

**IL MARGINE ORIENTALE DEL BACINO PLIO-PLEISTOCENICO DI LUCCA-MONTECARLO-VINCI:
EVOLUZIONE STRATIGRAFICA E TETTONICA(****)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 235
ABSTRACT	” 235
INTRODUZIONE	” 235
CONOSCENZE PRECEDENTI E PROBLEMATICHE APERTE	” 236
METODOLOGIE	” 237
STRATIGRAFIA	” 237
Successione distale	” 237
<i>Argille e sabbie di Cerreto Guidi</i>	” 237
<i>Argille limose torbose di Toiano</i>	” 240
<i>Argille e sabbie di Mastromarco</i>	” 241
Successione marginale	” 243
<i>Sabbie e conglomerati di S. Ansano</i>	” 243
<i>Conglomerati di Vinci</i>	” 244
<i>Breccia di Casa Vetralla</i>	” 244
<i>Sabbie di Lamporecchio</i>	” 245
DISCUSSIONE	” 245
CONCLUSIONI	” 246
BIBLIOGRAFIA	” 247

RIASSUNTO

Nuovi vincoli stratigrafici all'interpretazione dell'evoluzione paleogeografica del bacino plio-pleistocenico di Lucca - Montecarlo - Vinci (Toscana settentrionale) vengono forniti in questo lavoro attraverso il rilevamento geologico e l'analisi stratigrafica e paleontologica del settore orientale del bacino stesso. L'area in esame costituisce fino al Pliocene medio la propaggine settentrionale del bacino marino della Val d'Elsa. L'abbassamento eustatico registrato a scala globale a 2.5 Ma fu probabilmente la causa della regressione che si osserva al tetto della successione marina, ricoperta da depositi lagunari.

Nel Pliocene superiore (?) - Pleistocene inferiore l'area esaminata è parte del bacino lacustre che va da Lucca al Monte Albano.

Nel Pleistocene medio, dopo una fase positiva che interrompe la sedimentazione del ciclo lacustre, l'area è interessata da sedimentazione fluviale. Dopo una ripresa dei movimenti tettonici, responsabili del basculamento dei depositi fluviali medio-pleistocenici, un nuovo ciclo di sedimentazione fluviale interessa l'area, presumibilmente nel Pleistocene superiore.

ABSTRACT

The Plio-Pleistocene Lucca - Montecarlo - Vinci basin is located in northern Tuscany between the northern Apennine (north) and the Arno river (south), and between the Mon-

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

(**)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Roma "La Sapienza".

(***)CNR - Centro di Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino sett. - Pisa.

(****)Lavoro eseguito con il contributo MURST 60% "Evoluzione e paleobiogeografia dei molluschi continentali cenozoici dell'Italia".

ti Pisani (west) and Monte Albano (east), a NW-SE trending ridge separating the studied area from the Firenze - Prato - Pistoia basin (Fig. 1). Detail geological mapping and stratigraphic and paleontologic analyses recently conducted in the eastern part of the basin provided useful data to the understanding of the paleogeography and Plio-Pleistocene tectonic evolution of northern Tuscany. During middle Pliocene the area was the northern edge of the marine Val d'Elsa basin. The global sea-level drop recorded at 2.5 Ma on the eustatic sea-level change curve (HILGEN, 1991; RIO *et alii*, 1994) was presumably responsible for the regression recorded at the top of the marine succession which is conformably overlaid by lagoonal deposits.

During latest Pliocene there was an interruption of subsidence in the area, perhaps accompanied by positive movements. After this tectonic event the area became subsident again and lacustrine sediments were unconformably deposited on the older units. This new lacustrine basin occupied a wide area between the Lucca plain (west) and Monte Albano (east), and between the Apennine foothill (north) and the river Arno (south). During middle Pleistocene, after a positive tectonic movement that caused the closure of the lacustrine sedimentation, the area is covered by fluvial sediments (Cerbaie conglomerate) dated 0.5 Ma by Arias *et alii* (1981). These deposits are presently tilted with a slight dip northwestward, and feature a vertical offset with strike along the Arno valley, thus testifying a latest tectonic event (upper Pleistocene?), before the deposition of the latest fluvial sediments (sabbie di Lamporecchio).

PAROLE CHIAVE: Toscana settentrionale, Plio-Pleistocene, malacofauna continentali, Evoluzione tettonica.

KEY WORDS: Northern Tuscany, Plio-Pleistocene, Continental malacofauna, Tectonic evolution.

INTRODUZIONE

Il bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci è situato nel nord della Toscana, tra l'Appennino settentrionale (a nord) e il fiume Arno (a sud) e tra i monti Pisani (ad ovest) e il Monte Albano (ad est), una catena montuosa orientata NW-SE che lo separa dal bacino di Pistoia-Firenze. Esso è colmato da depositi plio-pleistocenici e si presenta attualmente diviso in due sottobacini da uno spartiacque orientato NW-SE (Fig. 1).

Questo lavoro presenta i risultati di un'analisi stratigrafica condotta nella parte orientale di questo bacino (Tav. 1). Studi dettagliati erano stati eseguiti per la parte occidentale (DALLAN, 1989), così una maggior precisione era auspicabile anche nella parte orientale, per riuscire a comprendere la evoluzione paleogeografica dell'intero bacino.

Il rilevamento di questa zona per la nuova Carta Geologica d'Italia (scala 1:50.000) ci ha offerto l'occasione di poter caratterizzare la sequenza sedimentaria dal punto di vista litostratigrafico e paleoambientale.

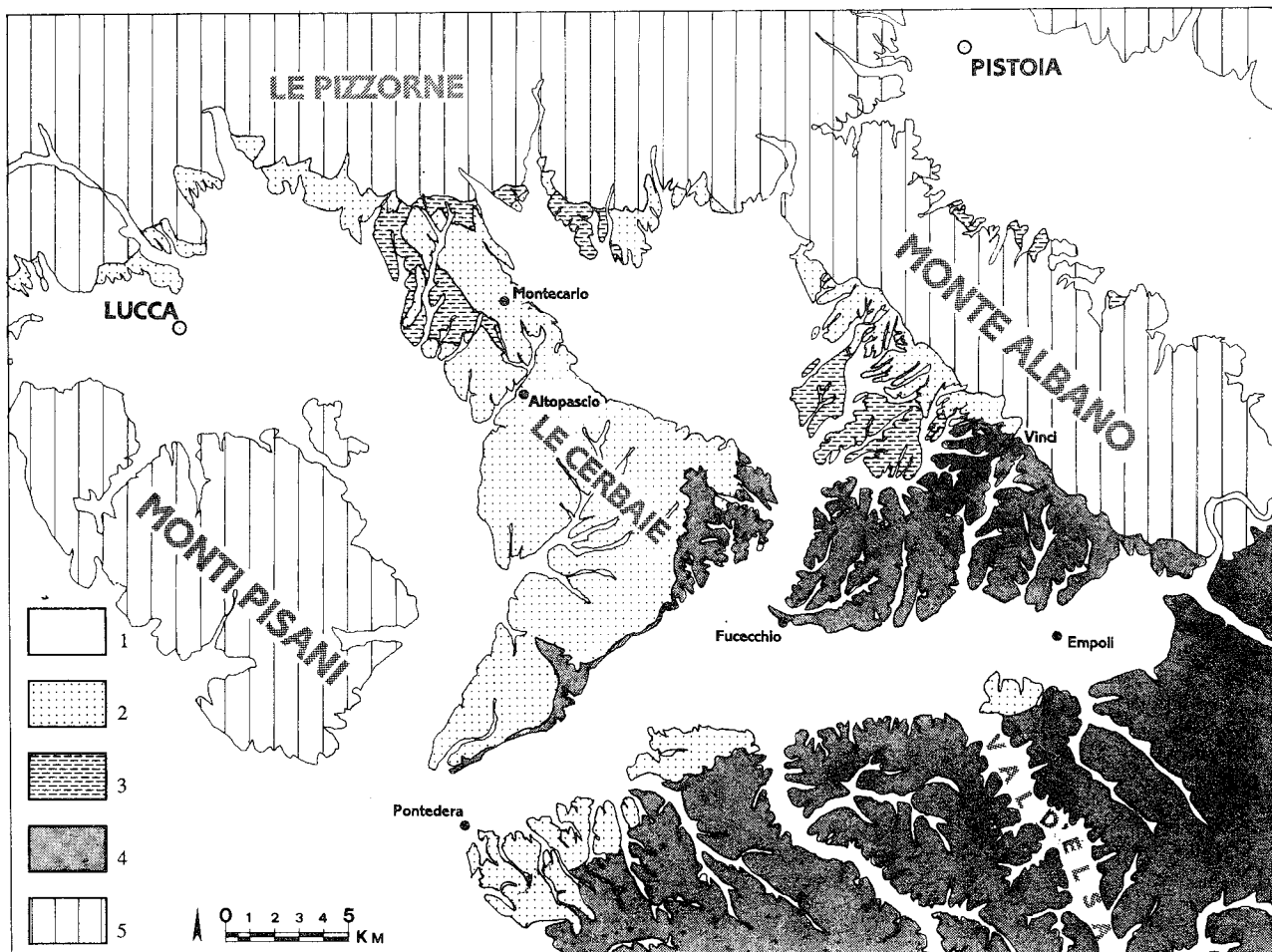


Fig. 1 - Inquadramento geologico dell'area in esame. 1 - Alluvioni recenti ed attuali. 2 - Depositi pleistocenici di ambiente continentale. 3 - Depositi del Rusciano inf.-Villafranchiano sup. di ambiente lacustre. 4 - Depositi pliocenici di ambiente marino-salmastro. 5 - Substrato pre-pliocenico.

Sulla base di questi nuovi dati abbiamo infine proposto una correlazione tra la successione dell'area di Vinci e quella della parte occidentale del bacino, fornendo così nuovi elementi per la comprensione dell'evoluzione paleogeografica dell'area.

