservata unicamente la parte basale per uno spessore che supera di poco i 10 m (Bartolotti *et al.*, 1986); più difficile la valutazione dello spessore originario della facies di scarpata per l'eventualità, molto probabile, di clinostratificazioni: non dovrebbe comunque oltrepassare il centinaio di metri. Il membro ROS3, di laguna di retroscogliera, è presente solo nella parte sommitale della Cava Solvay, presso l'Acquabona, con uno spessore che non raggiunge 30 m.

I Conglomerati di Villa Mirabella (ROS4) hanno dimensioni dei clasti variabili tra grossolane e minute sia nei ciottoli che nelle sabbie; i tipi litologici dei clasti passano da una prevalenza dei calcari tipo Palombino a una prevalenza (talora quasi assoluta) delle ofioliti. Frequenti nella matrice sono le croste carbonatiche indicative di acque sovrassature con tendenza alla precipitazione di sali e talora di origine algale. I fossili non sono abbondanti ma relativamente comuni; essi esprimono un ambiente marino litorale. Gli spessori sono molto vari, da pochissimi metri fino a un centinaio.

I Calcari di Castelnuovo (ROS5) si presentano con modalità e spessori assai vari, come è stato illustrato in altri lavori (op. cit.) e in parte ripreso nel precedente capitolo sul *Rosignano reef complex* ... (Bossio *et al.*, 1996), sicuramente l'opera più completa al riguardo. In particolare lungo il margine occidentale del bacino del Tora-Fine (da Migliarino a Cordecimo) presentano associazioni di coralli sia pure a nuclei isolati (*patch reefs*); lungo il margine sud-est del bacino dal Terriccio a Pomaia (zona di Castellina M.ma), contengono abbondanti stromatoliti associati ad una successione in predominanza sabbioso-conglomeratica. La maggior parte degli stromatoliti ha un diametro di 10-30 cm, ma alcuni orizzonti mostrano grandi duomi con diametro di 1 m, localmente estesi fino a 5 m. Comunque lo spessore di questi strati e duomi calcarei è sempre molto minore nei confronti di quelli conglomeratici e arenacei. A proposito di questo tipo di scogliera presente nella zona di Ca-

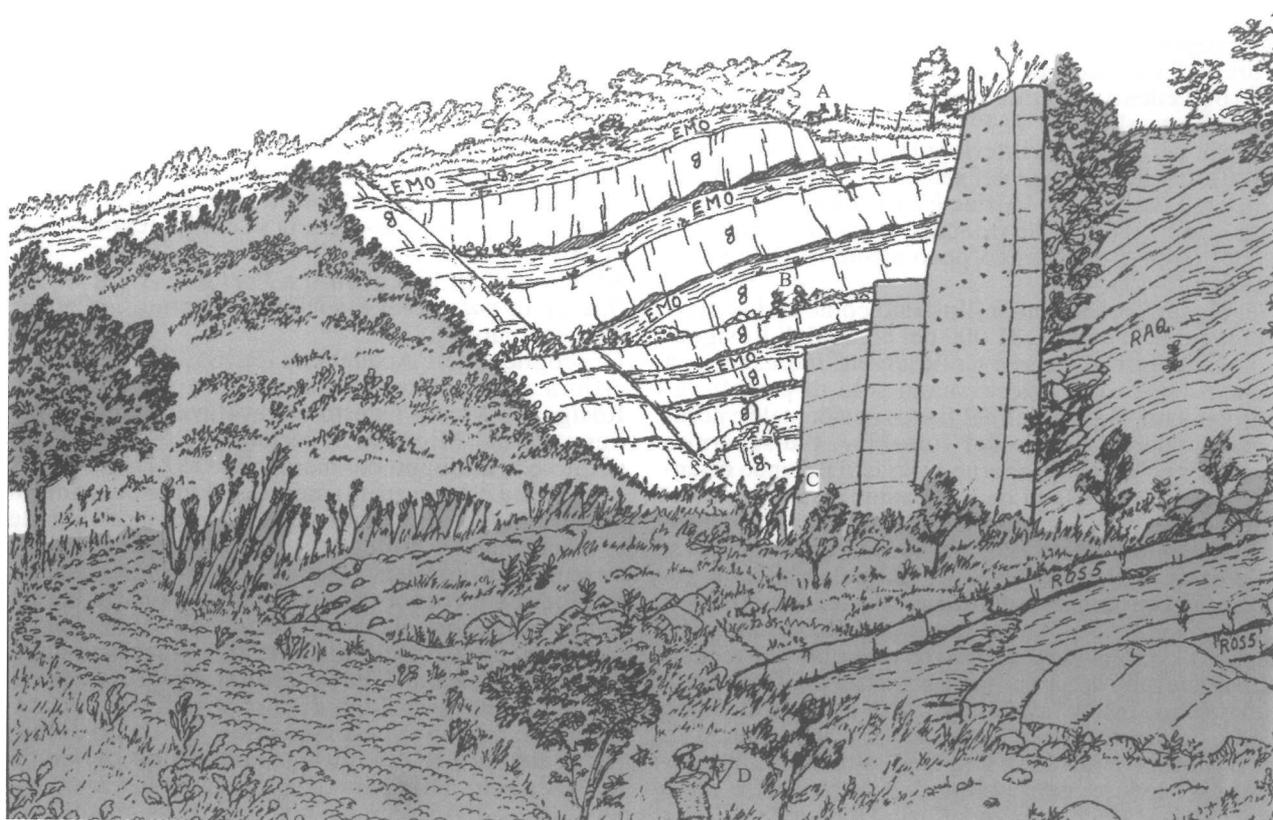


Fig. 2 - Cava di gesso sul T. Pescara a, circa 300 m a S di Casa Gesseta. La figura rappresenta in grigio scuro la strada di accesso alla cava; al centro il rilevatore D e sulla sinistra gli strati di tetto dei Calcari di Castelnuovo (ROSS). In grigio chiaro è rappresentato un secondo piano che corrisponde all'affioramento della Formazione del T. Raquese (RAQ) ricca di *Pycnodonte navicularis*. Il rilevatore indicato con C si appoggia a un muro di contenimento a protezione della strada che immette nella cava vera e propria. Di questa, rappresentata in bianco, appare in figura solo la parte centrale nella quale sono visibili sette banchi di gesso alternati ad altrettanti banchi di argille della Formazione delle Argille e gessi del F. Era Morta. Le figure indicate con A, B, C e D, danno il senso della prospettiva. Attualmente questa località offre la sezione più completa del Miocene Superiore dei dintorni di Castellina Marittima.

stellina M.ma, Bossio *et al.* (1996) rimarcano la somiglianza per dimensioni, geometrie e stile dell'associazione con i Calcari di Castelnuovo; la diversità consiste sostanzialmente solo nella composizione organica. Quest'ultima rimarca comunque la complessità dei cambiamenti chimici dell'acqua nel bacino del Fine.

RAQ - Formazione del T. Raquese (località tipo ad Est di Volterra) (= m₅ - marne e marne argillose; in Bartoletti *et al.*, 1983, 1986 e in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b, limitatamente però alla parte inferiore, sottostante al livello inferiore dei gessi affioranti nel bacino del Tora-Fine e nel presente lavoro considerati un livello laterale (RSNg) della Formazione del Rio Sanguigna). Si tratta di marne argillose e argille talora sabbiose grigie localmente con intercalazioni calcareo-marnose.

