

GIUSEPPE BETTELLI - UGO BONAZZI

---

LA GEOLOGIA DEL TERRITORIO DI GUIGLIA E ZOCCA  
(APPENNINO MODENESE)

---

*(con 4 figure nel testo, 4 tavole fuori testo e 1 carta geologica)*

---



PADOVA  
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA  
1979



MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE

già

*Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova*

---

VOLUME XXXII



## INDICE

---

ABSTRACT . . . . .	Pag. 4
RIASSUNTO . . . . .	» 4
1. PREMESSA . . . . .	» 4
2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE . . . . .	» 4
3. STRATIGRAFIA . . . . .	» 6
3.1. COMPLESSO LIGURE . . . . .	» 6
<i>Caotico pluriformazionale (?) con ofoliti</i> . . . . .	» 7
<i>Argille con calcari tipo palombino, con ofoliti</i> . . . . .	» 8
<i>Torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati</i> . . . . .	» 8
<i>Torbiditi calcareo-argillose e subordinatamente arenacee</i> . . . . .	» 9
<i>Argille variegate con sottili torbiditi arenacee, prevalenti nella parte superiore</i> . . . . .	» 9
<i>Flysch calcareo-marnoso</i> . . . . .	» 10
3.2. COMPLESSO ARGILLOSO ARENACEO CON ZOLLE CALCAREE . . . . .	» 10
3.3. DEPOSITI TARDOROGENI . . . . .	» 11
3.3.1. Formazione di Antognola . . . . .	» 12
<i>Torbiditi arenaceo-pelitiche</i> . . . . .	» 13
<i>Peliti marnose</i> . . . . .	» 13
<i>Torbiditi arenaceo-conglomeratiche</i> . . . . .	» 14
<i>Alternanze arenaceo-marnose</i> . . . . .	» 16
3.3.2. Formazione di Bismantova . . . . .	» 16
<i>Arenarie calcaree e calcari arenacei</i> . . . . .	» 17
<i>Alternanze arenaceo-marnose</i> . . . . .	» 18
<i>Marne</i> . . . . .	» 18
3.4. DEPOSITI SUPERFICIALI . . . . .	» 18
4. EVOLUZIONE SEDIMENTARIA . . . . .	» 19
5. TETTONICA . . . . .	» 20
5.1. PREMESSA . . . . .	» 20
5.2. LINEAMENTI TETTONICI DEL SUBSTRATO . . . . .	» 20
5.3. LINEAMENTI TETTONICI DEI DEPOSITI TARDOROGENI . . . . .	» 21
BIBLIOGRAFIA . . . . .	» 22



## ABSTRACT

The allochthonous terrains outcropping in the Guiglia and Zocca area (eastern part of the Modenese Apennines) are ranged in two complexes overlapped by a late-orogenic sequence of the Upper Oligocene-Middle Miocene age.

Three groups of lithologic units, interconnected by tectonic links, have been recognized in the lowermost complex: a chaotic body and a shaly-calcareous unit (Lower Cretaceous) with local ophiolitic sedimentary breccias overlain by an overturned arenaceous, calcareous and shaly sequence (Upper Cretaceous); they are very similar to the basal complexes of the ligurian Helminthoidea Flysch type. The third group is represented by a Helminthoidea Flysch type unit (Upper Cretaceous).

The uppermost complex consists of heterogeneous and chaotic materials (Cretaceous-Eocene?) resulting from submarine mud streams and other slide masses caused by the last orogenic events during the *ligurian phase AUCTT*.

Both the complexes are unconformably overlain by a late-orogenic of the Upper Oligocene to Middle Miocene age sequence: the Upper Oligocene late-orogenic deposits consist of hemipelagites enclosing a large sandstone body made up of structureless channelized turbidites which strongly suggest that the environment of deposition was an inner submarine fan crossed by a wide channel or fan valley. Thin-medium bedded sandstone-mudstone deposits, nevertheless, are also presents. These thin-bedded turbidites have only a limited local extent and may be attributable to deposition in interchannel areas by turbidity currents overflowing from the adjacent active channel. The hemipelagic mudstones were probably deposited in part on the inner fan surface, in part on the slope above the fan, itself cut by gullies or canyons.

The sand body of channelized turbidites grades through slope mudstones into shelf sediments of the Lower-Middle Miocene in age, made up of bioturbated sandy limestones, calcarenites, sandstones and mudstones. The observed facies characters show that such sediments were deposited mainly by migrating offshore bars and shoals to generate a sheet sand body.

The late-orogenic deposits form tabular bodies dissected by several normal faults during the translation movements of the *tuscan phase AUCTT*, and during the last and recent Apennines uplift.

## RIASSUNTO

I terreni affioranti nel territorio di Guiglia-Zocca (settore orientale dell'Appennino modenese), sono stati distinti in due complessi legati da rapporti tettonico-sedimentari ed in una successione stratigrafica di depositi tardorogeni oligomiocenici, sedimentata in discordanza su di essi.

Le unità litologiche del primo complesso, in posizione tettonica inferiore, sono attribuite a *facies* liguri del Cretacico inferiore e superiore.

Il secondo complesso (sovrapposto al precedente) è costituito da terreni eterogenei e caotici del Cretacico-Eocene (?), derivati da franamenti sottomarini.

Nell'Oligocene superiore ha inizio la sedimentazione di diverse unità litostratigrafiche (Depositi tardorogeni), in parte eteropiche tra loro: la sedimentazione da un ambiente di conoide interna (Oligocene superiore) evolve attraverso *facies* di scarpata (Oligocene sup.-Miocene inf.) ad un ambiente di piattaforma s.l. (Miocene inf.-medio).

Nei lineamenti tettonici vengono posti in evidenza i rapporti tra le unità litologiche liguri distinte nel primo complesso, tra il primo ed il secondo complesso ed, infine, l'assetto strutturale della successione Oligo-miocenica sovrastante.

Le unità litologiche del primo complesso fanno parte di tre gruppi attualmente a contatto per faglia: due di questi si ritiene che si siano sovrapposti durante la fase tettonica ligure (Paleocene-Eocene inf.-medio), mentre non è chiara la posizione del *Flysch* calcareo-marnoso del Cretacico superiore affiorante al margine della zona studiata. Durante gli ultimi movimenti della fase ligure e successivamente si sarebbero messi in posto, a più riprese, le diverse parti che compongono il secondo complesso attraverso scivolamenti gravitativi e colamenti di masse plastico viscosi.

I Depositi tardorogeni costituiscono delle strutture tabulari a comportamento rigido, scomposte da numerose faglie e fratture sopravvenute in parte durante il movimento di traslazione tortoniana ed in parte durante le ultime fasi e quelle recenti del sollevamento appenninico.

## 1. PREMESSA

L'Istituto di Geologia dell'Università di Modena ha in atto la revisione dei depositi tardorogeni del versante padano dell'Appennino, tra i fiumi Secchia e Reno, al fine di delinearne il quadro paleogeografico.

Nell'ambito di tale programma, questo lavoro prende in esame le *litofacies* delle formazioni tardorogene e la loro distribuzione nella placca della dorsale Zocca-Guiglia, nonché i loro rapporti col substrato e la costituzione di quest'ultimo, alla luce delle più recenti conoscenze acquisite dai ricercatori che operano nell'Appennino settentrionale.

## 2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE

Oltre alla I e II edizione dei fogli 86 « Modena » e 87 « Bologna » della Carta Geologica d'Italia, illustrati dalle relative note (SACCO, 1932, 1935; LOSACCO, 1967; LIPPARINI, 1966) ed alle

Indirizzo degli autori: G. BETTELLI e U. BONAZZI, Istituto di Geologia, Corso Vittorio Emanuele II, n. 59 - I 41100 Modena.

Questo lavoro è stato eseguito sotto gli auspici e con il contributo finanziario del C.N.R. (CT n. 76.01568.05, responsabile P. FAZZINI e CT n. 77.00919.05, responsabile U. BONAZZI).



ricerche pubblicate sinteticamente dall'AGIP Mineraria (PIERI, 1961), esistono pochi altri lavori sulla geologia della zona in esame. Tra i più recenti ricordiamo quelli di VEZZANI e PASSEGA, 1963, SERPAGLI e SIROTTI, 1966, e BETTELLI, 1976. Per quanto riguarda le zone prossime, LIPPARINI, 1944, 1953, 1955, si è interessato in diversi momenti del territorio orientale, HEYMANN, 1968, di quello meridionale e SERPAGLI, 1964, di quello ad ovest.

PIERI, 1961, dà un primo inquadramento della zona, in accordo con l'ipotesi interpretativa di MERLA, 1951: la « coltre alloctona » del versante padano è qui costituita solo dalla porzione eterogenea e tettonizzata che l'A. chiama « alloctono indifferenziato », su cui poggia, nella dorsale di Guiglia e Zocca, una placca di Arenarie di Bismantova « semiautoctone ».

Questi ultimi terreni corrispondono all'Elveziano di SACCO, 1932, di cui notizie più antiche (MAZZETTI, 1879) avevano già messo in evidenza analogie litologiche e paleontologiche con altri affioramenti della zona di Pantano nell'Appennino reggiano, più recentemente attribuiti (ROVERI, 1966) ad una *facies* basale delle locali Arenarie di Bismantova.

La seconda edizione del Foglio « Modena », 1963, nella quale rientra la parte occidentale della zona, estende più in basso l'inizio della successione « semiautoctona ». La parte inferiore della placca, infatti, non è costituita solo da Arenarie di Bismantova, bensì da un corpo discontinuo arenaceo conglomeratico, compreso tra alternanze arenaceo-marnose e marne che per l'età oligocenica superiore e la posizione stratigrafica sono attribuite rispettivamente a membri diversi delle Marne di Antognola (1 e 2); le arenarie e i conglomerati assumono, appunto per questa loro posizione, il rango di membro con il nome di Molasse dei Sassi di Rocca Malatina (cfr. AZZAROLI e CITA, 1969).

Inoltre, nella parte alta dell'« alloctono indifferenziato » sottostante, vengono distinte le Marne di Montepiano (cfr. SERPAGLI e SIROTTI, 1966) che, come in altre parti del versante padano, rappresentano il primo termine di raccordo tra le « liguridi » tettonizzate ed i depositi « semiautoctoni ».

Il substrato ligure è definito, sempre nel Foglio « Modena », « Complesso indifferenziato caotico », in quanto costituito da una massa caoticizzata prevalentemente argillosa con pezzame lapideo, blocchi ofiolitici e di brecce ofiolitiche e zolle, inglobate senza evidenti legami sedimentari, di calcari ed arenarie riferite alle Formazioni di Serramazzoni (Cretaceo sup.) e di Gombola (Cretaceo sup.-Eocene inf.). Sono questi i termini formazionali locali introdotti rispettivamente per il

*Flysch* calcareo sopracretacico affiorante nel Foglio « Modena », facente parte della « serie » già detta dei « Calcari ad Helmintoidi », e per il *Flysch* arenaceo (Arenaria di Gombola: PIERI, 1961) che localmente compare in eteropia nella parte superiore (FAZZINI, 1961, 1963, 1965; LOSACCO, 1966, 1967). LOSACCO, 1966, mette in evidenza la somiglianza litologica di queste arenarie con quelle di Monghidoro nel bolognese; una correlazione in tal senso era già stata avanzata anche da SIGNORINI, 1944, e da ZANZUCCHI, 1963 a.

In ABBATE e SAGRI, 1970, e nella Carta geologica di BORTOLOTTI *et al.*, 1970, gli affioramenti modenese della Formazione di Serramazzoni vengono distinti in due formazioni riferite a due Gruppi di diverso significato paleogeografico: gli affioramenti stratigraficamente legati verso l'alto alla Formazione di Gombola (tipo Arenarie di Monghidoro) sono assimilati alla Formazione di Montevenere ed attribuiti quindi al Gruppo della Val di Sambro, come già aveva proposto ABBATE, 1969; gli altri, invece, sono attribuiti alla Formazione di M. Cassio del Gruppo della Val Baganza.

Tornando all'analisi dei lavori pubblicati sulla zona oggetto di questa nota, si può dire che il diverso criterio di rappresentazione (cronostratigrafico anziché litostratigrafico) della seconda edizione del Foglio « Bologna », 1963, rispetto a quella del Foglio « Modena », 1963, rende difficile la correlazione tra i terreni delle due aree adiacenti. Per LIPPARINI, 1966, nell'area del Foglio « Bologna » « le successioni stratigrafiche sono quasi ovunque cronologicamente ordinate »; i terreni più antichi affioranti sono le « cosiddette argille scagliose » di cui « qui ne vediamo gli elementi cretaceo-paleocenici-eocenici sottoposti agli elementi della serie oligo-mio-pliocenica, impegnati nel nucleo di strutture con le quali fanno ordinatamente corpo ». L'area rappresentata nell'angolo SW del foglio « Bologna » adiacente a quella studiata, è rappresentativa di tale situazione: formazioni cretaceo-paleocenico-eoceniche « le quali per la loro natura prevalentemente argillosa hanno subito tettonizzazione in disarmonico risultandone laminate e parzialmente scompaginate » sono seguite dalla *facies* più arenacea delle « argille rosso mattone e verdine » (*red beds*) oligoceniche (quelle che nella zona dell'Anconella si sovrappongono alle « Molasse di Loiano ») e da arenarie e molasse elvezie intercalate da strati di argille sabbiose.

E' evidente come la visione del LIPPARINI risulti insostenibile alla luce della ormai affermata interpretazione generale dell'Appennino settentrionale.



In una nota di carattere stratigrafico sulle Molasse dei Sassi di Rocca Malatina, SERPAGLI e SIROTTI, 1966, accennano alla presenza di esse anche nella parte orientale della placca di Zocca e Guiglia, indistinte nell'Elveziano del Foglio « Bologna » 1963. Nello stesso lavoro è sintetizzata, in una colonnina stratigrafica, la successione affiorante in destra Panaro, come era già stata delineata nel Foglio « Modena ». Riguardo all'età del livello attribuito alle Marne di Montepiano, « imprecisabile in base alla microfauna », gli Autori suppongono: « non vi è motivo di escludere l'Oligocene, come stabilito da LIPPARINI (1963) » per le equivalenti argille rosso mattone e verdine (*red beds*) dell'adiacente Foglio « Bologna », 1963.

Accenni alla zona in studio compaiono anche nel quadro deposizionale dei sedimenti miocenici del versante padano elaborato da VEZZANI e PASSEGA, 1963, utilizzando metodi sedimentologici discutibili se non completamente rigettabili (cfr. DIECI *et al.*, 1971).

Recentemente BETTELLI, 1976, in una breve nota a carattere preliminare ha delineato un quadro dei depositi tardorogeni tra Guiglia e Zocca, che verrà qui ripreso e più ampiamente illustrato.

Per quanto riguarda le zone adiacenti, già si è detto sinteticamente dei concetti espressi da LIPPARINI, 1944, 1966, per la zona orientale. SERPAGLI, 1964, nel dare notizie sulla presenza di Calcari tipo M. Sporno in sinistra del F. Panaro, riprende il concetto del « Complesso indifferenziato caotico » con zolle disarticolate ed appartenenti a formazioni diverse. HEYMANN, 1968, nell'area della Val Panaro a sud della zona in esame, riconosce nell'alloctono indifferenziato « una successione di orizzonti di argille ed arenarie stratigraficamente ben definiti » che costituiscono le basi, chiaramente collegate in modo sedimentario, dei « *Flysch* ad *Helmintoidi* » sia di tipo M. Cantiere-Monghidoro sia di tipo M. Cassio. L'Autore, pertanto, comprende in un'unica unità tettonica alloctona, però di derivazione emiliana, i due tipi di *Flysch* con la loro successione basale. In discordanza su essa « riposano i sedimenti in *facies* di molassa » la cui sedimentazione ha inizio nell'Oligocene.

### 3. STRATIGRAFIA <sup>(1)</sup>

I terreni affioranti nel territorio di Guiglia e Zocca sono stati raggruppati in due complessi e in una successione stratigrafica sovrastante.