CONOSCENZE PRECEDENTI E PROBLEMATICHE APERTE

La successione sedimentaria continentale del bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci colma la parte più settentrionale di un bacino subsidente orientato NW-SE (Bacino della Val d'Elsa) che si è aperto a partire dal Miocene sup. ed è limitato a nord da unità appenniniche che hanno subito l'ultima fase di sollevamento nel Pleistocene medio (Altopiano delle Pizzorne, BARTOLINI *et alii*, 1983; 1985; BARTOLINI & NISHIWAKI, 1985), ad ovest dal rilievo del M. Pisano e ad est dalla dorsale del M. Albano, il cui sollevamento, sviluppatosi soprattutto dopo il Villafranchiano, è ancora in atto (BARTOLINI & PRANZINI, 1984).

Nel bacino della Val d'Elsa, come del resto in tutti i bacini marini pliocenici toscani, la sedimentazione marina si interrompe al Pliocene medio. Nell'area di Lucca-Montecarlo-Vinci, a partire almeno dal Pleistocene inferiore, si viene a formare un bacino lacustre. Dopo la chiusura di questo ciclo lacustre si assiste ad

una importante fase fluviale che deposita i conglomerati che costituiscono la cosiddetta "spianata delle Cerbaie-Altopascio", in seguito interessata da nuovi eventi erosivi e tettonici e che adesso divide l'area in due distinti bacini idrologici.

Sebbene l'area studiata sia basilare per comprendere le relazioni tra i sedimenti lacustri dell'area di Lucca-Montecarlo-Vinci e quelli marini del bacino della Val d'Elsa, non vi era mai stato effettuato nessuno studio di dettaglio. La più recente stratigrafia di questa parte del bacino risale alla Carta Geologica d'Italia (C.G.I., scala 1:100.000, foglio n. 105, *TREVISAN et alii*, 1971).

GHELARDONI *et alii* (1968) presentano per questa area alcuni dati di pozzi per ricerca di idrocarburi. Nel depocentro del padule di Fuocchio la successione neogenica è potente 518 m, 494 dei quali sono sedimenti pliocenici marini litoranei e i sottostanti 24 m sono lacustri del Miocene superiore.

Presso Cerreto Guidi l'intera successione raggiunge i 2000 m. Tale spessore e la continuità strutturale con il bacino della Val d'Elsa porta gli Autori a considerare il meccanismo di apertura come un semi-graben orientato NW-SE, con una *master fault* sul lato nord-orientale.

FEDERICI & MAZZANTI (1988), basandosi sui dati di *TREVISAN et alii* (1971), propongono una evoluzione paleogeografica che implica, durante il Pliocene inf.-

medio, la sedimentazione dei depositi marini di acqua bassa (Ps della C.G.I.) su tutto il bacino di Lucca-Montecarlo-Vinci; la regressione regionale del Pliocene sup. porta l'area all'emersione; successivamente, la ripresa della subsidenza porta alla sedimentazione lacustre (Ql della C.G.I.) che si chiude con la deposizione dei "ciottoli di Montecarlo" (Qfl' della C.G.I.) ed è indirettamente datata al Pleistocene inf. sulla base dell'età medio pleistocenica dei sovrastanti conglomerati e sabbie del Ciclo delle Cerbaie-Altopascio (Qt della C.G.I.), riferiti radiometricamente a $0,59 \pm 0,08$ Ma (ARIAS *et alii*, 1981).

Il ritrovamento nei depositi lacustri basali dell'area di Montecarlo di *Alephis lirix* GROMOLARD, un prebovide rusciniiano, porta DALLAN (1989) a riesaminare la paleogeografia dell'intero bacino, in quanto la sedimentazione nell'area Lucca-Montecarlo, dove tra l'altro non sono mai stati trovati sedimenti marini, né in affioramento né in sondaggi (NARDI *et alii*, 1987) avrebbe dovuto svilupparsi in ambiente lacustre già dal Pliocene inferiore.

Una importante implicazione di questa ipotesi è che diviene necessaria una soglia tra la successione marina del Pliocene inferiore-medio, a sud, e i coevi sedimenti lacustri, a nord. DALLAN (1989) e PUCCINELLI (1992) ipotizzano, sebbene senza evidenze di campagna, la presenza di un sistema di dune sabbiose tra i Monti Pisani e Vinci che limitano verso nord il bacino continentale. Seguendo questo modello noi dovremmo inoltre aspettarci una successione lacustre di età Pliocene inferiore - Pleistocene inferiore anche nell'area appena a nord di Vinci.

METODOLOGIE

Nei dintorni di Vinci, Lamporecchio e Cerreto Guidi è stato effettuato un rilevamento geologico di dettaglio (scala 1:10.000), finalizzato alla comprensione sia della distribuzione areale delle unità litostatigrafiche, che dei reciproci rapporti laterali e verticali. Questa è un'area di basse colline intensamente coltivate, il che ha reso impegnativo il lavoro di campagna a causa della mancanza di buoni affioramenti. Spesso i contatti tra le varie formazioni sono stati seguiti su base morfologica tramite fotointerpretazione. Sono stati inoltre esaminati i macro e microfossili di ogni formazione litostatigrafica.

I meccanismi deposizionali sono stati interpretati per ogni unità sulla base delle caratteristiche tessiture, delle strutture sedimentarie, della forma e dei contatti degli strati e del relativo contenuto in fossili.

STRATIGRAFIA

In questo lavoro sono state distinte sette unità litostatigrafiche. Esse si possono riferire a due successioni stratigrafiche (Fig. 2), che si sviluppano rispettivamente nella parte distale del bacino plio-pleistocenico e nella parte marginale (Tav. 1).

La successione distale è stata suddivisa, dal basso verso l'alto, in:

- "argille e sabbie di Cerreto Guidi": deposito marino poco profondo del Pliocene inf.-medio;
- "argille limoso-torbose di Toiano": deposito lagunare salmastro del Pliocene medio;

— "argille e sabbie di Mastromarco": deposito lacustre del Villafranchiano medio(?) - sup..

La successione marginale è rappresentata, dal basso verso l'alto, da:

- "sabbie e conglomerati di S. Ansano": deposito di delta fluviale laterale alle "argille e sabbie di Cerreto Guidi";
- "conglomerati di Vinci": deposito alluviale fluviale di età post Pliocene medio;
- "breccia di Casa Vetralla": deposito di versante fortemente immaturo e che manca di una datazione diretta;
- "sabbie di Lamporecchio": deposito continentale che giace in discordanza sulla "breccia di Casa Vetralla" e sulle "argille e sabbie di Mastromarco".

Successione distale

Argille e sabbie di Cerreto Guidi

Questa è l'unità più bassa della successione; la sua base non affiora nell'area studiata, così il suo spessore non può essere definito; al tetto passano gradualmente alle "argille limoso-torbose di Toiano".

Sono composte da argille e argille silteoso-sabbiose con intercalazioni di sabbia e sabbia argillosa (Fig. 3). Le due litologie laddove possibile sono state distinte cartograficamente. La composizione dei banchi cartografati come sabbia può variare da sabbia pulita a sabbia con ciottoli a sabbia argillosa, anche lateralmente all'interno dello stesso banco. Talvolta, in particolare nella zona occidentale, alle intercalazioni sabbiose sono associati livelli conglomeratici. Gli elementi che li costituiscono sono rappresentati da calcari, radiolariti e Macigno della Successione Toscana e da calcari e arenarie delle formazioni alloctone dell'Appennino (cfr. anche TREVISAN *et alii*, 1971).

Sottili lenti di argille limoso-torbose possono sovrastare le intercalazioni sabbiose. Il tetto della formazione è caratterizzato da un banco sabbioso clinostatificato e con concrezioni ematitiche orizzontali e subverticali sovrastato da un livello di argille sabbiose nel quale si distinguono due caratteristici orizzonti a lumachella: quello inferiore composto principalmente da *Venus*, quello superiore da *Ostrea* (Fig. 2).

L'intera unità è caratterizzata anche da un abbondante macrofauna. I generi più rappresentativi sono (Tav. I): *Cerastoderma*, *Cardita*, *Cardium*, *Pecten*, *Ostrea*, *Barbatia*, *Anadara*, *Venus*, *Clamys*, *Corbula*, *Acanthocardia*, *Turritella*, *Cerithium*, *Gibbula*, *Murex*, *Nassa*, *Hinia*, *Turbonilla*, *Ringicula*, *Nassarius*, *Apicularia*, *Amyclina*.

La microfauna di questa unità è composta da foraminiferi bentonici; nel sedimento sono presenti anche frammenti di echinidi e pelecipodi.

L'associazione di foraminiferi bentonici è sempre oligotipica; i generi più rappresentati sono (Fig. 4): *Ammonia*, *Elphidium*, *Criboelphidium*, *Anomalinoidea*, *Florilus*, *Valvulineria*, *Quinqueloculina*.

L'associazione di Ostracodi è caratterizzata da una grande differenziazione; sono state riconosciute le seguenti specie: *Aurila convexa*, *A. speyeri*, *A. hesperiae*, *Ruggieria tetraptera*, *Xestoleberis communis*, *X. decipiens*, *Loxococonca rhomboidea*, *Costa edwardsi*, *Cytherea neapolitana*, *Callistocythere flavidofusca*, *Carinocithereis carinata*, *Semicytherura robusta*, *S. ruggierii*.

La mancanza di foraminiferi planctonici non permette una datazione precisa. Tuttavia la presenza di



Fig. 3 - Livello sabbioso nella formazione delle argille e sabbie di Cerreto Guidi.

