

LACUNA STRATIGRAFICA TRA LE FORMAZIONI DI RANZANO E DI ANTOGNOLA NELLE ZONE DI ROTEGLIA E MONTEBARANZONE (APPENNINO REGGIANO E MODENESE)*

PAOLA FREGNI & FILIPPO PANINI**

Key-words: Ranzano Formation, Antognola Formation, Biostratigraphy, Northern Apennines, unconformities, hiatus, Oligocene.

Abstract. The Monte Piano – Bismantova sequence (Middle Eocene – Late Miocene) in the Northern Apennines represents a new sedimentary cycle after the tectonic phase of the Early–Middle Eocene. This phase principally affected the structural Units of Ligurian domain. This sedimentary sequence (the postorogenic Ligurian Sequence), shows evidence of the progression of the Apennine orogenesis mainly through the development of unconformities of regional extension. In fact, this new sedimentary cycle began after the definitive closure of the Ligurian ocean (Oceanic stage) and sedimentation continued during the subsequent development of a collisional margin (Ensialic stage) between the European and African–Adriatic plates.

The stratigraphic and structural features of the Apennine margin between Tresinaro Valley and Lavino Valley are described briefly in this paper. Moreover, the contact between the Ranzano Formation and the Antognola Formation, parts of the postorogenic Ligurian Sequence, is discussed in terms of the micropaleontological data obtained from three stratigraphical sections situated in the lower valley of the Secchia River. The contact coincides with an unconformity that is marked by a biostratigraphical hiatus. In fact, foraminiferal associations indicate that the top of the Ranzano Formation is attributable to Zone P18 (Lower Oligocene) and that the base of the Antognola Formation is already attributable to Zone P21 (Upper Oligocene). There was no evidence of the presence of Zone P19/20. The chronological range of the hiatus is estimated as 2.4 to 10 Ma, depending upon the chronological scale adopted and the exact position of the "top" of the Ranzano Formation and the base of the Antognola Formation.

On the basis of the stratigraphic relations existing among the various units of the postorogenic Ligurian Sequence outcropping in the studied area and on the basis of the data collected on the contact between the Ranzano Formation and Antognola Formation, it is clear that the hiatus is attributable to submarine erosion of a part of the turbiditic deposits of the Ranzano Formation, which are affected by pronounced tectono–sedimentary phenomena. The tectonic movements developed in the Ligurian domain in a period preceding the deposition of the Antognola Formation. They are thus contemporary with the beginning of the deposition of the Macigno in the Tuscan paleogeographical domain.

* Ricerca eseguita con il contributo M.P.I. 60% (Responsabile P. Fazzini).

** Istituto di Geologia dell'Università di Modena, Corso Vittorio Emanuele II, 59 - 41100 Modena (Italia).

– P. Fregni ha curato la parte relativa alla biostratigrafia, F. Panini quella relativa alla geologia.

Introduzione.

Il basso e medio Appennino reggiano e modenese sono stati oggetto negli ultimi anni di rilevamenti geologici dettagliati, soprattutto nel quadro del progetto della Regione Emilia-Romagna per l'elaborazione della Carta Geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000. Tali rilevamenti hanno permesso di puntualizzare alcune caratteristiche stratigrafiche e tettoniche dei depositi di pertinenza ligure ivi affioranti (Bettelli & Panini, 1985 a, b). Sono stati analizzati in particolare i rapporti tra terreni «caotici» [precedentemente accorpati sotto la denominazione di «Alloctono indifferenziato caotico» (Loscocco, 1967) o parzialmente differenziati da Papani (1971)] e le varie unità della ben nota successione eo-miocenica di Monte Piano-Bismantova, affiorante nel Monferrato e su tutto il margine appenninico padano tra il Vogherese ed il T. Sillaro. Questa successione è stata ampiamente descritta attraverso numerosi lavori di carattere stratigrafico e sedimentologico; più scarsa, e comunque relativa ad aree distanti da quella in esame, appare invece la documentazione micropaleontologica o, più in generale, quella biostratigrafica.

Come già sottolineato da Bettelli e Panini (1985a) la successione «post-orogena» ligure (Zanzucchi, 1982) o «epiligure» (Ricci Lucchi & Ori, 1985) di Monte Piano-Bismantova riveste un'importanza fondamentale, in quanto testimonia un periodo cruciale nella costruzione dell'edificio appenninico; essa è infatti successiva all'esaurirsi dello stadio oceanico (caratterizzato dalla definitiva tettonizzazione e chiusura dell'oceano ligure) e contemporanea all'inizio e allo sviluppo dello stadio ensialico, durante il quale vengono coinvolti nella tettonogenesi i margini continentali paleoafricano e paleoeuropeo (Boccaletti et al., 1980). In questo contesto la successione postorogena ligure ha registrato i successivi movimenti tettonici delle Unità liguri già tettonizzate e le interazioni di quest'ultime con i domini subliguri e toscani. Questo è avvenuto sia attraverso la rimobilizzazione di parte del materiale ligure sotto forma di *mélanges* sedimentari entro la successione postorogena stessa, sia attraverso lacune sedimentarie di particolare entità, accompagnate o no da discordanze angolari tra le varie unità litostratigrafiche, sia attraverso il diverso sviluppo, verticale e laterale, delle litofacies.

Appare dunque di notevole importanza riconoscere la presenza dei fenomeni sopra citati e chiarire la loro posizione cronostratigrafica con la maggior precisione possibile. Ciò permetterebbe non solo di definire la natura ed il significato delle tradizionali unità litostratigrafiche, ma anche di introdurre una suddivisione basata su criteri diversi. Recentemente infatti Ricci Lucchi e Ori (1985), applicando per la prima volta ai depositi postorogeni liguri del margine appenninico padano un criterio di suddivisione di tipo sismostratigrafico (Vail et al., 1977), hanno separato attraverso «superfici-tempo» contraddistinte da lacune, da discordanze angolari e da livelli a tasso di sedimentazione ridotto

(peliti di *highstand*), le singole sequenze deposizionali, coincidenti solo in parte con le tradizionali unità litostratigrafiche.

Pur se con talune difficoltà di applicazione, dovute alla natura discontinua ed alla limitatezza delle esposizioni, nonché alla tormentata storia tettonico-sedimentaria dei terreni in questione, questo nuovo approccio allo studio dei depositi postorogeni liguri risulta più utile per una migliore comprensione delle relazioni fra tettonica e sedimentazione, per una più precisa ricostruzione paleogeografica e paleoambientale e per una possibile «correlazione» fra eventi tettonico-sedimentari verificatisi in differenti ambiti paleogeografici.

La presente nota vuole essere un primo nostro contributo alla puntualizzazione crono-biostratigrafica del «passaggio» tra le Formazioni di Ranzano e di Antognola (1) che, come vedremo, rappresenta una tra le più importanti superfici-tempo reperibile nella successione postorogena ligure su tutto il versante padano.

Studi precedenti.

Fin dai primi anni cinquanta sono stati descritti nell'Appennino bolognese depositi analoghi a quelli affioranti nell'area studiata e noti col nome di «Serie di Loiano» (Wiedenmayer, 1950; Azzaroli, 1953).

Alla importante sintesi pubblicata dai geologi dell'AGIP Mineraria (Pieri, 1961; Lucchetti et al., 1962) si deve un primo organico inquadramento dei depositi «semiautoctoni» ad ovest del F. Reno ed una loro prima suddivisione in unità litostratigrafiche formali; Pirini (1961), che determinò l'età di questi depositi, attribuì le Arenarie di Ranzano e le Marne di Antognola ad un generico Oligocene. Successivamente Ghelardoni, Pieri e Pirini (1965), nell'Appennino parmense, hanno considerato le Marne di Antognola in continuità stratigrafica sulle Arenarie di Ranzano, attribuendo le prime all'Oligocene superiore-Aquitano, e le seconde ad un generico Oligocene.

Numerosi altri Autori si sono occupati sotto vari aspetti dei depositi postorogeni liguri; per citare solo quelli che più specificatamente hanno trattato dei rapporti tra le formazioni oligoceniche nell'Appennino modenese o in aree limitrofe, possiamo ricordare Serpagli (1961) che descrisse, nella zona di Pescale - M. Scisso - M. S. Andrea un orizzonte di «Marne verdine», sottostante ed in

(1) Le denominazioni formazionali adottate in questo lavoro sono quelle utilizzate nella "Carta geologica dell'Appennino emiliano-romagnolo a scala 1:10.000", in corso di pubblicazione a cura della Regione Emilia-Romagna.

Rispetto alla nomenclatura litostratigrafica introdotta fin dai primi anni '60 è stato spesso sostituito il riferimento litologico con quello meno specifico di "Formazione", soprattutto a causa della grande variabilità litologica di talune unità litostratigrafiche. Tale prassi, esplicitamente ammessa dal "Codice italiano di nomenclatura stratigrafica" (Azzaroli & Cita, 1968), è già stata adottata da alcuni Autori che si sono occupati specificatamente della "successione epiligure" nell'Appennino reggiano e modenese (Bettelli & Bonazzi, 1979; Annovi, 1980; Fornaciari, 1982; Gasperi et al., 1986).

continuità stratigrafica agli «Strati del Pescale» (Arenarie di Bismantova); l'orizzonte pelitico, correlabile con le Marne di Antognola, venne attribuito all'Oligocene superiore—Aquitaniaco.

Fazzini e Tacoli (1963) e successivamente Losacco (1966, 1967), prendendo in esame parte degli affioramenti oligo—miocenici del settore reggiano e modenese, compresero nella «Serie di Antognola» anche la Litozona pelitica della Formazione di Ranzano descritta nel presente lavoro. Questa litozona di età oligocenica, «Antognola I» secondo gli Autori, passerebbe in continuità stratigrafica e gradualmente alle Marne di Antognola («Antognola II») di età oligocenica superiore—aquitaniaca. Non venne esclusa la presenza di possibili discordanze angolari, entro la serie oligocenica, imputabili ai movimenti della «coltre alloctona» sottostante.

Anche Roveri (1966) nella zona di Vetto—Carpineti (Appennino reggiano e parmense) attribuì le Arenarie di Ranzano ad un generico Oligocene; le Marne di Antognola, considerate in continuità con la formazione sottostante, vennero attribuite all'Aquitaniaco, anche se, localmente, furono rinvenute associazioni oligoceniche alla base della formazione.

Papani (1971), in analogia con precedenti lavori riguardanti l'Appennino reggiano e parmense (Venzo et al., 1965) limitò la denominazione di Marne di Antognola alle sole emipelagiti grigio—verdognole poste alla base delle Arenarie di Bismantova. L'Autore non escluse per le Arenarie di Ranzano un'età compresa tra la parte alta dell'Eocene superiore e l'Oligocene inferiore e medio ed indicò come concordante il passaggio alle sovrastanti Marne di Antognola di età oligocenica superiore—aquitaniaca. Nella descrizione della successione stratigrafica affiorante sul versante meridionale di M. Stadola, studiata anche nella presente nota, egli segnalò la presenza di un livello di argille caotiche derivanti da frane sottomarine intercalato alle Marne di Antognola e correlato con l'«Olistostroma di Canossa» (Papani, 1963). A questo livello venne attribuita un'età oligocenica superiore (—aquitaniaca?).

Solo recentemente (se si esclude il lavoro di Wiedenmayer, 1950 e quello di Montrasio, Premoli Silva & Ragni, 1968 relativo alla zona del Monferrato) Zanzucchi (1982) ha accennato a «variazioni ... di facies, lacune e variazioni di spessore» nella successione Ranzano—Bismantova.