Il « Complesso ligure », di età cretacea, occupa la posizione geometricamente inferiore; vi prendono parte un corpo caoticizzato e varie unità,

di cui solo tre in successione stratigrafica, aventi i caratteri tipici delle formazioni dei complessi di base delle liguridi s.l., oltre ad una unità di tipo « *Flysch* ad *Helmintoidi* ».

Il « Complesso argilloso arenaceo con zolle calcaree », anche esso di probabile provenienza ligure, è sovrapposto al precedente. E' un corpo eterogeneo a struttura prevalentemente caotica, messo in posto da successivi franamenti sottomarini, indotti dalle ultime pulsazioni della fase tettonica ligure. La successione stratigrafica sovrastante è costituita dai « Depositi tardorogeni » delle Formazioni di Antognola e Bismantova di età oligo-miocenica che si sono sedimentati in discordanza sui due complessi.

#### 3.1. COMPLESSO LIGURE

Secondo le conoscenze più recenti, cui hanno contribuito diversi Autori con lavori di carattere regionale o di sintesi riguardanti prevalentemente l'area occidentale dell'Appennino settentrionale, (ELTER e RAGGI, 1965, BRAGA, 1965, I.G.P., 1966, ELTER *et al.*, 1966, BALDACCIO *et al.*, 1967, REUTTER, 1969, ZANZUCCHI, 1961, 1963 b, 1967, 1972, ABBATE e SAGRI, 1970, PAPANI, 1971, ELTER, 1972, 1973, MONTEFORTI, 1972, 1977, OGNIBEN, 1972, BRUNI, 1973, DALLAN NARDI e NARDI, 1974, GELATI *et al.*, 1974, GIANNINI e LAZZAROTTO, 1975), la coltre alloctona ligure del versante padano è costituita da varie unità tettoniche o parti smembrate di esse, che, già individuatesi, in parte, nell'originario dominio ligure, attraverso varie pulsazioni orogeniche culminate nel parossismo plicativo eocenico inferiore-medio (fase ligure), hanno raggiunto il margine padano nel Tortonian (fase toscana) sovrascorrendo i terreni più esterni subliguri e toscani con movimenti di traslazione gravitativa, continuati anche in età più recenti.

Queste unità tettoniche, la cui collocazione paleogeografica non sempre è definita univocamente dagli Autori, sono costituite da *Flysch* prevalentemente calcarei, calcareo-marnosi o arenacei di età compresa tra il Cretacico superiore e l'Eocene (per es.: *Flysch* di M. Caio, *Flysch* di M. Cassio, *Flysch* di M. Sporno) e dai terreni del loro substrato sedimentario del Cretacico inf.-Turoniano, i quali secondo un uso ormai consolidato vengono chiamati « Complessi di base ».

In vaste aree d'affioramento gli originali rapporti stratigrafici tra i *Flysch* ed i loro complessi basali sono stati alterati durante le fasi orogeniche. Inoltre l'intensa tettonizzazione dei mate-

<sup>(1)</sup> La determinazione e la datazione delle microfaune è dovuta alla Dott.ssa M. P. MANTOVANI UGUZZONI, che ringraziamo vivamente.



riali per lo più plastici che costituiscono questi ultimi e la caoticizzazione superficiale, hanno reso disagevole il riconoscimento della loro organizzazione stratigrafica. Nell'area modenese, infatti, solo alcuni esigui affioramenti di « argille variegata » (SERPAGLI, 1963) sono stati riconosciuti, nell'ambito del « Complesso indifferenziato caotico », alla base della Formazione di Serramazzone (*Flysch* tipo M. Cassio).

Nella zona di cui ci siamo occupati abbiamo cartografato alcune unità aventi analogie con altre che, dalla letteratura, risultano assegnate ai « Complessi di base »; esse tuttavia non sono state attribuite a particolari complessi o unità tettoniche sia per la ristrettezza della zona studiata,

- e) argille variegata con sottili torbiditi arenacei, prevalenti nella parte superiore;
- f) *Flysch* calcareo-marnoso.

Il corpo *a* soggiace all'unità *b* ed insieme sono giustapposti per faglia alla successione rovesciata, formata dalle unità *c*, *d*, *e*; l'unità *f* è a contatto per faglia con l'unità *e*.

#### *Caotico pluriformazionale (?) con ofioliti*

Indichiamo con questo termine i terreni cartografati nella parte più settentrionale della zona. I movimenti franosi superficiali hanno notevolmente contribuito a renderli caotici, ma anche nei pochi affioramenti con buona esposizione, si ri-

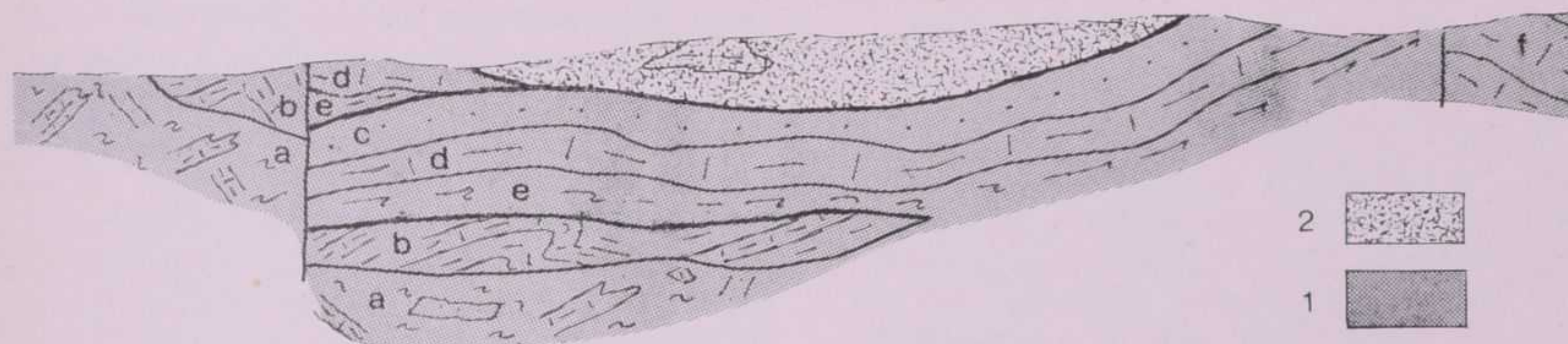


FIG. 1 - Schema dei rapporti tra il primo ed il secondo complesso.

1) Complesso ligure: a, caotico pluriformazionale (?) con ofioliti; b, argille con calcari tipo palombino, con ofioliti (Cretacico inf.-Cenomaniano); c, torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati (Cenomaniano); d, torbiditi calcareo-argillose e subordinatamente arenacei (Cenomaniano); e, argille variegata con sottili torbiditi arenacei, prevalenti nella parte superiore (Cretacico sup.); f, *Flysch* calcareo-marnoso (Cretacico sup.). 2) Complesso argilloso arenaceo con zolle calcaree (Cretacico-Eocene?).

sia per mancanza di formazioni fliscioidi alle quali chiaramente legarle. Solo al margine orientale, giustapposto per faglia, compare un piccolo lembo rovesciato di *Flysch* calcareo-marnoso e arenaceo, di età cretacea superiore; l'affioramento si estende ad est ma non sappiamo se sia legato ad unità del « Complesso ligure », oppure faccia parte di una diversa unità strutturale. Inoltre anche i rapporti tra alcune delle unità cartografate non sono sempre ben chiari. La copertura parecchio estesa e la caoticità dovuta ai frammenti superficiali limitano le osservazioni. Ma, soprattutto, ad alterare i rapporti originari già compromessi da fasi orogeniche precedenti, devono avere contribuito gli scorrimenti avvenuti durante fasi di trasporto orogenico probabilmente ripetutesi a diversi intervalli di tempo fino al Quaternario.

Il « Complesso ligure » è costituito da un corpo caoticizzato e da cinque unità (Fig. 1):

- a) caotico pluriformazionale (?), con ofioliti;
- b) argille con calcari tipo palombino, con ofioliti;
- c) torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati;
- d) torbiditi calcareo-argillose e subordinatamente arenacei;

scontra la presenza di diversi litotipi organizzati in vario modo, tanto che non è stato possibile ricostruire un ordine nella massa affiorante.

Nella zona a nord di C. Piano, in destra del Panaro, si può intuire, nonostante la frammentazione, e solo in un'area ridotta, una successione di alcuni livelli di pochi metri in cui prevalgono calcari grigio verdognoli con sottili arenarie o argille di tonalità scura o violacea. Questo apparente ordine scompare poco sopra, sostituito da una massa caoticizzata con litotipi solo in parte analoghi ai precedenti e blocchi di calcari grigi; localmente affiorano anche blocchi ofiolitici, come poco a nord di il Pianazzo e ad est di Pietrarossa. Di tipo sedimentario è la brecciola ofiolitica intercalata ad argilloscisti nerastri e calcari scuri scoperti da un recente taglio di versante a nord-est di Lavachiello.

In quest'ultima zona (R. Spinello e R. Castiglione), nei rari affioramenti, compaiono blocchi o pacchetti di strati calcarei e arenacei scompaginati in una massa prevalentemente argillosa grigia, nonché spezzoni isolati di potenti strati di calcari marnosi grigi.

I campioni di peliti raccolti in punti diversi sono risultati sterili; faune non indicative sono



contenute nei calcari e calcari marnosi associati ad esse (micriti con Radiolari).

La posizione di questi terreni rispetto agli altri termini cartografati, in particolare alle « argille con calcari tipo palombino », consentono solo di definire dei rapporti geometrici: nel Rio Spinello essi sottostanno a placche di « argille con calcari tipo palombino » in giacitura normale e rovesciata rispettivamente nei due fianchi della valle. Si può aggiungere che se localmente si presentano come un corpo tettonizzato, derivante dallo scompaginamento conseguente a movimenti di scorrimento e di trasporto, probabilmente avvenuti in più fasi, in altri luoghi (tra C. Piano e il Pianazzo, nella parte geometricamente più alta) non è da escludere una caoticità sedimentaria riferibile adolistostromi intercalati.

*Argille con calcari tipo palombino, con ofioliti*

Abbiamo così definito i litotipi argillosi e calcarei, con rari blocchi di breccie ofiolitiche, affioranti nei dintorni di Ponte Samone e al limite settentrionale della zona (Ca' Borella e Ca' la Vigna).

Si tratta di affioramenti, attribuibili ad una unità con caratteristiche uniformi e ben definite, che hanno contratto rapporti tettonici con le altre unità (*c*, *d*, *e*) cartografate; tale unità mostra corrispondenze litologiche e micropaleontologiche, di cui diremo, con terreni affioranti in zone più occidentali (Appennino reggiano) e posti alla base di diverse « unità liguri » (I.G.P., 1966, PAPANI, 1971).

Anche qui la caoticità superficiale è intensa e diffusa; in brevi spazi si può osservare, tuttavia, una successione regolare della coppia litologica calcareo-argilla, altrimenti normalmente scompagnata (Tav. I, Fig. 1). Si tratta di calcari fini più o meno marnosi, grigi e cenerini, talora sottilmente laminati, con venature di calcite spatosa, e di argilliti grigie e nerastre, in strati spessi da 10 cm al metro. Il rapporto tra i due litotipi è variabile; compaiono infatti anche livelli prevalentemente argillosi di 3-4 m, come si può vedere nella zona attraversata dalla strada Ponte Samone-Samone.

Nei dintorni di Le Pozze sono stati rinvenuti alcuni blocchi di breccia ofiolitica di origine sedimentaria.

Le argille campionate sono risultate sterili; i calcari grigi e cenerini si presentano in sezione sottile come micriti sterili o con Radiolari o Tintinnidi ed anche con rarissime Globigerinelle e forse Ticinelle. Nei dintorni di Le Pozze e più a nord verso Serre di Castellino, nella stessa area d'affioramento, come pure in quella in sinistra di Rio Spinello, alla base di alcuni strati calcarei

sono state notate lamine sottilissime di arenaria finissima, oppure sottili intervalli calcarenitici, gradati o laminati, costituiti da frammenti di calcari con Tintinnidi, di Echinodermi, Rotalidi ed Alghe. In una micrite finemente detritica raccolta tra Poggio Rosso e Serre di Castellino, nei pressi della quota 438 indicata in carta, compare un esemplare di *Rotalipora* cfr. *appenninica* insieme a probabili Ticinelle e Globigerinelle. Questi dati lasciano supporre che l'età di questa unità sia compresa tra il Cretacico inferiore ed il Cenomaniano.

*Torbiditi arenaceo-marnoso-argilloso con livelli variegati*

Si tratta del termine stratigraficamente inferiore della successione formata dalle unità *c*, *d*, *e*, che nell'insieme per brevità chiameremo « successione arenacea, calcarea, argillosa ». Questa unità è costituita da strati arenaceo-pelitici e pelitico-arenacei di spessore da medio a sottile (secondo la classificazione di CAMPBELL, 1967). Prevalgono gli strati sottili (pelitico-arenacei) che presentano sequenze di BOUMA, 1962, incomplete alla base. La porzione basale degli strati è formata da arenaria fine laminata, talora micacea, con cemento debolmente calcareo; sulle superfici inferiori di strato sono presenti piccoli calchi: essi sono discretamente sviluppati e riconoscibili come calchi di docce d'erosione o di solchi di trascinamento alla base degli strati più spessi, formati questi ultimi da sequenze complete e in cui la porzione marnosa è meglio distinta. Localmente (dintorni di La Concordia) affiorano banchi a tessitura grossolana (arenaria grossolana e conglomeratello), male organizzati e con fiocchi d'argilla.

Un'altra *litofacies* ricorrente consiste in livelli prevalentemente argillosi di colore rosso violaceo, verde e grigio, con lamine di arenaria fine e silt, talora di siltiti mangesifere, comprendenti anche sottili strati di marne calcaree grigio-verdi.

L'assetto degli strati è generalmente rovesciato, disturbato da frequentissime spiegazzature e rotture (Tav. I, Fig. 2).

Inferiormente questa unità arenacea non compare in rapporto stratigrafico continuo con altri termini formazionali; in destra Panaro, nel Rio di Missano e nella zona di Montebelluno, attraverso una unità calcareo-argillosa con arenarie (*d*), passa superiormente ad argille variegata (*e*).

In quanto all'età, alcuni campioni marnoso-calcarei sono stati datati al Cenomaniano per la presenza di associazioni a Globigerinelle, Rotalipore di piccole dimensioni, Hedbergelle e Radiolari.



Torbiditi arenacee (ZANZUCCHI, 1961, 1963 b, 1967, SAMES, 1963) sono comuni nei complessi di base delle unità liguri padane: in sinistra del F. Secchia, per esempio, esse sono presenti sia nell'Unità Montefiorino (Monghidoro) sia nell'Unità Cassio (PAPANI, 1971).

*Torbiditi calcareo-argillose e subordinatamente arenacee*

In destra Panaro, nel Rio di Missano e nei dintorni di Monteombraro sotto le torbiditi arenaceo-pelitiche rovesciate segue un'unità (*d*) calcareo-argillosa con arenarie. I calcari di colore grigio e verdolino hanno normalmente una base detritica sottilissima gradata o laminata. Laminata si presenta talora in sezione sottile anche la porzione calcarea; quest'ultima passa ad argilla attraverso una porzione marnosa più o meno spessa. A queste sequenze medio-spesse se ne intercalano altre più sottili, arenaceo-argillose o arenaceo-marnoso-argillose, talora in pacchetti di alcuni strati, dove spesso prevale la porzione pelitica di colorazione varia: grigia, verdognola, violacea.

Talora questa successione mostra analogie con *litofacies* sottilmente stratificate formate da marne calcaree, arenarie e argille, presenti in livelli sia nelle torbiditi arenacee sottostrati, sia nelle argille variegiate sovrastanti: da queste *litofacies* si differenzia per il maggiore spessore degli strati e la prevalenza dei litotipi calcarei.