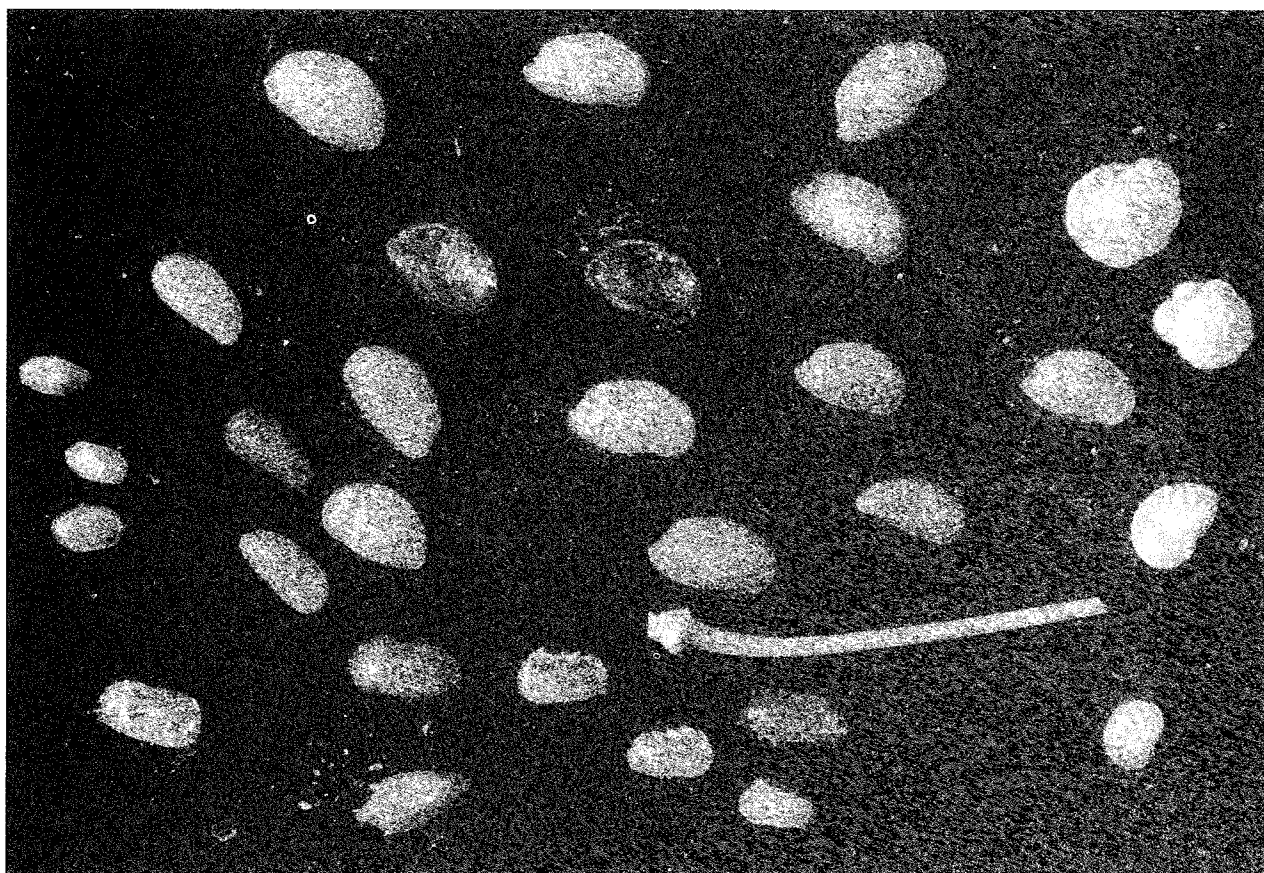


Fig. 4 - Associazione microfaunistica tipica delle argille e sabbie di Cerreto Guidi. Sono riconoscibili i generi: *Ammonia* e *Florilus* tra i foraminiferi e *Aurila*, *Ruggieria*, *Carinocythereis*, *Cytheridea* e *Loxococoncha* tra gli ostracodi.

Ruggieria tetraptera consente di dare all'unità un'età non più recente del Pliocene (RUGGIERI, 1980); tale determinazione sarebbe confermata dalla presenza di *Apicularia sulzeriana*.

L'associazione fossile è indicativa di un ambiente marino di acqua bassa; l'intercalazione ciclica di strati sabbiosi lateralmente continui (Fig. 2) suggerisce oscillazioni ad alta frequenza del livello marino, ipotesi confermata dalla presenza, al tetto dei livelli maggiori, di lenti di argille torbose con lumachella a *Cerastoderma*, che interpretiamo come deposito di stagno costiero. Talvolta queste ultime sono sovrastate da lenti sabbioso-conglomeratiche, sterili all'analisi paleontologica e che indicano periodici passaggi ad una sedimentazione di delta fluviale.

Argille limoso-torbose di Toiano

Si collocano tra le "argille e sabbie di Cerreto Guidi", alla base, e le "argille e sabbie di Mastromarco", al tetto. Il loro spessore varia tra i 10 e i 15 m (Fig. 2).

La successione tipo di questa unità affiora lungo la collina di S. Pantaleo; data la intensa coltivazione del suolo non è tuttavia possibile descrivere alcuna struttura sedimentaria.

La successione inizia con uno strato a lumachella di 10-50 cm composto esclusivamente da *Cerastoderma*, e contenente talvolta nella parte superiore anche abbondanti *Cerithium*; di seguito affiora un livello di 50-250 cm di argille limoso-torbose marroni scure o rosso vinaccia, ricche di cristalli prismatici e lenticolari di gesso (Fig. 5); al di sopra si sviluppa uno strato di argille limose con noduli calcarei concrezionali di 10 m

di spessore; la successione termina con circa 1 m di argille siltose marrone chiaro finemente stratificate, con frequenti lamine di ossidi rossastri di ferro.

Un'analisi da noi condotta sul rapporto isotopico $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ dei cristalli di gesso ha rivelato un $\delta^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ molto basso. Questo dato, insieme al basso contenuto in Sr, permette di escludere l'origine marina dei soluti da cui è precipitato il gesso.

L'analisi micropaleontologica ha rilevato la presenza del foraminifero eurialino *Ammonia tepida* e di un'associazione di Ostracodi ipoalini composta da: *Cyprideis torosa*, *Loxoconcha elliptica*, *Heterocythereis* sp., *Leptocythere* sp. (Fig. 6).

L'interpretazione paleoambientale di questa unità è la stessa di quella adottata per le lenti di argille limoso-torbose intercalate nell'unità sottostante. Infatti l'associazione di Ostracodi indica acque di bassa salinità e la malacofauna oligotipica è caratteristica di un ambiente ristretto e stressante, analogo a quello degli stagni costieri attuali della Sardegna (CORSELLI, 1987); l'abbondanza di resti di piante carbonizzate indica un fondale anossico ed una ridotta circolazione verticale delle acque. Lo stesso meccanismo deve aver favorito l'accumulo di solfuri, che in seguito ossidati, hanno prodotto i cristalli prismatici e lenticolari di gesso. Le croste di ossidi di ferro presenti nella parte superiore dell'unità possono probabilmente essere messe in relazione a episodi che emersioni e ai conseguenti fenomeni pedogenetici.

Il contenuto fossilifero non è sufficiente a datare questa unità, ma la continuità stratigrafica con le sottostanti "argille e sabbie di Cerreto Guidi" suggerisce un'età riferibile al Pliocene medio.

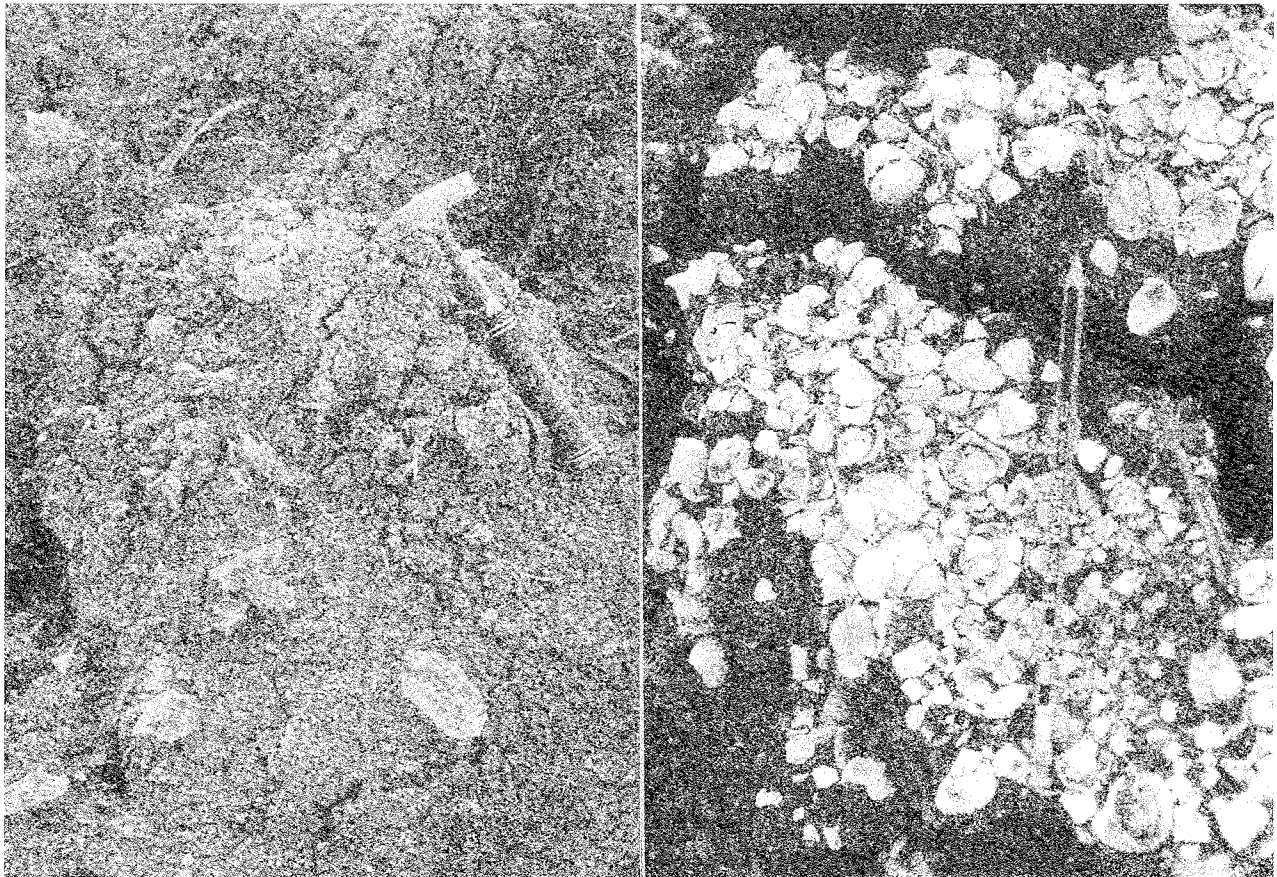


Fig. 5 - Cristalli di gesso della formazione delle argille siltoso torbose di Toiano. Orizzonte a *Cerastoderma* nelle argille siltoso torbose di Toiano.