Il loro ambiente di deposizione è marino di piattaforma e la loro età è Messiniano inferiore (Bossio *et al.*, 1978 e 1986). Quest'ultima è deducibile essenzialmente sulla base delle associazioni microfauni-

stiche e nannofloristiche, nonostante il loro carattere povero e/o oligotipico. Il fossile caratteristico è *Pycnodonte navicularis*. Gli strati di questa formazione sormontano in concordanza quelli di ROS, come documentato ad esempio al T. Morra (Giannini, 1955), a Casa Caforno e a Castelnuovo (Fig. 32-3 in Bartoletti *et al.*, 1986); in queste località del lato occidentale del bacino del Tora-Fine gli spessori di questa formazione sono stati misurati tra 35 e 75 m (Bartoletti *et al.*, 1986). Sul lato sud-est del bacino essa affiora alla Cava del Pescara, con uno spessore di pochi metri che prelude alla sua chiusura «a bietta» entro i Calcari di Castelnuovo, lungo la strada per Castellina M.ma presso C. Gesseta e circa 200 m a Nord di Sant'al Poggio.

TRP - Tripoli di Paltratico. Diatomiti, marne e marne sabbiose laminatiche, ricche di fossili. Ambiente neritico con fondali asfittici; Messiniano inferiore (Bossio *et al.*, 1986). Affiora solo sul fianco occidentale del bacino del Tora-Fine, da Cordecimo a Migliarino, con spessori compresi tra 5-10 m.

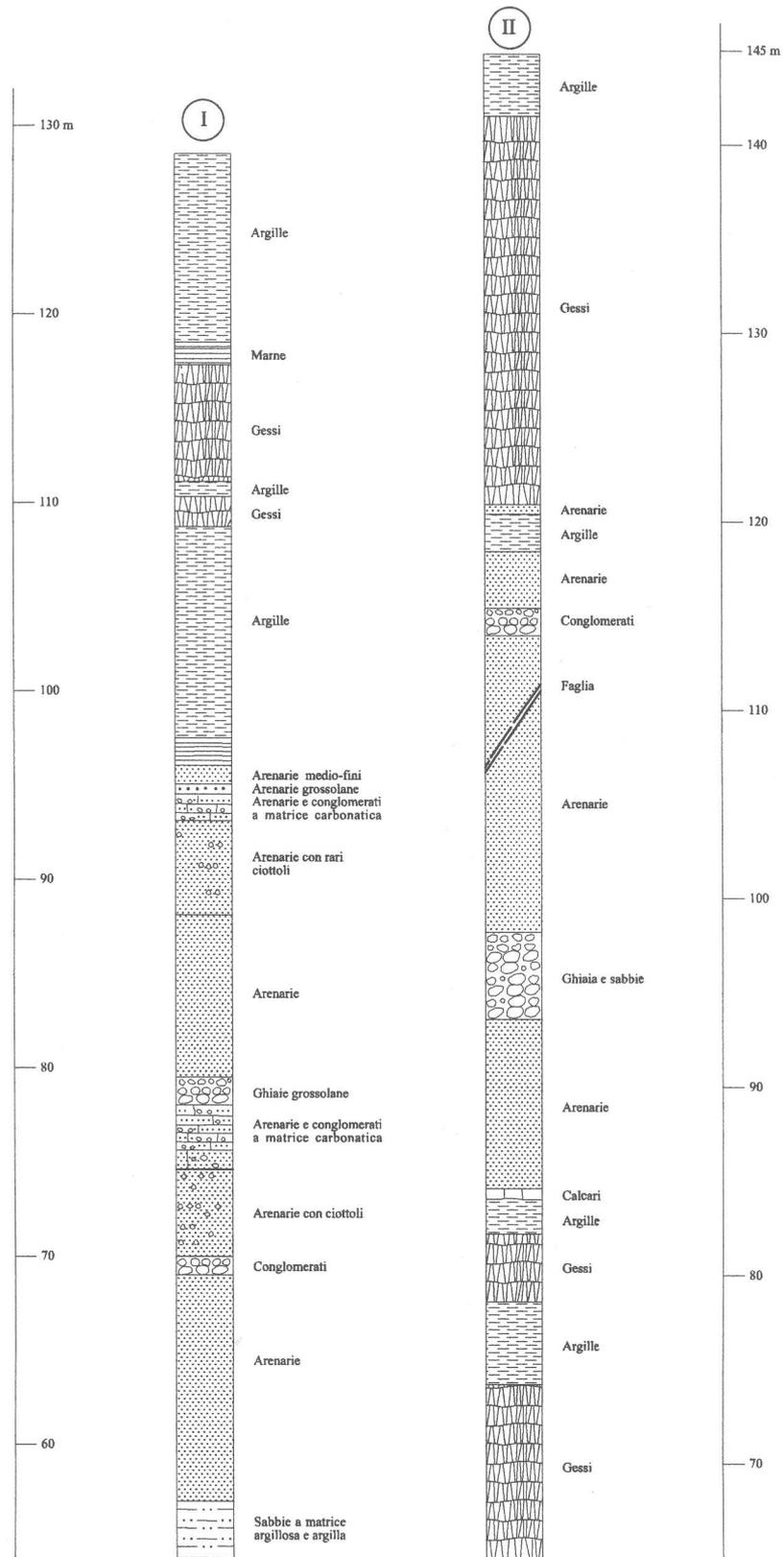


Fig. 3 - Stratigrafie dei Pozzi I e II, ubicati presso Pomaia; si veda il riquadro D2 in Tav. II.

RSN - Formazione del Rio Sanguigna (= m_5 con cerchietti blu - sabbie e conglomerati del Rio Sanguigna; in Bartoletti *et al.*, 1986). Sabbie grossolane e conglomerati a ciottoli minuti provenienti dalle formazioni del Dominio Ligure e dal calcare cavernoso (Bartolini *et al.*, 1975) verosimilmente del M. Pisano. I conglomerati sono gradati e passano verso l'alto ad arenarie fini anch'esse gradate e a marne, riconosciute di ambiente di deposizione con salinità moderata in quanto collegata ad addolcimento relativo per immissione di acque fluviali in acque iperaline (Bossio *et al.*, 1986). Lateralmente, a Nord e a Sud dell'affioramento di questa formazione, compaiono banchi di gessi (RSNg) primari e secondari.

EMO - Argille e gessi del F.Era Morta (località tipo ad Est di Volterra) (= m_5 - marne e marne argillose; in Bartoletti *et al.*, 1983, 1986 e in Lazzarotto *et al.*, 1990; limitatamente però alla parte superiore, soprastante il livello inferiore dei gessi (RSNg) affioranti nel bacino del Tora-Fine). Argille e argille marnoso-sabbiose grigie, spesso laminari e con intercalazioni calcareo-marnose. L'ambiente di deposizione è lacustre e deltizio-lacustre, con acque da dolci a leggermente salmastre episodicamente sovrassalate; età Messiniano superiore (Turoliano) (Bossio *et al.*, 1978 e 1986).

Nell'unità si rinvencono:

EMOg - livelli e lenti di gessi primari e secondari (= m_7 - gessi; in Bartoletti *et al.*, 1983, 1986; e in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b).

Nella parte alta, lateralmente ancora a lenti di gessi (EMOg), l'unità passa a:

EMO1 - arenarie, a grana da media a grossolana con argille e argille sabbiose e lenti sottili di conglomerati fini (Sabbie e conglomerati della Villa di Poggio Piano) (= m_8 in Bartoletti *et al.*, 1983, 1986 e in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b).

Lo spessore della formazione EMO e delle diverse lenti di EMOg e di EMO1 in essa intercalate sembra variare da poche decine fino a circa 200 m.

