A. Bossio (*), R. Mazzanti (**), R. Mazzei (***) G. Salvatorini (****) & F. Sandrelli (****)

IL PLIOCENE DEL BACINO DI CHIUSDINO (SIENA)

Riassunto — Questo lavoro ha come obiettivo l'analisi dell'evoluzione paleogeografica del Bacino di Chiusdino nel corso del Pliocene, a controllo del modello proposto dagli scriventi per i vicini bacini di Pomarance, S. Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte, nelle province di Pisa e di Siena. In mancanza di una carta geologica di dettaglio, è stato eseguito anche il rilevamento, realizzato originariamente alla scala 1:10.000; nell'applicare la terminologia litostratigrafica formale già disponibile (Formazione argillosa di Luriano e Formazione di Chiusdino) si è ritenuto opportuno distinguere, anche se in via provvisoria e a livello di membri, tre nuove unità (Conglomerato del Fiume Merse, Calcare detritico di C. Ciava e Conglomerato di M. Capino).

L'evoluzione paleogeografica del bacino si è realizzata secondo tappe in perfetto sincronismo con quelle che hanno caratterizzato i bacini più occidentali già studiati, con i quali sussiste anche una marcata analogia nelle relative espressioni sedimentarie. Con l'inizio del Pliocene l'area è in fase di subsidenza e subisce una prima trasgressione marina che consente la continuità del regime subacqueo, di tipo «lagomare», del Messiniano superiore. Se il rapido approfondimento determina localmente l'accumulo di materiale clastico piuttosto grossolano (Conglomerato del Fiume Merse), la sua espressione più generale è un'unità pelitica (Formazione argillosa di Luriano), rappresentata estesamente a S del F. Merse, ma che affiora in piccoli e sporadici lembi anche a N dello stesso fiume. I sedimenti di pertinenza della Zona a Sphaeroidinellopsis seminulina s.l. e della Zona a Globorotalia margaritae si sono deposti a profondità riconducibili alla parte più distale della zona neritica esterna, quelli appartenenti alla Zona a Globorotalia puncticulata-G. margaritae mostrano invece chiari indizi di una tendenza regressiva. Nella parte inferiore della Zona a G. puncticulata

^(*) Dipartimento di Scienze della Terra, Pisa.

^(**) Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, C.N.R., Pisa.

^(***) Istituto di Scienze geologico-mineralogiche, Sassari.

^(****) Dipartimento di Scienze della Terra, Siena.

Lavoro eseguito con finanziamenti MURST 40% Tit. F.A. Decandia, MURST 60% Tit. A. Bossio, MURST 60% Tit. R. Mazzei, MURST 60% Tit. F. Sandrelli, MURST 60% Tit. G. Salvatorini, con il contratto CNR - 9000722/05 Tit. A. Lazzarotto e con il contributo del Centro di Studio per la Geologia Strutturale e Dinamica dell'Appennino, C.N.R., Pisa.

(Sottozona a *Globigerina apertura*) sono ancor più evidenti gli effetti del sollevamento, preludio alla completa emersione dell'area prima della fine del Pliocene inferiore.

Durante lo sviluppo di questo primo ciclo sedimentario la zona occupata dal dominio marino doveva essere alquanto più estesa rispetto ai limiti attualmente definiti dagli affioramenti; se sussistono incertezze per la sua continuità verso NW fino ai bacini di S. Dalmazio - Pomarance, è alquanto verosimile una sua ampia comunicazione con i più meridionali bacini dei fiumi Ombrone ed Orcia.

Dopo un periodo di emersione durato fino al Pliocene medio inoltrato, per la ripresa della subsidenza il bacino è sede di un nuovo ciclo sedimentario rappresentato dalla Formazione di Chiusdino. Il membro basale calcareo di questa formazione (Calcare detritico di C. Ciava), nonostante il limitato spessore e la discontinuità degli affioramenti, è particolarmente significativo in quanto costituisce la testimonianza della fase iniziale marina del ciclo e della sua appartenenza al Pliocene medio (Zona a *Globorotalia aemiliana*). Dalla distribuzione spaziale di questo membro si evince che il dominio marino mediopliocenico non interessa tutto il bacino, ma costituisce un golfo che, con linea di costa nella zona circostante l'attuale percorso del F. Merse, si apre verso NW ricongiungendosi ai domini marini dei bacini di Belforte - S. Dalmazio - Pomarance. In questo braccio di mare, di profondità alquanto modesta, la sedimentazione è influenzata da apporti continentali, tant'è che lateralmente ai calcari si depositano, in genere, conglomerati (parte basale del Conglomerato di M. Capino).

La vita del golfo è comunque di breve durata: con l'avvento della generale regressione mediopliocenica della Toscana esso viene infatti privato della sua alimentazione marina. L'arrivo di una ingente quantità di ciottoli nel sistema deltizio nordoccidentale, che fa seguito alla regressione via via che questa avanza verso W, determina uno sbarramento, in conseguenza del quale, nel Villafranchiano inferiore, si instaura un bacino lacustre; con il proseguire della subsidenza, il lago deborda dall'invaso del precedente dominio marino e si diffonde nell'intero Bacino di Chiusdino. I sedimenti lacustri giacciono infatti su unità diverse del Pliocene, del Miocene e del pre-Neogene. È del tutto verosimile, in analogia con quanto si è verificato nei limitrofi bacini nord-occidentali e meridionali, che anche nel Bacino di Chiusdino l'episodio continentale si sia esaurito in un intervallo del Villafranchiano inferiore contenuto nei limiti del Pliocene medio.

Résumé — Le Pliocène du Bassin de Chiusdino (Sienne). Le but de cette recherche est la reconstruction de l'évolution paléogéographyque du Bassin de Chiusdino pendant le Pliocène. Cela permet de contrôler la validité du modèle que nous avons proposé pour les bassins les plus proches, ceux de Pomarance, S. Dalmazio-Anqua et Radicondoli-Belforte. Dans ce bassin on a réalisé un levé géologique detaillé à l'echelle de 1:10000, et, en applicant la terminologie lithostratigraphique déjà employée (Formazione argillosa di Luriano et Formazione di Chiusdino), on a estimé convenable de distinguer, même si à titre provisoire et au niveau de membres, trois nouvelles unités (Conglomerato del Fiume Merse, Calcare detritico di C. Ciava et Conglomerato di M. Capino).

L'évolution paléogeographique du bassin s'est déroulée par des étapes en syncronisme parfait avec celles qui ont caracterisé les bassins plus occidentaux déjà étudiés, avec lesquels il y a même une analogie remarquable dans les faciès sedimentaires. Au début du Pliocène la zone entre en subsidence et est intéressée par une première transgression marine. Cela permet la continuation du régime sous-marin, du type «lago-mare», du Messinien supérieur. L'approfondissement rapide provoque par endroit l'accumulation de matériel clastique plus ou moins grande (Conglomerato del Fiume Merse), mais la faciès la plus générale est une unité pélitique (Formazione argillosa di Luriano) amplement représentée à S du fleuve Merse, qui a de petits et sporadiques affleurements à N du meme cours d'eau. Les sédiments de la Zone à *Sphaeroidinellopsis seminulina* s.l. et de la Zone à *Globorotalia margaritae* se sont déposés à des profondeurs correspondent à la partie la plus distale de la zone néritique externe, tandis que ceux qui appartiennent à la Zone à *Globorotalia puncticulata-G. margaritae* montrent des indices claires d'une tendance régressive. Mais c'est dans la partie inférieure de la Zone à *Globorotalia puncticulata* (Sous-zone à *Globigerina apertura*) que les effets du soulèvement sont plus évidents; ils annoncent l'émérsion du bassin avant la fin du Pliocène inférieur.

Pendant le premier cycle sedimentaire, la zone occupée par le domaine marin devait être plus vaste par rapport aux limites des affleurements; si sa continuité vers NW jusqu'aux bassins de S. Dalmazio-Pomarance est incertaine, une communication importante avec les bassins plus meridionaux des fleuves Ombrone et Orcia est vraisemblable.

Après une période d'émersion prolongée jusqu'au Pliocène moyen il y a une reprise de la subsidence et un nouveau cycle sedimentaire intéresse le bassin; ce dernier cycle est répresenté par la Formazione di Chiusdino. Le membre calcaire à la base de cette formation (Calcare detritico di C. Ciava), malgré sa petite épaisseur et la discontinuité des affleurements, est particulièrement significatif. En effet il représente le témoignage de la phase initiale marine du cycle et de son appartenance au Pliocène moyen (Zone à *Globorotalia aemiliana*). La distribution spatiale de ce lithotype témoigne que le domaine marin medio-pliocenique n'occupait pas tout le bassin, mais constituait un golfe qui s'ouvrait vers NW se réunissant aux domaines marins des bassins de Belforte - S. Dalmazio - Pomarance. Dans ce bras de mer, qui avait une profondeur très faible, la sédimentation est interessée par des apports continentaux: à côté des calcaires se déposent généralement des conglomérats (partie basale du Conglomerato di M. Capino).

Ce golfe a une vie courte; avec la régression générale medio-pliocenique de la Toscane, il lui manque l'alimentation marine. L'arrivée de beaucoup de galets dans le système deltaique nord-ouest, qui suivait la régression dans sa progression vers l'ouest, détermine un barrage en conséquence duquel, pendant le Villafranchien inférieur, s'établit un bassin lacustre. A mésure que la subsidence augmente le lac déborde du domaine du bassin marin précédent, et «transgresse» sur tout le bassin de Chiusdino. Les sédiments lacustres sont situés au-dessus de différentes unités du Pliocène, du Miocéne et du pre-Neogène. Il semble vraisemblable que, d'une manière analogue à ce qui s'est passé dans les bassins limitrophes nord-ouest et méridionaux, aussi dans le Bassin de Chiusdino l'épisode continental est terminé dans la partie du Villafranchien inférieur qui est compris dans les limites du Pliocène moyen.

Key words — Stratigraphy, Paleogeography, Pliocene, Tuscany.

INTRODUZIONE

Questo lavoro è stato realizzato nell'ambito di un programma

interdisciplinare ed interuniversitario dedicato al Pliocene della Toscana, il quale prevede la revisione o lo studio «ex novo» di alcuni bacini sedimentari tramite una stretta integrazione tra operazioni sul terreno e analisi micropaleontologiche. Gli interessanti risultati ottenuti dagli scriventi sui bacini di Pomarance, S. Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Bossio *et Al.*, 1991a e 1991b) hanno incoraggiato ad estendere lo studio anche al limitrofo Bacino di Chiusdino. La ricostruzione dell'evoluzione paleogeografica di tale bacino nel corso del Pliocene rappresenta appunto l'obiettivo ultimo di questa ricerca.

La zona investigata (Fig. 1), che ha una superficie di circa 60 Km², si estende in 4 tavolette del F° 120 - Siena; più precisamente è ubicata nella parte settentrionale della tavoletta «Chiusdino» (III quadrante NE), in quella meridionale della tavoletta «Frosini» (IV quadrante SE), lambisce il margine sud-orientale della tavoletta «Belforte» (IV quadrante NO) e quello nord-orientale della tavoletta «Montieri» (III quadrante NO). Per l'esattezza i limiti geografici del rilevamento sono: a N la zona di Montalcinello, ad E l'allineamento Pod. Papena - Poggio della Cappella, a S la zona di Luriano e ad W l'allineamento Montalcinello - Chiusdino - Luriano.

Quest'area, per la quale manca un carta geologica di dettaglio, è stata oggetto di un nuovo rilevamento alla scala 1:10.000 (Fig. 2, 3). Essendo la ricerca focalizzata sui sedimenti pliocenici, le unità quaternarie (tutte continentali) e quelle preplioceniche della zona, pur cartografate, non sono state descritte nel testo.

Per quel che concerne le unità plioceniche per il momento si è preferito utilizzare i termini litostratigrafici introdotti per il Bacino di Chiusdino dalla bibliografia più recente, cambiando in qualche caso il rango delle unità e distinguendo, anche se a livello di membro, alcune nuove unità. Tuttavia riteniamo provvisoria tale nomenclatura litostratigrafica, in attesa di una sua revisione formale a seguito di una visione più generale della stratigrafia pliocenica toscana.

Per quanto riguarda lo studio micropaleontologico sono state analizzate con particolare cura le associazioni a Foraminiferi planctonici, inserendo i relativi risultati nello schema biostratigrafico proposto da Iaccarino e Salvatorini (1982). Se questi organismi si sono rivelati indispensabili per un inquadramento stratigrafico delle sequenze plioceniche locali, i Foraminiferi bentonici e gli Ostracodi si sono rivelati tali per le informazioni paleoambientali. Essendo queste ultime imprescindibili per una ricostruzione dell'evoluzione pa-

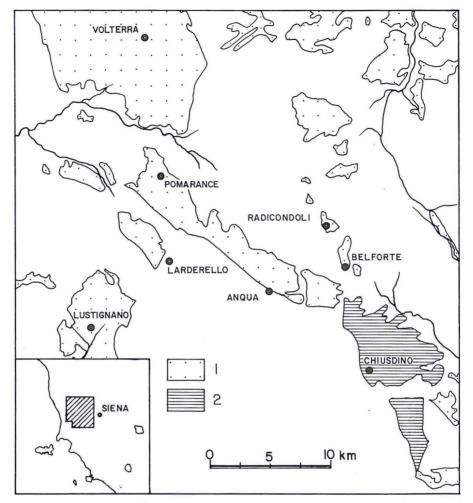


Fig. 1 - 1,2: Aree di affioramento dei sedimenti pliocenici; 2: area studiata.

leogeografica dell'area, nel contesto di questa ricerca saranno esposti, se pur più o meno sinteticamente, anche i risultati dello studio di questi due gruppi di organismi.

Le campionature per le analisi micropaleontologiche (Fig. 4) sono state effettuate in modo alquanto dettagliato, compatibilmente con le condizioni degli affioramenti e delle tipologie sedimentarie, lungo 5 sezioni più favorevoli per esposizione; per ognuna di esse è stata compilata una colonna stratigrafica (lito-, bio- e cronostratigrafica), affiancata da una tabella con l'elenco, la distribuzione e la stima di frequenza dei taxa planctonici e, in alcuni casi, dei taxa

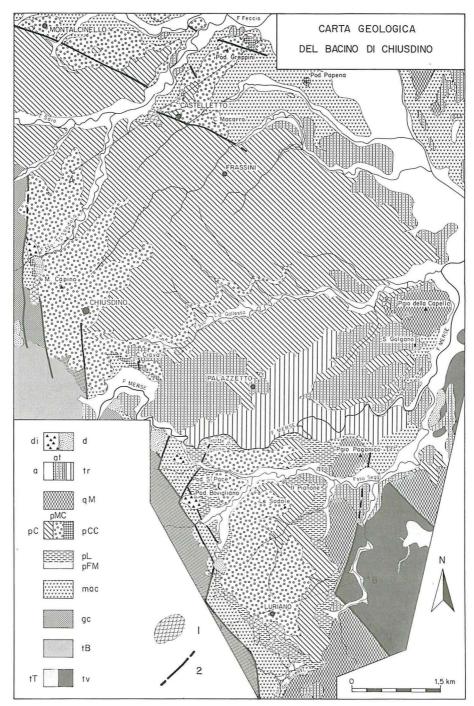


Fig. 2 - Carta geologica del Bacino di Chiusdino. Spiegazione delle sigle: di discariche; d detriti; a alluvioni; at depositi fluviali o fluvio-lacustri antichi; tr travertini; qM Sabbie e ciottolami di Monticiano - Villafranchiano; pC Formazione di Chiusdino - Villafranchiano inferiore, pMC Conglomerato di Monte Capino - Pliocene medio (Villafranchiano inferiore), pCC Calcare detritico di C. Ciava - Pliocene medio; pL Formazione argillosa di Luriano - Pliocene inferiore, pFM Conglomerato del F. Merse - Pliocene inferiore; mac formazioni lacustri e marino-lagunari evaporitiche - Miocene superiore; gc Argille con calcari palombini - Cretaceo inferiore; tB Formazione anidritica di Burano - Trias superiore; tT Formazione di Tocchi - Trias superiore; tv Gruppo del «Verrucano» (Anageniti minute, Formazione di M. Quoio, Formazione arenaceo-conglomeratica di Civitella M.ma) - Trias inferiore-medio; 1 frane; 2 faglie.

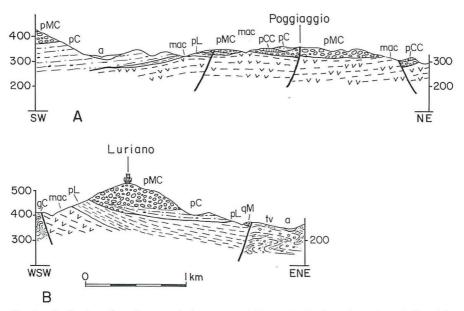


Fig. 3 - Sezioni geologiche. Per l'ubicazione delle sezioni e la spiegazione delle sigle si veda in Fig. 2.

bentonici determinati. Per il controllo della ripartizione biostratigrafica di ciascuna unità sull'intera area e per avere una visione più completa, sia in senso orizzontale che verticale, delle caratteristiche paleoambientali delle singole unità, si è ritenuto opportuno eseguire anche una campionatura «sparsa» (che porta a circa 230 i campioni studiati), limitata a singoli livelli o a piccoli spezzoni sedimentari.