Sono presenti di rado sequenze calcarenitico-marnoso-argillose con clasti di calcari a Tintinnidi ed esemplari di Globigerinelle cretacee nel cemento. Globigerinelle sono state ritrovate in diversi campioni di calcari micritici, anche associate ad esemplari di *Rotalipora* sp. o con *Rotalipora appenninica* e rari esemplari di *Praeglobotruncana stephani*; pertanto si può attribuire questa unità ad una età non più antica del Cenomaniano.

Lo spessore variabile da circa 100 m ad alcuni metri dell'unità è da porre in relazione probabilmente a fenomeni di laminazione tettonica; strutture plicative a piccola scala e disgiuntive risultano evidenti negli affioramenti meglio esposti.

*Argille variegiate con sottili torbiditi arenacee, prevalenti nella parte superiore*

Rappresentano il termine stratigraficamente superiore della « successione arenacea, calcarea, argillosa ».

Nel Rio di Missano ai calcari con arenaria segue una unità (*e*) costituita prevalentemente da argille variegiate, verdi, grigie, violacee, con sottili intercalazioni siltose o di fini arenarie micacee laminate, di colore grigio o tendenti, anch'esse, al verde. A diversi livelli, inoltre, come già si è

accennato, compaiono sottili strati di marna calcarea verdognola sfumanti a marna ed argilla. Localmente affiorano spezzoni di arenarie grossolane o di brecciole, di calcareniti, di calcari marnosi grigi e blocchetti di siltiti mangesifere.

Chiaramente riferibili ad olistostromi sono poi i livelli caotici, con blocchi di calcari grigi a Radiolari e Calpionelle, intercalati nell'affioramento del versante sinistro del Rio Monte Orsello a SE del Mulino di Fanano.

In più luoghi i litotipi arenacei diventano più frequenti e spessi, evidentemente associati alle peliti in sequenze torbiditiche. In sinistra del Rio della Selva a valle del M. Cerpignano, le « argille variegiate » passano ad una *litofacies* di questo tipo, costituita da sequenze arenaceo-marnoso-argillose medio-sottili.

I lavati di diversi campioni di argilla sono risultati sterili o con microfaune arenacee scarsamente indicative: in alcuni campioni di marne calcaree verdognole si sono ritrovati invece piccoli Radiolari e Globigerinelle, indicative queste ultime del Cretacico superiore. In una brecciola con frammenti di Briozoi, Molluschi, Echinodermi e Miliolidi è presente un esemplare di *Orbitolina* evidentemente rimaneggiata.

Questa unità ha strette analogie con il livello ad « argille variegiate » posto alla base dei Calcari di Serramazzone ed attribuite da SERPAGLI, 1963, al Cenomaniano-Turoniano.

Nella zona di cui ci siamo interessati, le « argille variegiate con sottili torbiditi arenacee » sottostanno geometricamente alle « torbiditi calcareo-argillose e subordinatamente arenacee » rovesciate e non fanno passaggio ad altre unità affioranti.

Nella parte settentrionale della zona, ai margini dei depositi tardorogeni di Guiglia, si riscontra una loro ripetizione per sovrapposizione geometrica, attraverso superfici discordanti, sia alle « torbiditi arenaceo-marnoso-argillose » rovesciate, sia al « caotico pluriformazionale (?) », con ofioliti ». Ad ovest di Guiglia, tra Ca' Bione e Rovinazza affiorano argille variegiate con sottili arenarie fini, marne calcaree grigio-verdi e siltiti mangesifere, attribuite nel Foglio Modena, 1963, a Marne di Montepiano; esse passano inferiormente a torbiditi arenaceo-argillose sottili rovesciate che si sovrappongono al « caotico pluriformazionale (?) », con ofioliti ». La *litofacies* è analoga a quella della parte superiore delle « argille variegiate con torbiditi arenacee » del Rio della Selva. Più a sud, all'altezza di Monzone e Pioppa, compare ancora un analogo livello di argille variegiate in discordanza sulle « torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati ». I rapporti con i termini della sovrastante successione Antognola-



Bismantova sono alterati da disturbi dovuti al rifluimento dei materiali più plastici. La campionatura di tratti di sezioni ha dato scarsi risultati: alcuni lavati contengono solo associazioni a foraminiferi arenacei, analoghe a quelle ritrovate nelle peliti degli altri affioramenti di argille variegata (unità *d*).

Gli affioramenti occidentali sembrano avere una continuità verso est, sotto i depositi tardorogeni; anche al margine orientale, a SE di Guiglia, ritroviamo in successione, dal basso, « argille variegata » e « torbiditi calcareo-argillose con arenarie » che poggiano anch'esse discordanti su « torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati » analoghe a quelle affioranti ad ovest e sempre rovesciate.

Riteniamo che gli affioramenti citati possano fare parte di un unico corpo, continuo sotto i depositi tardorogeni della zona settentrionale, messi in posto per scivolamento gravitativo prima della sedimentazione oligo-miocenica.

#### *Flysch calcareo-marnoso*

Affiora marginalmente nella parte orientale della zona studiata, giustapposto per faglia alle « argille variegata con sottili torbiditi arenacei ». Si tratta di una successione costituita da torbiditi calcareo-marnosi in strati spessi gradati e laminati, talora con arricchimento di clasti silicei alla base, ai quali si intercalano pacchi di alcuni strati medi e sottili arenaceo-marnoso-argillosi (Tav. I, Fig. 3). La giacitura è rovesciata.

In alcune micriti è stata ritrovata un'associazione a Radiolari, *Heterobelix* e Globigerinelle attribuibili al Cretacico superiore.

Per questo affioramento, oltre all'analogia con la zolla di *Flysch* affiorante poco a sud della nostra zona in destra Panaro e riferito alla Formazione di Monteverde da BORTOLOTTI *et al.*, 1970, nullo altro possiamo aggiungere, salvo che discordiamo col LIPPARINI, che nel Foglio « Bologna », 1963, rappresenta l'affioramento in giacitura normale e l'attribuisce all'Eocene.

Che esso costituisca la base cretacea di una successione fliscioide raggiungente l'Eocene e, inoltre, che possa ritenersi o no la continuazione della successione formata dalle unità *c*, *d*, *e* dianzi descritte, sono ipotesi che richiedono ulteriori ricerche.

#### 3.2. COMPLESSO ARGILLOSO-ARENACEO CON ZOLLE CALCAREE

Nella zona centro-meridionale, tra i termini attribuiti genericamente ad un « Complesso ligure », e la successione Antognola-Bismantova, affio-

rano terreni diversi per litologia e struttura, che in passato sono stati riferiti in parte al « complesso indifferenziato caotico » e in parte alle Marne di Montepiano (Foglio 86 « Modena », 1963, SERPAGLI e SIROTTI, 1966).

Il complesso, frammentario ed eterogeneo, poggia sia sulle « torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati » sia sulle « argille con calcari tipo palombino con ofioliti ». Alla sua base sono ben esposti, allineati anche se discontinuamente, dei livelli a struttura caotica costituiti da pezzame prevalentemente calcareo, spigoloso o sub-arrotondato, insieme con blocchetti arenacei inglobati in una matrice argillosa grigia, nerastra o variegata, a struttura fluidale.

Tra Valdicella, Ca' di Zano e Serra del Corno, procedendo verso l'alto fino al contatto con « torbiditi arenaceo-pelitici » oligomioceniche della successione Antognola-Bismantova, si ha una massa eterogenea, quasi sempre scompaginata e caotica, con spezzoni e blocchetti di calcari grigi e di arenarie fini, o grossolane con conglomeratello, talora in pacchetti di alcuni strati discontinui. A luoghi vi si distinguono successioni di livelli spessi alcuni metri che si diversificano per il colore grigio-nerastro o violaceo della matrice argillosa, per la natura dei litotipi inglobati o per le loro dimensioni e per la loro frequenza (Tav. I, Fig. 4). Ciascuno di questi livelli sembra risultare da un singolo evento sedimentario. Gli esami micropaleontologici dei litotipi di ciascun livello (micriti a Radiolari e *Calpionellites*, micrite a Radiolari, spicole di Spongiari e piccole Ticinelle, micriti con Globigerinelle e Rotalipore) hanno fornito età diverse, comprese tra il Cretacico inferiore e superiore.

Di analoga natura e struttura sono gli affioramenti al margine orientale della placca oligo-miocenica in sinistra del Rio Monte Orsello.

Ritornando al margine occidentale della placca, tra il Rio Valdastra ed il Rio Vallecchie, l'orizzonte caotico alla base del complesso si ritrova a luoghi ben esposto; procedendo da sud a nord tra Salda e Ca' Bonetti ed a valle di Gainazzo, sulle « argille con calcari tipo palombino, con ofioliti » si ha un orizzonte argilloso con blocchi calcarei ed arenacei subarrotondati, spesso circa 10 metri, e quindi un livello di sottili torbiditi pelitico-arenacei ad assetto disordinato e più scompaginato verso l'alto, ove ricompaiono gli stessi livelli caoticizzati di Valdicella, Ca' di Zano e Serra del Corno. Ad ovest di Gainazzo si può osservare il passaggio brusco ed irregolare tra questi materiali scompaginati, consistenti in peliti rosastre con elementi arenacei di cui non è più riconoscibile l'originaria stratificazione, spezzoni di calcari finissimi talora brecciati, nonché bloc-



chi di brecce ad elementi ofiolitici, e le « peliti marnose » verdastre, con un'associazione di microfane oligoceniche, che qui rappresentano la base della successione Antognola-Bismantova.

Poco più a nord, nei dintorni di Poggio, materiali analoghi sembrano « inglobare » una zolla di *Flysch* calcareo-marnoso con sottili strati arenacei.

In questa zona inoltre, lungo un livello di peliti grigiastre e rossastre, vengono a giorno septarie di forma subcilindrica. La loro presenza fu segnalata da SERPAGLI e SIROTTI, 1966, al tetto delle Marne di Montepiano a cui attribuirono una parte di questo complesso, sottostante alle Marne di Antognola, e riferite all'Oligocene inf-medio, senza però il suffragio di una associazione microfaunistica significativa.

Se si considera la posizione stratigrafica che per tali livelli a septarie hanno prospettato BEATRIZOTTI *et al.*, 1964, e VANOSSI, 1964, nell'Appennino pavese e tortonese, essi sarebbero indicativi dell'Eocene medio (?) - superiore.

Nel caso che quest'ultima attribuzione potesse essere confermata verrebbero a far parte del complesso anche terreni eocenici, per i quali tuttavia non abbiamo elementi sedimentologici e stratigrafici che possano confermare o escludere sicuramente che si siano sedimentati normalmente o facciano parte anch'essi di corpi franati.

Un'altra zolla di *Flysch* è presente un chilometro più a nord e, nonostante l'estensione maggiore, in due soli luoghi sono ben esposti alcuni banchi fratturati di calcare marnoso grigio, di cui uno con la base calcarenitica brecciata. La zolla sembra poggiare su peliti variegiate con sottili arenarie, che rifluiscono, giustapponendosi, al margine nord occidentale della zolla stessa. Scendendo da questa parte verso Merzola ed il Rio Vallecchie, nel versante compaiono chiazze variegiate argillose con blocchi di calcari grigi sparsi e le solite arenarie fini; nella sponda di un tributario del Rio Vallecchie ad ovest di Vallecchie Nuova, dal basso, si succedono nell'ordine un livello di argille con blocchetti calcarei, un livello argilloso variegato con sottili arenarie fini in cui non è più conservato l'ordine dell'originaria stratificazione, ed uno successivo costituito da torbiditi pelitico-arenacei, intensamente spiegazzati e fratturati, analoghe a quelle presenti nella « successione arenacea, calcarea, argillosa ». La base dell'orizzonte inferiore caotico non è visibile, ma le caratteristiche generali permettono di ritenerlo un equivalente di quello che tra Merzola e Serre di Castellino e ancor più a sud, rappresenta la parte basale di questo complesso.

Queste osservazioni sulla natura, struttura e giacitura dei materiali componenti il « Complesso argilloso-arenaceo, con zolle calcaree », fanno ritenere che la sua messa in posto sia il risultato di vari eventi gravitativi sottomarini, avvenuti con modalità diverse, quali colate di fango e scivolamenti di zolle che hanno in parte conservato la loro integrità durante il movimento.

### 3.3. DEPOSITI TARDOROGENI

I terreni del « Complesso ligure » e del « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree » sono entrambi ricoperti da una successione di età oligo-miocenica che, rifacendosi ad attribuzioni precedenti (PIERI, 1961; LOSACCO, 1966, 1967; SERPAGLI e SIROTTI, 1966), assegnamo alle Formazioni di Antognola e di Bismantova (Fig. 2). Giustificiamo questa dizione, ossia l'omissione del termine litologico della definizione originaria (PIERI, 1961), per la variabilità dei caratteri litologici riscontrata in queste formazioni (cfr. SESTINI, 1970).

Si tratta di depositi posteriori alla fase tettonica ligure, coinvolti nel movimento di traslazione gravitativa delle Liguridi (s.l.) e pertanto, in accordo con OGNIBEN (1972) preferiamo chiamarli « tardorogeni » piuttosto che « tardogeosinclinali » (SESTINI, 1970) o « semiautoctoni » come era uso indicarli ancora prima dagli Autori alloctonisti.

Nel versante emiliano questi terreni sono riferiti a due successioni abbastanza simili: quella di Loiano (SIGNORINI, 1941; LIPPARINI, 1944; WIEDENMAYER, 1950; MERLA, 1951; AZZAROLI, 1953) e quella di Ranzano (PIERI, 1961), che sono state tra loro correlate (LUCCHETTI *et al.*, 1962; SESTINI, 1970), pur riconoscendo la sostanziale differenza tra i componenti detritici delle « Molasse di Loiano » e delle Arenarie di Ranzano.

Nella zona da noi studiata, la presenza di un corpo arenaceo-conglomeratico all'interno della Formazione di Antognola, in posizione anomala rispetto alle « serie » conosciute di Ranzano e di Loiano, ha indotto SERPAGLI e SIROTTI (1966) a supporre che si tratti di un episodio che « sostituisce verso est, in epoca posteriore, l'episodio di Ranzano », ma che potrebbe, secondo gli A.A., anche correlarsi con le Molasse di Anconella della « serie di Loiano ».

Secondo le più recenti ricerche di GAZZI e ZUFFA, 1970, i materiali clastici paleogenici delle formazioni tardorogene emiliane individuano al-



meno due diverse province petrografiche sedimentarie, di Loiano e di Ranzano, che geograficamente vengono a contatto nell'area posta tra i fiumi Panaro e Secchia, ampliando in tal modo la distribuzione areale delle arenarie tipo Loiano, nella quale ricadrebbe anche la zona in esame. Pertanto, considerando anche i risultati qui esposti, noi siamo del parere che la successione oligocenica

che qui trovano una generale corrispondenza nella suddivisione litostratigrafica tradizionale adottata (Fig. 2). Al primo sistema appartengono tutti quei depositi che sono stati riferiti alla Formazione di Antognola e al secondo quelli della Formazione di Bismantova. I loro membri sono costituiti da una o più *litofacies* che definiscono parti di ciascun sistema.

SCHEMA DEI RAPPORTI STRATIGRAFICI	ETÀ	UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE		AMBIENTI	
	MIOCENO INFERIORE	Formazione di Bismantova	<div>Marne</div> <div>Alternanze arenaceo-marnose</div> <div>Arenarie calcaree e calcari arenacei</div>	SISTEMA DI PIATTAFORMA	«OFFSHORE» con BARRE
	OLIGOCENO SUPERIORE	Formazione di Antognola	<div>Alternanze arenaceo marnose</div> <div>Peliti siltose con livelli selciosi</div> <div>Torbiditi arenaceo-conglomeratiche</div> <div>Peliti marnose</div> <div>Torbiditi arenaceo-pelitiche</div>	SISTEMA TORBIDITICO-EMIPELAGICO Associazione di scarpata Subassociazione di conoide interna	Piattaforma esterna Scarpata Scarpata - «canyon» Conoide interna
CRETA-EOCENO?	Complessi liguri				

Fig. 2 - Quadro generale riassuntivo dei rapporti tra le diverse unità litostratigrafiche ed interpretazione paleoambientale della successione tardorogena.

di Guiglia-Zocca sia da parallelizzare a parte della « Serie di Loiano », anche se le due successioni non si corrispondono esattamente dal punto di vista stratigrafico-formazionale; soltanto la definizione e la conoscenza degli ambienti e dei processi deposizionali che le hanno originate potrà permettere il loro eventuale inserimento in sistemi deposizionali (FISHER e MCGOVEN, 1969, MUTTI *et al.*, 1972, RICCI LUCCHI, 1978) tra loro strettamente legati.