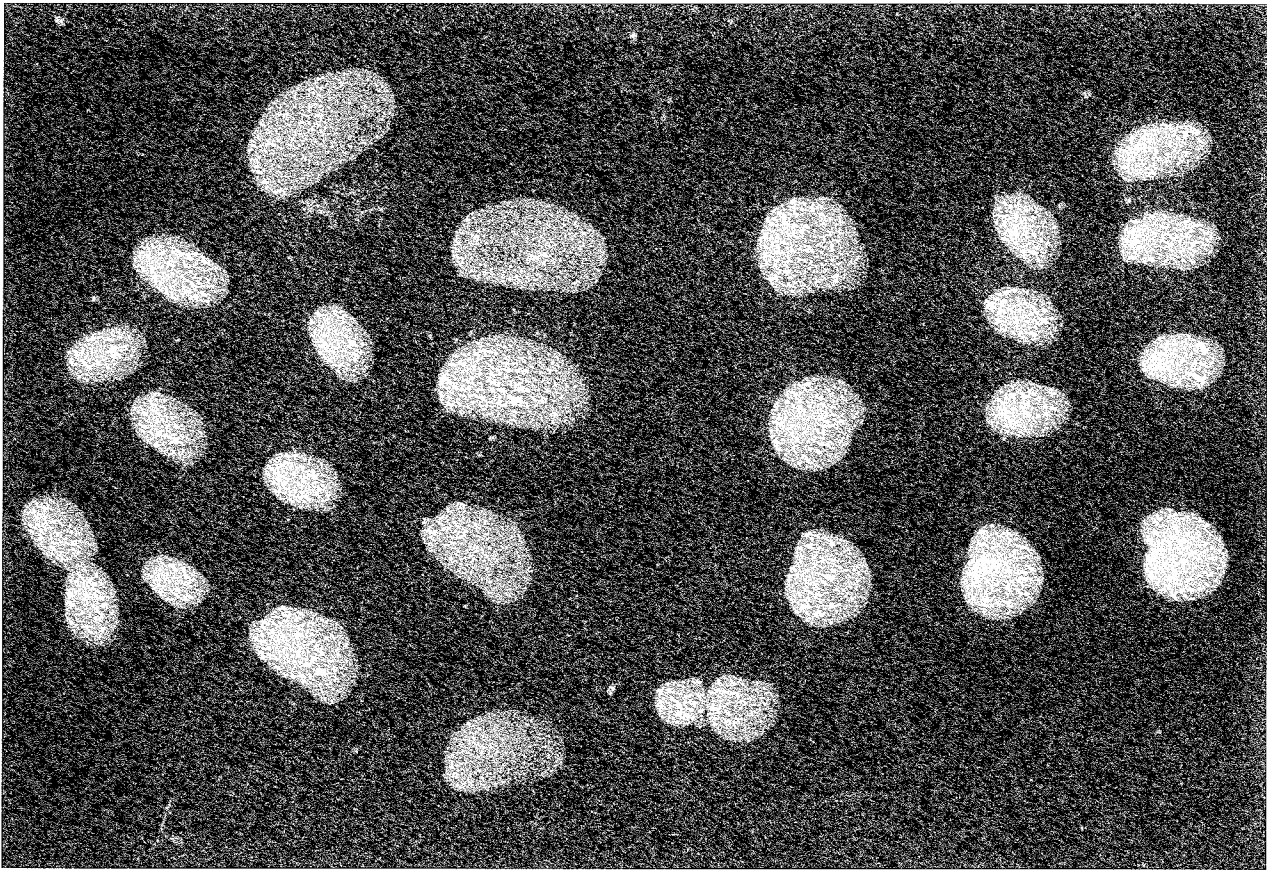


Fig. 6 - Associazione microfaunistica tipica delle argille siltoso torbose di Toiano. Sono riconoscibili i generi: *Cyprideis* e *Loxiconcha* e *Aurila* e *Ammonia*.

Argille e sabbie di Mastromarco

Giacciono in discordanza sulle "argille limoso-torbose di Toiano" e sulle "argille e sabbie di Cerreto Guidi"; a nord del T. Vincio la loro base è stata individuata in sottosuolo alla quota di 0 m s.l.m. (sondaggio n. 6, CHETONI R. in FAVENZA CERASA *et alii*, 1980). Circa 1,5 Km a SW di Lamporecchio sono invece sovrastate dalle "sabbie di Lamporecchio". La natura di questo contatto non ha evidenze di campagna, ma è definito sulla base di argomentazioni sedimentologiche e geomorfologiche e verrà discusso più avanti. Affiora estesamente a nord del Torrente Vincio, mentre a sud giace in placche di limitata estensione alla sommità delle colline. Questi affioramenti sono di difficile identificazione litostratigrafica, e sono stati attribuiti a questa unità su basi paleontologiche. A questo scopo oltre alle nostre indagini sono stati utilizzati dati di letteratura (TREVISAN *et alii*, 1971; ZANCHETTA *et alii*, 1994).

La giacitura è suborizzontale, come è chiaramente visibile nella cava di Mastromarco (Fig. 7). Lo spessore minimo calcolato è di 55 m appena a nord del T. Vincio.

Non è stato possibile descrivere una sezione lungo l'intero spessore della formazione; nella cava di Mastromarco affiora la parte superiore dell'unità, mostrando dal basso verso l'alto (Fig. 2): 10 m di argille fossilifere azzurre con rari livelli sabbiosi, circa 5 m di sabbie e sabbie limoso-argillose con clinostratificazione e gradazione inversa ed infine 10-15 m di alternanze decimetriche di sabbie siltose e argille siltose, dove gli strati sabbiosi presentano base erosiva e lamine di ossidi di ferro al tetto.

L'associazione di microfossili contiene alcuni Ostracodi di acqua dolce (*Ilyocypris* sp., *Candona* sp., *Hungarocypris* sp.), denti di pesci, frammenti ossei di anfibi e resti vegetali fra cui oogoni di *Characeae* (Fig. 8).

Malacofaune significative d'età provengono principalmente da due affioramenti, Cava Mastromarco e Casa S. Lorenzo, nei quali sono state rinvenute associazioni con diverso significato paleoecologico che vengono descritte separatamente.

Nell'affioramento di Casa S. Lorenzo si rinvencono in concentrazioni laminari bivalvi e gasteropodi di ambiente continentale.

L'associazione malacologica è rappresentata da poche specie e da un elevato numero di individui, come comunemente avviene nelle associazioni oligotipiche. Gli esemplari sono in buone condizioni di fossilizzazione, spesso i bivalvi presentano le valve ancora articolate e frequentemente si rinvencono forme giovanili insieme agli adulti, elementi indicativi dell'autoctonia della fauna.

Sono state rinvenute due specie di bivalvi, *Corbicula fluminalis* (MÜLLER) (Tav. II), predominante nell'associazione, con un elevato numero di forme giovanili accanto a forme adulte e *Anodonta* sp. Il cattivo stato di conservazione dei gusci di *Anodonta*, particolarmente sottili, non ne permette la determinazione specifica. Tuttavia si possono notare fra questi, oltre che tra gli esemplari di *Corbicula*, individui a valve chiuse.

I gasteropodi sono rappresentati da tre specie acquatiche, *Bithynia leachi* (SHEPPARD) con rari individui e diversi opercoli, *Prososthenia oblonga* (BRONN) con rari individui e *Ancylus fluviatilis* (MÜLLER), piuttosto rara.



Fig. 7 - Argille e sabbie di Mastromarco nella località tipo.