Più specificatamente Fornaciari (1982), in una breve nota riguardante l'area di Carpineti, ha segnalato l'esistenza di una lacuna stratigrafica con discordanza (rimandandone la documentazione ad un successivo lavoro) tra la Formazione di Ranzano, il cui tetto stratigrafico cade nell'Oligocene inferiore, e la sovrastante Formazione di Antognola la cui base ricade nell'Oligocene superiore.

Tra le valli del Panaro e dell'Enza, Gasperi et al. (1986) hanno segnalato la presenza di una generica discordanza della base della Formazione di Anto-

gnola; tale discordanza sarebbe stata causata dai movimenti tettonici traslativi della «Falda ligure» verso i domini toscani.

Una medesima motivazione è stata addotta da Ricci Lucchi e Ori (1985) che, analizzando i depositi «epi-liguri» (= postorogeni liguri) dell'Appennino bolognese e modenese, hanno ipotizzato fra Ranzano—Loiano e Antognola una discontinuità a carattere regionale marcante l'inizio di una nuova sequenza deposizionale.

Inquadramento geologico.

Le successioni stratigrafiche misurate e campionate appartengono ad un particolare contesto strutturale già descritto nelle linee fondamentali da Bettelli e Panini (1985 a, b). Esse sono situate infatti in una «fascia» pedeappenninica osservabile con continuità almeno dal T. Tresinaro al T. Lavino (Fig. 1); in essa è possibile ricostruire sia un'evoluzione strutturale eo—miocenica, sia una successione stratigrafica postorogena ligure per molti aspetti diversa rispetto a quella delle aree adiacenti.

Nell'Appennino reggiano (in sinistra del F. Secchia) tale fascia risulta compresa (Fig. 1) tra gli affioramenti dell'Unità Monghidoro a SW e quelli dell'Unità Viano a NE (Papani, 1971; Bettelli & Panini, 1985a). Essa è caratterizzata soprattutto dalle formazioni stratigraficamente più alte del complesso di base del Flysch di M. Cassio (Argille varicolori e Arenarie di Scabiazza). Tali unità, che si presentano intensamente tettonizzate ed associate, a luoghi, a lembi anche molto estesi dello stesso Flysch di M. Cassio, costituiscono il «substrato» della successione postorogena ligure.

Relazioni geometriche del tutto analoghe tra Unità Cassio (= complesso di base + flysch) e successione postorogena ligure sono osservabili anche nell'Appennino modenese e bolognese dove, in assenza dell'Unità Viano, questi depositi si estendono fino al margine appenninico; essi sono poi ricoperti dai sedimenti trasgressivi dei cicli sedimentari neoautoctoni («post—evaporitico neoautoctono» di Zanzucchi, 1982). Nel settore modenese e bolognese, a sud della «fascia» precedentemente descritta, è stata distinta una vasta area (Fig. 1) nella quale il substrato della successione postorogena ligure è formato, oltre che dal Flysch di M. Cassio e dal suo complesso di base, anche da un'altra unità strutturale denominata *Mélange* di Coscogno (Bettelli & Panini, 1985b); tale *mélange*, di origine tettonica, è caratterizzato principalmente dalla intima commistione tra formazioni ancora appartenenti ai complessi di base dei flysch liguri e lembi formazionali di età terziaria di varia natura litologica, prevalentemente torbiditica. In quest'area, caratterizzata quindi dalla presenza delle Unità Cassio e Coscogno, i terreni eo—oligocenici della successione postorogena ligure mostrano sostanziali differenze da quelli presenti più a nord, oggetto specifico di questa nota. Nella zona più settentrionale le successioni sono infatti caratte-

rizzate da generalizzati fenomeni tettonici sinsedimentari rilevabili nelle Formazioni di Monte Piano e Ranzano, e dalla presenza, alla base o intercalati in posizioni varie nella successione, di potenti accumuli di materiale ligure derivati da frane sottomarine (*mélanges* sedimentari). Questi ultimi possono essere quasi

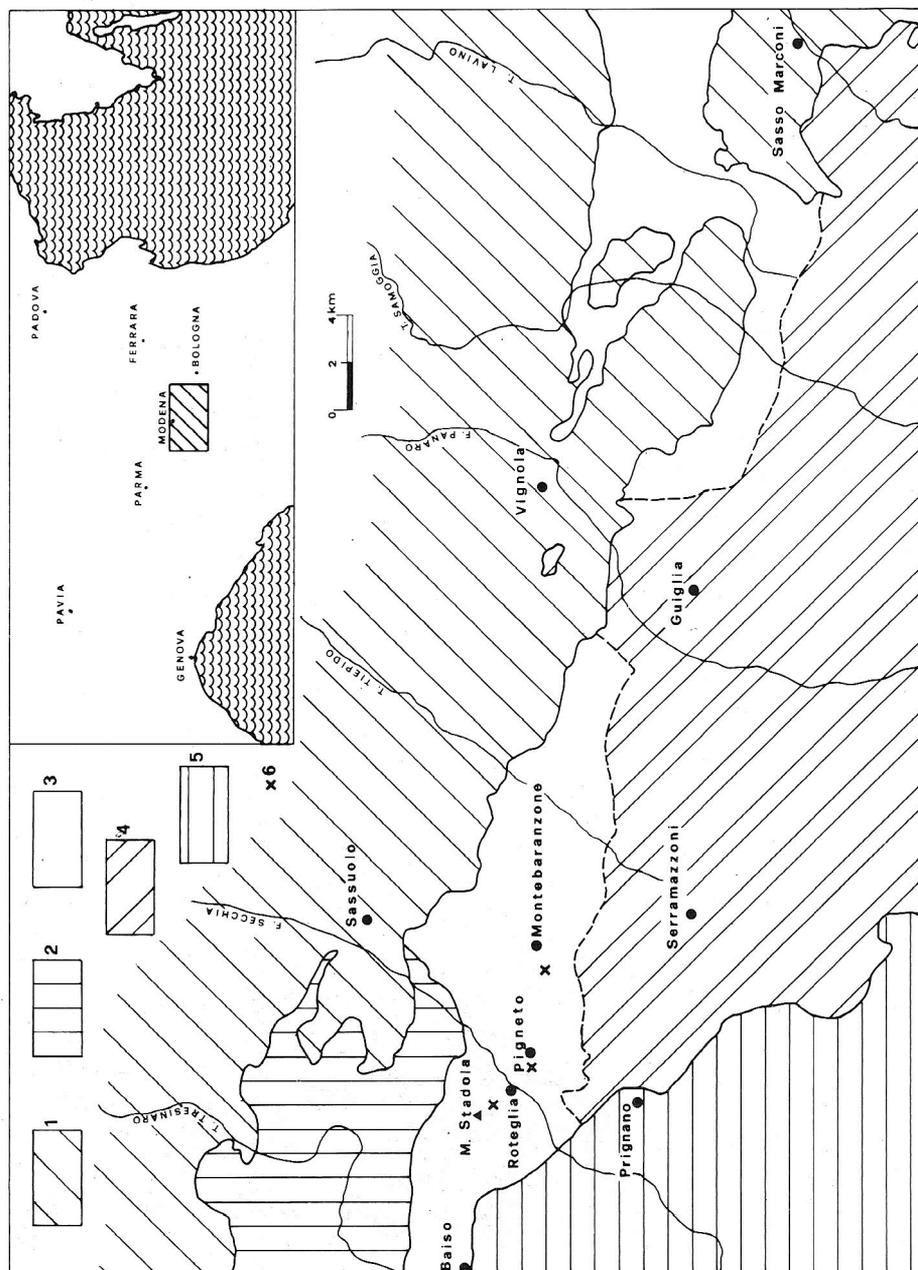


Fig. 1 — Schema strutturale del Pedepennino tra il T. Treinaro e il T. Lavino.

Legenda: 1) Depositi neotettonici; 2) Unità Viano; 3) Unità Cassio; 4) Unità Cassio—Coscogno; 5) Unità Monghidoro; 6) Ubicazione delle successioni stratigrafiche campionate.

sempre ulteriormente differenziati a seconda della loro posizione stratigrafica e della natura litologica e tessiturale (Bettelli & Panini 1985a, b). Nella zona più meridionale sono invece osservabili solo raramente estesi e potenti *mélanges* sedimentari e possono mancare (o affiorare con spessori estremamente ridotti) alcune unità litostratigrafiche.

La complessità descritta per le successioni presenti nella zona studiata è assente nelle altre aree (zone di affioramento delle Unità Monghidoro e Viano), nelle quali le unità litostratigrafiche della successione postorogena ligure sono in genere molto più potenti e presentano limitati fenomeni tettonici sinsedimentari.

Le successioni stratigrafiche campionate

Allo scopo di verificare i rapporti stratigrafici esistenti tra le Formazioni di Ranzano e di Antognola sono stati scelti tre affioramenti caratterizzati da una discreta continuità laterale e da un sicuro contatto di natura sedimentaria tra le due formazioni. Tale situazione è, nel Pedepennino reggiano e modenese, tutt'altro che comune: i movimenti tettonici neogenici e quaternari, particolarmente intensi in quest'area, hanno infatti spesso portato le Formazioni di Ranzano e di Antognola a giustapporsi attraverso contatti meccanici.

Successione di M. Stadola.

E' ubicata a nord di Roteglia (Fig. 1) sul versante meridionale del M. Stadola sopra le imponenti cave di materiali argillosi ivi presenti. Come mostrato dalla carta geologica (Fig. 2) il «substrato» della successione postorogena ligure è rappresentato principalmente da un *mélange* sedimentario (Bettelli & Panini, 1985a) composto da litotipi provenienti dal complesso di base del Flysch di M. Cassio (soprattutto Argille varicolori) ed inglobante lembi di argille grigie non più antiche dell'Eocene superiore, correlabili probabilmente con la Formazione di Monte Piano.

Nella parte più orientale della zona studiata compaiono affioramenti attribuibili al Flysch di M. Cassio ed alla Formazione di Viano in rapporti sicuramente tettonici con le varie unità della successione postorogena ligure. Circa la presenza di questi lembi formazionali è possibile ipotizzare o che facessero originariamente parte dell'«edificio» ligure pre-Monte Piano sul quale si sarebbe deposta (con l'interposizione eventuale di *mélanges* sedimentari) la successione postorogena, o che appartenessero all'Unità Viano (affiorante estesamente poche centinaia di metri più ad est, oltre la linea Canossa-S. Romano di Papani, 1971); questa unità è stata in quest'area parzialmente sovrascorsa dall'Unità Cassio durante le ultime fasi compressive post-mioceniche che hanno interessato il margine appenninico padano (Bettelli, comunicazione personale).

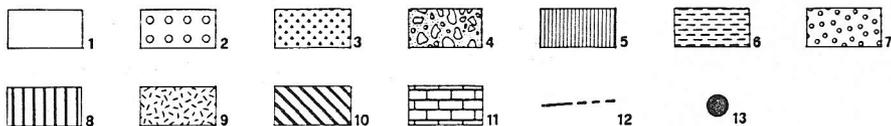
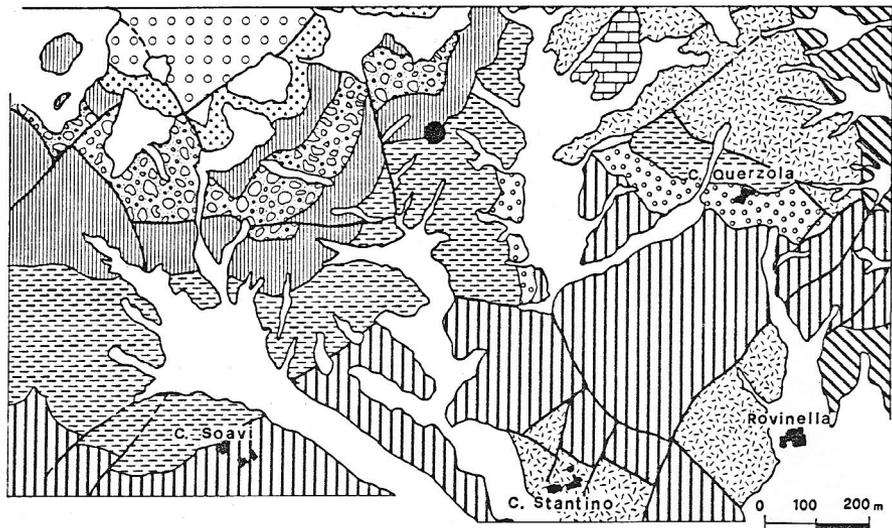


Fig. 2 — Carta geologica schematica del versante meridionale di M. Stadola ed ubicazione della successione studiata.