Tenendo conto di questi concetti, la successione oligo-miocenica di Guiglia-Zocca può essere riferita a due principali sistemi deposizionali, torbiditico-emipelagico e di piattaforma,

### 3.3.1. Formazione di Antognola

La successione tardorogena inizia con depositi emipelagici e torbiditici, strettamente associati, che per posizione stratigrafica e natura litologica (s.l.) possiamo, senza introdurre ulteriori termini formazionali, fare corrispondere alla Formazione di Antognola, che qui giace direttamente, in discordanza, sia sul « Complesso ligure » sia sul « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree » caotico. Tale discordanza risulta abbastanza netta in affioramento e segna la ripresa della sedimentazione a partire dall'Oligocene superiore.

I membri di questa formazione sono costituiti da torbiditi sottili e da emipelagiti laterali ed in



parte sottostanti a torbiditi arenaceo-conglomeratiche canalizzate, passanti a loro volta a depositi che fanno transizione ai sedimenti di piattaforma (s.l.) della Formazione di Bismantova (Fig. 2).

In carta sono stati distinti quattro membri, costituiti ciascuno da una o più *litofacies*, indicati dal basso nel seguente modo:

- a) torbiditi arenaceo-pelitiche;
- b) peliti marnose;
- c) torbiditi arenaceo-conglomeratiche;
- d) alternanze arenaceo-marnose con livelli selciosi e peliti siltose.

#### *Torbiditi arenaceo-pelitiche*

Affiorano esclusivamente lungo il versante destro della valle del F. Panaro, in due lembi discontinui: l'uno ad ovest di Missano, l'altro a NO di Castellino. In queste località le torbiditi poggiano sui terreni del « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree » (il contatto non è però visibile) e passano in alto alle peliti marnose del membro b. E' nella zona di Gainazzo che la continuità laterale viene meno e le torbiditi tendono ad assottigliarsi ed a passare lateralmente alle peliti marnose.

Ad ovest di Missano sono localmente ben esposte sequenze torbiditiche costituite da una porzione basale di arenarie medio-fini e finissime, di color grigio, che sfumano gradualmente a peliti siltoso-marnose, argillose nella parte superiore (Tav. II, Fig. 1). Il rapporto sabbia/pelite è costantemente inferiore ad uno. Gli strati sono medio-sottili o sottilissimi, rappresentati da sequenze tronche alla base, con prevalenza degli intervalli *Tc-e* di BOUMA. Alcuni strati di 50-80 cm di spessore, intercalati irregolarmente ai primi, presentano anche la parte inferiore gradata o omogenea, seguita dall'intervallo laminato; alla base si rinvencono controimpronte di strutture da corrente di piccole dimensioni che permettono di evidenziare apporti dal quadrante nord-occidentale. Queste *litofacies* possono essere assimilate rispettivamente alle Facies D e C di MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972, in particolare alle varietà *D<sub>2</sub>* e *C<sub>2</sub>* di MUTTI *et al.*, 1975, e RICCI LUCCHI, 1975.

Una *litofacies* analoga (non risolvibile cartograficamente) affiora anche in sinistra del Rio Monte Orsello, direttamente alla base delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche. Qui tuttavia gli strati torbiditici presentano soltanto l'intervallo e costituito da argille siltose grigio scure di 10-15 cm di spessore, bioturbate, sfumanti verso l'alto a peliti marnose grigio verdognole, anch'esse bioturbate ma di sedimentazione normale (emipela-

giti) (Tav. II, Fig. 2). Alla base di ogni sequenza torbiditica è presente un sottile velo (circa 1-2 mm) di sabbia, anche grossolana, con granuli allineati sulla superficie di strato (Tav. II, Fig. 3). Questi strati corrispondono alla subfacies *D<sub>3</sub>* di MUTTI *et al.*, 1975, e RICCI LUCCHI, 1975.

La deposizione di questi sedimenti, in relazione anche ai rapporti con gli altri membri della formazione, si ritiene che sia avvenuta in aree di intercanale e di argine di canale, lateralmente alle torbiditi arenaceo-conglomeratiche canalizzate (membro c).

Nelle porzioni pelitiche delle torbiditi sottili delle subfacies *D<sub>2</sub>* e *C<sub>2</sub>* non è stato possibile rilevare la presenza di livelli emipelagici: essa viene però supposta per quei livelli contenenti una ricca microfauna, la cui associazione è indicativa di un'età oligocenica superiore (Zona a *G. opima*).

Lo spessore di questo membro raggiunge i 60 m nella zona ad ovest di Missano; verso sud scompare sotto la spessa coltre di detriti mentre a nord si assottiglia fino a scomparire nei dintorni di Gainazzo, per poi ricomparire più oltre con gli stessi caratteri.

#### *Peliti marnose*

Le peliti marnose affiorano con continuità da Missano fino oltre Castellino, in parte al tetto delle torbiditi sottili precedentemente descritte ed in parte direttamente sul « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree »; in quest'ultima giacitura si trovano anche i lembi discontinui posti in sinistra del Rio Monte Orsello, alla base della successione tardorogena.

Il passaggio dalle sottostanti torbiditi sottili del membro a, visibile ad ovest di Missano, è graduale ma avviene in breve spazio, marcato dal progressivo rarefarsi delle intercalazioni arenaceo-pelitiche torbiditiche.

Litologicamente molto omogeneo, questo membro risulta costituito da marne argilloso-siltose grigio chiare o grigio verdine del tutto simili a quelle della sezione tipo delle Marne di Antognola; la stratificazione generalmente indistinta, può essere messa in evidenza, talora, dalla comparsa di rari strati (15-20 cm di spessore) di marne calcaree biancastre (Tav. II, Fig. 4). Lo sviluppo verticale del membro è sempre mal valutabile; tuttavia nei dintorni di Missano a sud, e di Castellino a nord, località ove è presente anche il membro a, gli spessori sono maggiori (80-100 m) che nel tratto intermedio (zona di Gainazzo) dove le peliti marnose poggiano discordanti, con un contatto marcato da una superficie irregolare, sul « Complesso argilloso-arenaceo con zolle cal-



caree »<sup>(1)</sup>. Solo in quest'ultima zona è possibile osservare direttamente tale modalità di passaggio: gli altri affioramenti infatti, sparsi lungo il margine della zolla oligomiocenica, presentano sempre contatti mascherati o non chiari con il substrato.

La scarsa continuità laterale di questa *litofacies* sembra che possa essere attribuita, almeno in parte, al collasso e allo sprofondamento dei margini della placca dei depositi tardorogeni ed a rifluimenti del substrato: questi fatti, tuttavia, non sembrano sufficienti da soli a spiegare la variabilità laterale degli spessori e probabilmente hanno soltanto accentuato lenticolarità sedimentarie originarie, derivanti da una irregolare deposizione su un fondo molto accidentato e dall'erosione da parte delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche canalizzate ad esse laterali e soprastanti.

In conclusione per l'insieme dei caratteri sedimentologici (MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972), riteniamo di poter classificare le peliti marnose come emipelagiti di normale sedimentazione in ambiente di scarpata.

L'analisi micropaleontologica ha permesso di attribuire questo membro all'Oligocene superiore (Zona a *G. opima*; FREGNI e MANTOVANI UGUZZONI, 1976).

#### *Torbiditi arenaceo-conglomeratiche*

Nella zona di Gainazzo, Samone e Monte Corone alle peliti marnose seguono delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche caratterizzate da spessi banchi, localmente poco cementati. Esse formano un esteso corpo con spessore e caratteri variabili già distinto e cartografato dai Geologi rilevatori del Foglio « Modena » col nome di « Molasse dei Sassi di Rocca Malatina » (LOSACCO, 1966, 1967; SERPAGLI, 1966; SERPAGLI e SIROTTI, 1966). Gli spessori massimi (circa 200 m) compaiono nella parte centrale, nei pressi di Rocca di Sotto, ad ovest di Rocca Malatina e tendono poi a diminuire verso nord e verso sud fino a ridursi a zero.

Le migliori esposizioni si ritrovano ad ovest nella zona di Rocca di Sotto, e ad est, in sinistra del Rio di Monte Orsello e nei dintorni del Sasso di S. Andrea.

In base alla geometria, tessitura e organizzazione interna degli strati, in questo corpo arenaceo si possono distinguere diverse *litofacies*.

In ordine di frequenza, la *litofacies* più comune è costituita da strati spessi e molto spessi (da poco meno di 1 m ad oltre 5 m) frequentemente saldati (Tav. III, Fig. 1) di arenarie quarzoso-feldspatiche e microconglomerati con quarzo, or-

toclasio, plagioclasti, clorite di alterazione, muscovite, zircone e minerali opachi. Il cemento spesso è scarso; il contenuto in carbonati molto basso. Il rapporto sabbia-pelite è sempre altissimo o indefinito. Le classi granulometriche prevalenti sono rappresentate da ciottoli, granuli e da sabbia grossolana con una matrice, spesso abbondante, più fine. La gradazione all'interno degli strati è scarsa o inesistente: a luoghi è dovuta solo alla scomparsa verso l'alto dei clasti più grossolani. Talvolta compare al tetto un sottile intervallo, parzialmente eroso, formato da lamine di sabbia fine piano-parallele e/o ondulate, sottolineate da letti di frustoli carboniosi o da sottili letti argillosi. A diverse altezze all'interno dei singoli strati sono frequenti inclusi pelitici o litoidi di diversa forma e grandezza (da 1 cm ad oltre 1 m). Localmente compaiono terminazioni cuneiformi degli strati ed episodi di canalizzazione secondaria (Tav. III, Fig. 2).

Riferiamo gli strati così organizzati alla subfacies A<sub>1</sub> di MUTTI *et al.*, 1975, derivanti in prevalenza da trasporto in massa di dispersioni concentrate di sabbia con meccanismi del tipo « *grain flow* » (MIDDLETON e HAMPTON, 1973).

Associati a questa *litofacies* si ritrovano spessi corpi conglomeratici male organizzati, riferibili alla subfacies A<sub>2</sub> (MUTTI *et al.*, 1975), con contatti inferiori nettamente erosivi e a geometria lenticolare (Tav. III, Fig. 3). I ciottoli sono eterometrici e poligenici e immersi sovente in un'abbondante matrice pelitico-sabbiosa. Un buon affioramento si trova ad est di Samone poco prima dell'incrocio con la S.S. del Passo di Brasa.

Una terza *litofacies* è costituita da arenarie fini in strati medi e sottili con rapporto sabbia/pelite maggiore o inferiore ad uno (Tav. III, Fig. 4). Gli strati arenacei mostrano sottili lamine ondulate e/o inclinate, sottolineate da mica e frustoli vegetali; le caratteristiche che possiedono questi strati permettono di assimilare tali *litofacies* alla Facies D (subfacies D<sub>1</sub> e D<sub>2</sub>) di MUTTI *et al.*, 1975. A quest'ultima *litofacies* sono spesso associati strati sottili di arenaria a grana media o grossolana, interamente omogenei, con limitati interstrati pelitici discontinui, riconducibili alla Facies E (Tav. III, Fig. 4) (MUTTI *et al.*, 1975).

Accenniamo infine alla presenza nei dintorni di Castellino e ad est di Samone di *facies* caotiche (Facies F di MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972) prevalentemente argillose e costituite da materiali che hanno strette analogie con quelli dei Com-

<sup>(1)</sup> Ad ovest di Castellino, inglobato nelle peliti marnose, è stato notato un accumulo caotico costituito da argille con inclusi litoidi calcarei ed arenacei derivanti probabilmente da franamenti della scarpata del bacino.



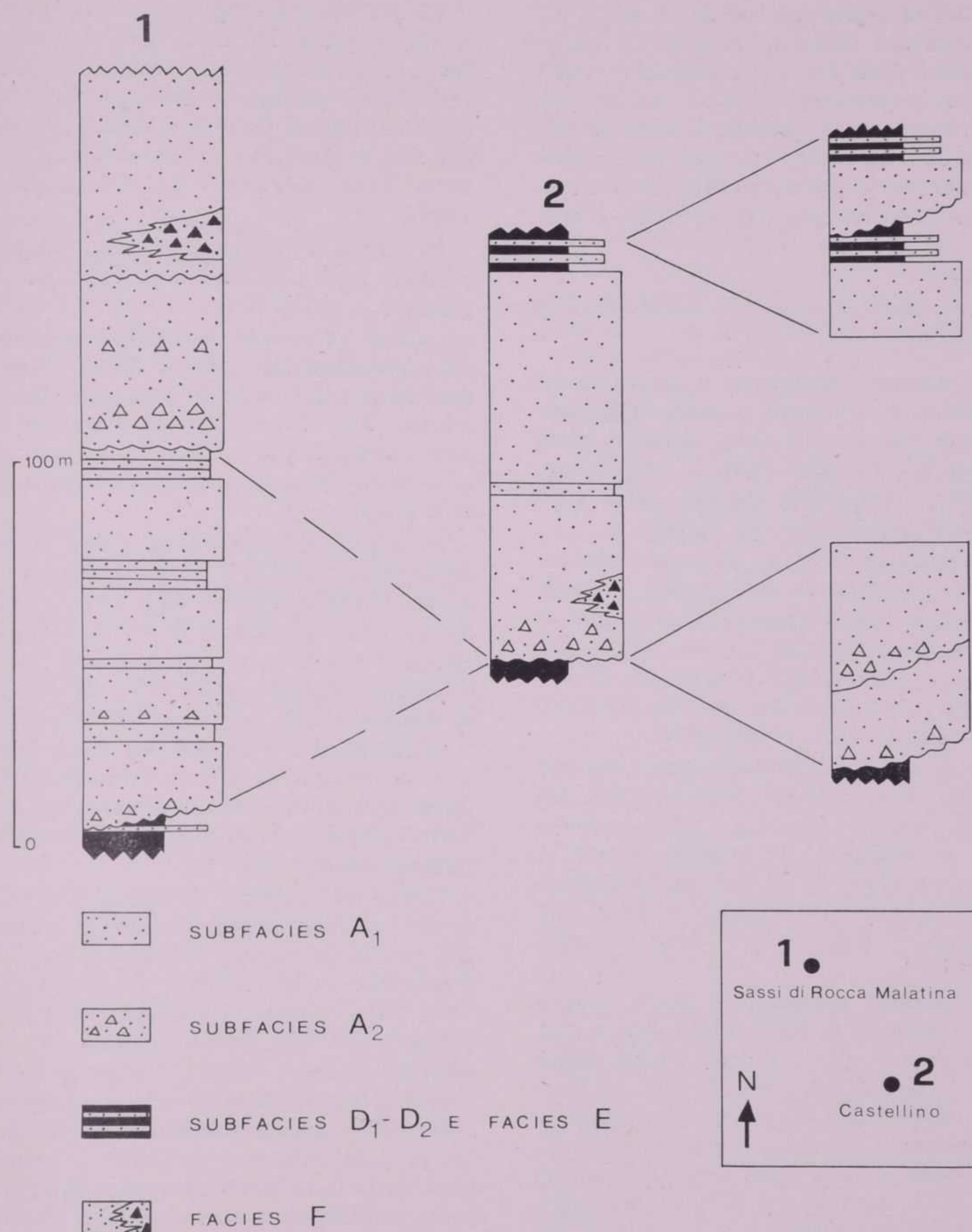


FIG. 3 - Colonne stratigrafiche di dettaglio del membro arenaceo-conglomeratico della Formazione di Antognola. Vengono evidenziate le variazioni laterali di spessore e la distribuzione verticale e laterale delle diverse *litofacies* presenti.

plessi liguri del substrato, e che pertanto riteniamo derivino dalla loro rimobilizzazione per franamenti sottomarini. Gli spessori, benché molto irregolari, si aggirano sulla decina di metri.