CONOSCENZE PRECEDENTI SULLA STRATIGRAFIA PLIOCENICA

La bibliografia relativa ai sedimenti pliocenici del Bacino di Chiusdino è alquanto carente. Dopo le prime e molto generiche notizie di Lotti (1910), dati interessanti sull'area si hanno solo a seguito della compilazione della seconda edizione del F° 120 (Siena) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, curata da Signorini *et Al.* e pubblicata nel 1968. Le relative «Note Illustrative» (Signorini, 1967) sono comunque precedute (almeno in ordine di stampa) da una nota dello stesso Autore, dedicata esclusivamente ai sedimenti neogenici affioranti nel Foglio Siena (Signorini, 1966). Le notizie di seguito riportate si riferiscono all'insieme dei lavori sopra citati, con

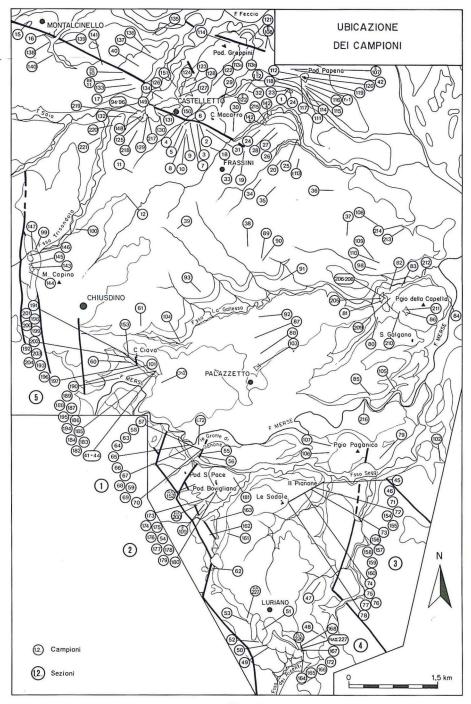


Fig. 4

la precisazione che i dati micropaleontologici e i relativi inquadramenti bio- e cronostratigrafici sono stati tratti da Gandin (1967), a cui lo stesso Signorini fa esplicito riferimento.

Nelle sequenze plioceniche del Bacino di Chiusdino vengono distinte e cartografate le seguenti unità litostratigrafiche, qui riportate a partire dalla più antica:

Formazione argillosa di Luriano (Signorini, 1966)

Si tratta di argille ricche di *Pycnodonta navicularis*, in continuità di sedimentazione con la Formazione gessifera del Miocene superiore e comprendenti la I biozona del Pliocene inferiore (con «Globorotalia scitula, Plectofrondicularia gemina, Uvigerina rutila»), la II biozona (con «Globorotalia hirsuta, Martinottiella communis perparva, Uvigerina rutila, Robulus serpens clericii, Anomalina helicina, Bolivina leonardii, B. usensis, B. placentina») e la III biozona (con «Globorotalia puncticulata, G. aff. crassula, Bolivina aenariensis, Martinottiella communis perparva, Bolivina placentina»), sempre del Pliocene inferiore. Le associazioni a Foraminiferi, sempre abbondanti, indicano un «ambiente marino, abbastanza franco e non molto profondo» (Gandin, 1967, pag. 54).

Formazione di Chiusdino (Signorini, 1966)

È costituita da argille sabbiose, cui sono intercalati strati di sabbie, lenti di ciottoli e banchi di conglomerati. Dalle analisi di alcuni campioni (Gandin, 1967) risulterebbe che l'unità comprende livelli riferibili alla parte bassa (con «Globorotalia hirsuta e Globorotalia puncticulata») e alla parte alta (con «Globorotalia bononiensis e Globorotalia aff. crassula») della III biozona del Pliocene inferiore. L'ambiente deposizionale è considerato marino, ma non viene fornita alcuna precisazione batimetrica dedotta dalle microfaune, segnalate peraltro come sempre molto povere.

Formazione conglomeratica (Signorini, 1966)

L'unità è costituita da conglomerati poligenici in grosse bancate, cui sono intercalate sabbie e, talora, alla base, lenti di brecce calcaree e di calcari conchigliari con Pettinidi, Ostreidi, Terebratule, ecc. È considerata una formazione marina pliocenica, ma non vengono forniti particolari in merito.

Nell'area da noi studiata le tre unità avrebbero una distribuzio-

ne arealmente differenziata (v. Fig. 1C di Signorini, 1966). Infatti, mentre nella zona tra S. Galgano e Luriano esse sono tutte e tre presenti, e in successione continua dal basso verso l'alto, secondo l'ordine prima riportato, procedendo verso N scompare prima la Formazione argillosa di Luriano e dopo la Formazione di Chiusdino, cosicché nella zona più settentrionale l'unità conglomeratica trasgredisce direttamente su termini pre-pliocenici (¹). Ciò induce l'Autore ad ipotizzare una «ingressione progressiva, da sud a nord, con depositi tanto più grossolani quanto più recenti» (Signorini, 1966, pag. 650).

Si rileva infine che in destra e in sinistra del Fosso Feccia, tra Frosini e Monticiano, viene segnalata la presenza di un esteso affioramento di argille lacustri (Argille della Feccia, Signorini, 1967), giacenti su sedimenti miocenici e pliocenici e contenenti Ostracodi («Cyprideis torosa littoralis, Candona angulata, Darwinula stevensoni, Iliocypris bradyi») e Gasteropodi («Valvata piscinalis piscinalis, Valvata piscinalis alpestris, Bythinia leachi, Pseudoamnicola similes, Neritina cf. etrusca, Melanopsis sp.»), tutti dulciacquicoli, ritenuti di età pleistocenica (Signorini, 1966).

Dopo le ricerche di Signorini, il Pliocene dell'area in oggetto non è stato studiato in alcun altro lavoro di dettaglio; notizie di carattere generale possono invece essere tratte da alcune sintesi paleogeografiche sui bacini tosco-umbro-laziali. Dagli schemi della prima di queste (Ambrosetti *et Al.*, 1979) si evince che:

- durante il periodo di maggior sprofondamento regionale e, conseguentemente, di massima estensione del mare in Toscana, identificato con il Pliocene inferiore (Zona a *Globorotalia puncticulata*), l'area di Chiusdino risultava sommersa e in comunicazione sia con i bacini settentrionali che con quelli meridionali (v. Fig. 1 del lavoro citato);
- a partire dal Pliocene medio (Zona a Globorotalia gr. aemilianacrassaformis), a seguito di un imponente cambiamento paleogeografico, iniziato nel Pliocene inferiore sommitale con la comparsa di Globorotalia bononiensis e conseguente ad una fase regressiva generale, l'area era invece emersa (v. Fig. 2 nel lavoro citato).

⁽¹⁾ In questa zona, lungo il bordo orientale del bacino, i conglomerati sono sostituiti lateralmente da «Sabbie e ciottolame di Monticiano», una unità caratterizzata dall'abbondanza di elementi anagenitici e quarzitici del Verrucano, con il quale essa si trova a diretto contatto; Signorini (1967) riporta a pag. 32, che «non avendoci trovato fossili e costituendo essa il termine più alto della serie, non si può escludere che sia in parte non marina e quaternaria».

I lavori successivi sono stati condotti sia sui singoli Fogli alla scala 1:100.000 nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica, Sottoprogetto Neotettonica del C.N.R. (Costantini *et Al.*, 1980, per il F° 119), sia nel contesto di una sintesi più ampia, relativa all'intero Appennino Settentrionale (Bartolini *et Al.*, 1982) (²). Nonostante che da quest'ultimo lavoro non sia possibile trarre informazioni relative a problemi strettamente locali, dal quadro generale in esso presentato si può ricavare, per il Bacino di Chiusdino, la seguente evoluzione:

- nel cosiddetto «Intervallo II», che si estende dalla «trasgressione pliocenica (~ 5.2 m.a.d.p.) all'estinzione di Gl. margaritae (~ 4 m.a.)» (pag. 523 del lavoro citato), il Bacino di Chiusdino è caratterizzato da prevalente subsidenza; esso risulta confinare a Nord-Ovest, attraverso una fascia trasversale di deformazione e discontinuità (linea Belforte-Monteriggioni), con una zona in probabile sollevamento, coincidente con l'area dei bacini di Anqua e Radicondoli.
- Nell'«Intervallo IIIa», definito dal limite superiore dell'intervallo precedente fino alla «Zona a Gl. inflata inclusa (limite Plio-Pleistocene, ~ 1,8 m.a.)» (pag. 523 del lavoro citato), l'area di Chiusdino appare in sollevamento.

Le ipotesi del modello di evoluzione paleogeografica riportate nei due ultimi lavori citati sono inserite anche nel contesto di una sintesi relativa alla Toscana a Sud dell'Arno (Burgassi *et Al.*, 1983); da tale sintesi non emergono elementi nuovi rispetto a quanto riportato in precedenza.

IL PLIOCENE DEL BACINO DI CHIUSDINO

Nella successione pliocenica del Bacino di Chiusdino sono state riconosciute diverse unità litostratigrafiche, per il momento inserite nelle due formazioni proposte da Signorini (1966), e precisamente: la Formazione argillosa di Luriano e la Formazione di Chiusdino. In quest'ultima sono stati da noi distinti due membri denominati «Calcare detritico di C. Ciava» e «Conglomerato di M. Capino» (riportato informalmente in Signorini (1966) come «Formazione conglomeratica»). Un membro, indicato come «Conglomerato del Fiume

⁽²⁾ I risultati preliminari di uno studio dell'area di Chiusdino sono stati anche inseriti nella «Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale» (АВВАТЕ *et Al.*, 1982).

Merse» (Figg. 2 e 3), è stato da noi distinto anche nella Formazione argillosa di Luriano.

Dapprima saranno illustrate le caratteristiche generali di ogni singola unità; successivamente verranno prese in esame alcune sezioni più significative e documentati i contenuti micropaleontologici, le attribuzioni bio-cronostratigrafiche e i significati paleoambientali; in un capitolo successivo saranno focalizzati i rapporti reciproci delle unità plioceniche, oltre a quelli con il substrato miocenico, ed ipotizzato un quadro di evoluzione paleogeografica dell'area nel corso del Pliocene.

FORMAZIONE ARGILLOSA DI LURIANO

Questa formazione, che affiora in massima parte a S del Fiume Merse, è caratterizzata da argille di color grigio-azzurrognolo, in genere massicce o a stratificazione non evidente. I fossili sono ricorrenti e rappresentati soprattutto da *Pycnodonte navicularis*; sono presenti comunque anche altri Lamellibranchi (essenzialmente Pettinidi) e Gasteropodi.

La migliore esposizione affiora in corrispondenza della sponda destra del Fiume Merse, dove si è potuto osservare la successione illustrata e descritta nella parte dedicata alle sezioni (Sez. Le Grotte di Ganone). Si puntualizza unicamente che in questa località la formazione presenta alla base un intervallo conglomeratico, distinto a livello di membro con il nome di Conglomerato del Fiume Merse, cartografato in sottile fascia estesa verso S per oltre mezzo chilometro. Alla base esso si presenta eterometrico (con ciottoli di dimensioni da 3 a 20 cm) e poligenico, a matrice sabbiosa e con un buon grado di cementazione. Al tetto tende ad essere isometrico, con elementi più minuti (4-5 mm), dispersi nell'abbondante matrice sabbiosa; solo in questa porzione superiore sono presenti fossili, tra cui Ostreidi, Pettinidi e frammenti indeterminabili di altri Molluschi. Il membro presenta uno spessore modesto, con un massimo di 8 metri in corrispondenza della sezione citata, che si riduce progressivamente verso S. Nella zona di Luriano esso è infatti assente e le argille della formazione si sovrappongono direttamente ai sedimenti miocenici.

Lo spessore della Formazione argillosa di Luriano può essere valutato, laddove la successione si presenta più completa, intorno a 200 metri circa. Anche dalle analisi micropaleontologiche risulta evidente che la formazione è equivalente alla porzione delle «Argille marine con *Pycnodonta navicularis»-pa* di Mazzanti (1966) sottostante i sedimenti mediopliocenici, ma che non si identifica con le argille *pa* dello stesso Autore e di Lazzarotto e Mazzanti (1978), appartenenti al ciclo del Pliocene medio (v. le due note di Bossio *et Al.*, 1991a e 1991b, in questo stesso volume).

FORMAZIONE DI CHIUSDINO

È l'unità più estesa nell'area rilevata. Essa è costituita sostanzialmente da argille e da conglomerati, che ad W di Montalcinello si ricollegano, senza soluzione di continuità, rispettivamente con gli equivalenti litotipi pa (3) e pc di Lazzarotto e Mazzanti (1978).

Le argille sono molto estese nella parte centro-orientale del bacino, dove giacciono direttamente su formazioni di età diversa; qui presentano il massimo sviluppo verticale (la potenza si aggira sui 100 m), mentre verso W si riducono progressivamente e si chiudono a bietta entro il Conglomerato di M. Capino. Esse hanno un contenuto variabile di sabbia e una diffusa colorazione grigia; non mancano tuttavia venature e fiamme dal giallo-ocra al rosso-vinato, dal bruno al nerastro. Alle argille si intercalano talvolta strati, di spessore molto variabile, di sabbie, di colore generalmente giallo-ocraceo; più frequentemente i livelli intercalati sono costituiti da ciottoletti, in genere ben elaborati e di natura carbonatica; non mancano comunque elementi silicei e di derivazione magmatica (eurite). Per i limiti imposti dalla scala della rappresentazione cartografica, in fig. 2 sono state riportate solamente le intercalazioni conglomeratiche più potenti; la maggiore di esse affiora lungo il fianco vallivo settentrionale del F.so La Gallessa e costituisce una propaggine orientale del Conglomerato di M. Capino.

Nella Formazione di Chiusdino sono stati riconosciuti due membri, che verranno descritti a partire da quello che, quando presente, occupa sempre una posizione basale dell'unità:

— Calcare detritico di C. Ciava (sinonimo di «Calcari detritici, sabbie ed argille sabbiose con fossili marini» di Маzzanti, 1966, e di «Calcari detritici e sabbie con fossili marini» di Lazzarotto e Maz-

⁽³⁾ Per il significato cronologico e paleoambientale di queste argille, affioranti in destra del F.so Fiumarello, si rimanda alla precisazione in nota a piè di pagina n. 5 di Bossio *et Al.* (1991b).

ZANTI, 1978, ambedue indicati dagli Autori con la sigla *ps*): ne sono stati individuati piccoli affioramenti, talvolta con chiaro andamento lentiforme, esclusivamente a N del F. Merse, e precisamente nei pressi di C. Ciava, nella zona a NW di Chiusdino e, a NE di Castelletto, in vicinanza del Pod. Greppini ed in corrispondenza di Pod. Papena. In tutte queste località il membro occupa una posizione basale nella Formazione di Chiusdino, in eteropia rispetto alla porzione inferiore del Conglomerato di M. Capino, giacendo direttamente su unità mioceniche o tutt'al più separato da queste dall'interposizione di un modesto spessore del membro conglomeratico.

Questa unità si caratterizza per essere costituita da un calcare detritico-organogeno, talora arenaceo, con abbondanti frammenti, spesso minuti, di Molluschi, Echinodermi ed Alghe calcaree; il colore è bianco sporco o giallastro, la stratificazione poco evidente. Se la costituzione carbonatica costituisce l'espressione più tipica e, in genere, estesa a tutto il membro, nella stessa località-tipo i calcari, che raggiungono i 10 m di spessore, sono preceduti da una sequenza potente 14 m, che ha sabbie ed argille fossilifere nella porzione inferiore, conglomerati in quella superiore (per i particolari si rimanda alla descrizione della Sezione di C. Ciava). Inoltre, nella parte sommitale, i calcari sono seguiti da un livello di sabbie, di alcuni metri di spessore, contenente abbondanti concrezioni algali e ciottoli sparsi di piccole dimensioni.

— Conglomerato di Monte Capino (sinonimo di «Formazione conglomeratica» di Signorini, 1966): è diffuso nel settore settentrionale, tra Castelletto e Montalcinello, e lungo il bordo occidentale del bacino, nelle zone di Chiusdino e Luriano. Nel suo insieme il membro è caratterizzato da conglomerati, poco o affatto classati, che, localmente, nell'intervallo inferiore, presentano un buon grado di cementazione; la loro matrice è sabbioso-argillosa. Nell'ambito di questi conglomerati a varie altezze sono presenti intercalazioni argillose o sabbiose di spessore alquanto variabile.