Legenda: 1) Depositi superficiali (Detriti, Accumuli di frana, Aree di cava, ecc.); 2) Formazione di Bismantova. Formazione di Antognola: 3) Membro selcioso; 4) Olistostroma di Canossa; 5) Membro marnoso. Formazione di Ranzano: 6) Litozona pelitica; 7) Litozona arenacea. 8) Formazione di Monte Piano. 9) *Mélange* sedimentario (tipo V. Urbana—V. Fossa). 10) Formazione di Viano. 11) Flysch di M. Cassio. 12) Faglie di natura tettonica. 13) Ubicazione della successione misurata.

I rapporti tra le varie unità litostratigrafiche della successione postorogena ligure appaiono estremamente complessi in tutta l'area del M. Stadola (Bettelli & Panini, 1985a); sul versante meridionale invece, soprattutto per quanto riguarda le unità stratigraficamente più alte, si ha una relativa «tranquillità» a causa di una attenuazione dei movimenti tettonici più recenti essenzialmente disgiuntivi (Fig. 6).

La Formazione di Ranzano, potente nel complesso circa 80 metri, poggia, spesso in discordanza, sulla Formazione di Monte Piano. Nella parte basale è costituita da arenarie grossolane e conglomerati (Litozona arenacea), affioranti con discontinuità e sostituiti rapidamente verso l'alto da torbiditi arenaceo-pelitiche e pelitico-arenacee (Litozona pelitica).

Lungo la breve successione stratigrafica misurata (Fig. 3) la parte sommitale della Formazione di Ranzano è costituita, per la quasi totalità, da torbiditi pelitiche di color grigio scuro con sottilissimi livelli siltitico-sabbiosi alla base

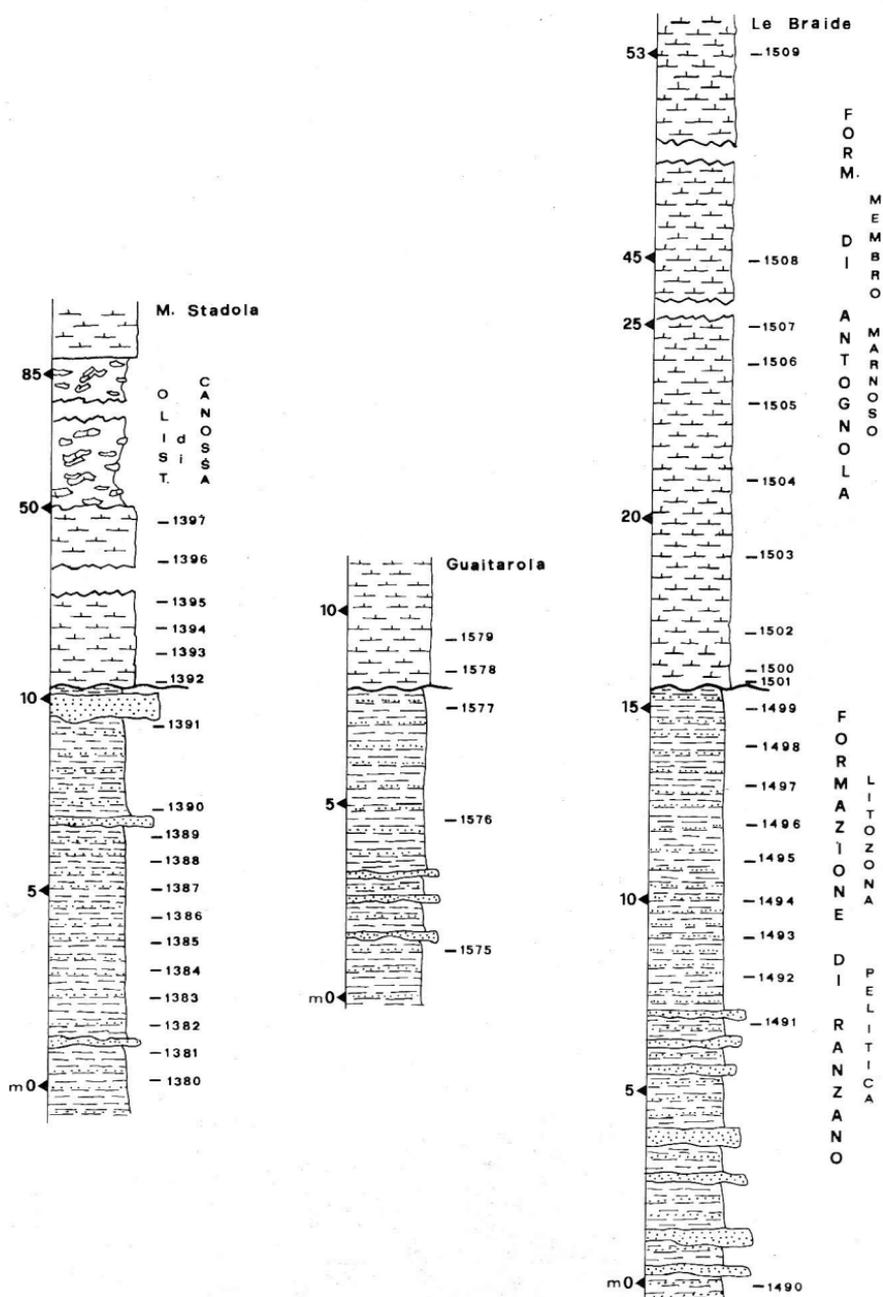


Fig. 3 – Rappresentazione schematica delle successioni stratigrafiche campionate.

degli strati (intervalli *Te* e *Td-e*). Solo raramente compaiono torbiditi più francamente arenacee costituite da livelletti sabbiosi a grana fine, scarsamente cementati di spessore centimetrico e decimetrico (*Tc-e*). Il contatto con la sovrastante Formazione di Antognola, potente nel complesso circa 80–90 metri e costituita da emipelagiti argilloso–marnose di color grigio verdognolo con vistose patine nerastre (Membro marnoso), è nettissimo benchè avvenga tra due livelli pelitici ed appare subconcordante alla scala metrica con le sottostanti torbiditi pelitiche e pelitico–arenacee. Oltre alla campionatura eseguita in corrispondenza del contatto Ranzano–Antognola, sono stati raccolti due campioni nella parte mediana di quest'ultima formazione, alla base dell'«Olistostroma di Canossa» (Papani, 1963, 1971); questo *mélange* sedimentario affiora con continuità su tutto il versante meridionale di M. Stadola (con spessori di alcune decine di metri), intercalato al Membro marnoso della Formazione di Antognola, cui segue il membro sommitale a dominante selciosa (Marne selciose, Marne di S. Michele, Tripoli di Contignaco, ecc...) della stessa formazione (1). Quest'ultima nel suo complesso risulta stratigraficamente sottoposta alla Formazione di Bismantova costituita da arenarie e calcari arenacei.

Documentazione biostratigrafica.

Formazione di Ranzano.

Nel tratto campionato della formazione i Foraminiferi sono sempre presenti, anche se non molto frequenti, e il rapporto plancton/benthos è di 1:1, o talora leggermente a favore del plancton.

I diversi livelli campionati (dal n. 1380 al n. 1391) contengono generalmente le stesse specie planctoniche, anche se con un numero di individui variabile. Le meglio rappresentate per numero di esemplari sono *Globigerina ampliapertura* Bolli e *Globorotalia increbescens* Bandy, alle quali si associano:

Catapsydrax dissimilis (Cushman & Bermudez)

C. gr. martini Blow & Banner

C. gr. unicavus Bolli, Loeblich & Tappan

Globigerina angiporoides Hornibrook

G. eoacaena Guembel

G. gortanii (Borsetti)

G. linaperta Finlay

G. officinalis Subbotina

G. praebulloides Blow

G. pseudoampliapertura Blow & Banner

G. tapuriensis Blow & Banner

G. tripartita Koch

G. venezuelana Hedberg

Globorotalia gemma Jenkins

G. nana Bolli

G. permicra Blow & Banner

Globorotaloides suteri Bolli

(1) L'attribuzione di questo livello alla Formazione di Antognola è tuttora controversa (cf. Fazzini & Fioroni, 1986); ciò probabilmente a causa della presenza di più orizzonti selciosi posti a diverse altezze stratigrafiche e caratterizzati dalla presenza di silice diffusa. In questo lavoro viene seguita l'interpretazione di Ricci Lucchi e Ori (1985), i quali attribuiscono a questo livello un significato di "facies condensata" a tetto della sequenza deposizionale di Antognola (*Antognola sequence*).

Gli esemplari del gruppo *Globigerina tripartita*–*Globigerina tapuriensis* non sono frequenti, e in due campioni (nn. 1385, 1389) il gruppo è assente.

Adottando la bipartizione informale dell'Oligocene proposta da Hardenbol e Berggren (1978), l'associazione planctonica descritta è attribuibile all'Oligocene inferiore, Zona P18, a *Globigerina tapuriensis* (Blow, 1969, 1979).

La microfauna bentonica è composta principalmente dalle seguenti specie:

| | |
|--|---|
| <i>Anomalina pompilioides</i> Galloway & Heminway | <i>Nuttallides crebbsi</i> (Hedberg) |
| <i>A. alazanensis</i> (Nuttall) | <i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss) |
| <i>Anomalinoides semicribratus</i> (Beckmann) | <i>Pullenia quadriloba</i> Reuss |
| <i>Bulimina jarvisi</i> Cushman & Parker | <i>Spiroplectamina carinata</i> (d'Orbigny) |
| <i>Buliminella grata</i> Parker & Bermudez | <i>Stilostomella gracillima</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Chrysalogonium longicostatum</i> Cushman & Jarvis | <i>S. nuttalli</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Cibicidoides grimsdalei</i> (Nuttall) | <i>S. verneuili</i> d'Orbigny |
| <i>C. havanensis</i> (Cushman & Bermudez) | <i>Trochammina globigeriniformis</i> (Parker & Jones) |
| <i>C. perlucidus</i> (Nuttall) | <i>Uvigerina basicordata</i> Cushman & Renz |
| <i>Guttulina communis</i> d'Orbigny | <i>U. havanensis</i> Cushman & Bermudez |
| <i>Gyroidinoides girardanus</i> (Reuss) | <i>U. spimicostata</i> Cushman & Jarvis |
| <i>G. planatus</i> (Cushman & Renz) | <i>Vulvulina jarvisi</i> Cushman |
| <i>Heterolepa mexicana</i> (Nuttall) | <i>V. spinosa</i> Cushman |
| <i>Nodosarella robusta</i> Cushman | |

Formazione di Antognola.