Le osservazioni sulle singole *facies* sono state eseguite su brevi tratti di sezione per la mancanza di buone esposizioni o per la impraticabilità dei versanti: le correlazioni sono risultate inoltre difficoltose per la presenza di faglie trasversali alle zone di affioramento. La ricostruzione da noi ese-

guita, relativamente agli affioramenti occidentali (zona di Sassi di Rocca Malatina e di Castellino), evidenzia ripetizioni verticali e laterali delle singole *litofacies* con una netta prevalenza di quelle più grossolane ed omogenee (subfacies A<sub>1</sub> e A<sub>2</sub>) (Fig. 3). La presenza di *litofacies* ben organizzate (Facies D ed E), al tetto e lateralmente agli strati della Facies A, origina spesso ripetuti cicli positivi ed avvalorare l'ipotesi che le torbiditi arenaceo-conglomeratiche derivino dal riempimento e



dalla successiva migrazione laterale di uno o più canali sottomarini localizzati nella parte interna di una conoide torbiditica. Il riempimento sarebbe avvenuto soprattutto in senso verticale ma anche attraverso fasi di prevalente accrescimento laterale. L'età oligocenica superiore è stata definita da SERPAGLI e SIROTTI, 1966, con il rinvenimento di associazioni a *Lepidocyclina* e *Mio-gypsina*.

*Alternanze arenaceo-marnose con livelli selciosi e peliti siltose*

Questo membro rappresenta il passaggio tra la Formazione di Antognola e quella di Bismantova. Affiora con spessori molto variabili, talora ridottissimi, al tetto delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche e, ove queste mancano, viene a diretto contatto con il substrato ligure.

E' caratterizzato da peliti siltoso-marnose grigio chiare e verdognole, molto simili a quelle del membro *b*, comprendenti livelli selciosi e alternanze arenaceo-marnose. Queste ultime due *litofacies* non sono sempre presenti nei diversi affioramenti e, dati gli esigui spessori, non sono rappresentabili in carta, singolarmente.

La modalità di passaggio dalle sottostanti torbiditi non è stata osservata; superiormente, nei dintorni di Samone ed a est e a ovest di Rocca Malatina, il passaggio alle arenarie calcaree e calcari arenacei della Formazione di Bismantova avviene rapidamente attraverso peliti con un contenuto maggiore della frazione siltosa e leggermente sabbiose.

Una colorazione giallognola o grigia bluastra denuncia la presenza di livelli pelitici con un contenuto variabile di silice e di letti di selce, talora ripetuti a diverse altezze (Tav. IV, Fig. 1). Questi livelli selciosi sono stati osservati soprattutto negli affioramenti a nord e a sud di Rocca di Sotto, ad ovest di M. Corone e in quelli ad est del Sasso di S. Andrea ed a ovest di Zocchetta. L'intensità della silicizzazione e il suo sviluppo verticale non è però così esteso da potere essere cartografato, al contrario di altre zone vicine (come ad esempio a nord di Vergato: F° 98 « Vergato », 1970).

Nei campioni dei letti selciosi osservati in sezione sottile la silice si presenta sotto forma di quarzo microcristallino che segue andamenti convoluti. Un fatto analogo è stato riscontrato oltre che da PAREA, 1970, in noduli di selci di origine metasomatica inclusi in calcari siltosi miocenici dell'Arenaria di M. Cervarola, anche da GALBIATI, 1976, nei sedimenti silicei miocenici del membro inferiore della Formazione di Costa Montada (Bacino ligure-piemontese).

La posizione stratigrafica di tali livelli corrisponde a quella dei livelli di diversa natura, ricchi in silice, diffusi negli affioramenti tardorogeni del versante padano al passaggio Oligo-Miocene, messi in evidenza da diversi Autori (PIERI, 1961; FAZZINI e OLIVIERI, 1961; MEZZETTI e OLIVIERI, 1964; ROVERI, 1966; GIAMMETTI *et al.*, 1968).

Le alternanze arenaceo-marnose compaiono localmente negli affioramenti posti ad est di Rocca Malatina, a sud di Rocca di Sotto, ad est di Zocca e a sud di Verrucchia. Sono formate da strati sottili e sottilissimi di arenarie fini e siltiti, con lamine piano-parallele (litologicamente affini a quelli calcarei della Formazione di Bismantova) alternati a strati di peliti siltose e marnose analoghe a quelle ricordate in precedenza, talora prevalenti sulle arenarie.

In una buona esposizione a sud di Rocca di Sotto questa *litofacies* è stata osservata in due distinti livelli all'interno delle peliti siltose; l'inferiore, con uno spessore di 4-5 m, è in parte silicizzato. Nel livello superiore, spesso una decina di metri, compaiono anche strati da medi a spessi di arenarie medio-fini, irregolarmente distribuiti, o in gruppi di 3-4 separati da sottili strati marnosi. Nonostante la diffusa bioturbazione, all'interno degli strati arenacei si osservano sottili lamine oblique a piccola scala, piano-parallele e ondulate simmetriche.

Questa associazione di *litofacies* è indicativa di un ambiente di sedimentazione a bassa energia, con locali episodi di alta energia, dopo la deposizione delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche. Essa, insieme ai sedimenti successivi della Formazione di Bismantova, imprime all'intera successione un chiaro carattere regressivo. Pertanto riteniamo che la deposizione sia avvenuta in un ambiente di scarpata-piattaforma esterna, di « transizione » da sedimenti torbiditici a sedimenti di piattaforma (s.l.). L'età di questo membro è compresa tra l'Oligocene superiore ed il Miocene inferiore (sommità della Zona a *G. opima* e base della Zona a *C. dissimilis*). Lo spessore massimo di circa 40 m è raggiunto negli affioramenti della zona centro-meridionale.

### 3.3.2. Formazione di Bismantova

Questa formazione affiora nella parte morfologicamente più elevata della dorsale Zocca-Guiglia, stratigraficamente al tetto della Formazione di Antognola; la continuità d'affioramento è interrotta all'altezza di Zocca, forse per fatti erosivi, ma non si può escludere che in realtà si tratti di due lembi dislocati da fenomeni tettonici.



Nell'area studiata la Formazione di Bismantova è costituita da un'associazione di *facies* che per litologia e caratteristiche sedimentologiche viene interpretata come il risultato di una deposizione avvenuta in un ambiente di piattaforma (s.l.).

I membri cartografati, tra loro eteropici, sono i seguenti:

- a) arenarie calcaree e calcari arenacei;
- b) alternanze arenaceo-marnose;
- c) marne.

Le alternanze arenaceo-marnose e le marne sono state distinte separatamente nella carta geologica quando affiorano con caratteri uniformi e con spessori cartografabili.

#### *Arenarie calcaree e calcari arenacei*

Questo membro è costituito da diversi litotipi prevalentemente calcareo-arenacei alla base, mentre verso l'alto, per un aumento progressivo della componente detritica, si hanno arenarie e arenarie calcaree.

Soprattutto in base alla litologia, alla geometria ed all'organizzazione interna degli strati, sono state definite tre *litofacies* macroscopicamente riconoscibili sul terreno.

Una prima *litofacies*, caratteristica per la potenza degli strati, è costituita da calcari arenacei, arenarie calcaree e calcareniti di colore grigio chiaro a tessitura da medio-fine a molto fine con abbondanti bioclasti. La stratificazione è massiccia, omogenea, piano-parallela, con strati di spessore variabile da 1 a 6 metri (Tav. IV, Fig. 2). Di solito sono completamente assenti strutture sedimentarie di origine fisica e gli strati si presentano tipicamente omogenei con una intensa bioturbazione messa in risalto dalla chiazzeria del sedimento (*mottling*); singole piste o gallerie di fossatori sono tuttavia rare.

L'assenza di strutture primarie all'interno degli strati, eccetto qualche raro accenno di laminazione parallela, viene imputata alla forte bioturbazione, in un ambiente di bassa energia e con ridotti apporti terrigeni. L'esame microscopico della roccia ha evidenziato la presenza di clasti carbonatici di origine organogena, frammenti litici, quarzo, foraminiferi planctonici. La matrice, micritica, può essere più o meno abbondante; il cemento è sempre carbonatico. Si ha tuttavia una certa variabilità nella composizione della roccia, soprattutto per quanto riguarda la frazione organogena che a tratti sembra prevalere fino a dar luogo a vere e proprie biocalcareni.

Alla *litofacies* omogenea ne segue generalmente un'altra, a stratificazione media e sottile, piano-

parallela, ma anche con strati debolmente inclinati discontinui e lenticolari, a piccola e grande scala. La bioturbazione è ancora presente, sia con singole tracce sia in forma di rimaneggiamento pressoché completo degli strati. Le strutture primarie residue sono rappresentate da *ripples* da onda isolati o da pacchi di lamine oblique troncate e generate dalla migrazione di *ripples* da onda (« *truncated wave ripple lamine* » o « *wave ripple bedding* »), con altezze e lunghezze d'onda molto variabili. In questa *litofacies* risulta tipico l'alternarsi di livelli completamente bioturbati, corrispondenti a singoli strati od a gruppi di strati, con altri ove le strutture sedimentarie si ritrovano ben conservate.

Litologicamente la *litofacies* presenta caratteristiche molto variabili: per lo più sono arenarie calcaree ed arenarie a grana fine o media con clasti di quarzo, feldspati e frammenti litici. La matrice è quasi assente ed il cemento è dato da calcite spatica. La frazione organogena è sempre presente, in proporzioni diverse, fino a risultare prevalente ed è costituita da Foraminiferi bentonici con frequenti forme arenacee, frammenti di Briozoi, radioli e frammenti di Echinidi.

Un'ultima *litofacies*, ben osservabile al M. della Riva e a sud di Zocca, è caratterizzata da una composizione decisamente detritico-arenacea, da strutture interne agli strati meglio organizzate e da bioturbazione non così intensa da obliterare completamente le strutture sedimentarie. A strati con tessitura medio-fine si alternano pacchi di strati o singoli strati a granulometria da grossolana a molto grossolana. Le strutture più comuni sono rappresentate da lamine spesse e molto spesse, piano-parallele ed oblique. Queste ultime mostrano di frequente una concavità verso l'alto e si raccordano tangenzialmente alla base di strato. L'inclinazione delle lamine è sempre molto elevata e superiore a 20°; misure di immersione per vari strati posti a diverse altezze nella successione hanno messo in evidenza un orientamento preferenziale verso i quadranti orientali (in un caso, a sud di Zocca, sono stati osservati, a breve distanza l'uno dall'altro, due pacchi di lamine ad inclinazione contraria).

Le tre *litofacies* descritte sono indicative di una sedimentazione avvenuta in ambienti ad energia via via crescente, mentre di pari passo si osserva un sostanziale incremento di apporti terrigeni ed una spiccata tendenza ad un aumento delle dimensioni dei clasti, evidente soprattutto nell'ultima *litofacies*. Queste tre *litofacies*, inoltre, si ritrovano associate dal basso verso l'alto, nell'ordine con cui sono state descritte, originando ripetizioni verticali e laterali più o meno complete (cicli o



sequenze) non sempre ben individuabili per mancanza di buone esposizioni. Lo spessore di ogni sequenza risulta tuttavia molto variabile da luogo a luogo e sull'ordine della decina di metri, mentre lo spessore massimo del membro è di circa 200 m.

L'età delle arenarie calcaree e dei calcari arenacei va dal Miocene inferiore alla base del Miocene medio (Zone a *C. dissimilis* e *G. trilobus* fino alla prima comparsa di *Praeorbulina*).

#### *Alternanze arenaceo-marnose*

Un secondo membro, presente soprattutto negli affioramenti più settentrionali (nei dintorni di Guiglia) ed in quelli meridionali della placca oligomiocenica (a sud di Zocca), risulta costituito da diverse *litofacies* non risolvibili cartograficamente. Questo membro, prevalentemente pelitico-arenaceo, è stato schematicamente suddiviso in due *litofacies* eteropiche tra loro che ne riassumono le principali caratteristiche: una *litofacies* arenacea ed una *litofacies* pelitico-arenacea.

La *litofacies* arenacea è rappresentata da arenarie calcaree ed arenarie a grana media e fine, giallastre, in strati di 30-40 cm di spessore con superfici di strato ondulate, piano-parallele o, più comunemente, in strati saldati, interamente omogenei, con nuclei più diagenizzati (Tav. IV, Fig. 3). In generale queste arenarie presentano una intensa bioturbazione diffusa a tutto lo strato, con la conseguente oblitterazione delle strutture fisiche primarie e della stessa stratificazione che diviene indistinta e difficilmente riconoscibile. Sono infatti molto comuni gallerie cilindriche sia ad andamento verticale che orizzontale. Le arenarie sono costituite in prevalenza da granuli di quarzo, feldspati, frammenti litici e matrice. Il carbonato di calcio, in percentuali variabili (20-40%), è presente sia come cemento che sotto forma di granuli detritici, per la maggior parte bioclasti.

Verso l'alto e lateralmente la *litofacies* arenacea passa gradualmente a peliti marnoso-siltose o finemente arenacee, con irregolari intercalazioni di strati sottili o medi di arenarie a tessitura fine o medio fine, molto simili a quelle della *litofacies* precedente, ma con una abbondante matrice argilloso-siltosa, a tratti predominante sulla frazione sabbiosa. Nelle arenarie possono essere molto abbondanti frammenti di conchiglie e resti vegetali mentre nella pelite sono disseminati piccoli bivalvi a guscio sottile. La bioturbazione è ancora molto intensa (Tav. IV, Fig. 4) e solo occasionalmente si ritrovano preservate lamine parallele, sottolineate da resti vegetali. Localmente possono essere presenti concentrazioni di frammenti di conchi-

glie, di coralli isolati e di vegetali; questi ultimi possono avere anche qualche centimetro di lunghezza.

Questo membro presenta rapporti di eteropia laterale sia con le arenarie calcaree ed i calcari arenacei (membro *b*) sia con le marne del membro successivo (*c*).

Lo spessore si aggira sui 60 m nei dintorni di Ca' Faggiola (ad ovest di Monte Orsello) ma varia notevolmente da zona a zona. Per quanto riguarda l'età, le alternanze arenaceo-marnose vanno dal Miocene inferiore fino al Miocene medio basale (subzona a *Praeorbulina*) nella parte superiore.

#### *Marne*

Il terzo membro della Formazione di Bismantova è costituito interamente da peliti marnoso-siltose grigio cenere con Pteropodi, omogenee e bioturbate, con rare intercalazioni di strati isolati lentiformi arenaceo-calcarei. Le marne affiorano con discontinuità nella zona settentrionale, al tetto ed in eteropia laterale con le alternanze arenaceo-marnose, mentre ad ovest di Rocca Malatina ed a sud del M. Cerpignano fanno passaggio verso il basso alle arenarie calcaree ed ai calcari arenacei, così come a sud di Zocca. In quest'ultima zona, tuttavia, le peliti sottostanno ad alternanze arenaceo-marnose analoghe a quelle del membro precedente, al contrario di quanto avviene più a nord, nei dintorni di Guiglia. Gli spessori di questo membro sono molto variabili e mal valutabili dal momento che il limite superiore è erosivo; a sud di Zocca è di circa 50 m. L'età desunta da una ricca microfauna è risultata miocenica media (subzona a *G. altispira*).

#### 3.4. DEPOSITI SUPERFICIALI

Le formazioni superficiali cartografate sono rappresentate per la maggior parte da depositi di versante e fluviali collegati con l'evoluzione del rilievo.

I depositi di versante, diffusi alla base delle scarpate ai margini della placca degli affioramenti tardorogeni, sono costituiti da detriti non consolidati a grana variabile, dai massi alle peliti. In diversi luoghi sono stati e vengono di nuovo mobilizzati da movimenti franosi che si iniziano, spesso, nella parte bassa dei versanti, nei terreni prevalentemente argillosi del substrato ligure. Accumuli detritici legati a fenomeni franosi antichi e attuali, di tipo colata e scivolamento, sono infatti frequentissimi, in questi ultimi terreni, ed hanno notevolmente contribuito alla loro « caoticità » superficiale.