AZR - Argille azzurre (= p - argille azzurre; in Bartoletti *et al.*, 1986 e in Lazzarotto *et al.*, 1990). Argille e argille siltose, talvolta marnose, localmente ricche di macrofossili, sempre di microfauna e di nanoflore. Ambiente marino, da neritico a batiale superiore; età Pliocene Inferiore-Medio.

Vi si intercalano:

AZR_s - lenti di sabbie gradate da grossolane a medie di color giallo-ocra (Sabbie di Mazzolla), località tipo ad Est di Volterra (= p_3 - sabbie gialle; in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b; indicate come intercalazioni di Belavista, di Casalino, del Rio Tanna e di Ripazzano nelle Argille azzurre).

La formazione AZR sormonta in concordanza e nella modalità «acqua su acqua» il tetto della formazione EMO (o il suo livello EMO1) nelle località in cui inizia con la base del Pliocene, lungo tutto il lato occidentale del bacino del Tora-Fine e nel suo lato meridionale, almeno fino all'altezza di Pomaia. Dall'altezza di Pastina, verso Nord, la trasgressione pliocenica inizia con i Conglomerati di Gambassi del Pliocene Inferiore-Medio, sormontati in concordan-

za dalle Argille azzurre come si vede, a tratti per la presenza di faglie, al limite NE del Graben del Tora-Fine (Marroni *et al.*, 1990). Lo spessore delle Argille azzurre è verosimile che aumenti fortemente tra i fianchi e il centro del bacino in specie verso la metà orientale nella quale è più probabile si trovi il depocentro: all'altezza della sezione della Strada degli Archi è stato calcolato in circa 1.000 m (Lazzarotto *et al.*, 1990a, b) ovviamente comprendendovi le intercalazioni sabbiose AZR_s.

GAM - Conglomerati di Gambassi (località tipo a NE di Volterra) (= pc - conglomerati, in Marroni *et al.*, 1990). Conglomerati prevalentemente eterogenei (con clasti di calcari, ofioliti, diaspri e arenarie) eterometrici, da subarrotondati ad arrotondati. Nella matrice sabbiosa, localmente abbondante, si rinvencono Lamellibranchi, Gasteropodi, Balani; nei ciottoli calcarei sono presenti fori di organismi litofagi. L'ambiente di deposizione è marino costiero; età Pliocene Inferiore-Medio non basale (Marroni *et al.*, 1990). Spessore assai variabile ma non superiore a 30 m.

Nel bacino del Tora-Fine questi conglomerati affiorano solo in corrispondenza delle pendici nord-occidentali dei Monti di Castellina M.ma le quali furono raggiunte dalla trasgressione pliocenica in una sua fase precoce ma non basale.

VLM - Formazione di Villamagna (località tipo a Nord di Volterra) (= p_3 - sabbie gialle; in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b). Sabbie fini di colore giallo-arancio. Sono presenti livelli con *Flabellipecten* di ambiente marino litorale e livelli con *Cerastoderma* di ambiente lagunare salmastro; età Pliocene Medio (Bossio *et al.*, 1981d). Lo spessore originario di questa formazione, che corrisponde alla fase più nettamente regressiva del ciclo pliocenico, non è misurabile perché non è nota la quantità asportata dall'erosione prima e durante la successiva trasgressione del Pleistocene Inferiore; tra gli affioramenti attuali è stato registrato uno spessore massimo di 100 m.

PAM - Biocalcareni di Parlascio ad *Amphistegina* (località tipo nelle Colline Pisane) (= p_4 - calcareniti e sabbie ad *Amphistegina*; in Lazzarotto *et al.*, 1990a, b). Biocalcareni in tessitura grainstone ad *Amphistegina*, ben stratificate, con intercalazioni di sabbie nella parte alta. L'ambiente di deposizione è neritico interno; età Pliocene Medio (Bossio *et al.*, 1981c). Lo spessore di questa formazione non va oltre qualche decina di metri in lenti «affogate» nelle sabbie VLM sia alla base, sia nel corpo centrale, sia al tetto.

LA STRUTTURA DEL BACINO MIO-PLIOCENICO DEL TORAFINE

Giannini (1955; 1962) definisce il bacino della Val di Fine come una depressione strutturale delimitata da associazioni di faglie dirette disposte a gradinata ed immergenti verso il centro del bacino. Queste associazioni di faglie, ad andamento appenninico (NW-

SE), sono interrotte (oppure interrompono) da faglie ad esse trasversali con orientamento anti-appenninico (SW-NE). La struttura del *Graben* mio-pliocenico della Val di Fine, è delimitata a Sud da un'importante faglia quaternaria ad andamento WNW-ESE, che dalla costa si protrae fino alla valle del Fiume Cecina (Giannini, 1962). Riguardo l'età della deformazione, Giannini (1962) ritiene probabile che l'attività delle faglie che delimitano il *Graben*, sia iniziata durante il Miocene Superiore e che poi si sia protratta fino al post-Pliocene Inferiore, essendo del Pliocene Inferiore i sedimenti marini più recenti coinvolti nella deformazione. Con il Santerniano le direttrici principali della deformazione variano, dando origine alla struttura tettonica che delimita a Sud il bacino della Val di Fine.

I sedimenti mio-pliocenici sono inoltre coinvolti in un blando piegamento, interpretato da numerosi Autori come il risultato di un adattamento duttile dei sedimenti clastici mio-pliocenici alla tettonica rigida (Giannini e Tongiorgi, 1959; Mazzanti, 1961; Lazzarotto, 1967; Lazzarotto e Mazzanti, 1978).

Del quadro distensivo del bacino del Tora-Fine si sono interessati anche Cerrina Feroni *et al.* (1990). Questi Autori hanno rilevato sia nel substrato, nei pressi di faglie a direzione anti-appenninica che nei depositi miocenici, all'interno del *Graben* del Tora-Fine, meso-strutture fragili (stiloliti, vene di taglio e mesofaglie) la cui origine è stata interpretata come effetto di un raccorciamento sub-orizzontale con direzione N40-N50, avvenuto durante il Pliocene Inferiore. Successivi studi (Boccaletti *et al.*, 1992, *cum bibl.*) hanno sostenuto questa interpretazione anche a carattere regionale, seppure con una più articolata evoluzione temporale.

Gli studi stratigrafici e micro-paleontologici condotti nel bacino del Tora-Fine hanno messo in evidenza che la sedimentazione clastica ed evaporitica mio-pliocenica si è sviluppata senza soluzione di continuità dal Messiniano fino al Pliocene Medio (Zona a *G. aemiliana*). Lo studio geologico di campagna ha inoltre messo in evidenza che l'assetto strutturale degli strati mio-pliocenici è caratterizzato da una progressiva e costante diminuzione della inclinazione spostandosi da Ovest verso Est (Cerrina Feroni *et al.*, 1990; Lazzarotto *et al.* 1990a, b).

Sia la continuità di sedimentazione che la diminuzione di inclinazione degli strati sono ambedue interpretabili come effetti di una faglia diretta rotazionale o di un sistema di faglie rotazionali, attive fin dal Messiniano, e collocate sul fianco orientale del bacino del Tora-Fine⁸.

La presenza di faglie dirette a geometria listrica sul bordo orientale dei bacini neogenici toscani è stata inoltre sostenuta da diversi altri Autori, sulla base di dati di campagna, sismica a riflessione e/o sulla base di considerazioni di carattere regionale (Lavecchia *et al.*, 1984; Boccaletti *et al.*, 1985; Lavecchia, 1988; Bally *et al.*, 1986; Lavecchia e Stoppa, 1989; Bertini *et al.*, 1991; Bossio *et al.*, 1996; Liotta, 1996).