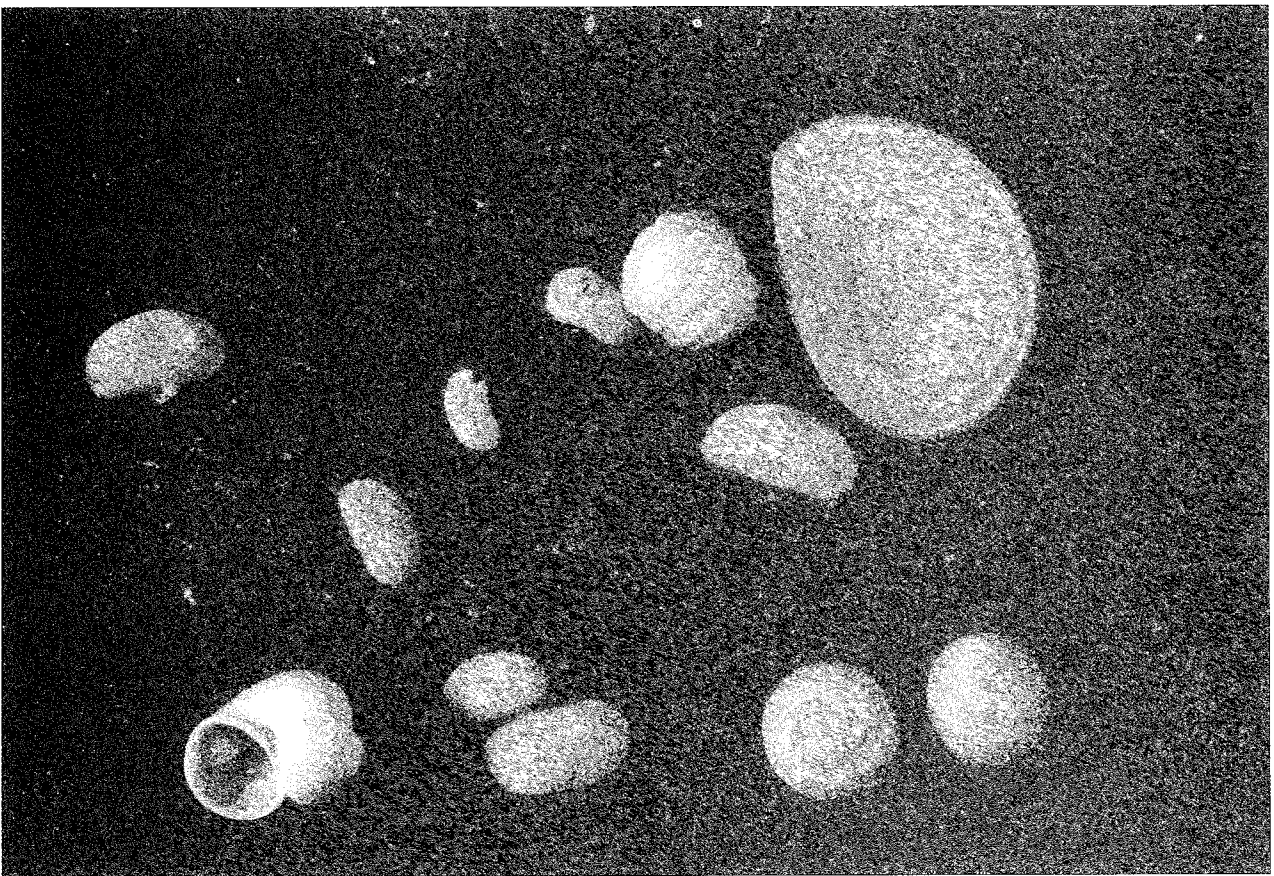


Fig. 8 - Associazione microfaunistica tipica delle argille sabbiose di Mastromarco. Sono riconoscibili, oltre ad un opercolo di *Bithynia* e tre oogoni di *Characeae*, i generi di ostracodi: *Cyprideis*, *Candona*, *Ilyocypris*.

I rappresentanti attuali del genere *Anodonta* colonizzano ambienti lacustri con substrati fangosi spingendosi fino a 20 m di profondità, grandi stagni, canali e fiumi a corso lento; possono sopportare salinità fino a 0,2‰ (GLÖER *et alii*, 1985).

C. fluminalis vive in fiumi, canali, laghi e delta spingendosi fino in acque salmastre. Le specie del genere *Corbicula* sono polimorfe, variando la morfologia e l'ornamentazione all'interno delle specie a seconda delle caratteristiche chimico-fisiche dell'habitat (HAYASHI, 1956; VAN DAMME, 1984). Sembra che in acque quasi ferme assumano una forma del guscio più triangolare, mentre la forma tondo ovale è tipica di acque correnti (HAYASHI, 1956). Gli esemplari di Casa S. Lorenzo presentano una leggera tendenza alla forma trigonale, con rapporto H/L mediamente pari a 1 (H = 23 mm; L = 23 mm) rientrando nel range dimensionale delle forme di acque a lento scorrimento. *B. leachi* vive in acque stagnanti o con corrente molto debole e sopporta salinità fino allo 0,6‰. *A. fluviatilis* vive in acque correnti, mentre è poco comune in acque stagnanti e sopporta salinità fino allo 0,5‰. *P. oblonga* è una specie estinta che si rinviene in associazioni ipoline e oligoline di ambiente limnico con acque a debole corrente.

Tenuto conto dell'alta percentuale di specie tipiche di acque a lento scorrimento, la deposizione doveva essere presumibilmente avvenuta in un ambiente limnico lacustre o di canale con deboli correnti, ricco di vegetazione e con salinità che non doveva superare lo 0,2‰.

L'oligotopia della fauna può essere indicativa di un ambiente ristretto effimero nel tempo, che avrebbe impedito la colonizzazione da parte di altre specie. Gli elementi ossidati (p.e. gusci con riempimento ossidato, frustoli vegetali e granuli di sedimento ossidati) testimoniano infatti periodiche emersioni.

Alcune delle specie rinvenute (*Anodonta*, *P. oblonga*) vengono segnalate per la prima volta nell'area investigata. Rappresentanti fossili di *Anodonta* sono segnalati nei depositi continentali del Pleistocene inferiore del Valdarno superiore (Montecarlo) (DE STEFANI, 1876-80) con il nome di *Anodonta bronni* D'ANCONA, specie estinta. Per la frammentarietà del materiale non si possono attribuire i nostri esemplari a questa specie, né a una delle specie viventi europee. *P. oblonga*, specie che si estingue nel Pleistocene inferiore, è nota in alcuni affioramenti di questa età nel Valdarno superiore, nel Mugello e nel "Bacino Tiberino" (DE STEFANI, 1876-80; RISTORI, 1889; ESU & GIROTTI, 1974; 1991). La sua presenza più antica è accertata nei depositi del Valdarno superiore (argille di Figline) in cui si rinvennero mammalofaune dell'Unità Faunistica di Olivola attualmente attribuita al passaggio Pliocene superiore/Pleistocene inferiore (TORRE *et alii*, 1993); *P. oblonga* non si conosce in sedimenti più antichi. *C. fluminalis* è presente sporadicamente nei depositi del Pliocene superiore e si diffonde ampiamente nel Pleistocene inferiore e medio. Attualmente è assente dalla malacofauna europea, è una specie asiatica e secondo alcuni Autori anche africana. In prossimità della zona investigata è stata raccolta alla fine dell'800 o primi '900 in località "Le Coltelline" (colline di Empoli) e a San Zio, presso Cerreto Guidi, da Fucini (collezioni del Museo di Paleontologia dell'Università di Firenze), rispettivamente con il nome di *C. fluminalis* e *C. neotrigonula* NELLI (ESU & GIROTTI, 1974). Le altre specie sono tuttora viventi e si conoscono dal Pliocene.

Le argille di Casa S. Lorenzo, in base all'associazione malacofaunistica, possono essere quindi riferite al passaggio Pliocene superiore/Pleistocene inferiore o al Pleistocene inferiore.

Dalla Cava Mastromarco provengono due diverse associazioni: la prima connessa a sottili intercalazioni argillose in banchi prevalentemente sabbiosi, la seconda connessa a banchi prevalentemente argillosi.

Della prima fanno parte *Lymnaea peregra* LINNEO, *Oxyloma* cfr. *elegans* (RISSE), *Carychium minimum* (MÜLLER), PUNCTUM cfr. *pygmaeum* (DRAPARNAUD), *Vitrea* sp., *Clausilia* sp. (solo apici), *Limax* sp.

Delle specie rinvenute solo *L. peregra* è strettamente legata all'acqua, le altre sono terrestri fortemente igrofile, di ambiente molto umido. L'associazione è indicativa di ambiente palustre acquitrinoso, ricco di vegetazione.

Della seconda invece fanno parte specie strettamente legate all'acqua (Tav. II): *Viviparus ampullaceus* BRONN, *Valvata piscinalis* (MÜLLER), specie dominanti, *Valvata cristata* (MÜLLER), *Bithynia leachi* (SHEPPARD), *B. tentaculata* (LINNEO), *Lymnaea bucciniformis* SACCO, *L. peregra* (MÜLLER), *Acroloxus lacustris* (LINNEO) e numerosi frammenti di *Pisidium*.

Questa associazione è indicativa di ambiente lacustre ricco di vegetazione ad acque più o meno stagnanti.

L'ambiente di deposizione delle argille della Cava Mastromarco doveva quindi variare da ambiente submerso con lame d'acqua circoscritte ad ambiente prevalentemente sommerso.

L'associazione è caratterizzata, in conclusione, da due specie villafranchiane: *V. ampullaceus* e *L. bucciniformis*. Quest'ultima è caratteristica dei depositi del Pliocene medio e superiore e del Pleistocene inferiore italiani, mentre *V. ampullaceus* si rinviene nei depositi del Valdarno superiore da cui proviene l'Unità Faunistica a mammiferi di Olivola (passaggio Pliocene superiore/Pleistocene inferiore) e nei depositi continentali delle Valli Sabine (U.F. Olivola) e del Torrente Crostolo (Reggio Emilia) (U.F. Farneta del Pleistocene inferiore) (ESU & GIROTTI, 1991; CRISPINO & ESU, 1995).

Le argille della Cava Mastromarco possono essere attribuite quindi su base malacofaunistica al passaggio Pliocene superiore /Pleistocene inferiore o al Pleistocene inferiore.

Successione marginale

Sabbie e conglomerati di S. Ansano

Le "sabbie e conglomerati di S. Ansano" affiorano nell'angolo sudorientale dell'area rilevata giacendo in discordanza sull'arenaria Macigno del M. Albano; sono sovrastate in discordanza dai conglomerati di Vinci e si intercalano lateralmente nelle argille e sabbie di Cerreto Guidi. Lo spessore massimo in affioramento raggiunge i 40 m.

Alla base l'unità è composta principalmente di sabbia siltosa micacea e gli strati sono spesso amalgamati (Fig. 2); dove la stratificazione è visibile, il tetto degli strati è arrossato e cementato.

Sono presenti lenti di conglomerati clasto-sostenuti a grossi elementi di arenaria macigno. I clasti sono subarrotondati ed embriciati indicando una direzione di flusso grossolanamente verso sud, come del resto indica anche l'allungamento delle canalizzazioni. Negli affioramenti più interni, vicino al versante del

M. Albano, le lenti di conglomerati prevalgono sugli strati sabbiosi, sono spesso amalgamate e contengono grandi clasti (fino a 50 cm). Sia gli strati sabbiosi che le lenti di conglomerati contengono un'associazione marina composta da *Venus*, *Ostrea*, *Cardium*, *Cladochora*.

Dal momento che questa unità è laterale alle "argille e sabbie di Cerreto Guidi" e contiene la stessa associazione di fossili, può essere riferita ad un generico Pliocene.

I dati raccolti ci portano ad interpretare questa unità come la parte più distale di una serie di conoidi alluvionali coalescenti che si sviluppavano lungo un'alta costa progradando in un litorale sabbioso. La forma e la distribuzione dei corpi conglomeratici in questa unità indicano una deposizione per flusso canalizzato; i parametri tessiturali dei conglomerati testimoniano un trasporto relativamente breve. Ciò è del resto in accordo con la provenienza dei clasti dal vicino substrato.