I 4 metri basali della formazione (dal n. 1392 al n. 1395) contengono associazioni a Foraminiferi prevalentemente planctonici (90%), molto ricche di individui. Numerosissimi sono gli esemplari di *Globorotalia opima* Bolli ai quali si associano:

| | |
|---|-------------------------------------|
| <i>Catapsydrax ciproensis</i> Blow & Banner | <i>G. praebulloides</i> Blow |
| <i>C. dissimilis</i> (Cushman & Bermudez) | <i>G. sellii</i> (Borsetti) |
| <i>C. gr. unicavus</i> Bolli, Loeblich & Tappan | <i>G. tapuriensis</i> Blow & Banner |
| <i>Chiloguembelina gr. cubensis</i> (Palmer) | <i>G. tripartita</i> Koch |
| <i>Globigerina angulisuturalis</i> Bolli | <i>G. venezuelana</i> Hedberg |
| <i>G. ciproensis</i> Bolli | <i>Globorotalia nana</i> Bolli |
| <i>G. gortanii</i> (Borsetti) | <i>G. siakensis</i> LeRoy |

Tra le specie elencate *Globigerina angulisuturalis* è presente in due campioni (nn. 1394, 1395) con rari esemplari; *Chiloguembelina gr. cubensis* è stata rinvenuta, con rarissimi individui solo in due campioni (nn. 1393, 1394). Gli esemplari di *Globigerina tapuriensis* e di *Globigerina tripartita* sono frequenti nel livello più alto di questo primo tratto campionato (n. 1395), mentre meno numerosi sono quelli di *Globigerina sellii*.

L'associazione planctonica riscontrata alla base della Formazione di Antognola è riferibile all'Oligocene superiore, Zona P21, a *Globigerina angulisutura-*

lis/*Globorotalia opima* (1).

Nel tratto in esame il benthos è costituito principalmente dalle seguenti specie:

| | |
|---|--|
| <i>Anomalina pompilioides</i> Galloway & Heminway | <i>Planulina marialana</i> Hadley |
| <i>Anomalinooides ammophilus</i> (Guembel) | <i>Planulina renzi</i> Cushman & Stainforth |
| <i>Gyroidinoides girardanus</i> (Reuss) | <i>Stilostomella gracillima</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Karrerella chilostoma</i> (Reuss) | <i>S. nuttalli</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss) | <i>Uvigerina havanensis</i> Cushman & Bermudez |
| <i>Osangularia mexicana</i> (Cole) | <i>Uvulina jarvisi</i> Cushman |

I livelli immediatamente sottostanti al *mélange* («Olistostroma di Canossa») (nn. 1396, 1397) contengono ancora associazioni a Foraminiferi molto ricche di individui, prevalentemente planctonici, tra i quali sono presenti:

| | |
|---|---|
| <i>Catapsydrax ciproensis</i> Blow & Banner | <i>G. tripartita</i> Koch |
| <i>C. dissimilis</i> (Cushman & Bermudez) | <i>G. venezuelana</i> Hedberg |
| <i>C. praestainforthi</i> (Blow) | <i>Globigerinoides primordius</i> Blow & Banner |
| <i>C. unicus</i> Bolli, Loeblich & Tappan | <i>Globorotalia</i> gr. <i>kugleri</i> Bolli (= <i>G. kugleri</i> , |
| <i>Globigerina juvenilis</i> Bolli | <i>G. mendacis</i> , <i>G. pseudokugleri</i>) |
| <i>G. sellii</i> (Borsetti) | <i>G. obesa</i> Bolli |
| <i>G. tapuriensis</i> Blow & Banner | <i>G. siakensis</i> LeRoy |

La scarsa microfauna bentonica è molto simile a quella descritta per i livelli sottostanti.

Per la presenza congiunta di *Globigerinoides primordius* e *Globorotalia* gr. *kugleri* l'associazione può essere attribuita alla base del Miocene (Bolli & Saunders, 1985; Berggren, Kent & Van Couvering, 1985); non si può tuttavia escludere una sua attribuzione alla sommità dell'Oligocene data l'assenza di *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) (Srinivasan & Kennett, 1983; Iaccarino, 1985). Seguendo la zonazione di Blow (1979) essa ricade nella Zona N4.

Successione Guaitarola.

Questa breve successione è stata campionata ad ovest di Pigneto (Fig. 1) sul versante destro della valle del Rio Allegara, un piccolo affluente del F. Secchia. In quest'area è visibile il fianco sud-occidentale della brachisinclinale di

(1) Berggren, Kent e Flynn (1985) estendono al Rupeliano la base della Zona P21 e pongono il limite Rupeliano-Cattiano all'interno di questa biozona, considerandolo approssimativamente coincidente con la scomparsa di *Chiloguembelina*.

La sporadicità di *Chiloguembelina* gr. *cubensis* nelle successioni esaminate, presente con rari esemplari solo in pochissimi campioni, non ci consente di fare considerazioni sul valore stratigrafico della specie. Occorre però rilevare che nella successione Le Braide (v. più avanti) alcuni esemplari di *Chiloguembelina* gr. *cubensis* si rinvennero anche in associazioni (camp. n. 1509) riferibili almeno al passaggio tra le Zone P21 e P22. Ciò sarebbe in accordo con la distribuzione della specie segnalata da Blow (1969).

M. S. Andrea – Pescale (Serpagli, 1961), al cui nucleo affiorano la Formazione di Bismantova e quella del Termina.

Alla base della successione postorogena ligure (Fig. 4) sono presenti estesamente non solo i terreni del complesso di base (Argille varicolori e Arenarie di Scabiazza), ma anche le unità torbiditiche ad essi originariamente sovrastanti (Flysch di M. Cassio e Formazione di Viano); questi appaiono ora con i precedenti in rapporti tettonici acquisiti prima della deposizione della Formazione di Monte Piano. Le varie unità litostratigrafiche eo-oligoceniche appoggiano in-

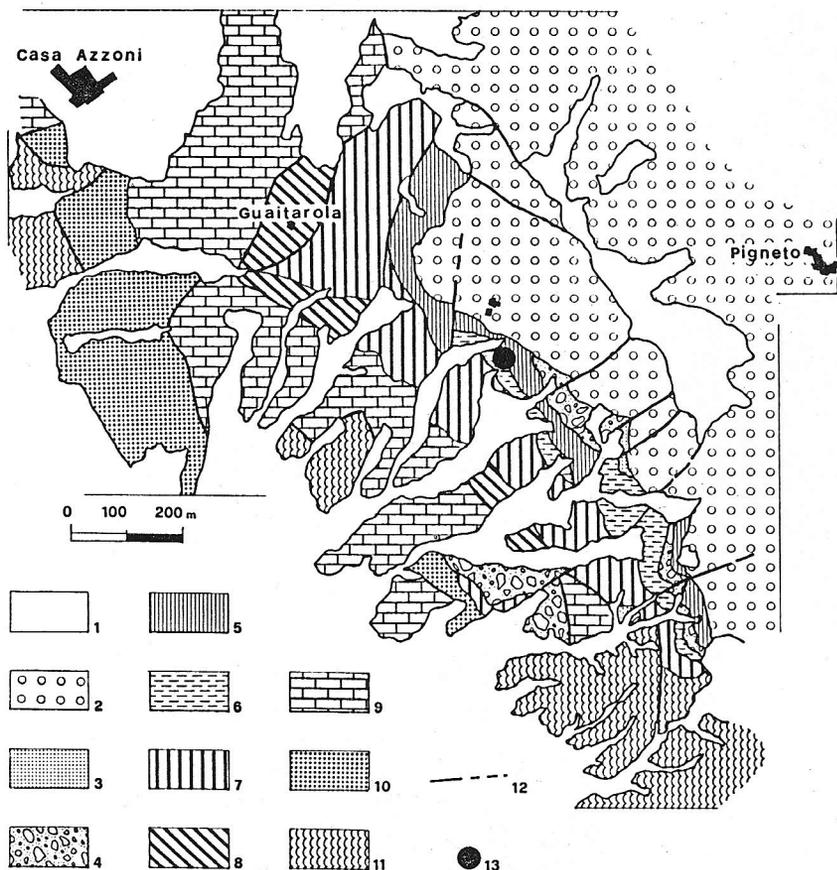


Fig. 4 – Carta geologica schematica della zona di Guaitarola ed ubicazione della successione studiata.

Legenda: 1) Depositi superficiali (Detriti, Accumuli di frana, Depositi alluvionali, ecc.). 2) Formazioni di Bismantova e del Termina. Formazione di Antognola: 3) Arenarie di Anconella; 4) Olistostroma di Canossa; 5) Membro marnoso. 6) Formazione di Ranzano: Litozona pelitica. 7) Formazione di Monte Piano. 8) Formazione di Viano. 9) Flysch di M. Cassio. 10) Arenarie di Scabiazza. 11) Argille varicolori. 12) Faglie e contatti di natura tettonica. 13) Ubicazione della successione studiata.

fatti indifferentemente su tutti i termini formazionali sopracitati.

Al contrario di quanto osservabile nella zona di M. Stadola, peraltro molto prossima, non sono qui presenti alla base della successione potenti *mélanges* sedimentari; fanno eccezione alcuni piccoli affioramenti di dubbia attribuzione in rapporti geometrici complessi con la Formazione di Monte Piano.

La Formazione di Ranzano ha una potenza di 20–30 metri (Fig. 7), molto inferiore a quella misurabile al M. Stadola. Analoga è invece la litofacies, caratterizzata dalle medesime torbiditi pelitiche e pelitico–arenacee; mancano, però, nella parte basale della formazione le potenti bancate arenaceo–conglomeratiche presenti al M. Stadola. Anche il Membro marnoso della Formazione di Antognola, litologicamente rappresentato dalle già descritte marne argillose grigio–verdognole, mostra spessori modesti (15–20 m), ma affiora in una fascia quasi continua su tutto il versante. Esso giace al di sotto di depositi poco potenti (5–15 m), derivati da colate sottomarine e litologicamente corrispondenti all'«Olistostroma di Canossa»; a luochi soggiace direttamente alla Formazione di Bismantova.

In posizione immediatamente sottostante a quest'ultima unità affiorano anche, per un breve tratto, arenarie grossolane poco cementate a stratificazione mal definita che possono essere correlate con alcuni corpi arenacei presenti nella Formazione di Antognola (Arenarie di Iatica, Arenarie di Villaprara, Arenarie di Anconella, Molasse dei Sassi di Roccamalatina).

Lungo il tratto di successione misurato la Formazione di Ranzano presenta un assetto subverticale con un rovesciamento (a carattere strettamente locale) nella parte sommitale, che coinvolge lo stesso contatto con il Membro marnoso della Formazione di Antognola; esso appare al solito molto brusco ed evidenziato da un vistoso contrasto cromatico.

Documentazione biostratigrafica.

Formazione di Ranzano.

Nel breve tratto campionato (nn. 1575, 1576, 1577) i Foraminiferi sono frequenti e il plancton predomina sul benthos, costituendo talora (n. 1575) circa il 90% dell'intera associazione.

Tra le specie planctoniche sono state riconosciute:

Catapsydrax dissimilis (Cushman & Bermudez)

C. gr. martini Blow & Banner

C. gr. minicavus Bolli, Loeblich & Tappan

Globigerina ampliapertura Bolli

G. angiporoides Hornibrook

G. gortanii (Borsetti)

G. linaperta Finlay

G. officinalis Subbotina

G. praebulloides Blow

G. pseudoampliapertura Blow & Banner

G. tapuriensis Blow & Banner

G. tripartita Koch

G. venezuelana Hedberg

Globorotalia increbescens Bandy

G. nana Bolli

Globorotaloides suteri Bolli

Tra queste, le specie che annoverano il maggior numero di esemplari sono *Globigerina ampliapertura* e *Globorotalia increbescens*; *Globigerina tapuriensis* e *Globigerina tripartita* non sono frequenti.

In base all'associazione planctonica la parte alta della Formazione di Ranzano è riferibile all'Oligocene inferiore, Zona P18, a *Globigerina tapuriensis*.