L'attività sin-sedimentaria delle faglie dirette implica inoltre che, all'interno del bacino del Tora-Fine, si stesse progressivamente creando nuovo spazio, nell'intervallo di tempo compreso tra il Miocene

Superiore ed il Pliocene Inferiore; ne consegue che il regime tettonico doveva essere di carattere distensivo. Ciò, d'altra parte, è bene evidenziato dal fatto che il *Graben* del Tora-Fine è interessato, al centro, dalla risalita del piccolo *Horst* di Valperga (Sez. in Tav. II), cioè da una salita in affioramento del substrato pre-neogenico secondo gli schemi classici delle grandi strutture di distensione. La corrispondenza del bacino del Tora-Fine a una struttura a *Graben* e non a semigraben, come si trae dalla carta geologica schematica di Cerrina Feroni *et al.* (1990) che non riporta la faglia delle Parrane - Castelnuovo, deriva appunto dall'esistenza di questa faglia, già parzialmente seguita da Giannini (1962) e rilevata per intero da Bartoletti *et al.* (1986) e da Lazzarotto *et al.* (1990b). Una conferma, per l'esistenza di questa faglia, è data dalle frequenti mineralizzazioni, al suo interno, di silice con grani di quarzo, calcedonio e opale di tipo epitermale (Rossi, 1988).

In questo quadro, la deformazione duttile che interessa i sedimenti neogenici può essere riferita alla geometria concava delle faglie dirette, come anche sperimentalmente dimostrato (McClay e Ellis, 1987). Le faglie coniugate antiappenniniche trascorrenti, con loro relative meso-strutture, possono quindi essere interpretate come strutture di trasferimento (Gibbs, 1984) sviluppatesi contemporaneamente alle faglie dirette a cui esse sono associate.

NOTE

¹ Ci fa piacere che anche Boccaletti *et al.* (1994) si siano accorti che per i limiti attuali dei bacini neogenici toscani «... in molti casi, si tratta di limiti d'erosione, che corrispondono all'intersezione con la morfologia di superfici di contatto inclinate per deformazione e non ai margini di un bacino immergenti verso il suo depocentro (ad es. il «margine» occidentale del «Bacino del Tora-Fine» nelle Colline Livornesi ...)» tantopiù che già Giannini (1962) aveva molto chiaramente indicato che il bacino del Tora-Fine corrisponde a un *Graben* a direzione circa meridiana, ovviamente delimitato da due fasci di faglie dirette rispettivamente lungo il fianco ovest e lungo il fianco est.

D'altra parte il bacino del Tora-Fine era già individuato come tale, ovviamente nei lineamenti generali, almeno dal Miocene superiore (si veda la presenza di sedimenti del «lignitifero», delle scogliere coralline e dei ciottoli di calcare cavernoso triassico nelle Sabbie e conglomerati del Rio Sanguigna provenienti da Nord (Bartolini *et al.*, 1975), cioè dall'area del Monte Pisano che di conseguenza doveva almeno in parte affiorare). A maggior ragione doveva essere individuato nel Pliocene, visto che i Monti di Casciana Terme-Castellina M.ma erano emersi, come dimostrato dalla presenza di ciottoli costituiti da elementi dell'Unità della Falda Toscana nei Conglomerati di Chianni, alla base della locale trasgressione pliocenica (Trevisan, 1949; Bossio *et al.*, 1981d; Marroni *et al.*, 1990).

Lo sviluppo paleogeografico dell'area dei Monti Livornesi è certamente più complesso; infatti per il Pliocene «Nell'interno dei Monti Livornesi non ci sono sedimenti pliocenici per cui, comunemente, questa area è stata considerata come un'isola durante tutto questo intervallo cronologico. In realtà, come hanno fatto osservare Barsotti *et al.* (1974), la mancanza attuale di questi sedimenti non significa che non ci siano stati in precedenza, tanto più che le facies di quelli pliocenici che circondano i Monti Livornesi a Nord e a Est sono tutte di ambiente assai profondo fino a epibatiale» (Lazzarotto *et al.*, 1990a). Ovviamente lo sviluppo paleogeografico è di determinazione ancora più problematica per il Miocene superiore ma nessuno ha mai sostenuto che gli attuali bacini idrografici (ai quali è indispensabile riferirsi per le indicazioni geografiche) debbano essere esattamente identificati con i

bacini di sprofondamento tettonico neogenici. A questo proposito citiamo da Giannelli *et al.* (1981): «Basta pensare a quei ristrettissimi lembi della zona compresa fra Serrazzano e Larderello ... nei quali le serie gessifere sono ciò malgrado del tutto simili a quelle dell'ampio bacino di Volterra, per rendersi conto che la situazione degli affioramenti attuali nei dettagli non può rispecchiare l'originaria conformazione ed estensione dei bacini».

² Secondo la revisione operata da Ruggieri (1956) si tratterebbe del *Pecten (P) vigolenensis* Simonelli, una specie «... molto abbondante nel Messiniano di S. Marino, ed è solo eccezionalmente citata di località di indiscutibile età tortoniana».

³ Va precisato che questa unità dei «gessi inferiori», ben conosciuta nel bacino di Volterra (Lazarrotto e Mazzanti, 1978) non affiora nel bacino del Tora-Fine. Tuttavia due sondaggi recenti, i cui dati ci sono stati gentilmente messi a disposizione dall'Amministrazione Comunale di Castellina M.ma, hanno incontrato un notevole banco di gessi al di sotto del Calcere di Castelnuovo e dei Conglomerati di Villa Mirabella per cui va considerata presente, anche se solo limitatamente al settore orientale, nel bacino del Tora-Fine. Si veda Fig. 1 unità 3, Fig. 3 sondaggio II e sezione geologica in Tav. II.

⁴ Sui diversi livelli di gessi che sono stati descritti nel Neogene toscano è indispensabile, a questo punto, fare alcune precisazioni. Va premesso che per «livello» intendiamo un insieme di strati o di banchi di gesso quasi sempre alternati a strati o banchi di sedimenti detritici (argille, marne, sabbie, conglomerati) che, per la loro potenza d'insieme (in genere non inferiore a 5 m) sono stati mappati, appunto come «gessi», nelle carte geologiche 1:25.000 di Pomarance (Mazzanti, 1966), dell'alta Val di Cornia (Lazarrotto, 1967), dell'alta Val di Cecina (Lazarrotto e Mazzanti, 1978), di Rosignano M.mo (Bartoletti *et al.*, 1983), della bassa Val di Cecina (Mazzanti e Sanesi, 1987), dei comuni di Livorno e Collesalvetti (Lazarrotto *et al.*, 1990b), della Spicchiaiola-Pignano (Cerri e Sandrelli, 1994) e negli allestimenti delle Sezioni della Nuova Carta Geologica d'Italia 1:50.000.