A crolli di masse competenti fratturate, per scalzamento alla base, sono stati riferiti i tre affioramenti posti rispettivamente a est di Zocchetta, a SE di Montalbano ed a Ca' di Lucca, indicati in carta « corpi di frana in massa »<sup>(1)</sup>; sono costituiti da zolle di arenarie calcaree e calcari arenacei della Formazione di Bismantova (l'ultimo comprende anche torbiditi arenaceo-conglomeratiche oligoceniche) con giaciture irregolari ed in posizione anomala rispetto agli affioramenti corrispondenti.

Dai depositi fluviali attuali dell'alveo del F. Panaro sono state distinte le alluvioni dei terrazzi non più soggetti ad inondazione se non in casi eccezionali; sono costituite da limi, sabbie e ciottoli di diversa natura.

#### 4. EVOLUZIONE SEDIMENTARIA

La successione oligomiocenica affiorante tra Guiglia e Zocca può essere riferita per caratteristiche litologiche e condizioni ambientali di deposizione a due principali sistemi deposizionali: l'uno torbiditico-emipelagico, l'altro di piattaforma. Al primo sistema appartengono quasi tutti quei depositi che sono stati attribuiti alla Formazione di Antognola, al secondo quelli attribuiti alla Formazione di Bismantova.

L'interpretazione dei caratteri di *facies* dei sedimenti tardorogeni descritti, permette, tuttavia, solo una ricostruzione sufficientemente dettagliata dell'evoluzione sedimentaria nell'Oligocene superiore. Nel Miocene infatti, benché sia evidente l'instaurarsi di un ambiente di piattaforma, risulta più difficoltosa la separazione dei diversi sottoambienti, sia per la limitata estensione dell'area studiata, sia per la scarsità di buone esposizioni.

##### Formazione di Antognola

Nell'Oligocene superiore, terminati gli ultimi movimenti tettonici legati alla fase ligure, la sedimentazione tardorogena ha inizio in un ambiente di conoide sottomarina. I sedimenti che vi compaiono possono essere ascritti ad una subassociazione di conoide interna, caratterizzata da un grande corpo arenaceo-conglomeratico canalizzato (di valle di conoide?) e, lateralmente, da torbiditi sottili, corrispondenti a depositi di intercanale a cui sono associate peliti marnose, emipelagiche, depositatesi nella parte non canalizzata della conoide (Fig. 4).

Successivamente, alla conoide interna, si sovrappone un sistema di scarpata-canyon (s.l.) con torbiditi canalizzate che passano lateralmente ad emipelagiti (parte superiore delle peliti marnose

e delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche). Questa evoluzione regressiva sembra avvalorata dall'assenza di depositi di tracimazione intercalati alle peliti marnose (scarpata) e dalle frequenti inclusioni di materiale caotico (frane sottomarine: Facies F di MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972) all'interno delle torbiditi canalizzate (*canyon* s.l.) e nelle peliti stesse. Tale materiale, derivante dai complessi del substrato e prevalentemente pelitico, ha conservato la propria individualità e non mostra di aver subito trasporti su lunghe distanze. Queste inclusioni caotiche possono rappresentare blocchi distaccatisi per frana dalle pareti del *canyon* o dalla scarpata e sedimentati lungo l'asse della depressione o lungo la scarpata stessa. Le torbiditi canalizzate, a nord, mostrano un'età più recente (miocenica basale) ed appaiono incanalate nei depositi di piattaforma esterna. Con il riempimento del *canyon* e con l'esaurimento, in questa area, degli apporti terrigeni sabbiosi, la sedimentazione prevalentemente pelitica di scarpata va a ricoprire anche l'area precedentemente occupata dal *canyon* stesso. Le alternanze arenaceo-marnose comprese in queste peliti e non sicuramente interpretabili potrebbero rappresentare limitati corpi risedimentati derivanti da processi attivi sulla scarpata. I sedimenti silicizzati associati verrebbero anch'essi a collocarsi in un ambiente di scarpata, analogamente all'interpretazione data da GALBIATI, 1976, per livelli del tutto simili.

Ad una ulteriore progradazione della scarpata segue l'instaurarsi di un ambiente di piattaforma esterna, in corrispondenza del passaggio Oligocene-Miocene, con la deposizione delle peliti presenti alla base della Formazione di Bismantova che fanno transizione ai depositi di mare basso.

##### Formazione di Bismantova

Dal Miocene basale si generalizza su tutta l'area un ambiente di piattaforma che si manterrà fino al Miocene medio. I sedimenti che vi compaiono, ascritti alla Formazione di Bismantova e suddivisi in tre membri eteropici tra loro, presentano tuttavia caratteri di *facies* di difficile interpretazione anche per la mancanza di sicuri modelli deposizionali a cui fare riferimento.

Pertanto, considerando anche le finalità di questo studio, ci limiteremo ad avanzare alcune ipotesi interpretative suscettibili di ulteriori modificazioni e precisazioni in relazione all'acquisizione di nuovi dati in aree vicine.

<sup>(1)</sup> Nella carta geologica, porzioni di questi corpi sono prive del riporto blu orizzontale.



Le *litofacies* che compongono il membro delle arenarie calcaree e calcari arenacei presentano caratteri sedimentologici ed una organizzazione spaziale che a noi sembra di poter interpretare come il risultato di una sedimentazione avvenuta in un ambiente di barre di *offshore* (SELLEY, 1968; CAMPBELL, 1971). Tali caratteri sono costituiti da sequenze verticali a grana crescente verso l'alto, con alla base *litofacies* omogenee e bioturbate ed al tetto strati con lamine oblique ad alto angolo di inclinazione, a piccola e a grande scala. La progradazione delle barre avrebbe poi originato un corpo complesso a geometria tabulare ove attualmente risulta difficile il riconoscimento di ogni singola unità.

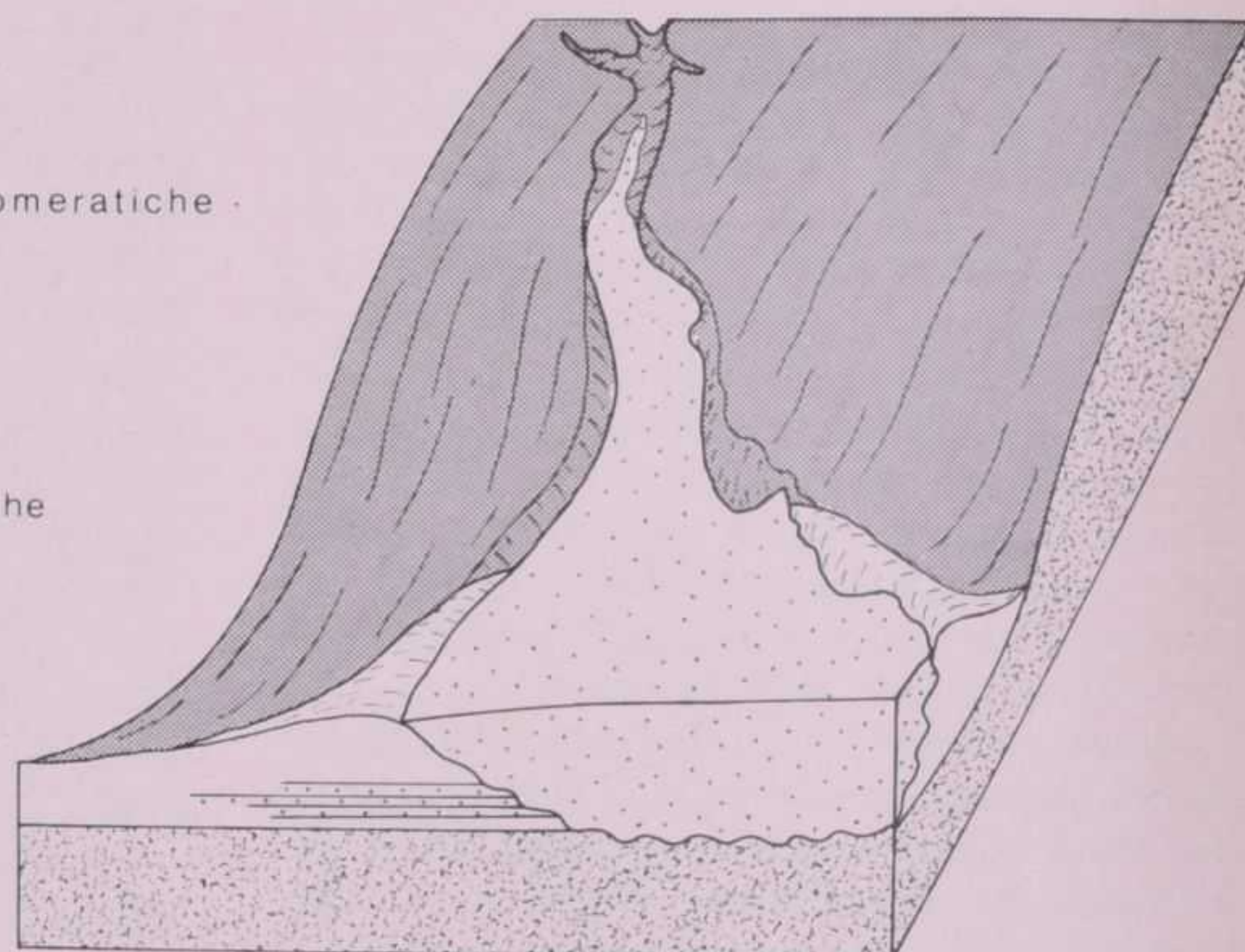
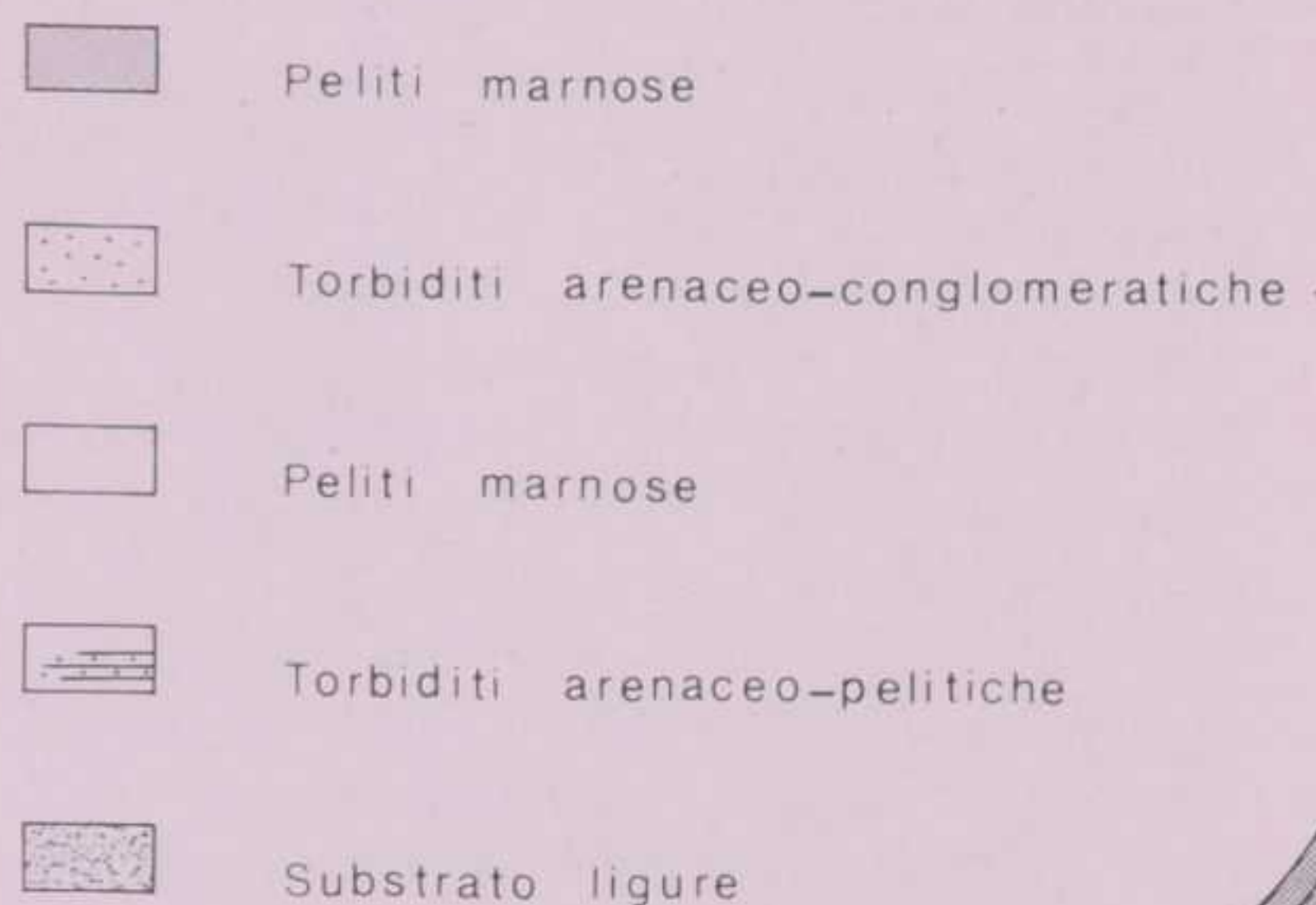


FIG. 4 - Ricostruzione paleogeografica nell'Oligocene superiore.

Nel quadro tracciato le alternanze arenaceo-marnose e le marne possono essersi sedimentate in aree protette o in zone aperte, lateralmente ai depositi di barra.

## 5. TETTONICA

### 5.1. PREMESSA

I terreni della dorsale Guiglia-Zocca appartengono a due distinti complessi, geometricamente sovrapposti, formanti il substrato di una successione oligo-miocenica: su un complesso già tettonizzato, il « Complesso ligure » costituito da unità di età cretacea, se ne è messo in posto un secondo, eterogeneo, il « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree », attraverso successivi episodi di scivolamento e di frana sottomarina,

ed infine la successione dei « depositi tardorogeni » si è sedimentata in discordanza su di essi, a partire dall'Oligocene superiore.

L'attuale assetto tettonico dei diversi terreni della dorsale è il risultato di più fasi tettoniche, verificatesi in tempi diversi e con modalità varie. Ci riferiamo in particolare alla fase plicativa ligure (Paleocene sup.-Eocene inf. e medio) ed a quella di traslazione toscana (Tortoniano) concordemente riconosciute dagli Autori, anche se al margine appenninico sono stati accertati limitati movimenti traslativi più recenti e recentissimi: LUCCHETTI *et al.*, 1962, FAZZINI, 1966, PAPANI e SGAUETTI, 1975, ANNOVI *et al.*, 1979.

### 5.2. LINEAMENTI TETTONICI DEL SUBSTRATO

Nei terreni del « Complesso ligure » è attualmente possibile riconoscere solo parzialmente una successione stratigrafica: la « successione arenacea, calcarea, argillosa » costituita dalle unità *c*, *d*, *e* (« torbiditi arenaceo-marnoso-argillose », « torbiditi calcareo argillose e subordinatamente arenacee », « argille variegiate con sottili torbiditi arenacee prevalenti nella parte superiore »). Essa giace per lo più in posizione rovesciata, variamente dislocata e disarmonicamente corrugata non consentendo ricostruzioni strutturali ampie. Essa soggiace ai terreni del secondo complesso e viene a contatto per faglia con le « argille con calcari tipo palombino, con ofioliti » e col « caotico pluriformazionale (?) con ofioliti » ad ovest ed a nord, col *Flysch* calcareo-marnoso ad est.