Il raro benthos è rappresentato principalmente da:

| | |
|---|--|
| <i>Anomalina pompilioides</i> Galloway & Heminway | <i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss) |
| <i>Anomalina</i> sp. | <i>Pleurostomella alternans</i> Schwager |
| <i>Cibicidoides grimsdalei</i> (Nuttall) | <i>Stilostomella nuttalli</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Cibicidoides perlucidus</i> (Nuttall) | <i>Vulvulina jarvisi</i> Cushman |
| <i>Karreriella siphonella</i> (Reuss) | <i>V. spinosa</i> Cushman |
| <i>Lagena</i> sp. | |

Formazione di Antognola.

I livelli campionati alla base della formazione (nn. 1578, 1579) contengono una ricca associazione a Foraminiferi prevalentemente planctonici (80%). Tra questi sono presenti le seguenti specie:

| | |
|--|-------------------------------------|
| <i>Catapsydrax ciperoensis</i> Blow & Banner | <i>G. sellii</i> (Borsetti) |
| <i>C. dissimilis</i> (Cushman & Bermudez) | <i>G. tapuriensis</i> Blow & Banner |
| <i>C. praestainforthi</i> (Blow) | <i>G. tripartita</i> Koch |
| <i>C. unicavus</i> Bolli, Loeblich & Tappan | <i>Globorotalia opima</i> Bolli |
| <i>Globigerina angulisuturalis</i> Bolli | <i>G. nana</i> Bolli |
| <i>G. ciperoensis</i> Bolli | <i>G. siakensis</i> LeRoy |

Nell'associazione *Globorotalia opima* è rappresentata da numerosissimi esemplari, mentre quelli di *Globigerina angulisuturalis* sono scarsi.

La microfauna planctonica permette di attribuire la base della formazione all'Oligocene superiore, Zona P21, a *Globigerina angulisuturalis*/*Globorotalia opima*.

Tra i Foraminiferi bentonici sono presenti:

| | |
|---|--|
| <i>Anomalinoides ammophilus</i> (Guembel) | <i>Oridorsalis umbonatus</i> (Reuss) |
| <i>Cibicidoides perlucidus</i> (Nuttall) | <i>Osangularia mexicana</i> (Cole) |
| <i>Cibicidoides</i> sp. | <i>Planulina marialana</i> Hadley |
| <i>Dorothia asiphonia</i> (Andreae) | <i>Stilostomella gracillima</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>Gyroidinoides girardanus</i> (Reuss) | <i>Stilostomella nuttalli</i> (Cushman & Jarvis) |
| <i>G. perampus</i> (Cushman & Stainforth) | |

Successione Le Braide.

Questa successione è stata misurata e campionata ad ovest di Montebanzone (Fig. 1), alla testata del Rio di Valle Urbana e più precisamente sul crinale ad est del gruppo di abitazioni denominato «Le Braide». A causa della notevole attività estrattiva di materiali per l'industria ceramica sono osservabili

esposizioni particolarmente favorevoli (Fig. 8 e 9); in particolare su alcuni fronti di cava attivati di recente è possibile seguire per circa 500 metri il contatto stratigrafico fra le Formazioni di Antognola e Ranzano.

La situazione geologica generale dell'area (Fig. 5) risulta piuttosto complessa per la presenza di una vistosa faglia inversa (sovrascorrimento?) che ha portato le unità eo-oligoceniche (*mélanges* sedimentari, Monte Piano, Ranzano ed Antognola) ad accavallarsi verso NE sulla Formazione di Bismantova e su quella ad essa sovrastante del Termina, affioranti nei dintorni di Montebaran-

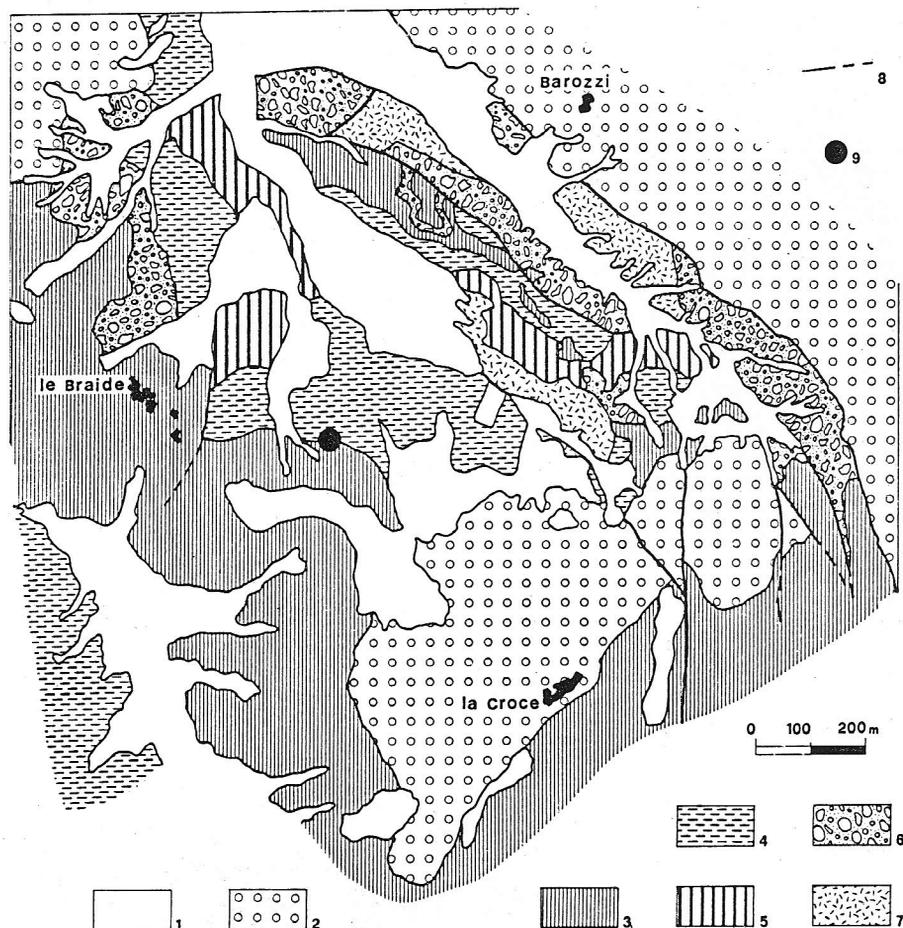


Fig. 5 — Carta geologica schematica della zona di Le Braide ed ubicazione della successione studiata.

Legenda. 1) Depositi superficiali (Detriti, Accumuli di frana, Aree di cava, ecc.). 2) Formazioni di Bismantova e del Termina. 3) Formazione di Antognola: Membro marnoso. 4) Formazione di Ranzano: Litozona pelitica. 5) Formazione di Monte Piano. 6) *Mélange* della Val Tiepido. 7) *Mélange* della Val Fossa. 8) Faglie e contatti di natura tettonica. 9) Ubicazione della successione studiata.

zone.

Dal punto di vista stratigrafico la successione postorogena ligure presenta in quest'area un grande sviluppo (fino a 200–300 m di spessore) dei depositi derivati da colate sottomarine, già ampiamente descritti da Bettelli e Panini (1985b), che li raggruppavano sotto la denominazione di «*Mélange* sedimentario, della Val Tiepido». Tale termine viene ora riservato ad un corpo caotico corrispondente, almeno da un punto di vista litologico–tessiturale, all'«Olistostro-ma di Canossa» di Papani (1971). Nell'area studiata, così come in tutto il Pedepennino modenese e bolognese, esso occupa però una posizione stratigrafica piuttosto complessa e non sempre analoga a quella «classica» del «Canossa». Per questo motivo si è ritenuto opportuno mantenere, almeno per il momento, per questa unità la denominazione di *Mélange* della Val Tiepido.

Nell'area studiata affiora anche un altro corpo caotico di origine sedimentaria (*Mélange* della Val Fossa = Unità caotica della Valle Urbana–Val Fossa in Bettelli & Panini, 1985b) che, per posizione stratigrafica e per litologia, può essere correlato col *mélange* sedimentario presente nell'area del M. Stadola alla base della Formazione di Monte Piano (1). Nella zona di Le Braide quest'ultima unità litostratigrafica è sottoposta alla Formazione di Ranzano rappresentata esclusivamente da torbiditi pelitiche e pelitico–arenacee (Litozona pelitica). Nel complesso tali torbiditi si presentano alquanto tettonizzate ed interessate da numerose dislocazioni, caratterizzate però da rigetti di modesta entità; frequenti sono pure i fenomeni plicativi a piccola scala. Vi è una sensibile discordanza tra la Formazione di Ranzano (potente fino ad un centinaio di metri) ed il sovrastante contatto con il Membro marnoso della Formazione di Antognola; tale contatto appare infatti suborizzontale o, a tratti, debolmente inclinato verso SW e, analogamente a quanto visto nelle altre successioni, molto netto.

Alla Formazione di Antognola, che in quest'area presenta potenze (80–100 m) e sviluppo areale veramente notevoli, seguono in discordanza, poco più ad est della successione misurata, la Formazione di Bismantova costituita da litotipi arenacei e la Formazione del Termina costituita invece da marne ed arenarie.

Documentazione biostratigrafica.

Formazione di Ranzano.

Nel tratto di formazione campionato (dal n. 1490 al n. 1499) i Foraminiferi sono abbastanza frequenti. Il plancton prevale sul benthos con percentuali di frequenza variabili dal 60% all'80%. Le associazioni hanno composizione molto simile a quelle descritte per la stessa formazione nelle due precedenti successioni, ed in particolare a quelle riscontrate nella successione di M. Stadola. Tra i planctonici sono infatti presenti:

(1) Per una descrizione più approfondita della natura litologica di questi depositi, del loro significato e della loro posizione stratigrafica si rimanda al lavoro sopra citato.

Catapsydrax dissimilis (Cushman & Bermudez)
C. gr. martini Blow & Banner
C. gr. unicus Bolli, Loeblich & Tappan
Globigerina ampliapertura Bolli
G. angiporoides Hornibrook
G. gr. ciperoensis Bolli
G. eocaena Guembel
G. gortanii (Borsetti)
G. linaperta Finlay
G. officinalis Subbotina

G. praebulloides Blow
G. pseudoampliapertura Blow & Banner
G. tapuriensis Blow & Banner
G. tripartita Koch
G. venezuelana Hedberg
Globorotalia gemma Jenkins
G. increbescens Bandy
G. nana Bolli
G. permicra Blow & Banner
Globorotaloides suteri Bolli

Le specie meglio rappresentate per numero di individui sono *Globigerina ampliapertura* e *Globorotalia increbescens*, mentre poco frequenti sono gli esemplari del gruppo *Globigerina tripartita* – *Globigerina tapuriensis*.

L'associazione planctonica permette di attribuire i 15 metri sommitali della Formazione di Ranzano all'Oligocene inferiore, Zona P18, a *Globigerina tapuriensis*.

La microfauna bentonica è costituita principalmente da:

Anomalina pompilioides Galloway & Heminway
Anomalinoides semicibratus (Beckmann)
Bulminella grata Parker
Chrysalogonium longicostatum Cushman & Jarvis
Cibicidoides grimsdalei (Nuttall)
C. perlucidus (Nuttall)
Globocassidulina subglobosa (Brady)
Gyroidinoides girardanus (Reuss)
G. planatus (Cushman & Renz)
Karrerella chilostoma (Reuss)

Lagena striata (d'Orbigny)
Lenticulina sp.
Nodosaria sp.
Oridorsalis umbonatus (Reuss)
Pullenia bulloides (d'Orbigny)
Pullenia quinqueloba (Reuss)
Stilostomella gracillima (Cushman & Jarvis)
S. nuttalli (Cushman & Jarvis)
Uvigerina basicordata Cushman & Renz
U. havanensis Cushman & Bermudez
Vulvulina spinosa Cushman

Formazione di Antognola.