Questi «livelli» litologicamente quasi sempre tutt'altro che omogenei, come detto sopra, ma caratterizzati dalla presenza di strati e/o banchi di gessi, sono stati riconosciuti inizialmente nel bacino di Volterra in numero di tre che sono stati indicati come «gessi inferiori», «gessi intermedi» e «gessi superiori», ovviamente sulla base della loro posizione nella successione stratigrafica di quel bacino. Nel bacino del Tora-Fine affiorano solo due di questi «livelli» di gessi di dimensioni mappabili in carte topografiche. Ciò, se non ha comportato possibilità di equivoci per i «gessi superiori», esattamente corrispondenti nei due bacini del Tora-Fine e di Volterra, ha richiesto di precisare che i «gessi inferiori» (in affioramento) del bacino del Tora-Fine andavano correlati con i «gessi intermedi» del bacino di Volterra. Ma ciò, si badi bene, non tanto per possibilità di una distinzione sulla base delle caratteristiche intrinseche ai tipi di gesso, quanto sulla base della posizione stratigrafica di questi livelli di gessi nei confronti delle altre formazioni della successione del Miocene Superiore e, più che altro, del fatto che i «gessi intermedi» del bacino di Volterra e gli «inferiori» affioranti in quello del Tora-Fine sormontano il Calcere di Castelnuovo e le argille a *Pycnodonte* (o sono laterali a queste ultime). I recenti dati dei sondaggi eseguiti dal Comune di Castellina M.ma presso Pomaia documentano l'esistenza di un livello di gessi più profondo, non affiorante, a partire da quello sicuramente soprastante il Calcere di Castelnuovo. Ciò rivela più strette affinità tra le successioni stratigrafiche del Miocene Superiore dei bacini di Volterra e del Tora-Fine o, più precisamente, del settore sud-orientale di quest'ultimo.

I pozzi dei dintorni di Pomaia, eseguiti per ricerche idriche, sono stati interrotti dopo aver traversato alcune decine di metri all'interno di questo livello di gessi più profondi insospettiti e, diciamo pure, non graditi dai ricercatori d'acqua. Ovviamente le perforazioni non sono proseguite: un vero peccato per lo sviluppo delle conoscenze stratigrafiche, tanto più che i sedimenti incontrati, al di sopra di questi gessi più profondi, sono esattamente correlabili con la successione stratigrafica del Miocene superiore affiorante nel vicino Torrente Marmolaio ma non hanno rivelato microfaune cronologicamente indicative. Va comunque precisato

che Bossio *et al.* (1996) hanno prospettato l'ipotesi che l'erosione al tetto della scogliera dell'Acquabona sia dipesa da un forte eustatismo negativo collegabile con un episodio evaporitico del quale allora non era nota traccia nel bacino del Tora-Fine ma se ne segnalava la possibilità di correlazione con i «gessi inferiori» del bacino di Volterra, inteso nella sua più ampia dimensione paleogeografica quale dovette avere nel Miocene Superiore (Fig. 1). Questa scoperta di un altro importante livello di gessi al di sotto del Calcere di Castelnuovo nel bacino del Tora-Fine ci conforta anche nel ribadire l'inaccettabilità della proposta di Sarti e Testa (1994, Fig. 1), di correlare i gessi delle cave del Pesciera e del Marmolaio con i «gessi inferiori» del bacino di Volterra.

⁵ L'inizio della tettonica di distensione nella Toscana meridionale è stato recentemente messo in discussione nel senso che abbia intrapreso a realizzarsi fin dal Miocene medio o addirittura dalla parte terminale del Miocene inferiore (Bertini *et al.*, 1992; Baldi *et al.*, 1994, ecc.). Comunque queste nuove interpretazioni non riguardano il bacino del Tora-Fine nel quale non affiorano le formazioni «epiliguri», altrimenti indicate come «semi-alloctone», in quanto si sarebbero deposte sopra le unità alloctone liguri prima della loro definitiva messa in posto.

⁶ Precisiamo che nella carta geologica di Lazarrotto *et al.* (1990b) l'affioramento di conglomerati a oriente del Poggio Corbolone è cartografato come di Conglomerati rossi e verdi talora (ma non in questo caso) lignitiferi (m); in realtà si tratta di Conglomerati di Villa Mirabella (m₂); per quanto già indicato nella cartina geologica - schematica di Fig. 2 in Bossio *et al.* (1998) e, secondo le nuove sigle, da indicarsi come ROS 4. Questa precisazione è stata possibile perché in un sopralluogo conseguente alle nuove ricerche in quest'area, poco a Sud di Monte Masso i conglomerati alla base della locale successione stratigrafica del Miocene Superiore presentano un piccolo strato di Calcere di Castelnuovo prima del passaggio alle marne m₃ in quest'area prevalenti (Formazione del T. Raquese, RAQ, secondo la nuova terminologia). D'altra parte questi conglomerati di base, costituiti quasi completamente da ciottoli di ofioliti (provenienti dall'incombente Poggio Corbolone) non mostrano le «verniciature» rosso ematite che invece caratterizzano i conglomerati della «serie lignitifera» negli affioramenti che presentano le modalità più tipiche tra le quali i livelli lignitiferi noti anche nella parte settentrionale dei Monti Livornesi.

⁷ Nell'istituire il membro dei Conglomerati di Villa Mirabella del Calcere di Rosignano abbiamo tenuto conto in prevalenza della sua posizione stratigrafica sottostante, o talora intercalata nella parte inferiore, del membro dei Calcari di Castelnuovo. Questo criterio stratigrafico è stato ritenuto essenzialmente più importante della composizione dei ciottoli troppo spesso strettamente dipendente dalle masse litologiche dei substrati. Ne è derivato che questi conglomerati, seppure sempre formati dall'erosione delle Unità Liguri, nelle località dove sono più vicini alle grandi masse di ofioliti (Poggio Corbolone e Castellina M.ma), essendo formati quasi del tutto da clasti di queste ultime, assumono un aspetto assai diverso dalle località nelle quali compaiono, e talora prevalgono, anche clasti di altre formazioni (Argille a Palombini, Calcari a Calpionella, Diaspri, arenarie e calcari marnosi).