Le « argille con calcari tipo palombino, con ofioliti » nell'affioramento di P. di Samone si presentano in giacitura prevalentemente normale nella parte inferiore del versante e rovesciata in quella superiore, con direzioni di strato prossime all'allineamento NS, a nord di P. di Samone, tendenti a EO più a sud. Ciò fa supporre che possa trattarsi di fianchi di una piega sinclinalica di cui non compare però la cerniera, oppure di una struttura a scaglie sovrapposte e laminate. L'affioramento è limitato da faglie e in parte ricoperto dai terreni del secondo complesso. A nord le « argille con calcari tipo palombino, con ofioliti » sono venute a contatto con le torbiditi arenacee (unità *c*) di La Concordia e Ca' Berleta, prima della messa in posto dei terreni del secondo complesso che nella zona di Serre di Castellino ricopre entrambe. Più a sud, invece, al margine orientale, attraverso movimenti successivi, le « argille con calcari tipo palombino » si sono relativamente sollevate giustapponendosi ai terreni del secondo complesso; nella zona di Valdastra il contatto avviene ancora con le unità della « successione arenacea, calcarea, argillosa », sottostante al secondo complesso.

Nella parte settentrionale del territorio, due lembi con assetti variabili di « argille con calcari tipo palombino » sono associati, con rapporti interpretati come limiti di placca, al « caotico pluriformazionale (?) con ofioliti ». Nella zona di Ca' Piano, il corpo « caotico » è giustapposto per faglia alla unità arenacea (*c*) e calcarea (*d*) della « successione arenacea, calcarea, argillosa » ed insieme a questa è ricoperto da « argille variegata » sottostanti a loro volta ai depositi tardorogeni.

Ad est di Guiglia al di sotto dei depositi tardorogeni si trovano ancora torbiditi calcaree ed argille variegata che con un contatto di sovrapposizione tettonica, ben visibile nell'area calanchiva a sud della strada provinciale di Guiglia, ricoprono le torbiditi arenacee rovesciate. Si tratta pertanto di una successione discontinua analoga a quella del margine occidentale a sud di Ca' Piano, nella quale due termini della « successione arenacea, calcarea, argillosa » si sovrappongono tettonicamente sia ad essa, sia al « caotico pluriformazionale (?) con ofioliti ». Questi due termini, formati da argille variegata e da torbiditi calcaree, costituiscono quindi un corpo differenziato che ha la stessa posizione geometrica dei terreni del secondo complesso e ne assume lo stesso significato: la loro messa in posto potrebbe essersi verificata attraverso uno scivolamento gravitativo, senza però caoticizzarsi.

Infine, la giustapposizione a nord di Guiglia delle « torbiditi arenaceo-marnoso-argillose con livelli variegati » col « caotico pluriformazionale (?)

con ofioliti » e le associate « argille con calcari tipo palombino » fa ritenere che questi ultimi terreni (compresa la zolla di P. di Samone) soggiacessero alla « successione arenacea, calcarea, argillosa » prima dei processi disgiuntivi che li hanno ad essa giustapposti.

Si possono pertanto prospettare due ipotesi per spiegare questa posizione anomala:

1) da un Complesso basale in successione continua ma rovesciata, facente parte probabilmente del fianco superiore di una sinclinale coricata, a causa di scollamenti ripetuti e successivi sarebbe avvenuta la separazione ed il conseguente impilamento in ordine inverso di gruppi di unità: le « argille con calcari tipo palombino » ed il « complesso pluriformazionale » derivanti dalla parte superiore, più antica, della successione e scivolata per prime, sarebbero state poi ricoperte dalla « successione arenacea, calcarea, argillosa » più recente ma geometricamente più bassa;

2) « argille con calcari tipo palombino » e « caotico pluriformazionale (?) con ofioliti », facenti parte della porzione inferiore tettonizzata di un complesso basale, sarebbero stati ricoperti dal sovrascorrimento della « successione arenacea, calcarea, argillosa » di un diverso complesso.

In entrambi i casi il ricoprimento sarebbe avvenuto durante la fase orogenetica ligure e sarebbe continuato, probabilmente a più riprese (fino all'Oligocene, età in cui è iniziata la sedimentazione della Formazione di Antognola) con la ripetizione di parte della « successione arenacea, calcarea, argillosa » e con la massa caoticizzata del « Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree ». Quest'ultimo infatti è probabilmente costituito da vari corpi che si sono messi in posto con modalità diverse: zolle scivolata per trasporto gravitativo solo in parte caoticizzate e colamenti di masse plastico-viscose.

Il « *Flysch* calcareo-marnoso » affiorante con assetto rovesciato al margine orientale del territorio, fa parte di un più vasto affioramento che si estende verso est al di fuori dell'area rilevata: esso costituisce un argomento di studio che può dare interessanti risultati, utili per stabilirne la posizione rispetto ai terreni affioranti nell'area rilevata coi quali viene a contatto tettonico.

### 5.3. LINEAMENTI TETTONICI DEI DEPOSITI TARDOROGENI

Tra i depositi tardorogeni ed il Complesso ligure risulta molto netta una disarmonia strutturale derivante dalle diverse vicissitudini tettoniche subite. I terreni oligomiocenici affiorano in placche, ossia, come corpi tabulari rigidi, di svariate



forme e dimensioni, « galleggianti » su un substrato prevalentemente plastico. Ogni placca può essersi originata per frantumazione e successiva separazione da un originario corpo sedimentario, in seguito a traslazione gravitativa o per asportazione dei terreni circostanti per erosione. I limiti di una placca quindi potrebbero rappresentare linee di discontinuità tettonica o semplici limiti erosivi.

La correlazione tra placche vicine, all'interno della « provincia di Loiano », è resa difficoltosa dal fatto che si ha a che fare con successioni stratigrafiche diverse: ciò potrebbe essere dovuto ad una giustapposizione tettonica di zolle che occupavano posizioni paleogeografiche diverse, oppure, come crediamo, a notevoli e talvolta brusche variazioni laterali di ambienti di sedimentazione e quindi di *facies* nell'originario bacino, in relazione anche a movimenti tettonici sinsedimentari. La eliminazione, per erosione, di alcune *facies* di raccordo, complica ulteriormente la ricostruzione di un modello deposizionale.

L'assetto strutturale delle placche dei depositi tardorogeni studiati consiste in una associazione di blocchi separati da faglie e fratture che, per affossamento nella parte centrale o marginale, danno luogo a blande forme sinclinaloidi e anticlinaloidi. Esempi sono la porzione settentrionale della placca Guiglia-Zocca per il primo tipo e l'area intorno al M. La Comba per il secondo.

A fenomeni sostanzialmente diversi va imputato invece l'assetto strutturale della porzione centrale della zolla, in corrispondenza di Rocca Malatina. Questa zona infatti, limitata a nord e a sud da una serie di faglie con direzione SO-NE, oltre ad essere relativamente abbassata rispetto alle zone adiacenti, presenta una conformazione a sinclinale asimmetrica con asse circa ONO-SSE e vergente a NE; il fianco occidentale è notevolmente rialzato, con inclinazioni degli strati che superano i 45°, rispetto a quello orientale.

Il sollevamento del margine occidentale in cui è coinvolto anche il substrato ligure, può spiegarsi come risultato di un locale fenomeno di basculaggio.

In generale sembra pertanto che la particolare costituzione del substrato e le sue caratteristiche meccaniche abbiano avuto un ruolo determinante per l'assetto strutturale dei depositi tardorogeni. Il comportamento plastico del substrato avrebbe portato ad una intensa fratturazione ed alla scomposizione in blocchi dei terreni oligomiocenici durante le fasi di trasporto; in seguito, oltre ad aver permesso un ulteriore assestamento dei singoli blocchi, avrebbe pure provocato il rifluimento lungo i margini esterni della placca, mascherando gli originari rapporti di sovrapposizione. Tale si-

tuazione si riscontra con una certa frequenza ed è stata evidenziata nella carta geologica, là dove è stato indicato un « limite di placca ».

Le faglie ed i « limiti di placca » tendono a mascherare del tutto o in parte le diverse unità sedimentarie e non permettono di definirne la geometria ed i rapporti laterali. La sostanziale disuniformità, per quanto riguarda gli spessori degli affioramenti oligocenici, potrebbe essere, almeno in parte, attribuibile a questi fenomeni post-sedimentari, di età recente e recentissima.

## BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., 1969 - *Il Gruppo della Val di Sambro (Serie di Monghidoro « Auctt. ») ed i terreni sovrastanti. (Appennino modenese e bolognese - Dati preliminari)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 88, n. 4, pp. 637-644, Milano.
- ABBATE E. e SAGRI M., 1970 - *Development of the Northern Apennines. The eugeosynclinal sequences*. Sediment. Geol., v. 4, n. 3-4, pp. 251-340, 43 ff., Amsterdam.
- ANNOVI A., CREMASCHI M., FREGNI P. e GASPERI G., 1979 - *La successione pleistocenica marina e continentale del T. Tiepido (Appennino modenese)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., (in stampa), Torino.
- AZZAROLI A., 1953 - *Appunti sulla serie di Loiano (Appennino bolognese)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 72, pp. 27-32, 1 f., Roma.
- AZZAROLI A. e CITA M. B., 1969 - *Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni geologiche*. Serv. Geol. d'Italia, fasc. 3, Roma.
- BALDACCIO F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R. e TONGIORGI M., 1967 - *Nuove osservazioni sul problema della Falda Toscana e sulla interpretazione dei Flysch Arenacei tipo « Macigno » dell'Appennino Settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., v. 6, n. 2, pp. 213-244, 6 ff., 1 tav., Roma.
- BEATRIZOTTI G., BONI A. e VANOSI M., 1964 - *Sulla posizione stratigrafica delle septarie nell'estremo nord-occidentale dell'Appennino e nelle colline di Casale*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 15, pp. 24-31, Pavia.
- BETTELLI G., 1976 - *Lineamenti geologici della zona di Guiglia-Zocca e analisi delle facies (Appennino modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 107, pp. 21-36, 11 ff., Modena.
- BORTOLOTTI V., SAGRI M., ABBATE E. e PASSERINI P., 1970 - *Geological map of the Northern Apennines and adjoining areas. Scale 1:500.000*. Sediment. Geol., v. 4, n. 3-4, Amsterdam.
- BOUMA A. H., 1962 - *Sedimentology of some flysch deposits*. 168 pp., Elsevier Publ. Co., Amsterdam-New York.
- BRAGA G., 1965 - *Geologia delle valli Nure e Perino (Appennino piacentino)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 17, pp. 3-49, 1 f., 7 tavv., Pavia.
- BRUNI P., 1973 - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. It., v. 12, n. 2, pp. 157-185, 17 ff., Roma.
- CAMPBELL C. V., 1967 - *Lamina, laminaset, bed and bedset*. Sedimentology, v. 8, pp. 7-26, 4 ff., 3 tavv., 1 tab., Amsterdam.
- CAMPBELL C. V., 1971 - *Depositional model-Upper Cretaceous Gallup beach shoreline, Ship Rock Area, Northwestern New Mexico*. Jour. Sed. Petrology, v. 41, pp. 395-409, 6 ff., 1 tav., Tulsa.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - *Scala 1:100.000. Foglio 86 « Modena »*. Serv. Geol. d'Italia, 1963, (2ª edizione), L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - *Scala 1:100.000. Foglio 87 « Bologna »*. Serv. Geol. d'Italia, 1963, (2ª edizione), L.A.C., Firenze.



- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100.000. Foglio 98 «Vergato». Serv. Geol. d'Italia, 1970, (2<sup>a</sup> edizione), Litografica e Cartevalori, Ercolano (Napoli).
- DIECI G., PAREA G.C., RUSSO A. e TOMADIN L., 1971 - *Sedimentological differences between turbiditic and non-turbiditic layers in deposits of the Lower Miocene near Vetto d'Enza (Northern Apennines)*. Bull. Centr. Rech. Pau - SNPA, 5 suppl., pp. 409-432, 8 ff., Pau.
- DALLAN NARDI L. e NARDI R., 1974 - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese di Sc. «G. Cappellini», v. 42, 212 pp., 72 ff., 8 tavv., La Spezia.
- ELTER P., 1972 - *Introduzione alla geologia delle Liguri*. Guida alle escursioni del 66° Congresso della S.G.I., Pisa-Sestri Levante, sett. 1972, 63 pp., 7 ff., 2 tavv., Pacini, Pisa.
- ELTER P., 1973 - *Lineamenti tettonici ed evolutivi dell'Appennino settentrionale*. Atti del convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, anno 370, quad. 183, pp. 98-118, 1 f., Roma.
- ELTER P. e RAGGI G., 1965 - *Contributo alla conoscenza dell'Appennino ligure: 3) Tentativo di interpretazione delle brecce ofiolitiche cretacee in relazione con movimenti orogenetici nell'Appennino ligure*. Boll. Soc. Geol. It., v. 84, n. 5, 12 pp., 1 f., Roma.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. e WEIDMANN M., 1966 - *Sur la prolongation du domaine de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Prealpes romandes et chablaisiennes*. Arch. des Sc., v. 19, n. 3, pp. 279-377, 5 ff., 5 tavv., Genève.
- FAZZINI P., 1961 - *Alcune osservazioni geologiche nella zona di Montefiorino (Appennino modenese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 92, pp. 16-21, 1 f., Modena.
- FAZZINI P., 1963 - *Osservazioni geologiche sul gruppo del Monte Cantiere (Appennino modenese)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 82, n. 2, pp. 69-86, 1 tav., Roma.
- FAZZINI P., 1965 - *La geologia dell'alta Val Dolo*. Boll. Soc. Geol. It., v. 84, n. 6, pp. 213-238, 1 f., 2 tavv., Roma.
- FAZZINI P., 1966 - *Cenni geologici sulla regione collinare ad O del Secchia (RE)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 97, pp. 110-120, 2 ff., Modena.
- FAZZINI P. e OLIVIERI R., 1961 - *Osservazioni mineralogico-petrografiche su alcuni affioramenti di sabbie vulcaniche dell'Appennino modenese e reggiano*. Atti Acc. Naz. Sc. Lett. e Arti di Modena, ser. 6, n. 3, pp. 60-81, 1 f., 3 tabb., Modena.
- FISHER W.L. e MCGOWEN S.H., 1969 - *Depositional system in Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas*. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 53, n. 1, pp. 30-54, 12 ff., Tulsa.
- FREGNI P. e MANTOVANI UGUZZONI M.P., 1976 - *L'Oligo-Miocene dei depositi tardo-orogeni tra il F. Panaro e il F. Reno (Appennino emiliano)*. Riv. Ital. Paleont., v. 82, n. 4, pp. 749-782, 10 ff., Milano.
- GALBIATI B., 1976 - *La successione oligo-miocenica tra Rigo-roso e Carroso (Bacino ligure-piemontese)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 26, pp. 29-48, 2 ff., 7 tavv., Pavia.
- GAZZI P. e ZUFFA G.G., 1970 - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, v. 16, pp. 97-137, 7 ff., 13 tabb., Bologna.
- GELATI R., BRUZZI D., CATASTA G. e CATTANEO P.C., 1974 - *Evoluzione stratigrafico-strutturale nell'Appennino vogherese a nord-est della Val Staffora*. Riv. Ital. Paleont. Strat., v. 80, n. 3, pp. 479-514, 16 ff., Milano.
- GIAMMETTI F., MEZZADRI G. e PAPANI G., 1968 - *Osservazioni stratigrafiche e petrografiche su un livello cineritico nel Miocene dell'anticlinale di Salsomaggiore Terme (Parma)*. Ateneo Parmense, Acta Nat., v. 4, n. 4, pp. 238-263, 5 ff., 5 tabb., Parma.
- GIANNINI E. e LAZZAROTTO A., 1975 - *Tectonic evolution of the Northern Apennines*. In: «Geology of Italy» (a cura di C. SQUYRES), v. 2, pp. 237-287, 26 ff., Tripoli.
- HEYMANN H.F., 1968 - *Zur Geologie der Toskanischen und Emilianischen Serien des Nordapennins im Bereich des oberen Panaro - und oberen Lima-Tales (Prov. Modena, Bologna, Pistoia)*. Diss. Freie Univ. Berlin, 179 pp., 3 tabb., 1 carta geologica, Berlin.
- I. G. P., 1966 - *Carta geologica 1:100.000 della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L.A.C., Firenze.
- LIPPARINI T., 1944 - *Studi stratigrafici e tettonici dell'Appennino settentrionale (V - Studio tettonico della zona di Savigno, Bologna)*. Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, v. 49, pp. 33-107, 7 tavv., Roma.
- LIPPARINI T., 1953 - *Cenni sull'attività di campagna (Rilevamento geologico del F° 87 «Bologna»)*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, v. 75, n. 2, pp. 704-710, Roma.
- LIPPARINI T., 1955 - *Relazione sui rilevamenti geologici per l'anno 1954. (F° 87 «Bologna»)*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, v. 76, n. 2, pp. 503-510, Roma.
- LIPPARINI T., 1966 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:100.000. Foglio 87 «Bologna»*. Serv. Geol. d'Italia, pp. 5-93, 4 ff., Roma.
- LOSACCO U., 1966 - *Terreni, struttura e morfologia del Subappennino modenese-reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 97, 60 pp., 21 ff., 1 carta geologica, Modena.
- LOSACCO U., 1967 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Scala 1:100.000. Foglio 86 «Modena»*. Serv. Geol. d'Italia, 80 pp., 8 ff., Roma.
- LUCCHETTI L., ALBERTELLI L., MAZZEI R., THIEME R., BONGIORNI P. e DONDI L., 1962 - *Contributo alle conoscenze geologiche del pedeappennino padano*. Boll. Soc. Geol. It., v. 81, n. 4, pp. 5-245, 62 ff., 27 tavv., 3 carte geologiche, Roma.
- MAZZETTI G., 1879 - *La molassa marnosa delle montagne modenesi e reggiane e lo Schlier delle colline del bolognese*. Ann. Soc. Nat. di Modena, anno 13, serie 2, 22 pp., 3 ff., Modena.
- MERLA G., 1951 - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 70, n. 1, pp. 95-382, 11 ff., 3 tavv., 1 carta geologica, Roma.
- MEZZETTI R. e OLIVIERI R., 1964 - *Intercalazioni cineritiche di età oligocenica e miocenica nell'Appennino settentrionale. Osservazioni sedimentologiche, petrografiche e microstratigrafiche*. Miner. Petrogr. Acta, v. 10, pp. 129-147, 2 ff., 3 tabb., Bologna.
- MIDDLETON G.V. e HAMPTON M.A., 1973 - *Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition*. In: S.E.P.M. Pacific Short Course, «Turbidites and deep-water sedimentation», pp. 1-38, Tulsa.
- MONTEFORTI B., 1972 - *La regione di Berceto (Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 47-64, 11 ff., 1 carta geologica, Roma.
- MONTEFORTI B., 1977 - *La «zona di Berceto» nell'evoluzione tettonica dell'Appennino settentrionale dal Paleocene al Pliocene*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., v. 83, pp. 142-163, 10 ff., 2 tavv., Pisa.
- MUTTI E. e RICCI LUCCHI F., 1972 - *Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 161-199, 30 ff., 1 tab., Roma.
- MUTTI E., LUTERBACHER H.P., FERRER J. e ROSELL J., 1972 - *Schema stratigrafico e lineamenti di facies del Paleogene marino della Zona centrale Sudpirenaica tra Tremp (Catalogna) e Pamplona (Navarra)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 391-416, 10 ff., 1 tab., Roma.
- MUTTI E., PAREA G.C., RICCI LUCCHI F., SAGRI M., ZANZUCCHI G., GHIBAUDO G. e IACCARINO S., 1975 - *Examples of Turbidite Facies and Facies Association from selected Formations of the Northern Apennines*. Field Trip A 11. IX International Congress of Sedimentology, Nice, 120 pp., 57 ff., 5 tabb., Nice.
- OGNIBEN L., 1972 - *Gli elementi strutturali della regione appenninica*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, v. 29, pp. 3-29, 8 ff., 2 tavv., Padova.
- PAPANI G., 1971 - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 10, n. 2, pp. 121-165, 36 ff., 1 tav., 1 carta geologica, Roma.
- PAPANI G. e SGAVETTI M., 1975 - *Alcuni problemi di neotettonica nell'Appennino emiliano occidentale*. Ateneo Parmense, Acta Nat., v. 11, n. 2, pp. 315-334, 1 f., Parma.
- PAREA G.C., 1970 - *Ricerche sulla genesi delle rocce silicee non detritiche*. Mem. Soc. Geol. It., v. 9, pp. 665-707, 26 ff., Roma.
- PIERI M., 1961 - *Nota introduttiva al rilevamento del versante appenninico padano eseguito nel 1955-1959 dai geologi dell'AGIP Mineraria*. Boll. Soc. Geol. It., v. 80, 34 pp., 11 ff., Roma.