Conglomerati di Vinci

Giacciono in discordanza al di sopra delle sabbie e conglomerati di S. Ansano e sull'arenaria Macigno al di sotto delle breccie di Casa Vetralla (Fig. 2). Sono costituiti da un'alternanza di lenti di conglomerati da medi a grossolani ad elementi di arenaria Macigno e livelli di sabbie da grossolane a fini. Nella parte alta prevalgono i conglomerati che formano banchi potenti costituiti da lenti amalgamate (Fig. 2).

Questi caratteri e lo sviluppo areale, allungato ai piedi del M. Albano, che ne costituiva probabilmente l'area sorgente, permettono di interpretare questa unità come un deposito di conoidi alluvionali coalescenti.

I caratteri composizionali e tessiturali sono molto simili a quelli delle sabbie e conglomerati di S. Ansano, il cui elemento caratteristico tuttavia è la presenza di fossili marini. Nei conglomerati di Vinci ZANCHETTA *et alii* (1994) hanno rinvenuto una mammalofauna costituita da *Sus* cfr. *strozzi*, *Equus stenonis* cfr. *vireti* che permetterebbe di attribuirli al Villafranchiano medio, confermando un'età più giovane delle sabbie e conglomerati di S. Ansano.

Inoltre la sezione geologica evidenzia come quest'unità giaccia a quote superiori al tetto stratigrafico della successione marino-lagunare pliocenico-media, e quindi non possa avere con questa rapporti di lateralità dal momento che non sono riscontrabili indizi di faglie.

Breccia di Casa Vetralla

La "breccia di Casa Vetralla" giace in discordanza sull'arenaria Macigno e sulle "sabbie e conglomerati di S. Ansano" e sui conglomerati di Vinci lungo il versante sudoccidentale del M. Albano ed è sovrastata sempre in discordanza dalle "sabbie di Lamporecchio" (Fig. 2). Lo spessore misurabile raggiunge i 50 m. E' un deposito clasto-sostenuto di grandi blocchi subangolari di arenaria Macigno. Sia la matrice che i clasti sono arrossati; quest'ultimi sono embriciati, con un senso di flusso verso SW (Fig. 9).

La maturità tessiturale veramente scarsa indica che questo deposito è stato sottoposto ad un trasporto anche più breve di quello dei "conglomerati di Vinci", e può quindi essere considerato un deposito di versante. Questa unità non è databile direttamente e la sua età verrà discussa nel capitolo delle conclusioni.

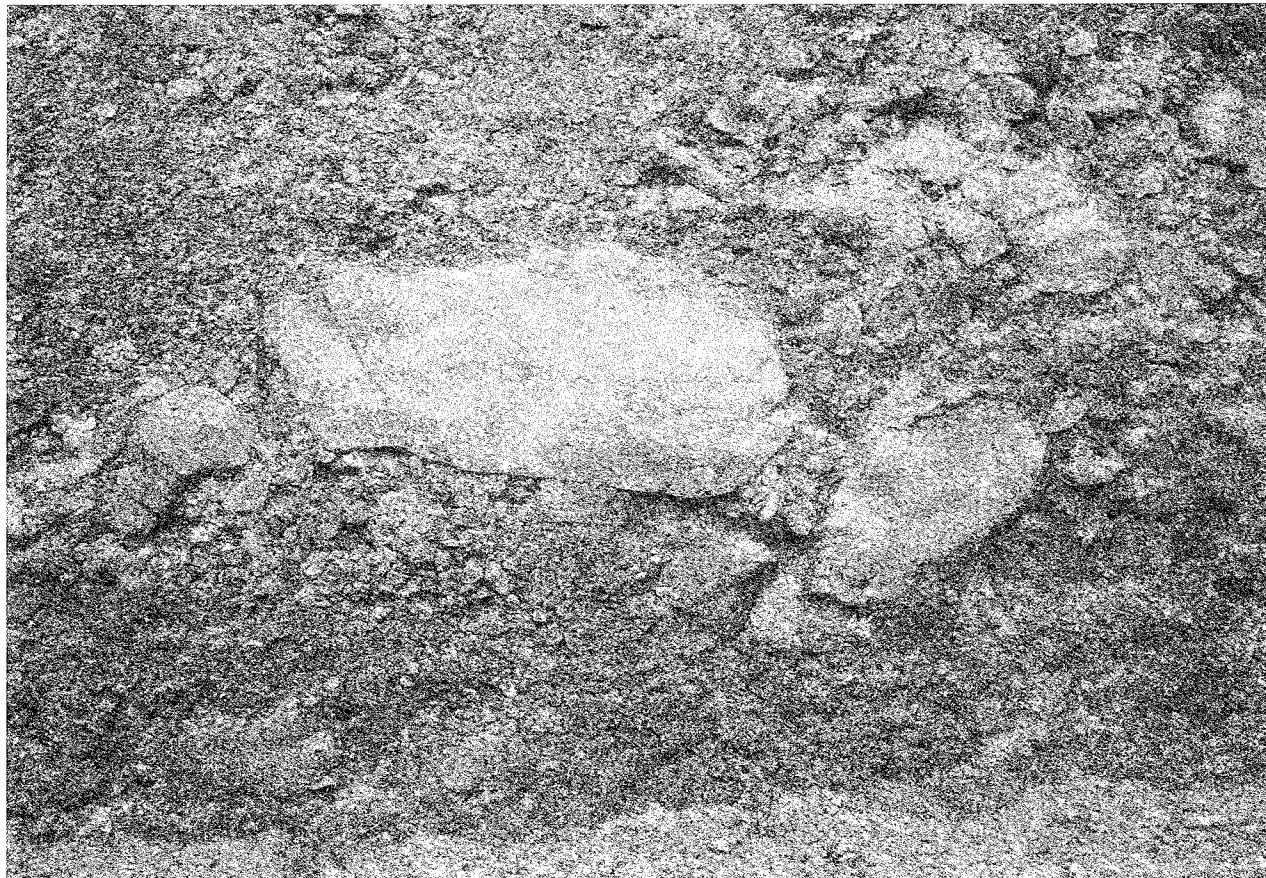


Fig. 9 - Breccia di Casa Vetralla.



Fig. 10 - Aspetto delle sabbie di Lamporecchio.

Sabbie di Lamporecchio

Questa è l'unità più alta della successione esaminata. Le "sabbie di Lamporecchio" giacciono sull'arenaria Macigno, sulla "breccia di Casa Vetralla" e sulle "argille e sabbie di Mastromarco", raggiungendo uno spessore di 25 m (Fig. 2). Il deposito presenta la forma di un ampio ventaglio degradante dolcemente verso SW.

E' composto generalmente da sabbie grossolane mal classate, organizzate in strati di 10-20 cm, con sottili intercalazioni di argille limose e lenti di microconglomerati (Fig. 10).

I componenti della sabbia sono cristalli di quarzo, muscovite e feldspati e frammenti di micascisti; i clasti sono invece costituiti da arenaria quarzoso-micacea, siltiti verdastre laminate e argilliti rossastre. Gli strati sabbiosi possono presentare laminazione incrociata e strutture da fuga di fluidi, mentre i livelli argilloso-limosi presentano laminazione piano-parallela e strutture da disseccamento. Le lenti conglomeratiche possono essere convesse sia alla base che al tetto; i clasti sono embriciati con una direzione di flusso verso sud, mentre l'allungamento delle lenti è NW-SE.

Questa unità può essere interpretata come deposta in ambiente alluvio-fluviale intrecciato in un'area in cui il substrato costituito dall'unità lacustre del Pliocene inferiore era stato eroso.

Il fatto che le sabbie di Lamporecchio presentino forma propria, tipo delta-conoide, e si distribuiscano in incisioni vallive anche a quote più basse dei depositi lacustri, ci induce a concludere che la loro deposizione sia avvenuta quando questi ultimi erano già stati sottoposti ad una elevata erosione.

L'età di quest'unità non è determinabile in via diretta e verrà discussa in seguito.

DISCUSSIONE

Come già fatto notare precedentemente non è stato possibile descrivere l'unità delle argille e sabbie di Cerreto Guidi fin dalla sua base, che non affiora nell'area in esame. Secondo GHELARDONI *et alii* (1968) la base della successione pliocenica giacerebbe anche sopra i depositi miocenici lacustri: sarebbe così coperto tutto l'intervallo Pliocene inferiore-medio, dato che è sovrastata da unità riferibili al passaggio Pliocene superiore/Pleistocene inferiore.

Nelle argille e sabbie di Cerreto Guidi si registrano episodi di sedimentazione in ambiente lagunare, di limitata estensione.

TREVISAN *et alii* (1971) interpretavano queste intercalazioni torbose con molluschi di acqua dolce e pollini come materiali portati da piene di fiumi. Queste variazioni dell'ambiente di sedimentazione sono state segnalate anche nella zona di S. Miniato (BENVENUTI & DOMINICI, 1992).

I dati da noi raccolti suggeriscono invece il seguente scenario.

Un fondale di acque basse, in cui sfocia un delta fluviale, viene talvolta ad emergere a causa di modeste regressioni eustatiche, trasformandosi in litorale sabbioso e lasciando localmente le zone retrostanti a impaludarsi sotto l'apporto delle acque dolci.

Successive trasgressioni ripristinano momentanea-

mente la sedimentazione argillosa nella zona più esterna, talvolta con caratteri di discordanza.

Nelle sezioni meglio esposte (C. Borgiolo, C. Pisana, C. Callaiola) sono stati notati almeno 6 cicli sedimentari di questo tipo, naturalmente non tutti completi, lungo i 30 m circa di esposizione.

Al tetto delle argille e sabbie di Cerreto Guidi, lungo la collina di S. Pantaleo si assiste invece ad una graduale e definitiva variazione delle caratteristiche lito-biostratigrafiche da tipiche di ambiente neritico interno a lagunare (tipo di retroduna) (Fig. 2). Inoltre il sondaggio citato (sondaggio n. 6, op. cit.) ci indica che in effetti al di sotto dei sedimenti lacustri si trovano depositi di ambiente marino. Questo dato ci porta ad ipotizzare anche che la transizione all'ambiente continentale fosse nel Pliocene medio più a nord dell'area in studio.