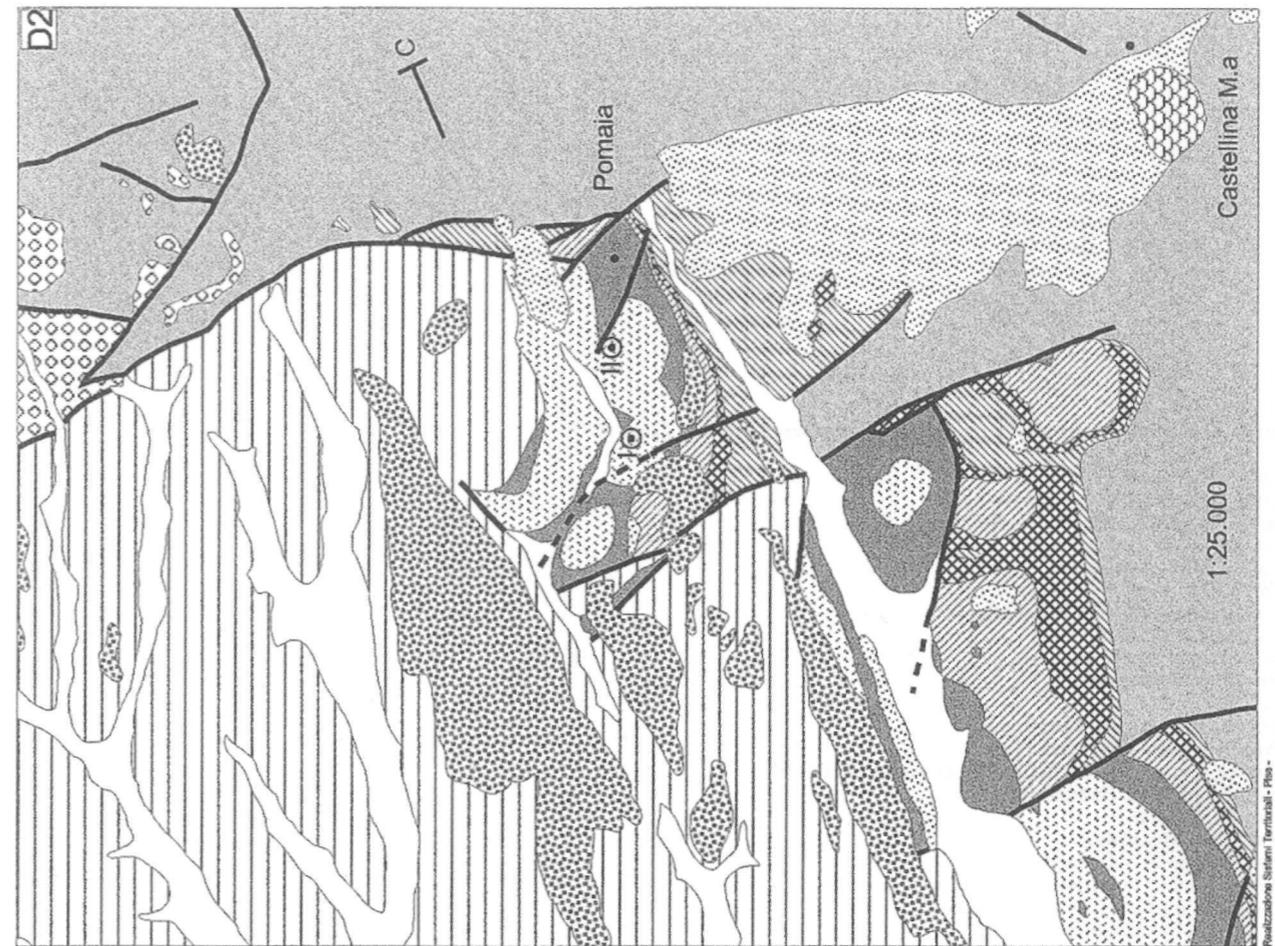
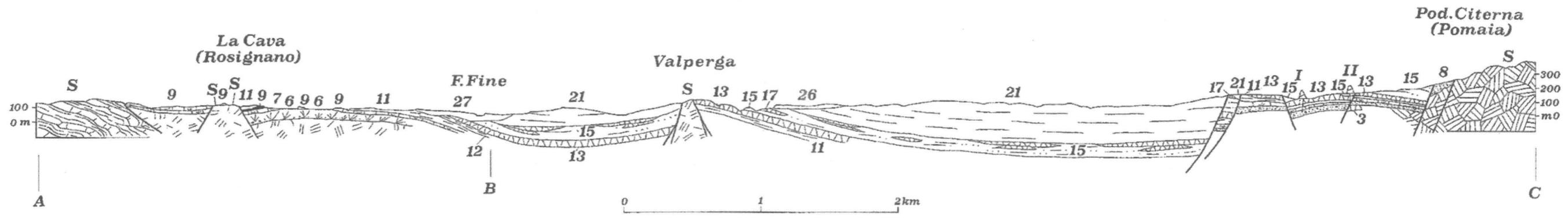
⁸ Continuità di sedimentazione e diminuzione costante della inclinazione degli strati caratterizza anche altri importanti bacini neogenici della Toscana; per es. il bacino messiniano di Volterra (Bossio *et al.*, 1996) e il bacino pliocenico di Radicofani (Liotta, 1996).

BIBLIOGRAFIA

- Baldi, P., Bertini, G., Cameli, G.M., Decandia, F.A., Dini, I., Lazarrotto, A. e Liotta, D., 1994. La tettonica distensiva post-collisionale nell'area geotermica di Larderello (Toscana meridionale). Stud. geol. camerti, vol. spec. 1, 183-193.
- Baldi, P., Decandia, F.A., Lazarrotto, A. e Calamai, A., 1974. Studio geologico del substrato della copertura vulcanica laziale nella

Legenda della Sezione geologica tra Rosignano-Valperga-Pomaia. (Tav. II)

- S Substrato pre-neogenico.
- 1 Conglomerati di Pod. Luppiano.
- 3 Gessi, rinvenuti al fondo del Sondaggio II.
- 5 Conglomerati delle Cantine.
- 6 Calcari dell'Acquabona.
- 7 Calcari di le Cave.
- 8 Conglomerati di Villa Mirabella.
- 9 Calcari di Castelnuovo.
- 11 Formazione del T. Raquese.
- 12 Tripoli di Paltratico.
- 13 Gessi.
- 14 Formazione del Rio Sanguigna.
- 15 Argille e gessi del F. Era Morta.
- 16 Sabbie e conglomerati della villa di Poggio Piano.
- 20 Conglomerati di Gambassi.
- 21 Argille azzurre.
- 22 Sabbie di Mazzolla.
- 23 Formazione di Villamagna.
- 24 Biocalcareni di Parlascio ad *Amphistegina*.
- 25 Sabbie e argille ad *Arctica islandica*.
- 26 Depositi alluvionali terrazzati.
- 27 Depositi alluvionali.
- 28 Accumuli di frana.