- REUTTER K. J., 1969 - *La Geologia dell'alto Appennino modenese tra Civago e Fanano e considerazioni geotettoniche sulla Unità di M. Modino-M. Cervarola*. Ateneo Parmense, *Acta Nat.*, v. 5, n. 2, pp. 3-86, 13 ff., 1 carta geologica, Parma.
- RICCI LUCCHI F., 1975 - *Miocene paleogeography and basin analysis in the periadriatic Apennines*. In: «*Geology of Italy*» (a cura di C. SQUYRES), v. 2, pp. 129-236, 62 ff., 2 tavv., Tripoli.
- RICCI LUCCHI F., 1978 - *Sedimentologia. Parte III, Ambienti sedimentari e facies (con un contributo originale di E. MUTTI)*, 504 pp., 241 ff., 5 tavv., Coop. Libr. Univ. Ed., Bologna.
- ROVERI E., 1966 - *Geologia della sinclinale Vetto-Carpinetti (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 5, pp. 241-267, 23 ff., 1 tav., 1 carta geologica, Roma.
- SACCO F., 1932 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; Fogli di Modena e Reggio*. R. Uff. Geol. d'Italia, 37 pp., 7 tavv., Roma.
- SACCO F., 1935 - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000; Fogli di Bologna e Vergato*. R. Uff. Geol. d'Italia, 55 pp., 5 tavv., Roma.
- SAMES C. W., 1963 - *Beitrag zur Gliederung des Kreideflysch zwischen Bobbio und Berceto im Nordapennin (Italien)*. Geol. Ib., v. 81, pp. 481-518, 5 ff., 3 tavv., Hannover.
- SELLEY R. C., 1968 - *Near-shore marine and continental sediments of the Sirte basin, Libya*. Quart. Jl. Geol. Soc. London, v. 124, pp. 419-460, 17 ff., 11 tavv., London.
- SERPAGLI E., 1963 - *Livello ad argille variegiate del Cenomaniano sup.-Turoniano alla base del Flysch ad Elmintoidi (Appennino settentrionale)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., serie 8, v. 35, n. 6, 10 pp., 1 f., Roma.
- SERPAGLI E., 1964 - *Ritrovamento di Flysch tipo M. Sporno nell'Appennino modenese; osservazioni geopaleontologiche*. Boll. Soc. Paleont. It., v. 3, n. 1, pp. 20-37, 2 ff., 4 tavv., 1 cartina, Modena.
- SERPAGLI E., 1966 - *Età paleogenica e non miocenica della Formazione di Rio Giordano tra Pavullo e Lama Mocogno (Appennino settentrionale modenese)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., serie 8, v. 33, n. 3-4, pp. 153-157, 1 f., 1 carta geologica, Roma.
- SERPAGLI E. e SIROTTI A., 1966 - *Gli strati a *Lepidocyclina* e *Miogypsina* ai Sassi di Rocca Malatina e Montegibbio (Appennino settentrionale modenese)*. Boll. Soc. Paleont. It., v. 5, n. 1, pp. 79-91, 5 ff., 3 tavv., Modena.
- SESTINI G., 1970 - *Development of the northern Apennines geosyncline: Sedimentation of the late geosynclinal stage*. Sediment. Geol., v. 4, n. 3-4, pp. 445-479, 4 ff., 4 tavv., Amsterdam.
- SIGNORINI R., 1941 - *La serie stratigrafica cenozoica tra Pianoro, Loiano e Vado nel Bolognese*. R. Acc. Ital. Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 7, v. 3, n. 1, 9 pp., Roma.
- SIGNORINI R., 1944 - *Osservazioni geologiche sull'alto Appennino modenese e la Val di Lima*. Boll. Soc. Geol. It., v. 63, pp. 53-73, Roma.
- VANOSI M., 1964 - *Il problema delle septarie*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, v. 15, pp. 32-88, 4 ff., 9 tavv., Pavia.
- VEZZANI F. e PASSEGA R., 1963 - *Applicazione di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., v. 82, n. 1, pp. 11-56, 6 ff., 14 tabb., 7 tavv., Roma.
- WIEDENMAYER C., 1950 - *Zur Geologie des Bologneser Apennins zwischen Reno und Idice-Tal*. Eclogae Geol. Helv., v. 43, n. 2, pp. 115-144, 4 ff., 3 tavv., Basel.
- ZANZUCCHI G., 1961 - *Studio geotettonico sul Flysch della Val Baganza (Parma)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 80, n. 3, pp. 133-149, 9 ff., 2 tavv., Roma.
- ZANZUCCHI G., 1963 a - *Sulla vergenza di alcune strutture trasversali nel Flysch dell'Appennino emiliano*. Ateneo Parmense, *Acta Nat.*, v. 3, n. 1, pp. 59-89, 12 ff., Parma.
- ZANZUCCHI G., 1963 b - *La geologia dell'alta Val Parma*. Mem. Soc. Geol. It., v. 4, n. 1, pp. 131-212, 4 ff., 12 tavv., Roma.
- ZANZUCCHI G., 1967 - *Osservazioni preliminari sulla tettonica della media Val Taro (Carta geologica 1:50.000 e sezioni)*. Ateneo Parmense, *Acta Nat.*, v. 3, n. 1, pp. 59-89, 12 ff., Parma.
- ZANZUCCHI G., 1972 - *Sezioni geologiche 1:100.000 interpretative della Carta geologica della Provincia di Parma e zone limitrofe*. L.A.C., Firenze.



TAVOLA I



## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

---

FIG. 1 - Aspetto delle *argille con calcari tipo palombino*.

FIG. 2 - Strati medi e sottili spiegazzati e fratturati nelle *tordibiti arenaceo-marnoso-argillose*.

FIG. 3 - Banchi di calcari marnosi e pacchetti di strati arenacei del *Flysch calcareo-marnoso*.

FIG. 4 - Livelli caotici derivanti da frane sottomarine nel *Complesso argilloso-arenaceo con zolle calcaree*.





FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3







TAVOLA II



## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

---

FIG. 1 - *Torbiditi* sottili *pelitico-arenacee* nella parte inferiore della Formazione di Antognola.

FIG. 2 - Alternanze di peliti torbiditiche e di emipelagiti marnose (più chiare) nella Formazione di Antognola.

FIG. 3 - Particolare della *litofacies* della figura precedente. La base dello strato torbiditico (più scuro) è netta e sottolineata da un velo di sabbia; si noti la bioturbazione anche all'interno dello strato torbiditico.

FIG. 4 - Intercalazione di livelli marnoso-calcarei nelle *peliti marnose* della Formazione di Antognola.





Fig. 1

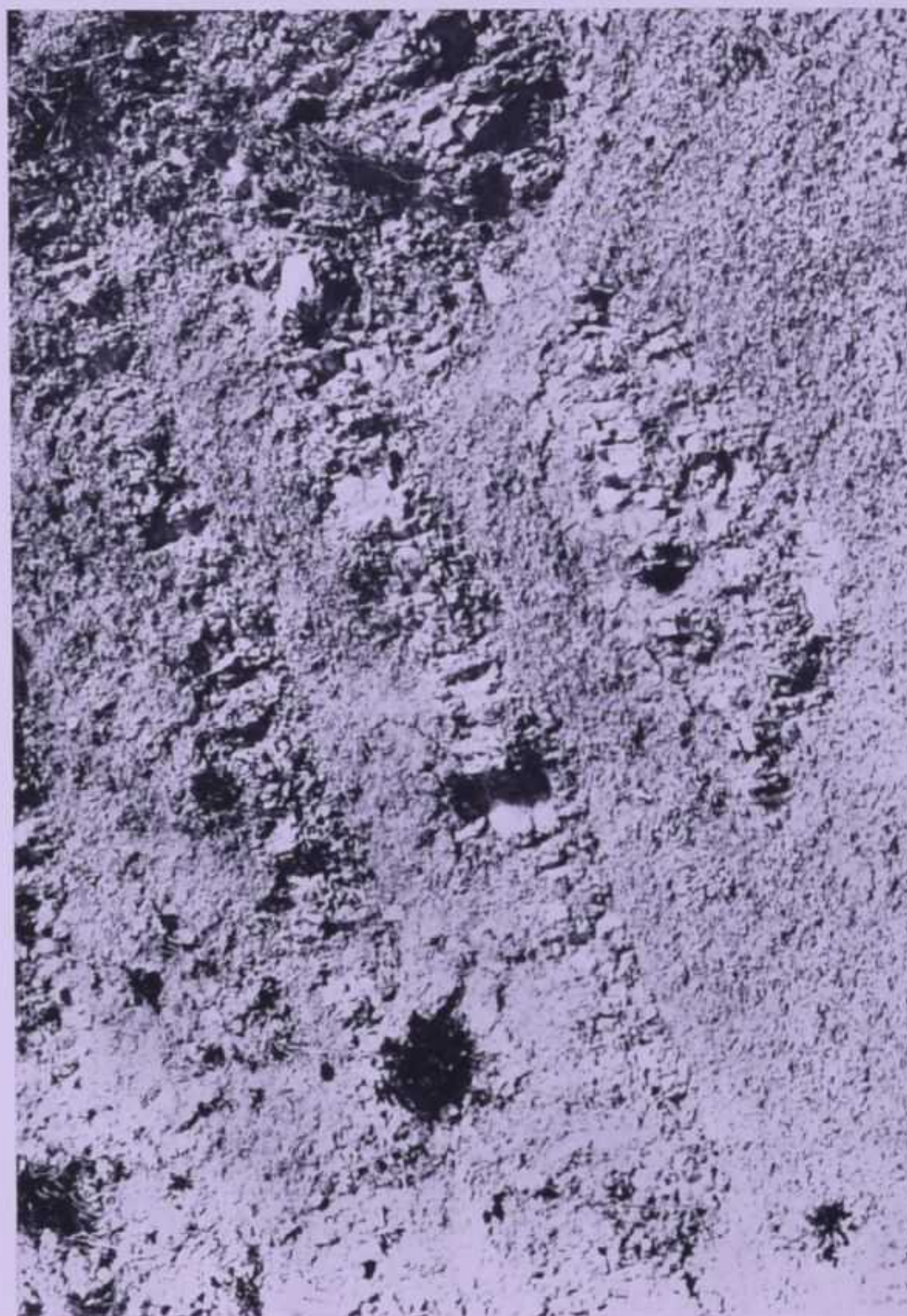


Fig. 2



Fig. 3

Fig. 4







TAVOLA III



### SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

---

#### *Torbiditi arenaceo-conglomeratiche della Formazione di Antognola*

FIG. 1 - Strati di arenarie grossolane (Facies A) privi di strutture interne. Alla base più cementata del banco superiore si notano controimpronte di impatto e di trascinamento.

FIG. 2 - Terminazione cuneiforme di corpi torbiditici canalizzati.

FIG. 3 - Lenti di conglomerati poligenici con matrice pelitico-sabbiosa.

FIG. 4 - Strati arenaceo-pelitici di spessore medio-sottile all'interno della Facies A.





FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3







TAVOLA IV



#### SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV

---

FIG. 1 - Livello di marne selciose nelle *peliti siltose* al tetto della Formazione di Antognola.

FIG. 2 - Banchi di calcari arenacei internamente omogenei, spesso completamente bioturbati, della Formazione di Bismantova.

FIG. 3 - Strati di arenarie calcaree intensamente bioturbate della Formazione di Bismantova.

FIG. 4 - Alternanze di peliti marnoso-siltose e di arenarie fini bioturbate nella parte superiore della Formazione di Bismantova.





FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3