Nel settore nord-orientale il conglomerato costituisce il tratto inferiore della Formazione di Chiusdino, insieme con il Calcare detritico di C. Ciava, ad esso eteropico. In questa zona l'unità di Monte Capino è rappresentata da un conglomerato privo di stratificazione, a elementi poligenici, ma in prevalenza carbonatici; questi sono, in genere, ben arrotondati e presentano dimensioni variabili (mediamente intorno a 10 cm, eccezionalmente fino a 30 cm). La matrice, da sabbioso-calcarea fino a sabbioso-argillosa, è presente in percentuale variabilissima. Nell'incisione di un piccolo corso d'acqua, in

località Poggiaccio, si osserva che i conglomerati riempiono tasche di erosione alla sommità delle argille messiniane del substrato; qui il membro si presenta ben cementato in tutto il suo spessore, fino al soprastante Calcare detritico di C. Ciava. Caratteristiche analoghe sono osservabili presso Montalcinello, sul taglio della strada provinciale. Anche presso C. Macarro il conglomerato si presenta infatti ben cementato, con clasti, per la maggior parte calcarei, di dimensioni variabilissime: qui la matrice è una sabbia di colore gialloocra con sfumature rossastre. In questa località si rinvengono, sparsi tra le coltivazioni, alcuni piccoli affioramenti di calcare detritico in posizione laterale rispetto al tratto inferiore dei conglomerati; ciò induce a ritenere che, almeno localmente, la porzione inferiore dei conglomerati si sia deposta in un contesto ambientale analogo a quello dei calcari ad esso laterali e ben diverso, come vedremo, da quello della soprastante e più sciolta porzione conglomeratica a matrice sabbioso-argillosa. Lungo il bordo occidentale del bacino il Conglomerato di M. Capino ha un notevole sviluppo verticale (fino a 150 m) e rappresenta pressoché l'intera Formazione di Chiusdino. Si tratta di un conglomerato a scarso grado di cementazione, costituito da elementi eterometrici (da pochi centimetri a 50 cm), prevalentemente calcarei; in quantità subordinate sono presenti anche ciottoli arenacei, particolarmente abbondanti solo nella parte basale della fascia più occidentale; qui è presente un'abbondante matrice sabbiosa di colore arancio-ruggine. Verso E il conglomerato è parzialmente sostituito dalle argille della medesima formazione, rimanendo solo come copertura delle stesse. Il passaggio graduale tra le due tipologie sedimentarie sia in senso orizzontale che verticale è ben evidente.

LE SEZIONI STUDIATE CONSIDERAZIONI STRATIGRAFICHE E PALEOAMBIENTALI

Delle cinque sezioni prese in considerazione, quattro sono ubicate a S ed una a N del Fiume Merse (Fig. 4). Inizieremo la rassegna dalle prime, le quali comprendono i termini più antichi della sequenza pliocenica locale.

1 - SEZIONE LE GROTTE DI GANONE (Fig. 5)

È ubicata a N di Pod. S. Pace, sulla sponda destra del Fiume

Fig. 5

Merse; essa è costituita interamente dalla Formazione argillosa di Luriano, la quale è stata campionata per uno spessore di circa 200 metri.

La sequenza inizia con il Conglomerato del Fiume Merse, il membro basale della formazione; nel suo tratto inferiore esso si presenta eterometrico (il diametro degli elementi varia da 3 a 20 cm) e poligenico, con ciottoli ben elaborati; la matrice è sabbiosa. Al tetto, invece, tende ad essere meno grossolano e diviene quasi isometrico; gli elementi presentano infatti dimensioni medie di 4-5 mm e sono immersi in una copiosa matrice. I fossili sono stati notati solo in questa porzione superiore più fine e sono rappresentati sostanzialmente da Ostreidi e Pettinidi. Lo spessore complessivo di questa unità è valutato a circa 8 metri. Segue un tratto, corrispondente a circa 10 m di spessore, ricoperto da detrito e da folta vegetazione, all'interno del quale passa il contatto con la Formazione argillosa di Luriano s.s.; quest'ultima, dove è ben esposta, appare iniziare con un'alternanza di banchi di sabbia e di argilla sabbiosa. Il primo livello di sabbia, di colore grigio-giallognolo, è di circa 1 m di spessore e contiene sottili livelli a laminazione incrociata: vi sono diffusi ciottoletti prevalentemente carbonatici, e subordinatamente ofiolitici, delle dimensioni di 2-5 mm. Segue un primo intervallo di argilla sabbiosa, di circa 180 cm di spessore, di colore grigio, sottostante ad un altro banco sabbioso, gradato, il quale sfuma verso l'alto nuovamente a sedimenti pelitici; nella parte più grossolana, costituita da sabbie di colore giallastro, sono dispersi piccoli ciottoli, che raggiungono talvolta dimensioni fino a 4 cm. Lo spessore del banco è di circa 130 cm. Segue un intervallo argilloso di colore grigioazzurro, dello spessore di 3,20 m, che presenta, nella sua parte inferiore, 30 cm di sabbia a laminazione parallela, contenente frustoli carboniosi e piccoli ciottoli di fango.

Sia nelle sabbie che nelle argille dell'intervallo finora descritto sono stati rinvenuti alcuni esemplari di *Pycnodonte navicularis*. Si segnala comunque che nei primi 10 m è stata notata la presenza di lenti di marne calcaree grigio-avana, con frequenti frustoli carboniosi, e che nel tratto superiore l'argilla tende a diventare sabbiosa ed include sottili livelli di ciottoli di piccole dimensioni, nonché intercalazioni di sabbie, da fini a grossolane, di colore predominante giallo-ocra. In altre parole sembra che la parte superiore della sequenza manifesti, anche in termini litologici, quella tendenza regressiva palesata, come vedremo, dalle analisi micropaleontologiche.

Risultati delle analisi

I Foraminiferi planctonici sono rari e spesso di piccole dimensioni nel tratto inferiore della sequenza, anche se le associazioni sono relativamente ben diversificate; a partire dal campione CO 64 essi divengono, invece, molto frequenti e di dimensioni normali, per tornare a rarefarsi e a diminuire di taglia nella porzione superiore. Nel tratto sommitale il plancton è addirittura rappresentato da pochissimi individui di un numero molto esiguo di taxa. Tra le specie più ubiquitarie e, in genere, più frequenti si ricorda: Globigerina bulloides, G. quinqueloba, G. decoraperta, Globorotalia acostaensis, Globigerinoides obliquus extremus, Orbulina universa. Degne di nota sono la presenza di Globigerina nepenthes, limitata alla porzione inferiore della successione, la comparsa di Globorotalia margaritae e di G. puncticulata nel tratto mediano e quella di Globigerinoides elongatus nell'intervallo superiore (individui non tipici del taxon sono stati comunque notati anche in livelli più bassi della sequenza). Alcuni di questi elementi offrono l'opportunità di inquadrare l'intera sezione campionata nel contesto biostratigrafico e, di consequenza, cronostratigrafico.

Innanzi tutto è evidente che la presenza contemporanea di G. margaritae e G. puncticulata nel tratto compreso tra i campioni CO 65 e CO 67 assicura l'appartenenza dei circa 100 m dei corrispondenti sedimenti all'omonima zona di concomitanza dei due taxa e che la rimanente porzione soprastante, caratterizzata solo dalla seconda specie, è riferibile alla successiva Zona a Globorotalia puncticulata (per l'esattezza alla parte inferiore della Sottozona a Globigerina apertura). L'assenza di G. margaritae nei campioni stratigraficamente più bassi consente altresì di riferire la porzione inferiore della sequenza (corrispondente ad almeno una cinquantina di metri di spessore) alla Zona a Sphaeroidinellopsis seminulina s.l., tra l'altro in ottimo accordo con la ricorrenza, in questo intervallo, di Globigerina nepenthes. Purtroppo la lacunosità della campionatura non ha consentito di individuare la soprastante Zona a Globorotalia margaritae, ma la sua presenza si può ragionevolmente ipotizzare all'interno del tratto non campionato, compreso tra i campioni CO 64 e CO 65.

In conclusione appare evidente che i sedimenti in esame si estendono dalla prima biozona del Pliocene alla parte inferiore della Zona a *G. puncticulata*; di conseguenza essi sono riferibili per intero al Pliocene inferiore, compresa la parte basale di quest'ultimo ed escluso invece un lungo intervallo della sua porzione superiore (com-

prendente buona parte della Sottozona a Globigerina apertura e l'intera Sottozona a Globorotalia bononiensis).

Per quel che concerne l'ambiente deposizionale, evidentemente di dominio marino, la distribuzione qualitativa e quantitativa dei Foraminiferi bentonici consente di suddividere la successione sedimentaria sostanzialmente in sue porzioni.

Il tratto compreso tra la base ed il campione CO 66 contiene infatti associazioni assai profonde, indicative della zona neritica esterna ben inoltrata. Tra i taxa osservati ricordiamo Martinottiella perparva, M. communis, Bigenerina nodosaria, Textularia aciculata, Dorothia gibbosa, Karreriella bradyi, Sigmoilopsis coelata, Lagena acuticosta, L. striata, Vaginulinopsis soluta soluta, Vaginulina margaritifera, Marginulina subbullata, M. costata, M. hirsuta, Nodosaria longiscata, N. pentecostata, N. ovicula, Planularia elongata, Saracenaria italica, Dentalina guttifera, Lenticulina vortex, L. cultrata, L. calcar, L. peregrina, L. gibba, Globulina gibba, Glandulina laevigata, Guttulina communis, Dimorphina tuberosa, Chilostomella ovoidea, Plectofrondicularia inaequalis, P. raricosta, Ramulina globulifera, Fursenkoina schreibersiana, Rectuvigerina siphogenerinoides, Uvigerina rutila, U. peregrina, Bulimina costata, B. minima, B. subulata, B. inflata, Globobulimina affinis, Stilostomella monilis, S. hispida, S. advena, S. aspera, Bolivina aenariensis, B. beyrichi, B. placentina, B. alata, B. apenninica, B. punctata, B. dilatata, B. lucana, B. usensis, Valvulineria complanata, Heterolepa dertonensis, H. bellincionii, Cibicidoides pseudoungerianus, C. ungerianus, Planulina ariminensis, Oridorsalis stellatus, Gyroidina soldanii, Cassidulinoides bradyi, Melonis soldanii, M. padanus, Anomalinoides helicinus, Hoeglundina elegans. Da rilevare la presenza, solo nei tre campioni inferiori, di alcune forme di acque basse (Elphidium crispum, Amphistegina gibbosa, Asterigerinata planorbis, Cibicides lobatulus, Ammonia beccarii beccarii, Buccella granulata, Rosalina globularis, Cancris auriculus); il pessimo stato di conservazione (gusci in frammenti e abrasi) manifesta tuttavia chiaramente la loro alloctonia. A tal proposito è verosimile un richiamo di queste forme da zone più superficiali, insieme a una quantità consistente di materiale inorganico (l'abbondanza della frazione terrigena nei residui dei campioni inferiori depone in tal senso); la conseguente elevata torbidità delle acque potrebbe peraltro essere la causa della precaria sopravvivenza delle forme planctoniche, riscontrata appunto nel tratto inferiore della serie. È altresì probabile che ciò sia da mettersi in relazione con una elevata subsidenza, nell'ambito della quale alcuni «strappi» episodici e repentini avrebbero addirittura richiamato ingenti quantità di elementi grossolani, sì da dar luogo ai livelli conglomeratici e sabbiosi rinvenuti alla base della sequenza.

Nella porzione superiore della sezione e precisamente dal campione CO 67, le associazioni bentoniche, ben diversificate nell'intervallo sottostante, si depauperano di numerose specie e divengono alquanto monotone, con netta prevalenza numerica di pochi taxa. A predominare sono inizialmente Florilus boueanus, Bolivina aenariensis, Bulimina subulata, Uvigerina peregrina, cui si associano, con quantità nettamente subordinate, Ammonia beccarii beccarii, Rosalina globularis, Cancris auriculus, Astrononion stelligerum, Valvulineria bradyana, Cibicides lobatulus, Quinqueloculina seminulum, Spiroloculina canaliculata, Spirosigmolina tenuis, Elphidium crispum e poche altre. Successivamente il gruppo dei Buliminidi tende a diminuire fino a scomparire, mentre si assiste ad un parallelo e consistente incremento di Ammonia beccarii beccarii, cui si associa ben presto un elevato numero di Aubignyna perlucida e Protoelphidium granosum. Nella porzione sommitale sono altresì presenti Reussella spinulosa, Cribroelphidium decipiens, Cribrononion punctatum e, nel campione più alto. Ammonia beccarii tepida.

Queste variazioni qualitative e quantitative sono chiare evidenze di una progressiva e sensibile diminuzione batimetrica, con la quale, peraltro, ben si concilia la parallela diminuzione nel numero e nelle dimensioni dei Foraminiferi planctonici (dal camp. CO 67 il rapporto P/B presenta costantemente valori inferiori ad 1); questi si riducono addirittura a sporadici esemplari di poche specie nei due campioni più alti (per il campione CO 55 vi è perfino il dubbio che essi non siano in posto), i residui di lavaggio dei quali evidenziano nuovamente frazioni terrigene abbondanti. Si può quindi concludere che dal livello del campione CO 67 l'ambiente deposizionale diviene di pertinenza della zona neritica interna, anche se con batimetrie non molto lontane da quelle del limite con la zona esterna; esso si sposta però progressivamente verso la zona costiera, tanto che per il livello più alto si hanno indizi, se pur deboli, di acque tendenti ad una salinità inferiore al normale. In sostanza la porzione superiore della sequenza manifesta chiaramente, sia nella litologia che nelle associazioni a Foraminiferi, una tendenza regressiva.

2 - Sezione Pod. Bovigliano (Fig. 6)

È ubicata a S del Pod. Bovigliano, a poco più di mezzo chilome-

						_	_								_	_		_		_		_			_				T	T					T		7
BOVIGLIANO	180				•							•	•					•		•				•	•					1		Ī	Т		+		
	179			•	•	•				-11-	•	•	•	•	•				•	•					•					_		i H	! 				
	178			·	•	•						•		•	•					•										l L							
	177					1				1																											
	54																																				
	176				1	1	1			1		1	1	1										1	1												
	175				1		1					1	1			1		1		1					1												
	174		 			1	-	1	1			1	1	1			1	1			1	1	1	1													
	173			1		1	-	1	1		I		Manager of the last					STATE			1																
2 SEZ. POD. B	TAXA	in the state of th	bulloides	" calida praecalida	" decoraperta	" falconensis	" quinqueloba	Globigerinita bradyi	" glutinata	Globigerinoides elongatus	" emeisi	" obliquus extremus	sunpildo sunpildo "	" quadr. quadrilobatus	" quadr. trilobus	" quadr. sacculifer	" ruber	Globorotalia acostaensis	" margaritae	" puncticulata	" scitula	Hastigerina siphonifera	Orbulina bilobata	" suturalis	" universa			Foraminiferi bentonici autoctoni	" alloctoni	Ammonia beccarii tepida	Cvprideis er. torosa	Loxoconcha elliptica	Cyprideis sp.		Vegetali carbonizzati	concrezioni carbonatione aigaii	
	0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0 -0	NI9A	000000000000000000000000000000000000000	W 10	000000000000000000000000000000000000000	178 -178	10000000000000000000000000000000000000	000000000000000000000000000000000000000	000 000 000 000 000	000000000000000000000000000000000000000	000000000000000000000000000000000000000	0000			11		1			175	1	.1		1		Ę.	ان	1	1;		173	0,	COO Conglomerate a	sabblosa			argille sabbiose
		ası												0			n g	_		1 :	_								A1	8 14		-	glomer	trice 2	Sabbie		gille
		NA		B I						71	٨	-	_		_	_	_	_	_	E	- 1					n 3 (רו	_	_	-	00000	0 O	Sat		Sar B

Fig 6

tro dalla sezione precedente; è stata campionata per uno spessore di circa 23 m, lungo una piccola incisione sul lato sinistro della strada che conduce al podere.

Dal basso verso l'alto consta di:

— Formazione argillosa di Luriano: l'unità è costituita da argille di colore grigio, in genere di aspetto massiccio e solo a luoghi sottilmente stratificate; nel tratto terminale sono presenti sottili intercalazioni siltose e sabbiose; lo spessore campionato è di circa 13 m; — Formazione di Chiusdino: qui è rappresentata sostanzialmente da conglomerati con rare intercalazioni argillose e sabbiose, distinti, a livello di membro della formazione, come Conglomerato di M. Capino; alla base i conglomerati sono eterometrici, non classati e privi di stratificazione, con clasti di dimensioni variabili (da 1 a 20 cm ed oltre), quasi esclusivamente calcarei e per la maggior parte ben elaborati; la matrice è sabbiosa e/o microconglomeratica ed il colore predominante è il bruno-rossastro.

A partire da alcuni metri sopra la base nel conglomerato sono presenti alcuni livelli argillosi e sabbiosi; i primi, sempre molto sottili, sono costituiti da argilla di colore grigio-giallastro, a luoghi arrossata, in genere sottilmente stratificata, spesso contenente piccoli ciottoli calcarei sparsi; i secondi, talvolta anche di alcuni metri di spessore, sono rappresentati da sabbie di varia granulometria (da fine a grossolana), di colore giallo ocra.

Nella parte più alta della sezione sono stati osservati alcuni frammenti erosi di Ostreidi rimaneggiati.

Lo spessore campionato è di circa 10 m. Il contatto con la sottostante formazione non è chiaramente esposto, ma è evidente un passaggio brusco tra le due unità.

Risultati delle analisi

I 6 campioni prelevati nella Formazione argillosa di Luriano manifestano caratteristiche simili a quelle riscontrate nella parte superiore della sezione precedentemente illustrata.

I Foraminiferi planctonici sono frequenti nel campione stratigraficamente più basso (specialmente con *Globigerina bulloides*, *G. decoraperta*, *G. quinqueloba*, *Globorotalia acostaensis*, *G. puncticulata*, *Globigerinoides obliquus extremus*), ma già da quello successivo si assiste ad una netta diminuzione degli esemplari di numerose specie. Nel tratto sommitale essi sono rappresentati da pochi taxa e, tranne qualche eccezione, da sporadici esemplari, in genere di taglia inferiore al normale. Sono addirittura assenti nel campione CO 54.