Sia i 10 metri basali della formazione (dal n. 1501 al n. 1507), sia il secondo tratto campionato (n. 1508) contengono ricche associazioni a Foraminiferi prevalentemente planctonici (80% circa), tra i quali sono presenti:

Cassigerinella chipolensis (Cushman & Ponton)
Catapsydrax ciperoensis Blow & Banner
C. dissimilis (Cushman & Bermudez)
C. unicus Bolli, Loeblich & Tappan
Chiloguembelina gr. cubensis (Palmer)
Globigerina angulisuturalis Bolli
G. angustiumbilicata Bolli
G. ciperoensis Bolli
G. gortanii (Borsetti)

G. officinalis Subbotina
G. praebulloides Blow
G. sellii (Borsetti)
G. tapuriensis Blow & Banner
G. tripartita Koch
G. venezuelana Hedberg
Globorotalia nana Bolli
G. opima Bolli
G. siakensis LeRoy

Si fa rilevare che *Globigerina angulisuturalis* compare, con rarissimi esemplari, a diversi livelli (nn. 1501, 1504, 1505, 1507, 1508); il gruppo *Globigerina tripartita* – *Globigerina tapuriensis* – *Globigerina sellii* è assente in un campione (n. 1500); *Chiloguembelina* gr. *cubensis* è presente con rari individui solo in due campioni (nn. 1501 e 1506).

In base all'associazione descritta il tratto in esame del Membro marnoso della Formazione di Antognola è riferibile all'Oligocene superiore, Zona P21 a *Globigerina angulisuturalis*/*Globorotalia opima*.

La microfauna bentonica non differisce molto da quella riscontrata nelle precedenti successioni essendo costituita principalmente da:

Anomalinoidea ammophilus (Guembel)
A. semicribratus (Beckmann)
Chrysalogonium longicostatum Cushman & Jarvis
C. tenuicostatum Cushman & Bermudez
Cibicoides grimsdalei (Nuttall)
C. pseudoungerianus (Cushman)
Dorothia spinifera (Andrae)
Globocassidulina subglobosa (Brady)
Gyroidinoides girardanus (Reuss)
Karreriella chilostoma (Reuss)

Nodosarella robusta Cushman
Oridorsalis umbonatus (Reuss)
Osangularia mexicana (Cole)
Planulina marialana Hadley
P. renzi Cushman & Stainforth
Stilostomella adolphina (d'Orbigny)
S. gracillima (Cushman & Jarvis)
S. nuttalli (Cushman & Jarvis)
Uvigerina havanensis Cushman & Bermudez
U. spinicostata Cushman & Jarvis
Vulvulina jarvisi Cushman

Il livello più alto campionato in questa successione (n. 1509) contiene associazioni che si discostano da quelle dei livelli inferiori per la quasi totale scomparsa di *Globorotalia opima* e la maggiore frequenza di *Globigerina angulisuturalis*. Ancora presenti, sebbene rarissimi, gli esemplari di *Chiloguembelina* gr. *cubensis*. Questo livello potrebbe essere riferito al passaggio tra le Zone P21 e P22 o già alla base della Zona P22 (=N3), a *Globigerina angulisuturalis*.

Considerazioni biostratigrafiche

Esula dallo scopo del presente lavoro discutere criticamente le diverse zonazioni a Foraminiferi planctonici proposte per il Terziario da numerosi Autori, delle quali viene fornita un'ampia sintesi in Bolli e Saunders (1985). Si vuole solo precisare che la scelta da noi fatta della zonazione di Blow (1969, 1979) è basata sulla maggiore risoluzione biostratigrafica che essa permette di ottenere, date le caratteristiche delle associazioni presenti.

I dati ottenuti, integrati con altri personali ricavati dall'esame di numerosi campioni raccolti durante il rilevamento di zone adiacenti a quella qui studiata, permettono di fare alcune considerazioni:

1) Nelle successioni descritte la parte alta della Formazione di Ranzano è attribuibile all'Oligocene inferiore, Zona P18 (a *Globigerina tapuriensis*), men-

tre la base della Formazione di Antognola è da riferire alla Zona P21 dell'Oligocene superiore (a *Globigerina angulisuturalis* / *Globorotalia opima*): tra le due formazioni esiste quindi uno iato la cui estensione corrisponde almeno a quella della Zona P19/20 (a *Globigerina sellii* / *Globigerina ampliapertura*). Le associazioni cambiano radicalmente passando dalla Formazione di Ranzano a quella di Antognola: da una microfauna dominata da *Globigerina ampliapertura* e da *Globorotalia increbescens*, con numerose forme ad affinità eocenica superiore-oligocenica basale (per es. *G. angiporoides*, *G. pseudoampliapertura*), si passa bruscamente ad una microfauna in cui *Globorotalia opima* conta numerosissimi esemplari e in cui sono completamente assenti le forme ad affinità eocenica superiore – oligocenica inferiore.

2) Nella successione di M. Stadola le peliti della Formazione di Antognola immediatamente sottostanti all'Olistostroma di Canossa sono attribuibili, a seconda degli Autori ai quali si fa riferimento, o alla sommità dell'Oligocene o al Miocene inferiore (Aquitaniaco).

3) Si è osservato che, nei terreni del Pedepennino modenese e reggiano, le specie del gruppo *G. tripartita* – *G. tapuriensis* – *G. sellii*, pur comparando nell'Oligocene inferiore, raggiungono la massima frequenza nell'Oligocene superiore-Miocene basale.

4) La presenza di *G. angulisuturalis* è abbastanza discontinua nelle successioni esaminate e in genere questa specie conta pochi esemplari. *G. opima* è invece molto frequente e con forme tipiche, tanto da rendere impossibili gli errori di identificazione temuti da Blow (1979).

5) Un'ultima osservazione riguarda alcune specie bentoniche. Si è notato che nelle successioni in esame *P. marialana* e *P. renzi* sono presenti con *O. mexicana* a partire dall'Oligocene superiore. Essendo le successioni lacunose, non è possibile stabilire con certezza il FAD di queste specie. Possiamo però affermare che fino ad ora, nei campioni del Pedepennino padano da noi esaminati, *Planulina marialana* e *Planulina renzi* sono assenti in depositi precedenti l'Oligocene superiore.

Conclusioni

In base ai dati micropaleontologici in precedenza discussi e riferendoci alla scala geocronologica di Hardenbol e Berggren (1978), l'intervallo temporale dello iato tra le Formazioni di Ranzano e di Antognola può variare da un minimo di circa 5 Ma ad un massimo di circa 10 Ma, a seconda della effettiva posizione

nell'ambito delle biozone del «tetto» e della base rispettivamente di «Ranzano» ed «Antognola».

Se invece consideriamo la scala geocronologica proposta da Berggren, Kent e Flynn (1985), pur tenendo conto delle incertezze espresse nella nota a piè di p. 549 del presente lavoro, l'ampiezza dello iato si riduce da un minimo di circa 2.4 Ma ad un massimo di circa 8.2 Ma.

Sulla reale entità della lacuna sedimentaria occorre fare alcune considerazioni.

La natura torbiditica dei sedimenti della Formazione di Ranzano potrebbe far supporre un generalizzato rimaneggiamento delle microfane; tale ipotesi appare però poco probabile per la mancanza, in tutti i campioni raccolti, di forme bentoniche caratteristiche di habitat poco profondi e di forme indicanti età più antiche dell'Oligocene. La frequenza di individui di dimensioni molto eterogenee esclude senz'altro la possibilità di una selezione meccanica, teoricamente possibile per la natura «distale» delle torbiditi pelitiche della Formazione di Ranzano; d'altro canto non sono mai stati segnalati nell'area studiata depositi torbiditici più «prossimali» nella parte sommitale della formazione, coevi dei precedenti. I flussi torbiditici in questione sembrano dunque essere alimentati da limitati volumi di sedimenti già localizzati in un ambiente pelagico e caratterizzati da una omogeneità pressochè totale della componente bioclastica.

La diffusa presenza di discordanze angolari fra le due formazioni, nonché le caratteristiche generali della successione postorogena ligure dell'area studiata, descritte nel paragrafo introduttivo, indicano che la lacuna deve essere principalmente imputabile ad una troncatura erosiva.

L'assenza totale di indizi (paleosuoli, tasche di erosione, depositi residuali, etc.) che testimonino di una possibile emersione pre-Antognola indica come la elisione di parte della successione sia avvenuta in ambiente sottomarino, probabilmente a causa di un accentuarsi dell'instabilità tettonica nel bacino. Essa sarebbe responsabile sia dello sviluppo di fenomeni plicativi e disgiuntivi con una modifica, a luoghi, dei rapporti geometrici fra le varie unità litostratigrafiche, sia dell'innescarsi di movimenti gravitativi, con la conseguente parziale rimobilizzazione dei sedimenti torbiditici pre-Antognola. E' però possibile che la sedimentazione della Formazione di Ranzano sia continuata, anche se in aree più limitate non interessate da fenomeni erosivi, durante questa fase di tettonizzazione, sicuramente non istantanea. Conseguenza di ciò è che in zone contigue, o meglio laddove la successione postorogena ligure presenta limitati «disturbi» tettonici sinsedimentari, lo iato possa ridursi notevolmente, o (almeno in via teorica) essere così limitato da risultare non apprezzabile attraverso l'analisi dei dati micropaleontologici.

La base (discordante o paraconcordante) della Formazione di Antognola è dunque una superficie di «discontinuità» a carattere regionale che, come evidenziato da Ricci Lucchi e Ori (1985), rappresenta più l'effetto di una impor-

tante fase tettonica (1) che di variazioni eustatiche a scala globale innescate da fattori climatici (cicli di terz'ordine di Vail et al., 1977). Interessante a questo proposito per una valutazione più precisa del ruolo giocato dall'eustatismo, sarebbe una ricerca su terreni cronologicamente equivalenti, ma in contesti geodinamici diversi da quello appenninico, dove siano meno vistosi i movimenti tettonici sia traslativi che verticali. Tali movimenti rappresentano evidentemente la causa principale della discontinuità fra «Ranzano» ed «Antognola»; essa, mediamente collocata intorno ai 32.5 Ma (Hardenbol & Berggren, 1978) o ai 32.8 Ma (Berggren, Kent & Flynn, 1985), è probabilmente correlabile con «eventi» che hanno interessato il dominio paleogeografico toscano. Questa visione globale della tectogenesi, e conseguentemente dei fenomeni sedimentari ad essa strettamente associati, è discussa ampiamente da Ricci Lucchi e Ori (1985), i quali «legano» le successioni epiliguri sedimentatesi sul prisma di accrezione paleoappenninico (bacini di *piggy-back*) alle successioni di pertinenza toscana localizzate nell'adiacente avanfossa. In particolare viene proposta una correlazione tra la «*Antognola sequence*» e le Arenarie di M. Cervarola (*eM sequence*), mettendo così in relazione la «chiusura» dei bacini di Loiano e Ranzano nel dominio ligure con la «chiusura» in quello toscano del bacino del Macigno ad opera delle stesse falde liguri.

Pur concordando circa la correlabilità di eventi tettonico-sedimentari in ambiti paleogeografici differenti, abbiamo forti perplessità circa la contemporaneità tra «Loiano-Ranzano» e Macigno e quella in apparenza conseguente tra «Antognola» e «Cervarola». Dati recenti (Montanari & Rossi, 1983) indicano infatti come la base stratigrafica del Macigno a nord dell'Arno, sia generalmente attribuibile ad un intervallo cronologico compreso fra il Rupeliano superiore ed il Cattiano medio, cioè coincidente (Hardenbol & Berggren, 1978) con lo iato segnalato nella presente nota, o tutt'al più sincrono o posteriore (Berggren, Kent & Flynn, 1985) alla ripresa della sedimentazione rappresentata dalla Formazione di Antognola. Ci sembra pertanto più corretto considerare questa ultima (o almeno la sua parte inferiore pre-Canossa) sincrona della sequenza deposizionale comprendente il Macigno toscano, piuttosto che di quella relativa alle Arenarie di M. Cervarola.