La regressione del Pliocene medio è sicuramente attribuibile almeno in parte all'abbassamento del livello medio degli oceani che si osserva a 2.5 Ma (HILGEN, 1991; RIO *et alii*, 1994). Quanto abbia contribuito alla regressione l'interruzione della subsidenza non è possibile precisarlo, in quanto la attribuzione dei depositi marini al Pliocene medio è basata su considerazioni regionali; tuttavia la presenza di un discreto spessore di depositi lagunari al tetto della successione marina indica che la subsidenza continuava mentre il mare si ritirava. In questo quadro le ipotesi possibili sono due:

1) la regressione è dovuta unicamente a fattori eustatici ed il regime tettonico continuava ad essere subsidente; in questo caso la regressione va necessariamente correlata all'abbassamento globale del livello marino temporalmente più vicino, cioè quello di 2.5 Ma;

2) la transizione ad un ambiente lagunare è precedente a 2.5 Ma ed è dovuta al sollevamento locale di una zona che avrebbe chiuso progressivamente l'area in esame alle comunicazioni con il mare aperto, mentre il bacino lagunare continuava a sprofondare. Questa seconda ipotesi tuttavia richiede delle complicazioni al sistema, che non sono supportate da alcuna evidenza.

Accettando dunque la prima ipotesi, l'evento tettonico che necessariamente deve aver interessato l'area in esame tra la deposizione delle "argille limose - torbose di Toiano" e quella delle "argille e sabbie di Mastromarco", va collocato nel Pliocene superiore.

Al tetto dei depositi salmastri e lagunari si rinvengono unità riferibili ad ambiente di sedimentazione continentale.

In particolare l'unità delle argille e sabbie di Mastromarco può essere riferita a due diversi subambienti. Nel settore meridionale dell'area rilevata - affioramento di Casa S. Lorenzo e presumibilmente anche di San Zio - la deposizione di argille avveniva in canali fluviali a bassa energia, mentre nel settore settentrionale - Cava Mastromarco - è documentabile l'alternanza di sedimentazione argillosa in ambiente limnico subaereo distale e sabbiosa siltosa in ambiente di delta fluviale progredente che si evolveva in piana alluvionale emersa. Nell'insieme tuttavia la successione di Cava Mastromarco mostra un carattere regressivo, chiudendosi al tetto con un deposito di piana alluvionale che alterna sabbie siltose con argille siltose, periodicamente soggetto a pedogenesi in ambiente ossidante (Fig. 2). Il bacino lacustre Villafranchiano superiore doveva coprire una vasta area che si estendeva, da ovest a est, dai Monti d'oltre Serchio, attraverso la piana di Lucca, la dorsale di Montecarlo e la Val di Nievole, fino alla dorsale di Monte Albano, e, da nord a sud, dai piedi dell'Appennino, al Val-

darno. A questo proposito, non è dato di sapere con precisione a che altezza si raccordasse l'Appennino con il bacino lacustre, dato che almeno una parte dei rilievi appenninici che attualmente insistono sulla piana di Lucca (altopiano delle Pizzorne) si sarebbe sollevata nel Pleistocene medio (BARTOLINI *et alii*, 1985, BARTOLINI & NISHIWAKI, 1985).

Il cambiamento di facies tra i conglomerati di Vinci e le Breccie di Casa Vetralla è brusco (Fig. 2), ed è indizio di un forte ringiovanimento del pendio che può essere messo in relazione al sollevamento che la dorsale Monte Albano-Poggiona avrebbe subito nel Pleistocene medio (BARTOLINI & PRANZINI, 1983). Le breccie di Casa Vetralla potrebbero essere correlate ai conglomerati delle Cerbaie che giacciono in discordanza sui depositi lacustri villafranchiani (DALLAN, 1989; ZANCHETTA *et alii*, 1994) e che sono stati alimentati dall'erosione dei Monti Pisani che in quel momento subivano un forte innalzamento.

La successione sedimentaria dell'area Vinci-Lamporecchio si chiude, come visto, con le "sabbie di Lamporecchio".

Questo deposito era stato cartografato in precedenza insieme alle argille e sabbie lacustri villafranchiane (TREVISAN *et alii*, 1971)⁽¹⁾; varie considerazioni ci inducono invece a considerarlo come molto più recente. Oltre alle considerazioni geometriche precedentemente esposte, i suoli impostati sulle "sabbie di Lamporecchio", che presentano uno scarso grado di evoluzione del profilo, non sono correlabili con quelli dei ciottoli di Montecarlo, né del Ciclo di Altopascio-Cerbaie (MAGALDI *et alii*, 1983), e neppure con quelli sui depositi a chiusura del ciclo lacustre presenti a Pescia (MAGALDI *et alii*, 1981) e a Borgo a Buggiano (oss. inedite degli autori). Dato che non hanno subito la pedogenesi di questi ultimi, si può quindi supporre che non si fossero ancora depositati nel Pleistocene medio. Ciò concorre con le considerazioni morfologiche e stratigrafiche espresse precedentemente ad indicare un'età pleistocenica superiore inoltrata.

Potrebbero così essere attribuiti alla "fase anagliale würmiana", cui altri Autori (FEDERICI, 1987; etc.) hanno riferito i vari conoidi versiliani e della Piana di Lucca.

CONCLUSIONI

Nel Pliocene medio l'area in studio faceva parte dell'ampio bacino marino della Val d'Elsa costituendone presumibilmente il margine settentrionale. Non sono state rilevate evidenze di campagna che indichino una transizione laterale da facies marine a facies continentali, come suggerito da PUCCINELLI (1992). Un'area emersa che fungesse da transizione tra il bacino marino pliocenico e il bacino lacustre rusciniano, va dunque ricercata a nordovest dell'area investigata nel presente lavoro, nel sottosuolo della Val di Nievole. Nell'area di Vinci si assiste invece nel Pliocene medio ad una transizione verticale da facies marine a fa-

⁽¹⁾Da notare che TREVISAN *et alii* (1971) ponevano i "conglomerati a grossi ciottoli di macigno" (Qc) alla base del ciclo lacustre quaternario e "in discordanza sui sedimenti salmastri del Pliocene" perché sottostanti a quelle sabbie che nel presente lavoro sono state chiamate "sabbie di Lamporecchio", considerate allora come il tetto della successione lacustre.

cies lagunari, i cui massimi spessori si sviluppano tra Vinci e Toiano. I depositi salmastri sono l'espressione della regressione generalizzata che ha interessato i bacini marini della Toscana nel Pliocene medio.

Dopo un breve intervallo di non deposizione, l'area in studio nel Pliocene superiore è nuovamente soggetta a subsidenza, mentre, appena a NE della dorsale del M. Albano, si imposta il bacino di Firenze-Prato-Pistoia e ancora oltre quello del Mugello (FEDERICI & MAZZANTI, 1988). Il bacino Villafranchiano superiore di Lucca - Montecarlo - Vinci doveva estendersi, da ovest a est, dai Monti d'oltre Serchio al Monte Albano, e, da nord a sud, dalla fascia pedemontana dell'Appennino, al Valdarno.

Alla fine del Pleistocene inferiore i movimenti di subsidenza subirono un'interruzione a causa dei movimenti positivi responsabili del brusco sollevamento dei Monti Pisani, delle Pizzorne e del Monte Albano. In seguito, nel Pleistocene medio, l'area fu soggetta ad intenso alluvionamento del quale sono rimaste tracce solo lungo il versante occidentale del Monte Albano (breccia di Casa Vetralla), mentre nel resto del bacino furono deposti i conglomerati delle Cerbaie.

Presumibilmente alla fine del Pleistocene medio, un evento tettonico fu responsabile del basculamento dei depositi delle Cerbaie verso nord-ovest, e della creazione del rigetto verticale osservabile tra i suoi affioramenti in destra (San Romano) ed in sinistra d'Arno (Cerbaie).

RINGRAZIAMENTI

Desideriamo ringraziare vivamente il Prof. RENZO MAZZANTI, ed il Prof. ALBERTO PUCCINELLI per la revisione critica del manoscritto e per le proficue discussioni con essi avute durante lo svolgimento del lavoro. Un grazie particolare anche al Prof. ALESSANDRO BOSSIO ed al Dott. LUCA RAGANI per l'aiuto prestato nella determinazione rispettivamente di ostracofaune e malacofaune marine. Grazie infine al Dott. GIANNI ZANCHETTA ed al Prof. ODOARDO GIROTTI per le proficue discussioni avute sul terreno.

BIBLIOGRAFIA

ARIAS C., BIGAZZI G. & BONADONNA F.P. (1981) - *Studio cronologico e paleomagnetico di alcune serie sedimentarie dell'Italia Apenninica*. Contr. Carta Neotett. d'I., III, CNR P.F.G., Neotett., 356, 1441-1448.

BARTOLINI C., BERNINI M., CARLONI G.C., COSTANTINI A., FEDERICI P.R., GASPERI G., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MAZZANTI R., PAPANI G., PRANZINI G., RAU A., SANDRELLI E., VERCESI P.L., CASTALDINI D. & FRANCAVILLA E. (1983) - *Carta neotettonica dell'Appennino Settentrionale*. Note illustrative. Boll. Soc. Geol. It., 101 (1982), 523-549.

BARTOLINI C., BIDINI C., FERRARI G.A. & MAGALDI G. (1985) - *Pedostratigrafia e morfostratigrafia nello studio delle superfici sommitali situate fra Serchio e Ombrone Pistoiese*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 7 (1984), 3-9.

BARTOLINI C. & NISHIWAKI N. (1985) - *Uplift model by analysis of an Apennine region lying south of the Lima river (Northern Tuscany)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, 14-22.

BARTOLINI C. & PRANZINI G. (1984) - *L'antecedenza dei corsi d'acqua che attraversano la dorsale M. Albano-Poggiona nel quadro dell'evoluzione Plio-quaternaria del Valdarno*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 271-278.

BENVENUTI M. & DOMINICI S. (1992) - *Facies analysis, paleocology and sequence stratigraphy in a Pliocene siliciclastic succession, San Miniato (Pisa, Italy)*. Boll. Soc. Pal. It., 31, 241-259.

CORSELLI C. (1987) - *Il "confinamento" nella laguna di S. Teodoro (Sassari). Analisi quantitativa delle biocenosi e tanatocenosi di molluschi*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat., 20 (331), 15-44.