La presenza fin dal campione basale, di *Globorotalia puncticulata* è elemento sufficiente per attribuire, in assenza di *G. margaritae*, all'omonima zona il tratto localmente campionato delle argille di Luriano. Il ritrovamento di *Globigerinoides emeisi* e di sporadici esemplari di *G. elongatus* (da ricerche effettuate dagli scriventi risulta che il primo taxon scompare nella parte inferiore della Zona a *G. puncticulata*, il secondo compare nella zona sottostante, ma è sempre assai raro fino al tratto basale della Zona a *G. puncticulata*) consentono altresì di limitare il riferimento biostratigrafico alla parte inferiore della Sottozona a *Globigerina apertura*, equivalente, in termini cronostratigrafici, al Pliocene inferiore inoltrato.

I Foraminiferi bentonici sono costantemente presenti e, in genere, frequenti; ad eccezione che nel campione basale (in cui il benthos ed il plancton si equivalgono quantitativamente), essi sono in numero di gran lunga maggiore di quelli planctonici. Tuttavia le associazioni più diversificate si osservano nei due campioni stratigraficamente più bassi, anche se esse sono dominate sostanzialmente da un numero limitato di taxa, tra cui ricordiamo Bolivina aenariensis, B. punctata, B. dilatata, Globobulimina affinis, Buliminella gr. aldrovandii-inauris, Bulimina subulata, B. costata, Uvigerina peregrina, Cibicidoides pseudoungerianus, Heterolepa bellincionii, Dorothia gibbosa. Sono comunque comuni anche Textularia aciculata, Bigenerina nodosaria, Vaginulina striatissima, Bolivina alata, B. beyrichi, Fursenkoina schreibersiana, Rectuvigerina siphogenerinoides, Cassidulina neocarinata, Cibicidoides ungerianus, Melonis padanus, Florilus boueanus, Sigmoilopsis coelata. Più o meno rari gli altri taxa (Martinottiella communis, Textularia jugosa, T. soldanii, Lenticulina calcar, L. cultrata, Pyrgo depressa, Bolivina placentina, Gyroidina soldanii, Oridorsalis stellatus, Hoeglundina elegans, Valvulineria complanata, Siphonina planoconvexa, ecc.).

Si può quindi concludere che i sedimenti compresi tra i primi due campioni si sono deposti in un ambiente marino di pertinenza della zona neritica esterna, con batimetrie però non molto discosti da quelle del limite tra la zona neritica esterna e la zona neritica interna. Da rilevare, comunque, che nel più alto dei due campioni, per il quale è già stata segnalata una riduzione del plancton, iniziano ad essere presenti alcune forme, rappresentate da scarsi individui, tipiche di ambienti più superficiali (Ammonia beccarii beccarii, Cancris auriculus, Spiroloculina excavata). Il loro numero aumenta nei campioni soprastanti, dove alcune di esse acquisiscono una con-

sistente frequenza (in primo luogo Florilus boueanus e Ammonia beccarii beccarii, subordinatamente, e solo in qualche campione, Cancris auriculus, Valvulineria bradyana, Cribrononion punctatum, Elphidium macellum; presenti anche Nonionella turgida, Globulina tuberculata, Protelphidium granosum, Elphidium crispum). In questo tratto superiore della sequenza argillosa si realizza altresì una notevole riduzione numerica dei taxa che caratterizzano l'intervallo sottostante, anche se alcuni di essi permangono in alcuni campioni o addirittura fino alla sommità, con quantità abbastanza consistenti (es. Bolivina aenariensis, Bulimina subulata, Uvigerina peregrina, Cassidulina neocarinata, Cibicidoides pseudoungerianus).

In sostanza anche per la Sezione di Bovigliano la parte superiore della formazione argillosa evidenzia, analogamente a quanto riscontrato nella sezione sul F. Merse, una tendenza regressiva, con passaggio graduale dalla zona neritica esterna a quella interna, con la differenza però che nella sequenza di Bovigliano mancano i livelli decisamente costieri riscontrati alla sommità della Sezione Le Grotte di Ganone.

Per quel che concerne i campioni prelevati nelle intercalazioni argillose del membro conglomeratico della Formazione di Chiusdino, essi presentano contenuti microfaunistici simili tra loro, ma completamente diversi da quelli riscontrati nella formazione sottostante. Innanzitutto i residui di lavaggio sono molto abbondanti e dominati dalla frazione terrigena. I Foraminiferi sono tuttavia ricorrenti, ma in genere in pessimo stato (con gusci spesso in frammenti e più o meno abrasi). Si sottolinea inoltre che essi danno luogo ad una associazione di forme a significato batimetrico contrastante: in concomitanza con una certa quantità di planctonici (tra cui evidenziamo la presenza di Globorotalia margaritae, tra l'altro non presente nella sottostante sequenza, G. puncticulata, Globigerinoides emeisi) e con una folta schiera di bentonici profondi (ci limitiamo a ricordare Lenticulina cultrata, Marginulina costata, Vaginulinopsis bononiensis, Bulimina costata, B. minima, Uvigerina rutila, U. peregrina, Anomalinoides helicinus, Gyroidina soldanii, Oridorsalis stellatus, Cibicidoides ungerianus, C. pseudoungerianus, Heterolepa bellincionii, Planulina ariminensis, Melonis padanus, M. soldanii, Siphonina reticulata), si rinviene infatti uno stock di taxa più superficiali (Rosalina globularis, Baggina gibba, Buccella granulata, Cibicides lobatulus, Asterigerinata planorbis, Elphidium complanatum, E. crispum, Ammonia beccarii beccarii, ecc.).

Ad aumentare l'eterogeneità delle associazioni a Foraminiferi in-

terviene inoltre la presenza, insieme con i taxa sopraelencati di indubbia età pliocenica, di alcuni elementi messiniani (es. *Bolivina dentellata*, *Bulimina echinata*).

L'evidente alloctonia di tutti i taxa marini è del resto comprovata dalla presenza di *Ammonia beccarii tepida*, un foraminifero peculiare degli ambienti salmastri, e, soprattutto, dalla costante presenza, anche se con scarsi esemplari, di Ostracodi tipici degli ambienti dulcicoli, o comunque a bassa salinità (*Loxochonca elliptica, Cyprideis* gr. *torosa, Cyprideis* sp.), i cui delicati carapaci si presentano in ottimo stato di conservazione. Si aggiunga inoltre la presenza ricorrente di vegetali carbonizzati e la costante abbondanza di concrezioni vacuolari di indubbia origine algale; tutti questi elementi concorrono a delineare un ambiente di tipo continentale, con acque dolci, o comunque, a salinità molto bassa.

Pur non essendo visibili direttamente sul terreno le modalità del passaggio tra la Formazione di Chiusdino e la sottostante Formazione argillosa di Luriano, la brusca comparsa dei sedimenti dulcicoli della prima e la comprovata mancanza dei livelli sommitali della seconda (manca quindi l'evidenza di un passaggio graduale dall'ambiente marino all'ambiente continentale) sono elementi sufficienti per farci ritenere certa l'appartenenza delle due unità ad episodi sedimentari ben distinti e per far avanzare l'ipotesi di una fase di erosione intervenuta prima dell'impostazione del bacino dulcicolo. Dal prosieguo della ricerca risulterà evidente che quest'ultimo si ricollegava senza soluzione di continuità con quello già documentato per l'area di S. Dalmazio-Radicondoli (Bossio et Al., 1991b); pertanto attribuiamo al Villafranchiano inferiore anche i sedimenti relativi presenti nell'area di Chiusdino, Precisiamo comunque che, almeno nel caso della sezione in parola, i sedimenti continentali non fanno seguito a quelli marini mediopliocenici allo stesso modo come si verifica a S. Dalmazio - Radicondoli (cioè con continuità di sedimentazione); del resto ciò era stato previsto nelle considerazioni svolte per quest'area. Torneremo comunque sull'argomento dopo il completamento della descrizione delle altre sezioni.

3 - SEZIONE LE SODOLE (Fig. 7)

È ubicata ad E di Le Sodole, a poco più di 1 Km dalla sezione precedente; essa è stata campionata, per uno spessore di poco inferiore ai 50 m, lungo la strada che dalla località il Pianone sale al podere.

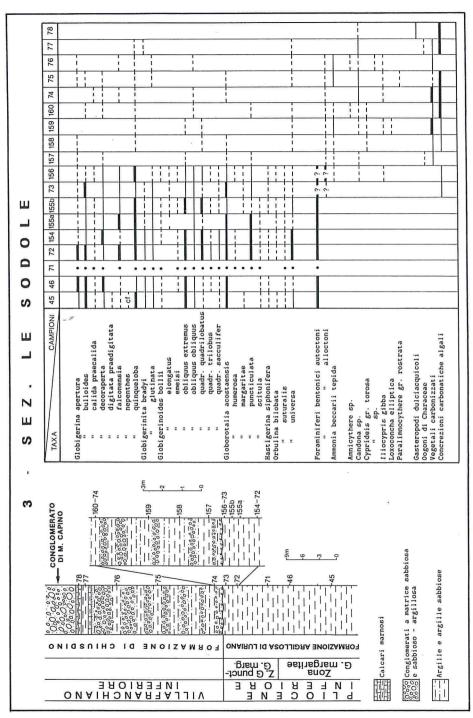


Fig. 7

Dal basso verso l'alto consta delle seguenti unità:

- Formazione argillosa di Luriano: è costituita da argille franche di aspetto massiccio e di colore grigio-azzurro, nelle quali sono presenti alcuni livelli ricchi di *Pycnodonte*. Affiora per uno spessore di circa 25 m;
- Formazione di Chiusdino: è costituita da alternanze, sempre più frequenti verso l'alto, di argille e conglomerati a elementi minuti. Le argille sono sottilmente stratificate, spesso siltose o sabbiose, e contengono talora piccoli ciottoli; assumono, specialmente nel tratto superiore, varie colorazioni, con tonalità grigie, brune, nerastre e rossastre. Sono completamente assenti i macrofossili. Gli spessori dei livelli pelitici diminuiscono progressivamente dal basso verso l'alto stratigrafico (il primo livello ha uno spessore sui 3 m, l'ultimo di circa 1 m); quelli conglomeratici manifestano invece una tendenza opposta. Gli elementi di questi ultimi sono costituiti, per la maggior parte, da calcari e, subordinatamente, da arenarie; presenti, anche se rari, i frammenti di calcare organogeno e qualche ciottoletto di eurite. Le dimensioni dei clasti variano da qualche millimetro ad un massimo di 3-4 cm; la matrice sabbiosa è generalmente scarsa.

Alla sommità della sequenza sono presenti due livelli di calcare marnoso, di circa 50 cm di spessore, separati da un'intercalazione argillosa spessa 1 m.

Fa seguito una successione nettamente conglomeratica, facente parte del membro di M. Capino. Essa è costituita da clasti di diametro estremamente variabile, frammisti in maniera caotica; taluni arrivano a dimensioni dell'ordine di 30 cm, mentre altri si mantengono al di sotto del centimetro. La matrice è sabbioso-argillosa, spesso di colore rossastro e con scarso grado di cementazione.

Risultati delle analisi

I 7 campioni prelevati nelle argille della Formazione di Luriano sono invariabilmente caratterizzati da residui scarsi e da abbondanti Foraminiferi, con prevalenza dei planctonici sui bentonici. I primi sono rappresentati da numerose specie, alcune delle quali spesso alquanto frequenti (Globigerina bulloides, G. apertura, G. decoraperta, G. quinqueloba, G. falconensis, Globorotalia acostaensis, G. puncticulata, Globigerinoides quadrilobatus quadrilobatus, G. obliquus extremus, Orbulina universa). Dal punto di vista stratigrafico è particolarmente significativa la distribuzione differenziata di Globorota-

lia margaritae e di G. puncticulata; infatti, mentre la presenza del solo primo taxon nei due campioni più bassi impone un riferimento del corrispondente intervallo sedimentario alla Zona a G. margaritae, la concomitanza delle due specie nei campioni successivi permette di attribuire la parte soprastante della formazione alla Zona a G. puncticulata - G. margaritae. In conclusione la porzione dell'unità di Luriano affiorante localmente risulta di pertinenza del Pliocene inferiore, con l'esclusione del suo tratto basale e di un lungo intervallo sommitale.

I Foraminiferi bentonici, sempre frequenti, danno luogo ad associazioni talvolta ben diversificate, talaltra monotone per la marcata predominanza di individui appartenenti a poche specie (e precisamente a Bolivina aff. dilatata nel campione CO 71; a B. aff. dilatata, B. aenariensis, B. alata, Rectuvigerina siphogenerinoides, Buliminella gr. aldrovandii-inauris, Bulimina costata in CO 72 e CO 154). Esse sono comunque tutte indicative della zona neritica esterna; tra gli elementi costituenti segnaliamo, oltre a quelli già menzionati, Marginulina costata, Mucronina gemina, Vaginulina margaritifera, Planularia cassis, P. auris, Lenticulina cultrata, L. peregrina, L. gibba, L. serpens, L. vortex, L. orbicularis, L. calcar, Lagena striata, Nodosaria longiscata, N. raphanistrum, N. pentecostata, Sigmoilopsis coelata, Martinottiella communis, Bigenerina nodosaria, Karreriella bradyi. Stilostomella advena, Chilostomella oolina, Pullenia quinqueloba, Gyroidina soldanii, Gyroidinoides neosoldanii, Guttulina communis, Globocassidulina subglobosa, Cassidulina carinata, Bolivina usensis, B. punctata, B. placentina, B. dilatata, B. apenninica, B. beyrichi, Bulimina minima, B. subulata, B. inflata, Globobulimina affinis, Uvigerina rutila, U. peregrina, Fursenkoina schreibersiana, Valvulineria complanata, Oridorsalis stellatus, Planulina ariminensis, Heterolepa bellincionii, H. ferasinii, Hoeglundina elegans, Anomalinoides helicinus, Cibicidoides ungerianus, C. pseudoungerianus, Melonis padanus, M. soldanii, Siphonina reticulata, S. planoconvexa, Florilus boueanus, Cancris oblongus.

Contrariamente a quelli delle argille di Luriano, i 9 campioni raccolti nelle intercalazioni pelitiche dell'unità di Chiusdino (prescindiamo momentaneamente dai campioni CO 73 e CO 156, prelevati, in tempi diversi, pressoché nello stesso livello al passaggio delle due formazioni, per i quali sussiste qualche incertezza interpretativa) hanno fornito in genere residui molto abbondanti, costituiti prevalentemente dalla frazione terrigena. Quest'ultima è pressoché assente solo nei due livelli carbonatici sommitali e nella intercalazione argillo-

sa interposta fra di essi; i campioni hanno infatti fornito residui composti soprattutto da concrezioni carbonatiche algali, alle quali si accompagnano comuni Gasteropodi limnici e vegetali carbonizzati, rari oogoni di Characee ed Ostracodi del genere Candona. Questi elementi, che concordano tutti in favore di un ambiente dulcicolo, caratterizzano, in quantità variabili, anche gli altri campioni dell'unità (nelle ostracofaune si associano al genere Candona anche altri taxa con analogo significato ecologico). In questi campioni, tuttavia, sono presenti anche Foraminiferi marini, rappresentati però da uno scarso numero di specie, in genere presenti con un solo individuo. Sulla loro alloctonia non sussiste alcun dubbio, tanto più che essi presentano gusci spesso chiaramente elaborati e danno luogo ad associazioni costituite da elementi incompatibili per significato cronologico (la messiniana Bolivina dentellata insieme a specie plioceniche) ed ambientale (le meno profonde Asterigerinata planorbis, Elphidium crispum, Cibicides lobatulus, Ammonia beccarii beccarii, associate alle più profonde Heterolepa dertonensis, Siphonina planoconvexa, Melonis padanus, M. soldanii, Cibicidoides pseudoungerianus, Planulina ariminensis, Valvulineria complanata, Uvigerina peregrina, Bulimina minima, Lenticulina cultrata, ecc.). La presenza di forme sicuramente rimaneggiate, provenienti da diverse tipologie ambientali, rende incerto il ruolo di Ammonia beccarii tepida, rinvenuta in numerosi campioni, se pur con un limitato numero di esemplari. Comunque anche se essa facesse parte degli elementi in posto la sua tolleranza nei confronti di salinità molto limitate non muterebbe il quadro paleoambientale deducibile per i sedimenti in questione, riferibili ad un dominio continentale, caratterizzato da acque dolci o, episodicamente, a debole salinità, in armonia con quanto ipotizzato per la stessa formazione affiorante a Pod. Bovigliano.

Lo studio di questa sezione consente anche di confermare quanto intuito in corrispondenza della sezione Pod. Bovigliano, circa le modalità di transizione tra i sedimenti marini della Formazione argillosa di Luriano e quelli dulcicoli della Formazione di Chiusdino. Infatti, anche se le tipologie litologiche del tratto inferiore della Formazione di Chiusdino potrebbero dare adito al dubbio di una transizione graduale tra le due unità, i risultati delle analisi di laboratorio evidenziano che tale modalità è solo apparente. Si precisa al riguardo che il campione CO 155b, prelevato alla sommità delle argille del Pliocene inferiore, contiene una microfauna marina di ambiente profondo (zona neritica esterna), mentre il campione CO 157, raccolto alla base della soprastante unità, è chiaramente indicativo

di un ambiente dulcicolo di modesta profondità. Sembra pertanto del tutto improbabile che in uno spessore di sedimenti di circa 1 m, compreso tra i livelli dei due campioni, siano contenute le espressioni sedimentarie di una transizione graduale tra i due tipi di ambiente: questa richiederebbe certamente ben altri spessori. Per di più si è potuto constatare che a breve distanza da Le Sodole (v. Sezione Le Grotte di Ganone e Sezione Pod. Bovigliano) la Formazione argillosa di Chiusdino contiene livelli marini che si spingono oltre la Zona a G. puncticulata-G. margaritae; questo elemento comporta l'ammissione che la fase di erosione intercorsa tra i due episodi nella zona di Le Sodole abbia avuto un'intensità maggiore che altrove.