- zona dei laghi di Bolsena, Vico e Bracciano. Mem. Soc. geol. ital., 13: 575-606.
- Bally, A.W., Burbi, L., Cooper, C. and Ghelardoni, R., 1986. Balanced sections and seismic reflection profiles across the Central Apennines. Mem. Soc. geol. ital., 35: 237-310.
- Barsotti, G., Federici, P.R., Giannelli, L., Mazzanti, R. e Salvadorini, G., 1974. Studio del Quaternario livornese, con particolare riferimento alla stratigrafia ed alle faune delle formazioni del Bacino di carenaggio della Torre del Fanale. Mem. Soc. geol. ital., 13: 425-495.
- Bartoletti E., Bossio A., Esteban M., Giannelli L., Mazzanti R., Salvadorini G., Sanesi G. e Squarci P., 1983. Carta geologica del Comune di Rosignano Marittimo. S.EL.CA., Firenze.
- Bartoletti E., Bossio A., Esteban M., Mazzanti R., Mazzei R., Salvadorini G., Sanesi G. e Squarci P., 1986. Studio geologico del territorio comunale di Rosignano Marittimo (Livorno). Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, 6 suppl. 1: 33-127.
- Bartolini, C., Berlato, S. and Bortolotti, V., 1975. Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. Sediment. Geol., 14 (2): 77-122.
- Berger, W., 1957. Untersuchungen an der obermiozäne (Sarmatischen) Flora von Gabbro (Monti Livornesi) in der Toskana. Ein Beitrag zur Auswertung tertiärer Blattfloren für die klima und Florengeschichte. Palaontographia ital., 51: 1-96.
- Bertini, G., Cameli, G.M., Costantini, A., Decandia, F.A., Di Filippo, M., Dini, I., Elter, F.M., Lazzarotto, A., Liotta, D., Pandeli, E., Sandrelli, F. e Toro, B., 1991. Struttura geologica fra i Monti di Campiglia e Rapolano Terme (Toscana Meridionale): stato attuale delle conoscenze e problematiche. Stud. geol. camerti, 1991/1 (Vol. spec.), 155-178.
- Boccaletti, M., Cerrina Feroni, A., Martinelli, P., Moratti, G., Plesi, G. and Sani, F., 1992. Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines. Ann. Tect., 6: 214-230.
- Boccaletti, M., Coli, M., Eva, C., Ferrari, G., Giglia, G., Lazzarotto, A., Merlanti, F., Nicolich, R., Papani, G. and Postpisch, D., 1985. Considerations on the seismotectonics of the Northern Apennines. Tectonophysics, 117: 7-38.
- Bossio, A., Bradley, F., Esteban, M., Giannelli, L., Landini, W., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1981a. Alcuni aspetti del Miocene superiore del Bacino del Fine. IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pacini, Pisa, 21-53.
- Bossio, A., Costantini, A., Lazzarotto, A., Liotta, D., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvadorini, G. e Sandrelli, F., 1993. Rassegna delle conoscenze sulla stratigrafia del neoaotoceno toscano. Mem. Soc. geol. ital., 49: 17-98.
- Bossio, A., Esteban, M., Giannelli, L., Longinelli, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Ricci Lucchi, F. e Salvadorini, G., 1978. Some aspects of the Upper Miocene in Tuscany. Pacini, Pisa, 1-88.
- Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1991a. Ipotesi di correlazione tra facies sedimentarie del Miocene superiore dei bacini compresi tra il Valdarno inferiore e la Val di Cecina. Riassunti del Workshop «Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area toscano-laziale», (Pisa, 12-13 giugno 1991), 70-72, Pisa.
- Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1981b. Il passaggio dalla facies lacustre alla evaporitica e le «Argille a *Pycnodonta*» presso Radicondoli (Siena). IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pacini, Pisa, 161-174.
- Bossio, A., Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1981c. Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi. IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pacini, Pisa, 55-90.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R., Menesini, E., Nencini, C., Salvadorini, G. e Ughi, R., 1981d. Nuove osservazioni sulla stratigrafia delle formazioni plioceniche e pleistoceniche di Casciana Terme. IX Convegno della Società paleontologica italiana, Pacini, Pisa, 91-120.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1986. Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area comunale di Rosignano Marittimo (Livorno). Quad. Mus. Stor. nat. Livorno, 6 suppl. 1: 129-170.
- Bossio, A., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvadorini, G., 1991b. Recenti sviluppi degli studi stratigrafici sui sedimenti pliocenici della Val di Tora (Colline Livornesi). Riassunti del Workshop «Evoluzione dei Bacini Neogenici e loro rapporti con il magmatismo Plio-Quaternario nell'area toscano-laziale», (Pisa, 12-13 giugno 1991), 73-74, Pisa.
- Bossio, A., Esteban, M., Mazzanti, R., Mazzei, R. and Salvadorini, G., 1996. Rosignano reef complex (Messinian), Livornese Mountains, Tuscany, Central Italy. In: Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. SEPM Society for Sedimentary Geology, 277-294.
- Bradley, F. e Landini, W., 1984. I fossili del «Tripoli» messiniano del Gabbro (Livorno). Palaontographia ital., 73: 1-33.
- Bradley, F. e Landini, W., 1986. Pesci insetti e foglie fossili nel Terziario del Comune di Rosignano M.mo. Quad. Mus. Sci. nat. Livorno, suppl. 1, 6: 171-183.
- Capellini, G., 1874. Strati a Congeria, formazione oeninghiana e piano di calcare di Leitha nei Monti Livornesi. Rend. Accad. Sci. Ist. Bologna, 8-25.
- Capellini, G., 1878. Il calcare di Leitha, il Sarmatiano e gli strati a Congeria nei Monti di Livorno, di Castellina Marittima, di Miemo e di Monte Catini. Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., 2: 1-19.
- Capellini, G., 1880. Gli strati a Congerie e la formazione gessoso-solfifera nella provincia di Pisa e nei dintorni di Livorno. Atti R. Acc. Lincei, Ser. 3, Mem. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., 5: 1-64.
- Cauli, L. e Nannoni, R., 1980. Risultati preliminari di una indagine paleoambientale della sezione miocenica di «Bocca di Gesso» - Livorno. Quad. Mus. Stor. nat. Livorno, 1: 18-27.
- Cerri, R. e Sandrelli, F., 1994. Carta geologica dell'area Spicchiaiola-Pignano (Province di Pisa e Siena). Dip. Sci. Terra, Univ. Siena.
- Cerrina Feroni, A., Martinelli, P. e Perilli, N., 1990. La fase tettonica del pliocene nel settore nord-orientale delle Colline Livornesi in Toscana. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., A, 96: 59-80.
- Chevalier, J.P., 1961. Recherches sur les Madréporaires et les formations récifales miocènes de la Méditerranée occidentale. Mém. Soc. géol. France, N. S., 40: 1-562.
- D'Erasmus, G., 1930. Studi sui Pesci neogenici d'Italia. Parte III. L'ittiofauna fossile del Gabbro. Atti R. Accad. Sci. fis. mat. nat. Napoli, Ser. 2, 18 (6), 115 pp.
- De Bosniaski, S., 1878a. Sui fossili miocenici del Gabbro. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb., 1, Seduta 5/5/1878, 18-19.
- De Bosniaski, S., 1878b. Nuove specie di Pesci fossili del Tripoli del Gabbro e suoi dintorni. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb., 1, Seduta 7/7/1878, 30-31.
- De Bosniaski, S., 1879a. Carattere dell'ittiofauna e della stratigrafia dei piani a Congerie, formazione gessifera e del Tripoli del Gabbro e suoi dintorni. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb., 1, Seduta 12/1/1879, 72-75.
- De Bosniaski, S., 1879b. Cenni sopra l'ordinamento cronologico degli strati terziari superiori nei Monti Livornesi. Nuovi Pesci fossili della formazione gessosa. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb. 1, Seduta 6/7/1879, 113-120.
- De Bosniaski, S., 1879c. Nuove scoperte paleontologiche. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb., 2, Seduta 9/11/1879, 13-16.
- De Bosniaski, S., 1880. La formazione gessoso solfifera e il secondo piano mediterraneo in Italia. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Proc. Verb., 2, Seduta 14/11/1880, 90-100.
- De Stefani, C., 1911. Sunto geologico dei Monti Livornesi, Pliocene e post-Pliocene. Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., 27: 15-48.
- Esteban, M., 1978. Significance of the Upper Miocene reefs in the Eastern Mediterranean. Messinian Seminar, 4, Roma.
- Esteban, M., 1979. Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocool., 29: 169-188.
- Esteban, M., 1996. An overview of Miocene reefs from Mediterranean areas: general trends and facies models. In: Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions, SEPM Society for Sedimentary Geology, 3-54.