CRISPINO R. & ESU D. (1995) - *Non-marine Late Villafranchian molluscs of the Crostolo river (Emilia-Northern Italy). Systematics and Paleoecology*. Boll. Soc. Pal. It. (in stampa).

DALLAN L. (1989) - *Ritrovamento di Alephis Lyrix nelle argille della serie lacustre di Montecarlo (Lucca) e considerazioni stratigrafiche sui depositi continentali dell'area tra il Monte Albano e il Monte Pisano*. Atti. Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., A, 95, 1988, 203-219.

DE STEFANI C. (1876-80) - *Molluschi continentali, fino ad ora noti in Italia nei terreni pliocenici ed ordinamento di questi ultimi*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 2, 130-174; 3, 274-325; 5, 9-108.

ESU D. & GIROTTI O. (1974) - *La malacofauna continentale del Pliocene dell'Italia centrale*. I: Paleontologia. Geol. Rom., 13, 203-293.

ESU D. & GIROTTI O. (1991) - *Late Pliocene and Pleistocene assemblages of continental molluscs in Italy. A survey*. Il Quaternario, 4 (1a), 137-150.

FAVENZA CERASA M., BIXIO M., CHETONI R., CORNIERI E., GARBARI F., MONTESI M., RIGHETTI G., ROTINI O.T., SIMONETTA A.M. & SINISCALCHI D. (1980) - *Progetto pilota per la salvaguardia e la valorizzazione del Padule di Fucecchio*. Arti Grafiche Giorgi e Gambi, Firenze.

FEDERICI P.R. (1987) - *Stato attuale delle conoscenze geomorfologiche e geologiche del bacino di Massaciucoli in Versilia (Toscana)*. Il bacino di Massaciucoli. Pacini ed., Pisa, 27-52.

FEDERICI P.R. & MAZZANTI R. (1988) - *L'evoluzione della paleogeografia e della rete idrografica del Valdarno Inferiore*. Boll. Soc. Geogr. It., 5, 573-615.

FUCINI A. (1891) - *Il Pliocene dei dintorni di Cerreto Guidi e di Limite ed i suoi molluschi fossili*. Boll. Reg. Com. Geol. It., (10), 49-87.

GHELARDONI R., GIANNINI E. & NARDI R. (1968) - *Ricostruzione paleogeografica dei bacini neogenici e quaternari nella bassa valle dell'Arno sulla base dei sondaggi e dei rilievi sismici*. Mem. Soc. Geol. It., 7, 91-106.

GLÖER P., MEIER BROOK C. & OSTERMANN O. (1985) - *Süßwasser mollusken*. Deutsch. Jugend. Natur., 81p.

HAYASHI Y. (1956) - *On the variation of Corbicula due to environmental factors*. Venus, 19 (1), 54-60.

HILGEN F.J. (1991) - *Extension of the Miocene/Pliocene boundary*. Earth Planet Sc. Lett., 107, 349-368.

MAGALDI D., BAZZOTTI P., BIDINI D., FRASCATI F., GREGORI E., LORENZONI P., MICLAUS N. & ZANCHI C. (1981) - *Studio interdisciplinare sulla classificazione e la valutazione del territorio: un esempio nel Comune di Pescia (Pistoia)*. Annali Ist. Sper. Studio Difesa Suolo, 12, 31-114.

MAGALDI D., BIDINI D., CALZOLARI C. & RODOLFI G. (1983) - *Geomorfologia, suoli e valutazione del territorio tra la Piana di Lucca e il Padule di Fucecchio*. Annali Ist. Sper. Studio, Difesa Suolo, 14, 21-108.

NARDI R., NOLLEDI G. & ROSSI F. (1987) - *Geologia e idrogeologia della Piana di Lucca*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 10, 1-30.

PUCCINELLI A. (1992) - *Nuovi aspetti dell'evoluzione paleogeografica e tettonica al Plio-Quaternario della Piana di Lucca (Toscana)*. Geogr. Fis. Din. Quat., 14 (1991), 171-177.

RIO D., SPROVIERI S. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian stage: a proposal of a new chronostratigraphical unit of the pliocene series*. Riv. It. Paleont. Str., 100 (1), 103-124.

RISTORI G. (1889) - *Il bacino pliocenico del Mugello*. Boll. Soc. Geol. It., 8, 455-489.

RUGGIERI G. (1980) - *Sulla distribuzione stratigrafica di alcuni ostracodi nel Pleistocene italiano*. Boll. Soc. Paleont. Ital., 19 (1), 127-135.

TORRE D., ALBIANALLI A., AZZAROLI A., FICCARELLI G., MAGI M., NAPOLEONE G. & SAGRI M. (1993) - *Paleomagnetic calibration of Late Villafranchian mammalian faunas from the Upper Valdarno, Central Italy*. Mem. Soc. Geol. It., 49, 335-344.

TREVISAN L., BRANDI G.P., DALLAN L., NARDI R., RAGGI G., RAU A., SQUARCI P., TAFFI L. & TONGIORGI M. (1971) - *F° 105 - Lucca. Note illustrative C.G.I., II ediz.* Servizio Geol. d'It.

VAN DAMME D. (1984) - *The freshwater mollusca of Northern Africa. Distribution, Biogeography and Palaeoecology*. Develop. Hydrobiol., 25, 164 p.

ZANCHETTA G., PETRUCCI S., MAZZA P. & RUSTIONI M. (1994) - *New villafranchian finds from the lower Valdarno*. In: "Il significato del Villafranchiano nelle successioni Plio-Pleistoceniche", convegno AIQUA-CNR, Peveragno (CN)-Villafranca (AT) 20-24 giugno 1994, vol. dei riassunti.



TAVOLE

TAVOLA I

Malacofauna delle argille e sabbie di Cerreto Guidi

A) <i>Nassarius mayeri</i> BELLARDI;	× 2,5
B) <i>Amyclina semistriata</i> (BROCCHI);	× 2,5
C) <i>Turbonilla lactea</i> (Linné);	× 6
D) <i>Acanthocardia</i> sp.;	× 5
E) <i>Corbula gibba</i> (Olivi);	× 5
F) <i>Ringicula auriculata</i> (MENARD);	× 10
G) <i>Apicularia sulzeriana</i> (RISSO);	× 20

TAV. I

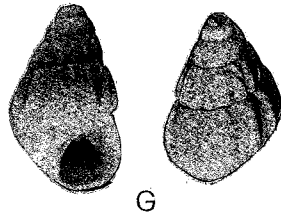
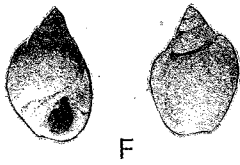
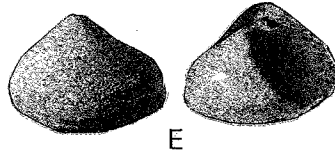
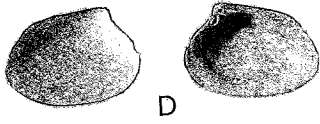
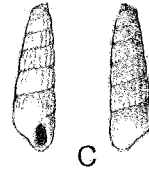
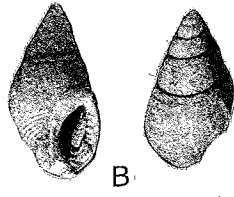
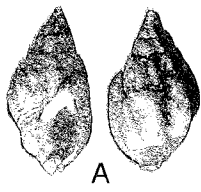


TAVOLA 2

Malacofauna delle argille e sabbie di Mastromarco affioramento di Casa S. Lorenzo

- Figg. 1-2 - *Viviparus ampullaceus* BRONN, Cava Mastromarco (Lamprecchio), "Argille e sabbie di Mastromarco". Fig. 1: esemplare incluso nel sedimento, norma posteriore, M.P.U.R.-7-1318. Fig. 2: norma aperturale, M.P.U.R.-7-1320. Coll. ESU-GIROTTI × 2
- Fig. 3 - *Viviparus ampullaceus* BRONN, Cava Mastromarco (Lamporecchio), "Argille e sabbie di Mastromarco", norma apicale, M.P.U.R.-7-1319. Coll. ESU-GIROTTI × 4
- Figg. 4-5 - *Prososthensia oblonga* (BRONN), Casa S. Lorenzo (Cerreto Guidi), "Argille e sabbie di Mastromarco". Fig. 4: norma aperturale, M.P.U.R.-7-1321. Fig. 5: norma posteriore, M.P.U.R.-7-1323. Coll. ESU-GIROTTI × 10
- Fig. 6 - *Carychium minimum* (MÜLLER), Cava Mastromarco (Lamporecchio), "Argille e sabbie di Mastromarco" M.P.U.R.-7-1323. Coll. ESU-GIROTTI × 18
- Figg. 7-10 - *Corbicula fluminalis* (MÜLLER), Casa S. Lorenzo (Cerreto Guidi), "Argille e sabbie di Mastromarco". Fig. 7: esemplare a valve articolate, M.P.U.R.-7-1324. Fig. 8: valva sinistra, M.P.U.R.-7-1325. Fig. 9: valva destra, M.P.U.R.-7-1326. Fig. 10: valva sinistra, M.P.U.R.-7-1327. Coll. ESU-GIROTTI × 2
- Figg. 11-12 - *Anodonta* sp., Casa S. Lorenzo (Cerreto Guidi), "Argille e sabbie di Mastromarco". Fig. 11: frammento di guscio con rifrangenza madreperlacea, è visibile l'area ligamentare. M.P.U.R.-7-1331. Fig. 12: frammenti di guscio con evidenti linee di accrescimento. M.P.U.R.-7-1332. Coll. ESU-GIROTTI × 1,6
- Figg. 13-15 - *Corbicula fluminalis* (MÜLLER), Casa S. Lorenzo (Cerreto Guidi), "Argille e sabbie di Mastromarco", esemplari giovanili. Fig. 13: valva sinistra, M.P.U.R.-7-1328. Fig. 14: valva sinistra, M.P.U.R.-7-1329. Fig. 15: valva destra, M.P.U.R.-7-1330. Coll. ESU-GIROTTI × 17,5