Con la precisazione che, per i motivi esposti a proposito della Sezione Pod. Bovigliano, attribuiamo un'età Villafranchiana all'episodio continentale, facciamo presente che il quadro sopra delineato non è in alcun modo infirmato dalle incertezze relative ai campioni CO 73 e CO 156, provenienti all'incirca dallo stesso livello al passaggio delle due unità. Essi contengono infatti frequenti Foraminiferi, con associazioni analoghe, per composizione e stato di conservazione, a quelle marine dei livelli sottostanti; pur tuttavia presentano anche alcuni elementi che abbiamo visto caratterizzare i livelli soprastanti (qualche Foraminifero costiero mal conservato, alcuni Ostracodi dulciacquicoli e comuni concrezioni carbonatiche algali). In sostanza potrebbero essere avanzate due ipotesi: a) i due campioni provengono dal tetto della formazione marina ed allora la presenza degli elementi continentali nelle associazioni marine è verosimilmente da imputarsi ad inquinamento per acque dilavanti dai livelli superiori; b) i due campioni sono stati prelevati in un livello basale della formazione continentale ed allora i frequenti organismi marini sono il risultato di un intenso rimaneggiamento (con scarsa elaborazione) dai livelli immediatamente sottostanti. In ambedue i casi si rafforzerebbe comunque l'ipotesi di una discontinuità fra le due tipologie ambientali.

4 - Sezione Fosso dei Ricenti (Fig. 8)

È ubicata a SE di Luriano, in prossimità del Fosso dei Ricenti, ed è stata campionata per uno spessore di circa 16 m, in corrispondenza e negli immediati dintorni di una piccola cava per l'estrazione di argilla, oggi abbandonata.

Dal basso verso l'alto sono state individuate le seguenti unità:

Fig. 8

- Formazione argillosa di Luriano: è costituita da argille massicce, di colore grigio-azzurro, apparentemente prive di macrofossili; lo spessore dell'affioramento è di circa 7 m; il contatto con la formazione soprastante è coperto da circa 1 m di detrito, per cui non sono visibili le modalità del passaggio tra le due unità;
- Formazione di Chiusdino: l'unità si presenta, per tutto lo spessore campionato, con alternanze di intervalli argillosi e sabbiosi. I primi sono spesso sottilmente stratificati, di colore grigio e di spessore variabile, ma in progressiva diminuzione verso l'alto. Le sabbie, di colore da giallo-ocra a nocciola, sono in genere associate a sottili livelli conglomeratici ad elementi con dimensioni comprese tra 0,5 e 3 cm (sono comunque nettamente prevalenti quelli più piccoli). La matrice è sabbioso-argillosa e di colore giallo-bruno. Nella parte più alta è presente anche un livello di marne stratificate, dello spessore di 20 cm, di colore giallo ocra; esso si suddivide in lamine sottili, in cui sono ricorrenti impronte di foglie.

In ragione della copertura vegetale e del detrito, le osservazioni e la campionatura sono state possibili solo per il tratto inferiore della formazione, di circa 9 m di spessore. Gli sporadici affioramenti esistenti nella zona hanno comunque permesso di individuare, al tetto dell'unità, la presenza del Conglomerato di Monte Capino. Qui il membro si presenta con ciottoli di dimensioni variabili, da un centimetro fino ad un massimo di 30 cm, caoticamente associati e mal cementati. I clasti, tutti ben arrotondati, sono prevalentemente carbonatici; non mancano tuttavia quelli arenacei e quelli riferibili a rocce magmatiche. La matrice è sabbioso-argillosa e ha un colore bruno-rossastro.

Risultati delle analisi

I tre campioni prelevati nella Formazione argillosa di Luriano hanno fornito residui abbondanti, ricchi in frazione terrigena e con frequenti Foraminiferi, sia bentonici che planctonici; le quantità dei due gruppi sono pressoché equivalenti nel campione più basso, mentre predominano nettamente i primi sui secondi negli altri due campioni.

Tra i planctonici è costantemente frequente Globorotalia puncticulata, mentre Globigerina bulloides, G. decoraperta, G. quinqueloba, G. falconensis, Orbulina universa lo sono solo episodicamente. Ad eccezione di Globigerina apertura, Globorotalia acostaensis, Globigerinoides obliquus extremus e G. obliquus obliquus, abbastanza comuni, almeno in alcuni casi, tutti gli altri taxa sono presenti in quantità trascurabili.

È evidente che l'intera sequenza argillosa è di pertinenza della ripartizione stratigrafica di *G. puncticulata*; più precisamente la concomitanza di questa specie con *G. margaritae* soltanto nel campione CO 164 impone un riferimento del tratto inferiore della sequenza alla Zona a *G. puncticulata - G. margaritae* e del rimanente intervallo soprastante alla porzione basale della Zona a *G. puncticulata* (Sottozona a *G. apertura*). In chiave cronostratigrafica l'intero affioramento locale delle argille di Luriano è quindi riconducibile al Pliocene inferiore inoltrato.

I Foraminiferi bentonici danno luogo ad associazioni relativamente diversificate, tra i rappresentanti delle quali ricordiamo Textularia aciculata, Dorothia gibbosa, Martinottiella communis, Bigenerina nodosaria, Sigmoilopsis coelata, Lenticulina peregrina, L. calcar, L. cultrata, Marginulina glabra, Vaginulina striatissima, Stilostomella simplex, S. advena, Globobulimina affinis, Bulimina costata, Buliminella gr. aldrovandii-inauris, Bolivina beyrichi, B. dilatata, B. alata, B. aenariensis, B. punctata, Uvigerina peregrina, Fursenkoina schreibersiana, Rectuvigerina siphogenerinoides, Hopkinsina bononiensis, Cassidulina neocarinata, Oridorsalis stellatus, Gyroidinoides umbonatus, Gyroidina soldanii, Melonis padanus, Cibicidoides ungerianus, C. pseudoungerianus, Heterolepa bellincionii, Pullenia bulloides, Valvulineria bradyana.

Le composizioni qualitative e quantitative indicano batimetrie riconducibili alla parte meno profonda della zona neritica esterna per l'intervallo attribuito alla zona di concomitanza di *G. puncticulata* e *G. margaritae*, alla transizione verso la parte più profonda della zona neritica interna per la restante porzione della sequenza. Infatti già a partire dal campione CO 165 aumenta notevolmente il numero di esemplari di *Florilus boueanus* e, ancor più, quello di *Ammonia beccarii beccarii*, e si verifica la comparsa, se pur con saltuari individui, di altri taxa ad habitat preferenzialmente poco profondo (es. *Cancris auriculus* e *Planorbulina mediterranensis*).

Per quel che concerne la Formazione di Chiusdino, mentre i due campioni stratigraficamente più bassi sono sterili, nel campione RA II - 227 è stata rilevata la presenza di Ostracodi dulciacquicoli (*Iliocypris gibba* e *Candona* sp.) in associazione a frequenti Gasteropodi limnici e a comuni vegetali carbonizzati (questi ultimi rinvenuti anche nel soprastante campione). Si tratta quindi di un'ulteriore conferma che la formazione è interamente di ambiente continentale (al-

meno nella zona a S del F. Merse), e ciò non è certo messo in dubbio dalla presenza di elementi marini rimaneggiati.

5 - SEZIONE DI C. CIAVA (Fig. 9)

La sezione, ubicata in sinistra del F. Merse, ai piedi del fianco vallivo sottostante C. Ciava, è costituita da due spezzoni, distanti circa 300 m, i quali comprendono, nel loro insieme, poco meno di 35 m della locale sequenza sedimentaria.

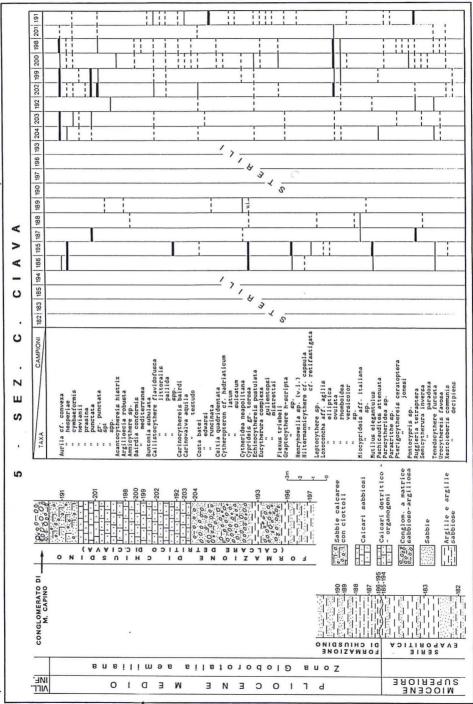
Le osservazioni e la campionatura relative al primo spezzone sono state eseguite nella scarpata del taglio della strada Palazzetto-Prata, pressoché in corrispondenza del bivio per C. Ciava (alla pietra miliare del Km 6). Nei circa 12 m di affioramento sono visibili termini miocenici (nei primi 6,50 m) e pliocenici (circa 5,50 m), con una leggera discordanza tra i due. Per quanto riguarda i primi, l'esposizione inizia con un intervallo, spesso 1 m, di argilla grigio-scura, contenente frequenti frammenti carboniosi e alcuni sottili livelli costituiti da lamine di arenarie ossidate, il cui colore «ferrugginoso» evidenzia l'andamento degli strati. Segue un banco, dello spessore di 1 m, di sabbie poco cementate, a grana media, di colore grigio, con sfumature giallo-rossastre, sottilmente stratificate e prive di fossili. Verso l'alto esse si arricchiscono in componente pelitica e passano gradualmente ad un livello di argilla analoga a quella basale, dello spessore di 1,50 m. I restanti 3 m di sedimenti miocenici sono costituiti da una fitta alternanza di argille (predominanti) e di sabbie, dai caratteri uguali a quelli con cui i due litotipi si presentano nei livelli sottostanti.

I soprastanti sedimenti pliocenici fanno parte della Formazione di Chiusdino, e, più precisamente, del membro denominato Calcare detritico di C. Ciava. La loro base è marcata da circa 5 cm di sabbia argillosa, di colore bruno, ricca di gesso, di aspetto terroso, tanto da sembrare un paleosuolo; la superficie inferiore di questo livello presenta piccole ondulazioni nelle sottostanti argille messiniane, mentre la sua sommità sfuma gradualmente in una argilla «terrosa», di colore grigio scuro, che a circa 10 cm dalla sua base presenta una notevole concentrazione di *Cerithium*. Seguono 2 m circa di argille leggermente sabbiose, ricche di fossili, tra cui ricordiamo *Dentalium*, *Trochus*, *Nassa*, *Murex*, *Cerithium*, *Conus*, *Turritella*, *Arca*, *Ostrea*, *Cardium* e *Venus*; il contenuto in fossili diminuisce sensibilmente nei 50 cm terminali. L'esposizione continua con un intervallo di circa 1,20 m, comprendente alternanze di argille grigio-giallastre

e di sabbie, con spessori delle une e delle altre varianti da pochi centimetri ad oltre 10 cm. Al di sopra di questo intervallo, che non sembra contenere macrofossili (sono presenti solo alcuni resti vegetali carbonizzati), segue, per uno spessore di 40 cm, un livello di sabbia a grana media, con leggera componente pelitica, di colore grigio-giallastro e, a luoghi, con sfumature ocracee, suddiviso in straterelli da intercalazioni ocracee millimetriche. L'esposizione nel primo spezzone termina con 2,20 m di sedimenti, di cui circa la metà inferiore è costituita da una fitta alternanza di argille e sabbie con le stesse caratteristiche di quelle immediatamente sottostanti al livello sabbioso di 40 cm, mentre nella metà superiore prevalgono nettamente sabbie di colore giallo-ocra, interrotte da sottili intercalazioni argillose. Nella parte superiore le sabbie divengono più grossolane e contengono disseminati piccoli ciottoli ben arrotondati, prevalentemente calcarei, le cui dimensioni non superano il centimetro.

Il secondo spezzone rappresenta la continuazione stratigrafica del primo ed è stato descritto e campionato a NW di quest'ultimo, lungo la strada che sale verso C. Ciava. Alla base della successione è presente un livello, spesso poco più di 2 m, di argilla sterile, di colore grigio, cui sono intercalati sottili livelli sabbiosi. Segue un intervallo conglomeratico, dello spessore di circa 6 m, con elementi ben elaborati, di dimensioni da 1 a 5 cm, solo eccezionalmente più grandi, a matrice sabbiosa. Nella sua parte inferiore è presente un livelletto argilloso, di colore grigio-nero e dello spessore di 20 cm; in quella superiore si rinvengono lenti di sabbia di colore grigio, ricche di frammenti di fossili (Chlamys, Venus, Serpulidi). Ai conglomerati fanno seguito calcari detritici mal stratificati, di colore variabile dal giallo ocra all'avana, con ricorrenti frammenti di fossili (Echinidi, Pettinidi ed altri Molluschi); in alcuni livelli sono molto diffusi piccoli ciottoli di argilla di colore grigio chiaro. Lo spessore complessivo della facies carbonatica è di circa 8 m in corrispondenza della sezione, ma localmente può raggiungere anche 10 m. Alla loro sommità i calcari divengono sabbiosi e sfumano gradualmente in un livello, spesso poco più di 2 m, di sabbie calcaree grossolane, poco cementate, giallastre, ricche di concrezioni carbonatiche algali e di piccoli ciottoli di pietre verdi (quando sono molto concentrati, questi ultimi conferiscono al sedimento un colore verdastro); sono altresì presenti frammenti indeterminabili di fossili e sottili livelli argillosi di colore giallastro. Segue, senza soluzione di continuità, fino a C. Ciava, un conglomerato eterometrico a matrice sabbiosa, dello spessore di 30-35 m, i cui elementi sono pressoché tutti calca-





Тав. 1

	5 - 5	5	E	Z			C			C	;	ı	A	٧	A								
	TAXA CAMPIONI	182	183	185	194	186	195	187	188	189	19	0 19	97 1	96 19	3 204	203	192	202	199	200	198	201	1
NO DO DO DE LA PORTE DE LA POR	Ammonia beccarii beccarii " tepida Astorigerinata mamilla " planorbis Astrononion stelligerum Aubignyna periucida Baggina gibba Bolivina aenariensis Buccelia frigida granulata Bullimia lubar Cascidulina crassa Cibicidella variabilis Cibicidela variabilis Cibicides lobatulus " refulgens Coryphostoma perforata Cribroophindium decipiens Cribroophindium decipiens Cribroonion advenum Elphidium complanatum " amacollum Florilus boueanus Fursankoina schreibersiana Fursankoina schreibersiana Hississippina concentrica Nonion depressulum Planorbulina mediterranensis Protelphidium granosum Reussella laevigata " spinulosa Rosalina globularis Spiroloculina canaliculata Textularia aciculata " sagittula Uvigerina longistruta Uvigerina longistruta	5	w	*	`~						c.	٠,	W. C.	```									
ELENCO PARZIALE DEI FOHAMINIFEHI ALLOCIONI	" peregrina Globigerina apertura																	1					
	Vagetali carbonizzati Gasteropodi Corithium Lamellibranchi Cardium Echinidi Balanidi Briozoi																		-				

rei e ben elaborati. Le condizioni delle esposizioni sono tali che non è stato possibile operare la campionatura del membro di M. Capino, né effettuare osservazioni al contatto con la sottostante unità.

Risultati delle analisi

È opportuno innanzitutto rimarcare che la locale sequenza prospetta una successione sedimentaria ben diversa da quelle delle sezioni finora esaminate. A C. Ciava, infatti, manca la Formazione argillosa di Luriano e ai termini miocenici fa direttamente seguito, in leggera discordanza, la Formazione di Chiusdino, la quale peraltro è localmente comprensiva dei due membri distinti con i termini di «Calcare detritico di C. Ciava» (alla base) e di «Conglomerato di M. Capino» (alla sommità).

A prescindere dai campioni prelevati nelle argille basali messiniane, costituiti esclusivamente dalla frazione inorganica e da vegetali carbonizzati, la prima constatazione che emerge dalle analisi micropaleontologiche è che nella sequenza pliocenica i Foraminiferi planctonici o mancano completamente (e questo è il caso della quasi totalità dei livelli sottostanti i calcari) oppure, se presenti (specialmente nelle facies carbonatiche), sono certamente rimaneggiati. È evidente quindi che la sequenza in oggetto offre scarse possibilità dal punto di vista bio-cronostratigrafico, rivelando invece un maggior interesse da quello paleoambientale. È per questo motivo che la sezione è stata documentata, oltreché nel suo contenuto in Foraminiferi planctonici, in quello a Foraminiferi bentonici (Tab. 1) e ad Ostracodi (Fig. 9).