- Federici, P.R. e Mazzanti, R., 1988. L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore. *Boll. Soc. geogr. ital.*, 5: 573-615.
- Gaudant, J., 1978. L'Ichthyofaune des marnes messiniennes des environs de Gabbro (Toscane, Italie): signification paleoecologique. *Geobios*, 11: 7-15.
- Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R. e Salvatorini, G., 1981. Breve quadro stratigrafico e paleobiogeografico del Neogene e del Quaternario del Valdarno Inferiore, della Val di Fine e della Val di Cecina. IX Convegno S. P. I., 3-8/10/1981, Pacini, Pisa, 9-19.
- Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. e Sanesi, G., 1982a. Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno. Ed. La Fortezza, Livorno, 30-61.
- Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. e Sanesi, G., 1982b. Carta geologica schematica dei dintorni di Livorno in scala 1:50.000. In: Giannelli, L., Mazzanti, R., Mazzei, R., Salvatorini, G. e Sanesi, G., 1982a. Nuove osservazioni sul Quaternario di Livorno. Ed. La Fortezza, Livorno, 30-61.
- Giannini, E., 1955. Osservazioni sulla geologia del bacino della Fine e delle colline fra Rosignano Marittimo e la valle della Cecina. *Boll. Soc. geol. ital.*, 74: 297-316.
- Giannini, E., 1960. Studio di alcune sezioni stratigrafiche nel Miocene superiore delle Colline Livornesi e osservazioni sui caratteri e sui limiti del Messiniano in Toscana. *Giorn. Geol.*, 28: 35-58.
- Giannini, E., 1962. Geologia del bacino della Fine (Province di Pisa e Livorno). *Boll. Soc. geol. ital.*, 81: 99-224.
- Giannini, E. e Tongiorgi, M., 1959. Osservazioni sulla tettonica neogenica della Toscana Marittima. *Boll. Soc. geol. ital.*, 77: 147-170.
- Gibbs, A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *J. geol. Soc. (London)*, 141, 609-620.
- Gillet, S., 1960. Affinités orientales des Mollusques messiniens. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem.*, 66: 415-417.
- Gillet, S., 1963. Révision des Mollusques de la collection Capellini. *Giorn. Geol.*, 30: 373-409.
- Landini, W., 1977. Revisione degli «Ittiodontoliti pliocenici» della Collezione Lawley. *Palaeontographia ital.*, 70: 92-134.
- Landini, W., Menesini, E. e Ragaini, L., 1991. Paleocomunità a Molluschi ed otoliti nel Pliocene di Castelfiorentino (Firenze, Italia). *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem.*, A, 97: 175-202.
- Landini, W., Menesini, E. e Salvatorini, G., 1978. Studi sulle ittiofaune messiniane. I. Revisione delle collezioni «Capellini» e «De Bosniaski». Studio di una nuova ittiofauna del Tripoli del Gabbro. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., Ser. A*, 85: 11-37.
- Lavecchia, G., 1988. The Tyrrhenian-Appennines system: structural setting and seismotectogenesis. *Tectonophysics*, 147: 263-296.
- Lavecchia, G., Minelli, G. e Pialli, G., 1984. L'Appennino umbro-marchigiano: tettonica distensiva ed ipotesi di sismogenesi. *Boll. Soc. geol. ital.*, 103: 467-476.
- Lavecchia, G. e Stoppa, F., 1989. Tettonica e magmatismo nell'Appennino settentrionale lungo la geotraversa Isola del Giglio-Monti Sibillini. *Boll. Soc. geol. ital.*, 108 (2): 237-268.
- Lawley, G., 1876. Nuovi studi sopra i Pesci ed altri vertebrati fossili delle Colline Toscane. 122 pp., Firenze.
- Lazzarotto, A., 1967. Geologia della zona compresa fra l'alta valle del Fiume Cornia ed il Torrente Pavone (Prov. di Pisa e Grosseto). *Mem. soc. geol. ital.*, 6 (2): 151-197.
- Lazzarotto, A. e Mazzanti, R., 1978. Geologia dell'alta Val di Cecina. *Boll. Soc. geol. ital.*, 95 (6): 1365-1487.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R. e Nencini C., 1990a. Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, suppl. 2*, 11: 1-82.
- Lazzarotto, A., Mazzanti, R. e Nencini C., 1990b. Carta geologica dei comuni di Livorno e Collesalveti in scala 1:25.000. In: Lazzarotto, A., Mazzanti, R. e Nencini C., 1990a. Geologia e morfologia dei Comuni di Livorno e Collesalveti. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, suppl. 2*, 11: 1-82.
- Liotta, D., 1996. Analisi del settore centro-meridionale del bacino di Radicofani (Toscana meridionale). *Boll. Soc. geol. ital.*, 115: 115-143.
- Lotti, B., 1906. Foglio 111 - Livorno, C.G.I., prima edizione.
- Lotti, B. e Canavari, M., 1906. Foglio 112-Volterra, C.G.I., prima edizione.
- Malatesta, A., 1951. Foglio 111 - Livorno, C.G.I., II ediz.
- Malatesta, A., 1955. Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio N. 111 Livorno. Servizio geologico d'Italia, 1-19.
- Marchetti, M., 1935. Flora fossile del Gabbro (Monti Livornesi): 1. Pteridophyta del Gabbro. *Palaeontographia ital.*, 35: 191-199.
- Marroni, M., Mazzanti, R. e Nencini, C., 1990. Geologia e morfologia delle Colline Pisane. *Quad. Mus. Storia nat. Livorno, suppl. 1*, 11: 1-40.
- Martinoli, G., 1938. Flora fossile del Gabbro (Monti Livornesi): 2. Premessa Gymnosperme del Gabbro. *Palaeontographia ital.*, 38: 228-248.
- Mazzanti, R., 1961. Geologia della zona di Montaione tra le valli dell'Era e dell'Elsa (Toscana). *Boll. Soc. geol. ital.*, 80 (2): 37-126.
- Mazzanti, R., 1966. Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa). *Mem. Soc. geol. ital.*, 5 (2): 105-138.
- Mazzanti, R. e Sanesi, G., 1987. Geologia e morfologia della bassa Val di Cecina. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno, suppl. 1*, 7: 1-27.
- Mc Clay, K.R. and Ellis, P.G., 1987. Geometries of extensional fault systems developed in model experiments. *Geology*, 15: 341-344.
- Menesini, E., 1977. Studio di una malacofauna del Pliocene medio del bacino della Fine (Toscana Marittima): osseazioni paleoambientali. *Atti Soc. tosc. Sci. nat., Mem., ser. A*, 83: 251-271.
- Rossi, R., 1988. Giacimento di Silice del Gabbro. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 9: 13-17.
- Ruggieri, G., 1956. I lembi miocenici del livornese nel quadro della tettonica dell'Appennino. *Atti Acc. Sci. Ist. Bologna, ser. 9*, 3: 182-205.
- Sacco, F., 1895. L'Appennino Settentrionale. III. La Toscana. *Boll. Soc. geol. ital.*, 14: 186-232.
- Santisteban, C., 1981. Petrologia y sedimentologia de las materiales del Mioceno superior de la cuenca de Fortuna (Murcia) a la luz de la Teoria de la Crisis de Salinidad: Unpublished Ph. D. Thesis, Universitat de Barcelona, Barcelona, 725 pp.
- Sarti, G., 1995. Controllo tettonico ed eustatico sulla deposizione delle unità del Miocene Superiore della Val di Fine (Toscana, Pisa). *Stud. geol. camerti, Vol. Spec.*, 1: 581-592.
- Sarti, G. e Testa, G., 1994. Studio geologico-stratigrafico della successione tortoniana superiore pliocenica del margine occidentale del bacino di Volterra (Pisa). *Mem. descr. Carta geol. Ital.*, 49: 189-228.
- Trentanove, G., 1901. Il Miocene medio di Popogna e Cafaggio nei Monti Livornesi. *Boll. Soc. geol. ital.*, 20: 507-551.
- Trentanove, G., 1911. I fossili tortoniani di Quarata nei Monti Livornesi. *Boll. Soc. geol. ital.*, 30: 49-84.
- Trevisan, L., 1949. Studio tettonico della regione di Bagni di Casciana. *Boll. Soc. geol. ital.*, 68: 40-71.
- Trevisan, L., 1967. Pollini fossili del Miocene superiore nei Tripoli del gabbro (Toscana). *Palaeontographia ital.*, 62: 1-78.
- Ugolini, R., 1929. Le pieghe dei Monti livornesi e dei Monti della Castellina (Parte I). La costituzione geologica. *Ann. R. Ist. Sup. Agricoltura Foreste, ser. II*, 11-20.
- Ugolini, R., 1931. Faglia ortogonale e valle di frattura lungo il Torrente Marmolaio nei Monti della Castellina. *Ann. R. Ist. Sup. Agricoltura Foreste, ser. II-III*, 8-11.
- Ugolini, R., 1932. Le pieghe dei Monti Livornesi e dei Monti della Castellina (Parte II). Le direttrici tettoniche. *Ann. R. Ist. Sup. Agricoltura Foreste, ser. II-IV*, 21-32.