Circa l'utilizzazione delle sequenze deposizionali nello studio dei depositi della successione postorogena ligure, oltre alle considerazioni già svolte nel paragrafo introduttivo, vorremmo sottolineare come l'uso più recente delle varie unità litostratigrafiche della successione stessa (seguito anche in questo lavoro) tenda a farle corrispondere (di fatto anche se ovviamente non in modo formale)

(1) Questa fase tettonica, collocabile tra l'Oligocene inferiore ed il superiore, rappresenta probabilmente una delle numerose "crisi" che sembrano accompagnare la geodinamica appenninica tra la fase tettonica ligure (Eocene inf.-medio) e quella toscana (Tortoniano sup.-Messiniano). Essa è caratterizzata dalla pressochè continua traslazione verso i domini toscani, e successivamente padani, delle Unità liguri e delle successioni ad esse sovrastanti (Gasperi et al., 1986).

a sequenze deposizionali. Il significato delle formazioni istituite da Pieri (1961) è stato infatti «dilatato», in considerazione di loro specifiche caratteristiche (v. nota p. 535), fino a comprendere in un'unica unità litostratigrafica più corpi sedimentari caratterizzati da differenti litologie (cf. ad es. Bettelli & Bonazzi, 1979; Annovi, 1980; Fornaciari, 1982; Panini, 1986); si è ottenuto così il risultato di far coincidere il limite inferiore e superiore delle stesse con una superficie di discontinuità di rilevanza regionale. In questo modo le suddivisioni proposte da Ricci Lucchi e Ori (1985) sulla base delle sequenze deposizionali sono correlabili quasi perfettamente con quelle della presente nota. Lo stato attuale delle ricerche sui depositi postorogeni liguri rappresenta, secondo noi, una fase transitoria nella quale è opportuno, anche per una certa chiarezza espositiva, riferirsi ancora alle già affermate suddivisioni litostratigrafiche, ma nella quale venga anche contemporaneamente introdotto, sulla base del progredire delle analisi sedimentologiche e stratigrafiche, il nuovo approccio basato sul riconoscimento di importanti «discontinuità» nella sedimentazione. L'introduzione sistematica delle sequenze deposizionali richiede infatti, a nostro avviso, una certa cautela, soprattutto per quanto riguarda il rilevamento dettagliato di questi depositi, in quanto caratterizzati da forti complicazioni tettoniche ed esposizioni in genere poco favorevoli.

Ringraziamenti.

Si ringraziano gli studenti del 3° anno, 1985/86, del Corso di Laurea in Scienze Geologiche, per l'aiuto in occasione della campionatura della successione di M. Stadola.

OPERE CITATE

- Annovi A. (1980) - La geologia del territorio di Montese (Appennino modenese). *Mem. Sc. Geol.*, v. 33, pp. 67-84, 1 tav., 7 fig., 1 carta geol., Padova.
- Azzaroli A. (1953) - Appunti sulla serie di Loiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 72, pp. 27-32, 1 fig., Roma.
- Azzaroli A. & Cita M.B. (1968) - Codice italiano di nomenclatura stratigrafica. *Boll. Serv. Geol. Ital.*, v. 89, pp. 3-22, 1 fig., Roma.
- Berggren W.A., Kent D.V. & van Couvering J.A. (1985) - The Neogene. Part 2. Neogene geochronology and chronostratigraphy. In Snelling N.J. (Ed.) - The Chronology of the Geological Record. *Mem. Geol. Soc. London, Spec. Pap.*, v. 10, pp. 211-260, 6 tav., 3 fig., London.
- Berggren W.A., Kent D.V. & Flynn J.J. (1985) - Jurassic to Paleogene. Part 2. Paleogene geochronology and chronostratigraphy. In Snelling N.J. (Ed.) - The Chronology of the Geological Record. *Mem. Geol. Soc. London, Spec. Pap.*, v. 10, pp. 141-195, 4 tav., 6 fig., London.
- Bettelli G. & Bonazzi U. (1979) - La geologia del territorio di Guiglia e Zocca (Appennino modenese). *Mem. Sc. Geol.*, v. 32, 32 pp., 4 tav., 4 fig., 1 carta geol., Padova.

- Bettelli G. & Panini F. (1985a) - Tettonica sinsedimentaria nella successione postorogena ligure del M. Stodola (Appennino settentrionale - Prov. di Reggio Emilia). *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 115 (1984), pp. 91-106, 7 fig., Modena.
- Bettelli G. & Panini F. (1985b) - Il Mélange sedimentario della Val Tiepido (Appennino Modenese): composizione litologica, distribuzione areale e posizione stratigrafica. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 115 (1984), pp. 77-90, 4 fig., Modena.
- Blow W.H. (1969) - Late Middle Eocene to Recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proc. First Intern. Conf. Plankt. Microfossils*, Geneva 1967, v. 1, pp. 199-422, 54 tav., 43 fig., Leiden.
- Blow W.H. (1979) - The Cainozoic Globigerinida. V. di 1413 pp., E.J. Brill, Leiden.
- Boccaletti M., Coli M., Decandia F.A., Giannini E. & Lazzarotto A. (1980) - Evoluzione dell'Appennino settentrionale secondo un nuovo modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 21, pp. 359-373, 5 fig., Roma.
- Bolli H.M. (1957) - Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad, B.W.I. *U.S. Nat. Bull.*, n. 215, pp. 97-123, 8 tav., 5 fig., Washington.
- Bolli H.M. (1966) - Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic Foraminifera. *Asoc. Ven. Geol. Min. Petr. Bol. Inf.*, v. 9, n. 1, pp. 3-32, 4 tab., Caracas.
- Bolli H.M. & Saunders J.B. (1985) - Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - Plankton stratigraphy, pp. 155-262, 46 fig., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Fazzini P. & Fioroni C. (1986) - Ricerche sull'Oligo-Miocene semialloctono. La sezione di Gaiato. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 117, pp. 1-14, 4 fig., Modena.
- Fazzini P. & Tacoli M.L. (1963) - La serie Oligo-Miocenica del versante padano dell'Appennino Settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 94, pp. 33-52, 3 fig., Modena.
- Fornaciari M. (1982) - Osservazioni litostratigrafiche sul margine sud-orientale della sinclinale Vetto-Carpinetti (Reggio Emilia). *Rend. Soc. Geol. Ital.*, v. 5, n. 2, pp. 117-118, 2 fig., Roma.
- Gasperi G., Gelati R. & Papani G. (1986) - Neogene paleogeographic and structural evolution of the Northern Apennines chain in the Po Valley side. *Giorn. Geol.*, s. 3, v. 48, n. 1/2, pp. 187-195, 5 fig., Bologna.
- Ghelardoni R., Pieri M. & Pirini C. (1965) - Osservazioni stratigrafiche nell'area dei fogli 84 (Pontremoli) e 85 (Castelnuovo ne' Monti). *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 84, n. 6, pp. 297-416, 35 fig., Roma.
- Hardenbol J. & Berggren W.A. (1978) - A new Paleogene numerical time scale. In Cohen G. V., Glaessner M.F. & Hedberg H.D. (Eds.) - Contribution to the geologic time scale. *Amer. Ass. Petr. Geol.*, Studies in Geology n. 6, pp. 213-234, Tulsa.
- Iaccarino S. (1985) - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In Bolli H. M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Eds.) - Plankton stratigraphy, pp. 283-314, 6 fig., Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- Losacco U. (1966) - Terreni, struttura e morfologia del Subappennino modenese-reggiano. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 97, pp. 1-62, Modena.
- Losacco U. (1967) - Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia, F.o 86 "Modena". *Serv. Geol. Italia*, pp. 1-80, Roma.
- Lucchetti L., Albertelli L., Mazzei R., Thième R., Bongiorno D. & Dondi L. (1962) - Contributo alle conoscenze geologiche del Pedepennino padano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 81, n. 4, pp. 5-245, Roma.

- Montanari C. & Rossi M. (1983) - Evoluzione delle unità stratigrafico-strutturali terziarie del Nordappennino. 2) Macigno s.s. e Pseudomacigno. Nuovi dati cronostatigrafici e loro implicazioni. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 25, pp. 185–217, 1 tav., 2 fig., Roma.
- Montrasio A., Premoli Silva I. & Ragni U. (1968) - Osservazioni geologico-stratigrafiche sulla regione compresa tra Casale Monferrato, Vignale, Alfiano Natta e Gabiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 87, pp. 581–609, 2 tav., 4 fig., Roma.
- Panini F. (1986) - Le Argille di Rio Giordano nella zona di M. Stanco (Appennino Bolognese). Dati preliminari. *Atti Soc. Nat. Mat. Modena*, v. 116, pp. 35–50, 3 fig., Modena.
- Papani G. (1963) - Su un olistostroma di "Argille Scagliose" intercalato nella serie oligomiocenica del subappennino reggiano. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 82, n. 3, pp. 195–202, 1 fig., Roma.
- Papani G. (1971) - Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 10, n. 2, pp. 121–165, 1 tav., 36 fig., 1 carta geol., Pisa.
- Pieri M. (1961) - Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955–59 dai geologi dell'Agip Mineraria. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 80, n. 1, pp. 3–34, 11 fig., Roma.
- Pirini C. (1961) - Contributo paleontologico allo studio dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 80, n. 1, pp. 111–126, 6 tav., Roma.
- Ricci Lucchi F. & Ori G.G. (1985) - Field excursion D: Synorogenic deposits of a migrating basin system in the NW adriatic foreland: Examples from Emilia–Romagna region, northern Apennines. In Allen P., Homewood P. & Williams G. (Eds.) - Excursion Guidebook. *Intern. Symp. Foreland Basins*, 2–4 settembre 1985, Fribourg, Switzerland, pp. 137–176, 2 tav., 52 fig., Cardiff.
- Roveri E. (1966) - Geologia della sinclinale Vetto–Carpineti (Reggio Emilia). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, v. 5, pp. 241–267, 23 fig., 1 carta geol., Pisa.
- Serpagli E. (1961) - Contributo alla conoscenza dei terreni oligo–miocenici del Sudappennino modenese. *Boll. Soc. Geol. Ital.*, v. 80, n. 2, pp. 127–134, 1 fig., Roma.
- Srinivasan M.S. & Kennett J.P. (1983) - The Oligocene–Miocene boundary in the South Pacific. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, v. 94, n. 1, pp. 798–812, 1 tav., 5 fig., Boulder.
- Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H., Beard J.H. & Jeffords R.M. (1975) - Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *Univ. Kansas Paleont. Inst.*, Art. 62, 425 pp., 213 fig., Lawrence.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubbs J.N. & Hatlelid W.G. (1977) - Seismic stratigraphy application to hydrocarbon exploration. *Amer. Ass. Petr. Geol. Mem.*, v. 26, pp. 49–212, Tulsa.
- Venzo S. (1965) - Carta geologica della provincia di Parma e zone limitrofe. Presentata alla riunione della 63esima Adunanza estiva della S.G.I. Parma–Garda, Ottobre 1965. Allegata al vol. in Mem. S. Venzo (1980), Grafiche Step Editrice, Parma.
- Wiedenmayer C. (1950) - Zur Geologie des bologneser Apennins zwischen Reno und Idice–Tal. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 43, pp. 115–144, 3 tav., 4 fig., Basel.
- Zanzucchi G. (1982) - Il substrato alloctono nell'Appennino emiliano. In Cremonini G. & Ricci Lucchi F. (Eds.) - Guida alla geologia del margine appenninico padano. *Guide Geol. Regionali S.G.I.*, pp. 3–8, Bologna.