Rileviamo innanzitutto che nei due campioni basali (CO 186 e CO 195), prelevati pochi centimetri sopra il contatto con il Miocene, sono stati riscontrati frequenti Lamellibranchi (rappresentati soprattutto da Cardium) e Gasteropodi (presenti specialmente con Cerithium), nonché associazioni a Foraminiferi esclusivamente bentonici e ad Ostracodi, costituite da un ridotto numero di specie; sia le une che le altre contengono taxa tipici di acque di modesta profondità, alcuni presenti con un discreto numero di esemplari (Ammonia beccarii beccarii, Aubygnyna perlucida, Elphidhium macellum, E. complanatum, Nonion depressulum, Aurila cf. convexa, A. hesperiae, Callistocythere spp., Graptocythere sp., Hiltermannicythere cf. retifastigata, Mutilus elegantulus, Tenedocythere furcata). Significative sono inoltre la presenza e la frequenza di Ammonia beccarii tepida tra i Foraminiferi, di Cyprideis gr. torosa e Loxoconcha elliptica nelle

ostracofaune, le quali autorizzano ad ipotizzare una salinità delle acque inferiori ai valori medi marini, in perfetto accordo con la povertà faunistica generale e, in particolare, con la concentrazione di *Cerithium* e *Cardium* riscontrata nei livelli basali della sequenza.

Per quanto riguarda i due soprastanti campioni (CO 187 e CO 188), provenienti anch'essi dall'intervallo prevalentemente argilloso che caratterizza il tratto inferiore della locale sequenza pliocenica, nelle associazioni a Foraminiferi bentonici e ad Ostracodi, pur sempre povere, si osservano numerosi elementi nuovi (tra i più comuni si ricordano Elphidium crispum, Florilus boueanus, Asterigerinata planorbis nelle prime, Aurila punctata, Miocyprideis aff. italiana, Ruggiera tetraptera nelle seconde), mentre scompaiono o si riducono di frequenza vari taxa che caratterizzano i livelli sottostanti. In questo contesto particolarmente indicative sono l'assenza di Ammonia beccarii tepida e la riduzione numerica di Cyprideis gr. torosa, le quali, insieme ad una sensibile diminuzione quantitativa di Cerithium, lasciano presumere una salinità intorno a valori pressoché normali, in un contesto ambientale in cui non sono però apprezzabili sensibili variazioni batimetriche rispetto a quanto ipotizzato per la base dell'unità.

Per quanto riguarda le alternanze argille-sabbie, con le quali termina la successione del primo spezzone, il campione più basso (CO 189) dei due in esse prelevati presenta tanatocenosi a Foraminiferi ed Ostracodi con significato ambientale del tutto analogo a quello dedotto per i livelli immediamente sottostanti, anche se esse manifestano un contenuto parzialmente diverso da questi ultimi (tra i taxa prima assenti ricordiamo Buliminella gr. aldrovandii-inauris. Bulimina subulata, Planorbulina mediterranensis, Aurila sp., Argilloecia robusta, Costa runcinata, Miocyprideis sp.). Degna di puntualizzazione è la presenza, nell'associazione a Foraminiferi, di una componente quantitativamente subordinata, con elementi in stato di conservazione in genere non buono, comunque diverso da quello della stragrande maggioranza degli esemplari. Se si considera poi che gli individui più mal conservati appartengono a taxa con significato batimetrico che mal si concilia con quello della porzione più «fresca» (oltre ad alcuni planctonici sono presenti Heterolepa bellincionii, Cibicidoides pseudoungerianus, Oridorsalis stellatus, Melonis soldanii, Uvigerina peregrina, ecc.), il loro rimaneggiamento non lascia adito a dubbi.

L'apporto continentale che ha determinato questo rimaneggiamento ha verosimilmente innescato, almeno localmente, un successivo ed effimero episodio di acque dolci, o comunque a bassissima salinità, come lascia supporre la completa mancanza di macro- e microfossili nei soprastanti livelli delle alternanze argille-sabbie e in buona parte di quelli conglomeratici (si ricorda, peraltro, la presenza, in questi ultimi, di un orizzonte carbonioso, ricchissimo di vegetali, da cui proviene il campione CO 193) e come è verosimilmente desumibile dall'abbondanza di materiale grossolano, che veniva a riversarsi in un bacino di modestissima profondità.

Ben presto però la diminuzione dell'apporto di acque continentali ha consentito il ripristinarsi del dominio marino, che, iniziato nella fase terminale della sedimentazione conglomeratica (v. campione CO 204, prelevato in una lente di sabbie fossilifere al tetto dei conglomerati), è persistito per tutto l'arco della successiva deposizione carbonatica. Ne sono testimonianza i ricorrenti macrofossili rinvenuti in quasi tutti i livelli (Lamellibranchi, Gasteropodi, Echinidi, Briozoi, Balanidi) e le associazioni a Foraminiferi ed Ostracodi dei campioni prelevati negli orizzonti litologicamente più favorevoli. Si tratta, comunque, di associazioni ancora di pertinenza della zona neritica interna, anche se con batimetrie forse leggermente superiori a quanto ipotizzato per i livelli del tratto inferiore della sequenza. Certo è che in questa fase le condizioni generali dell'ambiente dovevano essere di gran lunga più favorevoli che non in precedenza; ne è prova la maggiore diversificazione riscontrata nel mondo organico in generale e nelle associazioni a microfossili in particolare. In queste ultime le specie più spesso ricorrenti ed in genere meglio rappresentate sono Buccella granulata, Cancris auriculus, Ammonia beccarii beccarii, Elphidium crispum, Florilus boueanus, Asterigerinata planorbis, Reussella laevigata, Cibicides lobatulus, C. refulgens per i Foraminiferi; Aurila cf. convexa, A. gr. punctata, A. punctata, Callistocythere flavidofusca, Loxoconcha rhomboidea, L. ovulata, Ruggiera tetraptera, Tenedocythere furcata per gli Ostracodi.

Da segnalare inoltre che in tutti i campioni delle facies calcaree sono stati notati Foraminiferi rimaneggiati, con specie planctoniche e bentoniche denotanti una provenienza da sedimenti ben più profondi di quelli in parola, verosimilmente ricollegabili ai piccoli clasti argillosi in altra parte segnalati come frequenti nei livelli carbonatici. Rimandando alla tabella per un elenco parziale di questi taxa alloctoni, ci limitiamo qui a rilevarne una particolare frequenza nel campione CO 191, prelevato alla sommità della sequenza calcarea (tra l'altro, in esso sono particolarmente abbondanti le specie planctoniche, *Globorotalia puncticulata* inclusa).

In conclusione il Calcare detritico di C. Ciava nella sezione esaminata rappresenta, con i suoi vari litotipi, l'espressione sedimentaria di un ambiente deposizionale ben diverso da quello denunciato dai sedimenti basali della Formazione di Chiusdino nelle sezioni in precedenza illustrate; esso è infatti riconducibile alla zona prossimale di un bacino marino, caratterizzata da acque costantemente basse ed a salinità episodicamente variabile, almeno inizialmente, in conseguenza soprattutto delle oscillazioni degli apporti di acque dolci dalle terre emerse.

Per quel che concerne l'età, la sequenza non offre alcun elemento significativo (era già stata annunciata la banalità del significato stratigrafico delle forme autoctone), se non quello indiretto derivante dai Foraminiferi alloctoni (tra i quali ricordiamo la presenza di Globorotalia puncticulata, Globigerinoides emeisi, Marginulina costata, Vaginulinopsis soluta soluta, Vaginulina striatissima, Nodosaria raphanistrum, Uvigerina rutila, Bolivina placentina), i quali consentono di escludere una consistente porzione del Pliocene inferiore dall'intervallo di pertinenza dell'unità. Anche in assenza di evidenze dirette, riferiamo comunque quest'ultimo alla Zona a Globorotalia aemiliana e quindi al Pliocene medio, rimandando per le relative motivazioni alle considerazioni svolte nella parte conclusiva sull'area.

CONCLUSIONI SULLA STRATIGRAFIA ED EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Dalle osservazioni di campagna e dalle analisi micropaleontologiche delle 5 sezioni studiate emerge innanzitutto, in maniera incontrovertibile, che l'area esaminata è stata oggetto di due episodi sedimentari pliocenici, i quali si sono succeduti con espressioni litologiche e paleontologiche ben distinte (Formazione argillosa di Luriano e Formazione di Chiusdino) (Fig. 10); essi testimoniano l'avvicendarsi di due domini deposizionali completamente diversi, rispettivamente corrispondenti, come vedremo, al ciclo sedimentario del Pliocene inferiore e a quello del Pliocene medio-Villafranchiano inferiore dei bacini di Pomarance, S. Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Bossio et Al., 1991a, b). Per ciascun episodio verranno messe in evidenza le acquisizioni fondamentali emerse dallo studio delle sezioni, con allargamento successivo della panoramica a tutta l'area, attraverso l'integrazione dei dati di campagna con quelli derivanti dalle analisi di laboratorio relative ad una vasta e circostanziata campiona-

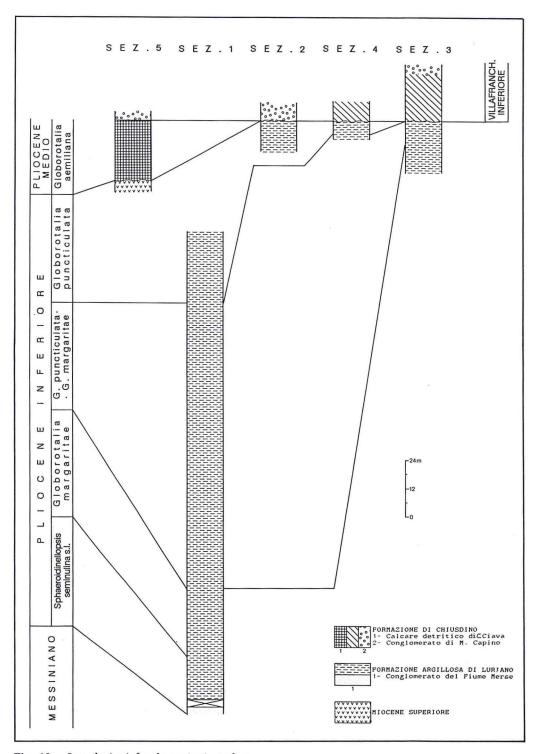


Fig. 10 - Correlazioni fra le sezioni studiate.

tura areale. Ciò darà l'opportunità, tra l'altro, di chiarire alcuni problemi rimasti irrisolti dallo studio delle sezioni esposto in precedenza.

FORMAZIONE ARGILLOSA DI LURIANO

Lo studio analitico delle sezioni di Le Grotte di Ganone, Pod. Bovigliano, Le Sodole e Fosso dei Ricenti ha permesso di accertare la natura totalmente marina e la completa appartenenza al Pliocene inferiore della Formazione di Luriano; essa è risultata abbracciare l'intervallo biostratigrafico Zona a Sphaeroidinellopsis seminulina s.l. - porzione iniziale della Zona a Globorotalia puncticulata (ovvero della Sottozona a Globigerina apertura) (Fig. 10). Possiamo ora aggiungere che questi caratteri si riscontrano in tutta l'area di affioramento dell'unità, che, come già visto, si estende sostanzialmente a S del F. Merse. In sinistra del fiume sono stati individuati solo alcuni esigui, ma importanti affioramenti, messi a nudo dall'erosione sotto l'estesa copertura dei sedimenti più recenti, nelle zone di Palazzetto, S. Galgano e Castelletto. Tutti i campioni sparsi prelevati negli affioramenti di questa unità argillosa hanno fornito ricche associazioni a Foraminiferi, con significati paleoambientali e stratigrafici in perfetta assonanza con quelli dedotti dalle campionature in serie (Tabb. 2a e 2b).

Per quel che concerne le relazioni tra la Formazione di Luriano ed il suo substrato, almeno nelle zone di affioramento del contatto l'unità sottostante è costituita sempre da sedimenti del Messiniano; laddove il contatto tra le due unità non è di natura tettonica, gli affioramenti non sono favorevoli ad osservazioni e a campionature di dettaglio, come invece richiederebbe una precisa ricostruzione delle modalità di transizione dal Miocene al Pliocene. Pur tuttavia si deve richiamare l'attenzione sulle circostanze qui di seguito riportate.

- I sedimenti basali della Formazione di Luriano sono correlabili con i termini più antichi conosciuti per le sequenze plioceniche mediterranee e manifestano batimetrie consistenti, riconducibili a quelle della zona neritica esterna.
- 2) I sedimenti sommitali della locale successione miocenica appartengono senza alcun dubbio alla ben nota facies continentale di «lago-mare», la quale caratterizza il Messiniano terminale del Mediterraneo in generale e della Toscana in particolare. Una documentazione in tal senso per il Bacino di Chiusdino è ben ricavabi-

TAB. 2a - Distribuzione dei Foraminiferi nei campioni raccolti arealmente nella Formazione argillosa di Luriano.

BIOZONE	Sp				ellop a s.l			(G I	o b	o g	ro		G.		nc ar	t g.		obo		
TAXA CAMPIONI	106	107	125	129	163	RA	49	50	51	53					RA 207	E 70	56	81	161 a b	205	E
Globigerina apertura bulloides		_c1_				200			0,		_c1 _			_ct_	207	12			a D		109
" calida praecalida " decoraperta	1			•																	
" falconensis " nepenthes	:																				
" quinqueloba				:	_									_		=	_cf_		_		
Globigerinita bradyi "glutinata	:				:								L								
Globigerinoides conglobatus bollii														L							-
" elongatus " emeisi				R								cf -							1		
" obliquus extremus " obliquus obliquus	•	_	-	•	_				_			_							\vdash		_
" quadr. quadrilobatus			†	:																	ļ
" quadr. sacculifer	:	ļ	1			===															
Globorotalia acostaensis " margaritae																			-		_
" puncticulata " scitula		L	L																		
Hastigerina siphonifera Orbulina bilobata	:		Τ							_			-								
" suturalis " universa			F	1															ļ		
diliversa	1			1														i			
Allomorphina trigona Ammonia beccarii beccarii "tepida Amphicoryna proxima			R	R		R	R			•	:								•	•	
Amphistegina gibbosa Anomalinoides helicinus			R			R									•	• R					
Asterigerinata planorbis Astrononion italicum	R			R		R										R		۲.			
" stelligerum Baggina gibba	1			•		R	R	•						•	•	R		•			
Bigenerina nodosaria Bolivina aenariensis	•	•		•	•				•	•	:		•	•	٠	:	:		:		:
" alata " apenninica	:	١.	١.					•								:			•		-
" beyrichi	1	1	1		•		•						•	•		•	•			•	
" dilatata															:						
" lucana			:				•									:	•				
" placentina " pseudoplicata		•													•				•		•
" punctata " usensis	•														•	•					
Buccella frigida granulata	R				•	R	•		•			•			•		•			:	•
" inflata		:			•	:	:	•	•		:	•	:	:	:	:	•	•		•	
" minima												:									
" subulata Buliminella gr. aldrovandii		•		•		-		:	•		•	•	•	•	•	-	•	•	•	•	
Cancris auriculus " oblongus	R							:			•								:		
Cassidulina neocarinata									•			•	•	•	•		:		:		•
Cassidulinoides bradyi Chilostomella oolina	:																				
" ovoidea Cibicides lobatulus	١.		e R			e R										R					
Cibicidoides ferasinii " pseudoungerianus		•												_			•				
" ungerianus		:	:	•	:	•	:	:	•		•	:	:	:	:	•	:		:		:
Cyclammina cancellata Dentalina communis " inflexa " lagumen											•		•								
" legumen Dimorphina tuberosa Dorothia gibbosa Eggerella bradyi				•		•	•						:	:							
Eggerella bradyi Elphidium complanatum									•			•	,			R			-		1
" Crispum			R	R	R	R	R									R					
Fissurina marginata Florilus boueanus															•						
Fursenkoina schreibersiana Glandulina laevigata									•				:	•	•				•		
Globobulimina affinis " pyrula			•	•			•		•	:	•	•		•	•	:	•		:		:
Globocassidulina subglobosa		•	•	•						•				:							•
	_				_																1

Tab. 2b

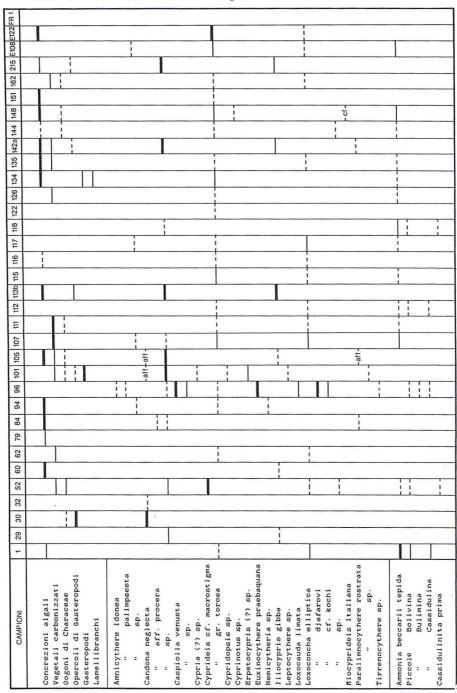
<u></u>	_			-									Τ.	3.	nu	nc	t -		_		_
BIOZONE	Sp	hae	roic	line	llop	sis									pu m	ar	ġ.		odo		
		sen	ninu	ılina	s.l	1.5		(d I m	o b a r	g	r o a r	t a	l i	а			pu	ncti	cul	ata
TAXA CAMPIONI	106	107	125	129	163	RA	49	50	51	53					RA 207	E 72	56	81	161 a-b	205	E
1000						200	,,,	-	-	-	-	-	-	132	207	12	-	-	a-D		109
Globulina gibba																					
Globulina gibba Guttulina communis												:		<u> </u>							
Gyroidina soldanii Gyroidinoides neosoldanii		•	•	•	•		•	•	•		•	:	•	:	:	:	•		•		:
" umbonatus Hanzawaia boueana					i									:							
Heterolepa bellincionii " dertonensis		•	•	•	•	:	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	:				•
Hoeglundina elegans Hopkinsina bononiensis						•						•					•		:		
Karreriella bradvi									•		•					:	•		•		
" gaudrinoides Lagena striata																	•				
Lenticulina calcar " clericii	•		•		•		•	•	:		•					•			٠		
" cultrata " curvisepta	•	•	:		٠	•	:	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•	1
" gibba " orbicularis			:				•								•						
" peregrina									:												
Liebusella rudis							•								:						
Marginulina costata "glabra "hirsuta			•	•	٠	•	•	•		•	:		•	•		•		•		:	
" hirsuta " subulata	١.		•								1									1	
Martinottiella communis			•			•		•	•			•		•	•	•		•		•	
" perparva Melonis soldanii		:			:	:		•	•			:		:	:	:	:				
" padanus Mucronina gemina			•	•		•							•	•		•	:		•		•
Neceponides schreibersii Nodosaria longiscata			:	•			•						•								
" ovičula " pentecostata						:							•								
" raphanistrum Oolina foveolata			•			•	•							•	•						•
Oridorsalis stellatus Planorbulina mediterranensis	•	:	•	•		•			•		:	•		•	•	•	•		•		•
Planularia auris " cassis		•			•		•				•										
" elongata			•		:	•							•	•							
" gemmata Planulina ariminensis	:																				
Plectofrondicularia inaequalis " raricosta			•			:	•	•		•		•				•	•				•
Pullenia bulloides " quinqueloba	:	•	:	•	:	•	:	•		:	:	:	:		:	:	•	•	•	•	:
" salisburyi Ramulina globulifera			:																		
Rectuvigerina siphogenerinoides Reussella spinulosa	e R		-			R		•										•	•		
Rosalina globularis Saracenaria italica			R																		
Sigmoilopsis coelata																:					
Siphonina planoconvexa " reticulata	•	•	•			•	•						•	•	:	•	:				:
Siphotextularia affinis Sphaeroidina bulloides	١.	:																			
Spiroloculina excavata Spiroloxostoma crorae			2			3	ă	132	•			1									:
Spirosigmoilina tenuis Stilostomella advena			•						•							٠					
" antennula												:									
" aspera " fistuca			•						:					•						1	
" monilis	١.	•	•	•			:		:		•	•	•	٠		:					
" papillosa " tenuicostata										٠							•				
Textularia aciculata " soldanii	1		٠	٠	•						•						٠	٠	٠	•	
Trifarina angulosa " brady							•										•				•
Uvigerina longistriata			:				•			100				•							
" pygmaea	:	:	:	:	:	:	:	:	:	:		:	:	•	:	:			:	:	:
" rūtila Vaginulina margaritifera		•	:	•		:	:		•		٠	•	•	•	•	•	•				:
" striatissima Vaginulinopsis soluta soluta			•																		
Valvulineria bradyana " complanata	•					•								•		•			:		

le dallo studio di Bossio et Al. (1978) sulla Sezione Pod. S. Pace. ubicata nel settore sud-occidentale, poco a S della Sezione Le Grotte di Ganone. Le osservazioni sedimentologiche, le analisi micropaleontologiche e le misure isotopiche realizzate per il tratto superiore di questa sequenza miocenica concordano infatti nel delineare un ambiente lacustre di modesta profondità. In particolare, il rinvenimento di ostracofaune dulciacquicole caratterizzate dalla presenza di specie distintive (Loxocorniculina diafarovi, Euxinocythere praebaguana, Loxocauda limata, ecc.) è, alla luce delle recenti acquisizioni, elemento incontestabile per una sua attribuzione alla parte sommitale del Messiniano. Queste associazioni peculiari del tratto terminale della facies di «lago-mare» sono state da noi rinvenute anche più a N, nei pressi di Castelletto. Il campione 96, ivi raccolto, contiene infatti, oltre alle ubiquitarie Cyprideis gr. torosa e Candona sp., copiose popolazioni di Euxinocythere praebaguana, Loxoconcha djafarovi, Caspiolla venusta, C. sp., Loxocauda limata, nonché rari esemplari di Amnicythère idonea, A. palimpsesta e Tyrrenocythere sp. Anche se i sedimenti messiniani non costituiscono oggetto di uno studio di dettaglio nell'ambito della presente ricerca, a titolo di informazione si riportano nella Tab. 3 gli elementi costituenti le frazioni organiche dei campioni esaminati, tutti di competenza di un dominio lacustre soggetto a modeste variazioni di salinità.

3) Nella località Castelletto sopra ricordata, nonostante le esposizioni non siano del tutto favorevoli, è evidente che, nei pochissimi metri che intercorrono tra le argille di «lago-mare» (si veda anche l'ubicazione del campione CO 148, di analogo significato) e quelle soprastanti della Zona a Sphaeroidinellopsis seminulina s.l. (campione CO 125), non vi è traccia alcuna di elementi che denotino un periodo di emersione al limite Mio/Pliocene. Una sovrapposizione diretta delle argille plioceniche marine sulle argille messiniane lacustri è del resto ipotizzabile anche nell'area a S del F. Merse, eccezion fatta per la zona di Le Grotte di Ganone, dove si interpone tra le due unità il Conglomerato del Fiume Merse. Comunque quest'ultimo non è stato da noi interpretato come un conglomerato di trasgressione s.s., ma come un sedimento richiamato nel bacino da movimenti tettonici in atto; del resto esso costituisce un'espressione puramente locale ed è laterale ad argille marine profonde.

In conclusione anche per il Bacino di Chiusdino (per lo meno entro i limiti determinati dagli affioramenti pliocenici) al passaggio

Tab. 3 - Contenuti organici dei campioni raccolti nei sedimenti messiniani di «lagomare» sottostanti alla Formazione argillosa di Luriano.



Mio-Pliocene sono riconoscibili caratteristiche sedimentologiche e paleontologiche del tutto analoghe a quelle che altrove (bacini di Pomarance, Volterra, F. Fine-F. Tora) hanno fatto prospettare (Bossio et Al., 1978, 1981, 1986, 1991b), una transizione dal Miocene al Pliocene sempre in regime acquatico, ma in un contesto paleogeografico in rapida evoluzione in ragione di una repentina sostituzione del dominio continentale lacustre del Messiniano da parte di quello marino pliocenico.

Questa particolare trasgressione «acqua su acqua» ha dato il via ad un ciclo marino che, almeno per le attuali aree di affioramento dei relativi sedimenti, si è mantenuto costantemente in facies argillosa profonda fino alla Zona a G. puncticulata-G. margaritae, denunciando chiari sintomi di una progressiva regressione solo a partire da livelli assai prossimi alla scomparsa del secondo taxon. Sulle conseguenze ultime, determinate da questa evidente fase di sollevamento dell'area, ritorneremo nel prossimo paragrafo, una volta definite le tappe della successiva fase di sedimentazione. Per il momento ci limitiamo a constatare un comportamento identico, dal punto di vista geodinamico, del Bacino di Chiusdino e di quelli limitrofi di Pomarance (Bossio et Al., 1991a) e di San Dalmazio (Bossio et Al., 1991b), con perfetta coincidenza nelle relative tappe evolutive durante il Pliocene inferiore. A maggior ragione questa constatazione ripropone il quesito (rimasto irrisolto nel secondo dei due lavori sopra citati), se questi bacini fossero intercomunicanti nel corso del Pliocene inferiore, oppure separati da una soglia morfologica, come farebbe supporre l'attuale discontinuità dei relativi sedimenti. Riteniamo che una risposta a tale quesito sia ancora prematura; l'estesa copertura, da parte dei sedimenti più recenti, del settore settentrionale dell'area esaminata non consente infatti di definirvi la distribuzione spaziale e gli eventuali limiti dei termini del Pliocene inferiore, e quindi di chiarire il loro significato paleoambientale. Certo è che l'affioramento più settentrionale (zona di Castelletto) si presenta in facies molto profonda, lasciando ipotizzare, insieme agli altri della fascia occidentale, un'estensione verso W del dominio marino ben oltre il limite degli attuali affioramenti.

Tuttavia si deve tenere presente che la zona di Montalcinello-Anqua si trova compresa tra due importanti «linee di deformazione», la linea Belforte-Monteriggioni e la linea Piombino-Faenza, il cui ruolo non sembra estraneo alla paleogeografia del Pliocene. Più precisamente l'esame della fig. 3, in Bartolini *et Al.*, (1982), dove sono schematizzati i bacini plio-quaternari della Toscana, mette in

evidenza come il Bacino di Chiusdino faccia parte di una depressione, della lunghezza di circa 150 Km, che dalla bassa Val di Magra si estende verso SSE attraverso la Versilia ed attraverso il grande Bacino di Volterra-Val d'Era. Analoga depressione si sviluppa parallelamente a questa, ma più ad oriente, attraverso le valli del Serchio, dell'Elsa, dell'Arbia, dell'Asso e del Paglia. Si tratta di fosse suddivise in segmenti da strutture sollevate trasversalmente, che rappresentano soglie ubicate in prossimità delle linee tettoniche che tagliano la struttura principale. Tali soglie lasciano supporre collegamenti alquanto precari tra i bacini interposti (Costantini et Al., 1982).

In ultima analisi, se nel corso del Pliocene inferiore sono esistiti dei collegamenti tra il settore nord-occidentale del Bacino di Chiusdino e l'area di Pomarance-S. Dalmazio, è probabile che essi siano stati alquanto difficoltosi.

Un'ampia e profonda via di comunicazione è invece ipotizzabile con i bacini meridionali del F. Ombrone e del F. Orcia, a testimonianza della quale rimangono oggi alcuni lembi argillosi nelle zone di Torniella e di Roccastrada-Sassofortino.

FORMAZIONE DI CHIUSDINO

Si presenta, nel suo insieme, come un corpo sedimentario che ha una vasta estensione nell'area rilevata; esso appare sovrapposto a livelli diversi del Pliocene inferiore, del Miocene superiore e delle unità preneogeniche. Dallo studio delle sezioni è emerso con chiarezza che i suoi litotipi sono l'espressione di due ambienti deposizionali sostanzialmente diversi: uno marino e l'altro continentale. Rimane però ancora da far chiarezza sulla distribuzione nello spazio e sulla ripartizione nel tempo delle due tipologie ambientali, in altre parole sugli aspetti paleogeografici dell'intera area e sulla loro evoluzione dopo la conclusione della fase marina del Pliocene inferiore. Al riguardo riteniamo opportuno iniziare dai sedimenti marini (tra l'altro gli unici con possibilità di contenere elementi utili ai fini cronologici), completandone il quadro delle conoscenze derivate dallo studio delle sole sezioni.

L'analisi delle cinque sezioni (Fig. 10) ha fornito innanzitutto l'opportunità di constatare che solo la sequenza di C. Ciava, peraltro l'unica ad essere ubicata a N del F. Merse, presenta sedimenti marini nell'ambito della Formazione di Chiusdino. Riteniamo comunque non casuale il fatto che anche le osservazioni di campagna e le cam-

pionature sparse confermino la presenza di sedimenti marini posteriori alla deposizione della Formazione argillosa di Luriano unicamente nell'area in sinistra del fiume. Di conseguenza, almeno per le conoscenze del momento, ci sembra non del tutto gratuita l'ipotesi che nella zona circostante l'attuale percorso del F. Merse, immediatamente a S di C. Ciava, fosse ubicata una lina di costa di un golfo marino che si apriva verso N. Del resto la sequenza di C. Ciava presenta evidenze di una deposizione in ambiente di acque basse, addirittura interessato da ripetuti apporti dulcicoli, che testimonia una sua ubicazione alquanto prossima alla costa.

L'espressione sedimentaria più appariscente del nuovo dominio marino è costituita, senza alcun dubbio, dai calcari detriticoorganogeni, i quali, anche se i loro affioramenti sono saltuari, rappresentano un membro di facile riconoscimento, ubicato alla base
o comunque nella parte inferiore della formazione. Le analisi micropaleontologiche dei campioni prelevati in quasi tutti i residui affioramenti riferibili a questo litotipo hanno confermato (vedi Tab. 4)
il carattere di deposito marino di modesta profondità, già desunto
per le facies carbonatiche della Sezione di C. Ciava.

È palese che in un ambiente con tali caratteristiche batimetriche il tipo di sedimentazione e il chimismo delle acque potevano subire notevoli variazioni anche su brevi distanze, in relazione soprattutto alla consistenza locale degli apporti dalle terre emerse, tant'è vero che le facies calcaree presentano un andamento lenticolare e sono talora ridotte localmente al ruolo di matrice nei più diffusi conglomerati cui fanno transizione lateralmente. Le difficoltà di rinvenire documenti paleontologici nella fascia conglomeratica basale, aggravate dalle condizioni non favorevoli degli affioramenti e dalle coperture, hanno creato difficoltà spesso insuperabili nel lavoro di distinzione, in senso orizzontale e verticale, dei conglomerati marini da quelli, immediatamente successivi e più diffusi, di acqua dolce (v. più avanti). Queste difficoltà sono tanto più evidenti se si considera che la deposizione dei conglomerati marini può essere accompagnata da una locale ed episodica diminuzione della salinità (v. Sez. C. Ciava). Anche se in tali condizioni non è possibile avere una panoramica dettagliata sulla distribuzione spaziale della facies marina, è però giustificato affermare che il dominio marino individuato nella zona di Chiusdino proseguiva verso NW, fino a riallacciarsi a quello che è stato documentato esistere, nel corso del Pliocene medio, con analoghe caratteristiche, nei bacini di Radicondoli-Belforte-Angua, e che si espandeva poi in quelli di S.

Tab. 4 - Contenuti organici dei campioni raccolti arealmente nella Formazione di Chiusdino.

	Chiusaino.
143	
146	
119b	ж ж ж ж и и н н н н н н н н н н н н н н
119a	
121	
120	
TAXA	Lenticulina cultrata Barginulina costata Ranginulina costata Relonis soldanii Oridorsalis stellatus Planorbulina mediterranensis Planorbulina mediterranensis Planorbulina sciminonsis Reussalla laevigata " spinulosa Rosalina globularis Sphaeroldina bulloides Textularia adiculata Cartularia adiculata Comica Textularia bradyi Valvulineria bradyi Valvulineria bradyi " complanta " complanta Carinocymesis crimata Callistocymesis carinata Callistocymeses introralis Carinocymeses carinata Carinocymeses pustulata Carinocymeses pustulata Costa basei " sp. Cypridels gr. torosa Echinocythereis pustulata Loscocorda bonaducei " sp. Cypridels gr. torosa Echinocythereis favosa Costa basei " comboidea Potramocypris sp. Semicytherura inversa Ucocythereis favosa Umbricularis Semicythereis favosa Umbricularis Xestoleberis comunis " decipiens " decipiens
143	
146	
119b	
119a	
121	
120	
TAXA CAMPIONI	Globigerina apertura " bulloides " decoraperta Globigerinita glutinata Globigerinita glutinata " pobliquue extremus obliquue chiquus " quadr. quadrilobatus " quadr. quadrilobatus " quadr. quadrilobatus " quadr. eacculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer " quadr. eaculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer quadr. eacculifer phonoina eleccarii ammonia ebeccarii beccarii Ammonia ebeccarii beccarii Ammonia ebeccarii beccarii abulata Gentiferinata ammilla abulata Gentiferi abulata Gentiferi auriculus Gibicidei lobatulus Gibicides lobatulus " abulata Gentife lobatulus " abulata Gentife lobatulus " abulata Gentife lobatulus " artilgens " refulgens Gibicides lobatulus Gibicides lobatulus Gibicides lobatulus Gricides lobatulus Gricides lobatulus Gricides lobatulus Gricides lobatulus Gricides sepandus " artilgens " artilgens " artilgens " artilgens Griborides lobatulus Griborides lobatulus " artilgens Griborides lobatulus " artilgens Griborides lobatulus Griborides lobatulus " artilgens Griborides lobatulus " artilgens Griborides lobatulus " artilgens "

Dalmazio-Pomarance, dove raggiungeva maggiori profondità e caratteristiche più nettamente marine (Bossio et Al., 1991a, b). A riprova di ciò vi sono non solo le strette somiglianze delle facies carbonatiche del Bacino di Chiusdino con quelle presenti nei bacini limitrofi, ma anche, e soprattutto, le deduzioni bio- e cronostratigrafiche. Il fortunato rinvenimento di Globorotalia bononiensis e, soprattutto, quello di G. crassaformis crassaformis, in uno degli affioramenti del membro calcareo della Formazione di Chiusdino (circa 1 Km a NW dell'omonimo paese), ha consentito infatti di inquadrare i sedimenti marini dell'area in esame nella Zona a Globorotalia aemiliana e quindi di attribuirli al Pliocene medio. Questa attribuzione prova l'appartenenza di tali sedimenti al secondo ciclo sedimentario riconosciuto nelle aree prima citate. Se poi è corretta l'ipotesi di Bossio et Al. (1991b) di una trasgressione diacrona da W verso E, allora si può anche aggiungere che essa ha interessato il nostro bacino in una fase avanzata di questo intervallo.