Fig. 6 – Il versante meridionale di Monte Stadola: panoramica della successione postorogena ligure. In basso è possibile osservare la Formazione di Monte Piano (MP), oggetto di attività estrattive per l'industria ceramica, assieme alla sovrastante Litozona pelitica (R) della Formazione di Ranzano. In basso a destra affiorano spessi banchi arenacei corrispondenti alla Litozona arenacea (Ra) della stessa formazione. Visibile lungo tutto il versante e interposto tra due livelli del Membro marnoso della Formazione di Antognola (A) è l'Olistostroma di Canossa (C); nella parte alta compaiono le arenarie calcaree della Formazione di Bismantova (B). La freccia indica l'ubicazione della successione stratigrafica misurata.

Fig. 7 – Panoramica del versante destro del Rio Allegara nei pressi di Guaitarola. Sulla Formazione di Monte Piano (MP) poggiano le torbiditi pelitico-arenacee (Litozona pelitica) della Formazione di Ranzano (R), a loro volta sottostanti al Membro marnoso della Formazione di Antognola (A). La freccia indica l'ubicazione della successione stratigrafica campionata. Sullo sfondo, nella parte alta del versante affiora la Formazione di Bismantova (B), costituita da arenarie calcaree.



Fig. 6

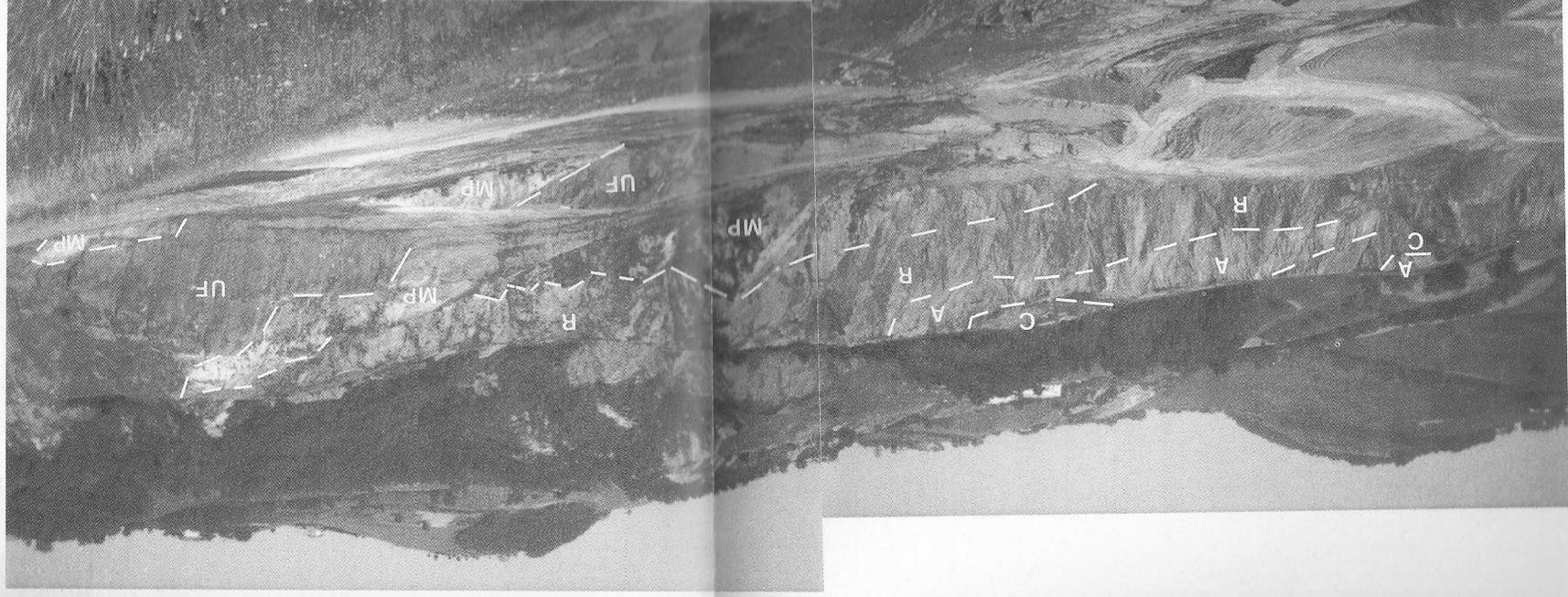


Fig. 7

▶ Fig. 8 — Fronte di cava in località Valle Urbana a NE dell'abitato Le Braide, dove è visibile il contatto suborizzontale tra la Litozona pelitica della Formazione di Ranzano (R), che presenta una generale inclinazione degli strati verso SE (a sinistra nella foto), e il Membrano marnoso della Formazione di Antognola (A). La freccia indica l'ubicazione della successione stratigrafica campionata.



▶ Fig. 9 — Limite settentrionale dell'area di cava in località Valle Urbana. È visibile il *Mélange* sedimentario della Val Fossa (UF), inglobante lembi e livelli di peliti della Formazione di Monte Piano (MP), le quali costituiscono poi la base della successione post-orogena figurata, rappresentata anche dalla sovrastante Litozona pelitica della Formazione di Ranzano (R), dal Membrano marnoso della Formazione di Antognola (A) e dal *Mélange* della Val Tiepido (C), qui nella «classica» posizione occupata dall'Olistostroma di Camossa di Papani (1971). Sullo sfondo è visibile la Formazione del Termina costituita qui da arenarie, marne e *mélanges* sedimentari ad esse interposti.



Recensioni

PUBBLICAZIONI DI CARATTERE GENERALE

Giersberg H. & Rietschel P. (1986) — **Vergleichende Anatomie der Wirbeltiere. Band II.** Vol. di 251 pp., 110 fig., Ed. G. Fischer, DM 54, Jena.

Questo secondo volume di Anatomia comparata dei Vertebrati fa parte di un'opera articolata in tre parti. La prima uscita ormai da qualche tempo, riguarda i derivati ectodermici: tegumenti, organi di senso e sistema nervoso, mentre la seconda ora in esame tratta gli organi della nutrizione, respirazione, circolazione, escrezione e riproduzione. In particolare, questo volume del 1986 è una seconda edizione rielaborata da R. Kittel. La terza parte, non ancora apparsa, riservata alle strutture di sostegno e di movimento, completa l'opera con considerazioni sull'evoluzione dell'intero gruppo e rappresenta certo il volume più interessante per tutti coloro che si occupano di Paleontologia. L'anatomia comparata infatti mette a disposizione degli studiosi elementi di fondamentale importanza per la conoscenza della filogenesi degli esseri viventi e per una corretta interpretazione dei dati paleontologici ricavati dallo studio dei reperti fossili. Per questi motivi questo testo è destinato ad un ampio pubblico. La stesura è molto accurata, anche se sintetica, semplice da seguire. Ottima è l'iconografia, molto ricca e ben dettagliata.

N. FANTINI SESTINI

Monostori M. (1985) — **Eocene Ostracods from the Dorog Basin.** Vol. di 214 pp., 17 tav., 58 fig., Akadémiai Kiado, \$ 24.00, Budapest.

L'opera, articolata in due parti, consiste nello studio degli Ostracodi di età eocenica presenti nel Bacino di Dorog (parte settentrionale del Transdanubio, Ungheria). La prima parte è a carattere sistematico e contiene la descrizione tassonomica dettagliata di una cinquantina di specie (tra cui 5 nuovi taxa), figurate in 17 tavole. La seconda parte concerne l'interpretazione dei dati, dalla distribuzione stratigrafica al significato ambientale della fauna ad Ostracodi. In particolare vengono messe in evidenza l'importanza delle singole specie e associazioni come indicatori ambientali e le relazioni esistenti tra numero degli esemplari, indice di diversità, dimensioni delle specie, stato di conservazione e fattori ecologici.

A. VISMARA SCHILLING

Liu Tung-Sheng (Ed.) (1985) — **Quaternary Geology and Environment of China.** Vol. di 301 pp., China Ocean Press Beijing & Springer-Verlag, DM 198, Berlin Heidelberg New York Tokyo.

La vastità del territorio e la varietà delle condizioni ambientali rendono la Cina una delle regioni più interessanti per gli studi quaternaristici, particolarmente per le successioni e le faune e flore continentali. In questo volume sono riuniti numerosi brevi contributi di

indubbio interesse, raggruppati in sei sezioni. La prima è relativa ai problemi stratigrafici, affrontati anche con le tecniche del paleomagnetismo e della termoluminescenza. La seconda sezione è prevalentemente dedicata ai loess, ma anche ai depositi glaciali. La terza sezione raggruppa i contributi paleontologici e paleobotanici, la quarta quelli di paleoclimatologia e di neotettonica. Concludono il volume una breve sezione relativa alla preistoria ed un'ultima dedicata agli aspetti applicativi degli studi quaternaristici.

G. OROMBELLI

Bignot G. (1985) – **Elements of Micropalaeontology**. Microfossils – Their Geological and Palaeobiological Applications. Vol. di 207 pp., Ed. Graham & Trotman, \$ 16.00, London.

Questo volume è la versione inglese di un testo pubblicato da Bignot nel 1982 (*Les Microfossiles: les différentes groupes, Exploitation paléobiologique et géologique*).

Il testo è diviso in due parti per un totale di 17 capitoli: nella prima parte vengono descritti in modo generico i principali gruppi di microfossili (Foraminiferi, Ostracodi, Calpionelle, Conodonti, Nannofossili, Organismi silicei, Palinomorfi). Per ciascun gruppo di organismi vengono date informazioni, oltre che di carattere sistematico, sulla loro evoluzione nei tempi geologici. Nella seconda parte l'Autore accenna a problematiche più generali quali l'utilizzo dei microfossili in stratigrafia, nelle ricostruzioni paleoecologiche e paleobiogeografiche, allo scopo di chiarire su quali binari, e con quali nuove finalità, si stia sviluppando questa disciplina.

I vari argomenti vengono trattati in modo molto elementare e talvolta impreciso; pertanto il presente volume è da considerarsi solamente un primissimo approccio allo studio dei Microfossili. Mancano totalmente tavole iconografiche.

M. ORLANDO

Hart M.B. (Ed.) (1987) – **Micropalaeontology of carbonate environments**. Vol. di 296 pp., 18 tav., 104 fig., *British Micropalaeont. Soc.*, Ellis Horwood Limited, \$ 76.90, Chichester.

Il volume raccoglie una selezione di lavori presentati al meeting della British Micropalaeontological Society sui microfossili di piattaforma carbonatica, tenuto a Plymouth nel settembre 1985. In 15 capitoli, ciascuno di autore o autori diversi, viene presentato un gran numero di dati riguardanti le principali associazioni faunistiche e floristiche presenti in ambiente carbonatico, a partire dal Siluriano (Foraminiferi, Conodonti, Dinoflagellate, Acritarchi). Per ogni gruppo trattato, oltre a riportare le distribuzioni stratigrafiche dei più importanti generi e specie, gli Autori evidenziano i principali cambiamenti faunistici, sottolineando il loro legame con variazioni di carattere paleoecologico, paleoclimatico. Particolare enfasi viene data alle associazioni del Cretaceo, periodo di massima distribuzione delle facies carbonatiche.

Ciascun capitolo è corredato da una sintetica appendice bibliografica. La parte iconografica, rappresentata da 18 tavole, è piuttosto limitata e di scarsa qualità.

M. ORLANDO