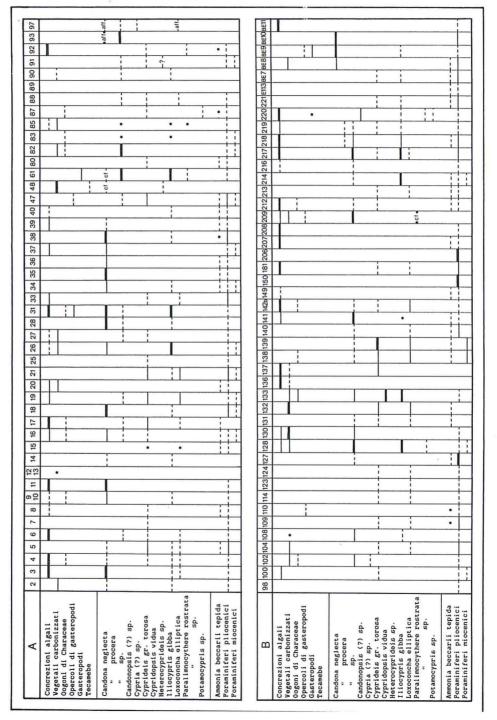
In conclusione, riprendendo l'esame del quadro dell'evoluzione paleogeografica dell'area, provvisoriamente sospeso alla fase di sollevamento nel Pliocene inferiore inoltrato e al conseguente innesco di una regressione marina, possiamo ora aggiungere che questo episodio di tettonica positiva ha portato alla completa emersione dell'intera area, in sincronia con quanto successo nelle zone di Pomarance e di San Dalmazio. Anche nell'area in oggetto il periodo di emersione si è protratto per parte del Pliocene inferiore (ovvero della Zona a Globorotalia puncticulata) e probabilmente fino al Pliocene medio inoltrato (Zona a G. aemiliana), dando la possibilità ai processi erosivi di operare un'azione intensa e differenziata spazialmente. Sempre entro i limiti del Pliocene medio la ripresa della subsidenza ha innescato una nuova trasgressione marina che, con provenienza da NW, ha invaso un'area già fortemente erosa e si è spinta verso S fino a lambire la zona dell'attuale percorso del F. Merse. Il golfo così delineatosi, dai contorni non esattamente definibili (soprattutto per la copertura dei depositi più recenti), ma dalle batimetrie certamente modeste, era dominio di una sedimentazione grossolana, sostituita localmente da quella carbonatica a seconda della consistenza e dei tempi degli afflussi provenienti dalla terra emersa.

L'episodio marino medio-pliocenico deve essere stato alquanto effimero (in ottimo accordo con quanto dedotto da Bossio *et Al.*, 1991b); ne è prova lo spessore assai limitato della sequenza marina,

ben accertabile dove sono possibili controlli circostanziati (es. Sezione di C. Ciava e zona tra Castelletto e Poggiaccio, dove lo spessore dei sedimenti marini è rispettivamente di circa 25 e 15 m). I successivi depositi continentali, che hanno conglomerati ed argille come litotipi principali, costituiscono la parte restante e più consistente della Formazione di Chiusdino, la quale affiora estesamente nell'area rilevata. I contenuti paleontologici dei numerosi campioni raccolti arealmente (Tab. 5) non sono, in genere, dissimili da quelli riscontrati in corrispondenza delle sezioni. La testimonianza più palese della continentalità delle acque, con la quale si esaurisce la sedimentazione pliocenica dell'area, si deve ancora, soprattutto, alla presenza di Ostracodi oligoalini, spesso assai frequenti, con la quale ben si conciliano la ricorrenza e l'abbondanza di vegetali carbonizzati e di concrezioni carbonatiche algali, nonché il rinvenimento, seppure molto più saltuario o addirittura eccezionale, di oogoni di Characeae, Tecamebe e Gasteropodi dulciacquicoli (o loro opercoli). Una caratteristica pressocché generale dei sedimenti continentali (che peraltro ha costituito elemento prezioso di differenziazione da consimili depositi messiniani, non sempre immediatamente distinguibili sul terreno) è risultata anche la presenza di elementi marini rimaneggiati, costituiti soprattutto da Foraminiferi, ai quali si aggiungono sporadicamente Ostracodi, Molluschi, Briozoi ed Echinidi. In alcuni casi la quantità di questi elementi è talmente elevata da dare l'impressione, ad un primo approccio, che si tratti di associazioni marine autoctone, tanto più che talvolta lo stato di conservazione dei microfossili non alimenta dubbi in merito. Anche a prescindere dalla concomitanza di organismi dulciacquicoli (i delicati carapaci degli Ostracodi sono certamente in posto), l'alloctonia dei taxa marini è comunque in genere agevolmente deducibile dalle determinazioni specifiche. Queste ultime evidenziano una eterogeneità delle tanatocenosi, pressoché costante dal punto di vista ambientale (associazioni di forme profonde e di planctonici con specie tipicamente costiere), e non infrequente dal punto di vista cronologico (associazioni di elementi del Pliocene inferiore, certamente più frequenti, con quelli del Miocene superiore e, eccezionalmente, del Pliocene medio (4)). In virtù di questo più o meno intenso rimaneggia-

⁽⁴⁾ A titolo di esempio si ricorda il rinvenimento di: Globorotalia puncticulata, G. margaritae, Globigerinoides emeisi, Globigerina nepenthes, Uvigerina rutila, Bolivina placentina tra i numerosi taxa del Pliocene inferiore; di Bulimina echinata, Bolivina dentellata, Rectuvigerina gaudrynoides tra gli elementi del Messiniano; di Globorotalia aemiliana e di G. bononiensis tra quelli del Pliocene medio.

Tab. 5 - Contenuti organici dei campioni raccolti arealmente nei depositi continentali della Formazione di Chiusdino.



mento risulta incerto il significato da attribuire agli sporadici esemplari della salmastra *Ammonia beccarii tepida*, rinvenuti in numerosi campioni; comunque, anche se in posto, essi non modificano il quadro ambientale delineato, limitandosi semmai ad avvallare la possibilità di temporanei, ma modesti aumenti di salinità delle acque. Variazioni di salinità riferibili a locali variazioni nel bilancio idrico nel bacino sono del resto deducibili anche dalle combinazioni quantitative e qualitative dei componenti le ostracofaune (si ricorda, ad esempio, che la presenza di *Loxoconcha elliptica* è indicativa di acque più o meno salmastre).

In conclusione, nel corso del secondo ciclo sedimentario pliocenico anche il Bacino di Chiusdino (per lo meno la sua parte settentrionale) ha visto il susseguirsi di due domini, prima marino e poi continentale, analogamente a quanto si è realizzato nelle aree più occidentali. Una differenza rispetto a tali zone risiede semmai nella tipologia ambientale della fase continentale: se per le aree occidentali è stato prospettato un ambiente deltizio (in progressione verso W, a seguito della regressione marina), per il bacino di Chiusdino sembra più verosimile, almeno a giudicare dalle litofacies e dalle loro distribuzioni, ipotizzare un ambiente di tipo lacustre; il suo sbarramento verso NW potrebbe essere stato determinato appunto dalla ingente deposizione conglomeratica del sistema deltizio (la cui prevalente alimentazione presumibilmente proveniva dalle Catene Metallifere, situate più a Sud). Si ricorda anche che nei bacini nordoccidentali è stata accertata una transizione rapida, ma sempre in regime acquatico, tra il dominio marino e quello continentale (attraverso un breve episodio di acque salmastre); in un persistente contesto di subsidenza locale l'esaurimento della fase marina è stato messo in relazione ad una progressiva privazione dell'alimentazione in ragione della generale regressione che andava caratterizzando la Toscana in una fase avanzata del Pliocene medio. Per le analogie prima indicate questo modello di evoluzione paleogeografica potrebbe adattarsi anche all'area in esame, per la quale purtroppo non sono reperibili dati probanti sulla modalità di transizione fra i due domini. D'altra parte il rinvenimento di depositi dulcicoli fin dalla base della Formazione di Chiusdino, accertato in alcuni punti della stessa zona settentrionale, non può addursi a prova contraria, in quanto non implica necessariamente una precedente fase erosiva dei sedimenti marini mediopliocenici. Anche a prescindere dalla già documentata possibilità di locali episodi dulcicoli in un contesto marino prossimale, tale giacitura può semplicemente addebitarsi ad un debordamento, per il persistere della subsidenza, delle acque lacustri oltre i limiti dell'invaso in precedenza occupato da quelle marine; in relazione alle locali fisiografie possono così risultare «trasgressivi» su brevi distanze sia i sedimenti marini, sia quelli dulcicoli. Anche il consistente rimaneggiamento constatato in questi ultimi trova plausibile spiegazione in questa «trasgressione» progressiva su zone prima emerse, i prodotti della quale andavano a sommarsi agli apporti delle acque dilavanti e di quelli fluviali.

Una progressiva estensione del dominio lacustre oltre i limiti del precedente bacino marino mediopliocenico, in ragione di una persistente subsidenza, è del resto ben palese dai risultati delle ricerche nel settore centro-orientale ed in quello meridionale; qui i sedimenti dulcicoli della Formazione di Chiusdino sono ovungue a contatto diretto con quelli della Formazione argillosa di Luriano o con quelli del Miocene superiore, mentre non vi compare mai traccia alcuna di depositi marini medio-pliocenici. Certo è che il lago, pur manifestando una locale espansione rispetto al dominio marino che lo ha immediatamente preceduto, deve avere ricoperto, come quest'ultimo, un'area ben inferiore a quella interessata dal primo ciclo. Infatti la ripartizione differenziata delle litologie, con prevalenti conglomerati nella fascia occidentale e con chiusura a bietta delle argille nella stessa zona, induce a ritenere che, almeno verso W, le acque lacustri non si estendessero molto oltre l'attuale limite occidentale dei rispettivi sedimenti, al contrario di quanto ipotizzato per la linea di costa del precedente ciclo.

Nell'ipotesi evolutiva delineata è del tutto verosimile, in considerazione delle elevate velocità di sedimentazione desumibili dai litotipi ed in ragione di quanto esposto in Bossio et Al (1991b), che anche la fase lacustre di chiusura del secondo ciclo si sia esaurita entro un intervallo del Villafranchiano inferiore rientrante nei limiti del Pliocene medio. Per ulteriori notizie in merito si rimanda al lavoro sopra citato, ricordando, in particolare, che sedimenti analoghi, per posizione stratigrafica e per significato ambientale, nelle adiacenti zone di Torniella-Roccastrada (studi degli scriventi attualmente in corso) soggiacciono a depositi di vulcaniti acide (rioliti), la cui età radiometrica è risultata di 2,3 MA (Borsi et Al., 1967), e quindi di poco precedente il limite Pliocene medio/Pliocene superiore (attualmente ubicato a circa 2MA).

In ragione di quanto esposto non dovrebbero sussistere sensibili differenze cronologiche per l'episodio lacustre, anche nell'ipotesi alternativa, da non escludersi completamente per il bacino di Chiusdino, di una discontinuità di sedimentazione tra la fase marina e quella dulcicola e quindi di un episodio di emersione ad esse interposto. In tale eventualità quest'ultimo deve essere stato infatti di brevissima durata, tant'è che i sedimenti lacustri del Bacino di Chiusdino si collegano senza soluzione di continuità con quelli continentali del limitrofo Bacino di Radicondoli-Belforte, i quali giacciono in continuità di sedimentazione su quelli marini del Pliocene medio.

L'ipotesi accennata non implica necessariamente una modifica al modello di evoluzione geodinamica prospettato per l'area; se infatti sono possibili una temporanea inversione, o per lo meno un arresto, dei movimenti che avevano determinato l'ingressione marina ed una successiva ripresa della subsidenza, dopo una breve esposizione subaerea dovuta al completo interrimento del bacino marino, è altrettanto possibile che quest'ultimo processo, in concomitanza all'esaurimento di alimentazione di acque marine, in ragione della generale regressione mediopliocenica in Toscana, sia semplicemente la causa dell'effimera emersione in un ininterrotto regime di sprofondamento.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BETTELLI G., BOCCALETTI M., BONAZZI U., BORTOLOTTI V., BRAGA G., CANTALAMESSA G., CASNEDI R., CENTAMORE E., COLI M., DALLAN L., NARDI R., DECANDIA F.A.,
 DEIANA G., ELTER G., FAZZINI P., FORCELLA F., GASPERI G., GELATI R., GELMINI R.,
 GIANNINI E., LAZZAROTTO A., MARCHETTI G., MONTEFORTI B., PIALLI G.P., PIERUCCINI
 U., PLESI G., PUCCINELLI A., RAGGI G., ROMANO A., SANDRELLI F., VERANI M. & ZANZUCCHI G., (1982) Carta strutturale dell'Appennino Settentrionale. Prog. Fin. Geodinamica, Sottopr. 5 Modello Strutturale, gruppo App. Sett., Pubbl. n° 429.
- Ambrosetti P., Carboni M.G., Conti M.A., Costantini A., Esu D., Gandin A., Girotti O., Lazzarotto A., Mazzanti R., Nicosia U., Parisi G., Sandrelli F. (1979) Evoluzione paleogeografica e tettonica nei bacini Tosco-Umbro-Laziali nel Pliocene e nel Pleistocene inferiore. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 573-580.
- Bartolini C., Bernini M., Carloni G.C., Costantini A., Federici P.R., Francavilla F., Gasperi G., Lazzarotto A., Marchetti G., Mazzanti R., Papani G., Pranzini G., Rau A., Sandrelli F., Vercesi P.L., Castaldini D., Francavilla F. (1982) Carta Neotettonica dell'Appennino Settentrionale. Note Illustrative. *Boll. Soc. Geol. It.*, 101, 523-549.
- Borsi S., Ferrara G., Tongiorgi E. (1967) Determinazione con il metodo K/Ar della età delle rocce magmatiche della Toscana. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**, 403-410.
- Bossio A., Esteban M., Giannelli L., Longinelli A., Mazzanti R., Mazzei R., Ricci Lucchi F., Salvatorini G. (1978) Some aspects of the upper Miocene in Tuscany. Messinian Seminar n° 4, I.G.C.P. Project n° 96, 1-88.

- Bossio A., Giannelli L., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. (1981) Gli strati alti del Messiniano, il passaggio Miocene-Pliocene e la sezione plio-pleistocenica di Nugola nelle colline a NE dei Monti Livornesi. IX Conv. Soc. Paleont. It. (Pisa, ottobre 1981), 55-90.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G. (1986) Analisi micropaleontologiche delle formazioni mioceniche, plioceniche e pleistoceniche dell'area del Comune di Rosignano M°. *Quad. Mus. Stor. Nat. Livorno*, 6 (suppl. 1), 129-170.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F. (1991a) Il Pliocene di Pomarance (Pisa). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A, 98, 1-98.
- Bossio A., Mazzanti R., Mazzei R., Salvatorini G., Sandrelli F. (1991b) Il Pliocene di San Dalmazio-Anqua e Radicondoli-Belforte (Siena e Pisa). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem.*, Serie A, **98**, 99-191.
- Burgassi P.D., Decandia F.A., Lazzarotto A. (1983) Elementi di stratigrafia e paleogeografia nelle Colline Metallifere (Toscana) dal Trias al Quaternario. *Mem. Soc. Geol. It.*, **25**, 27-50.
- Costantini A., Gandin A., Guasparri G., Lazzarotto A., Mazzanti R., Sandrelli F. (1980)

 Neotettonica dei Fogli: 111 Livorno 112 Volterra 113 Castelfiorentino 119

 Massa Marittima 120 Siena 121 Montepulciano 126 Isola d'Elba 127 Piombino 128 Grosseto 129 S. Fiora. Contr. prelim. realiz. Carta Neotet. d'Italia. Prog. Final. Geod., Pubbl. 356(3), 1075-1186.
- Costantini A., Lazzarotto A., Sandrelli F., (1982) Conoscenze geologico-strutturali. In: Il Graben di Siena. Studi geologici, idrogeologici e geofisici finalizzati alla ricerca di fluidi caldi nel sottosuolo. C.N.R. P.F.E. RF9 Sottop. Energia Geoterm., 11-33.
- Gandin A. (1967) Le microfaune dei terreni neogenici del Foglio Siena. *Boll. Serv. Geol. d'It.*, 88, 43-56.
- GIANNINI E., LAZZAROTTO A., SIGNORINI R., (1971) Lineamenti di geologia della Toscana meridionale. In «La Toscana meridionale», Rend. S.I.M.P., 27 (Fasc. spec.), 33-168.
- IACCARINO S., SALVATORINI G. (1982) A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleont. Strat. ed Evol.*, Quad. **2**, 115-125.
- LAZZAROTTO A., MAZZANTI R. (1978) Geologia dell'alta Val di Cecina. Boll. Soc. Geol. It., 95, 1365-1487.
- LOTTI B. (1910) Geologia della Toscana. Mem. Descr. Carta Geol. Italia, 13, 1-484.
- Mazzanti R. (1966) Geologia della zona di Pomarance-Larderello (Prov. di Pisa). *Mem. Soc. Geol. It.*, **5**(2), 105-138.
- Signorini R. (1966) I terreni neogenici del foglio «Siena». Boll. Soc. Geol. It., 85, 639-654.
- Signorini R. (1967) Foglio 120 Siena. Serv. Geol. d'It. Note Illustr. Carta Geol. d'It., 1-42.
- SIGNORINI R., CENTAMORE E., COCOZZA T., CASCIANI G. (1968) Carta Geologica d'Italia, F° 120 Siena.
- (ms. presentato il 22 marzo 1991; ult. bozze il 19 luglio 1991)