

Stense Gobato

242

ALESSANDRO ANNOVI

LA GEOLOGIA DEL TERRITORIO DI MONTESE (APPENNINO MODENESE)

(con 7 figure nel testo, 1 tavola fuori testo e 1 carta geologica)



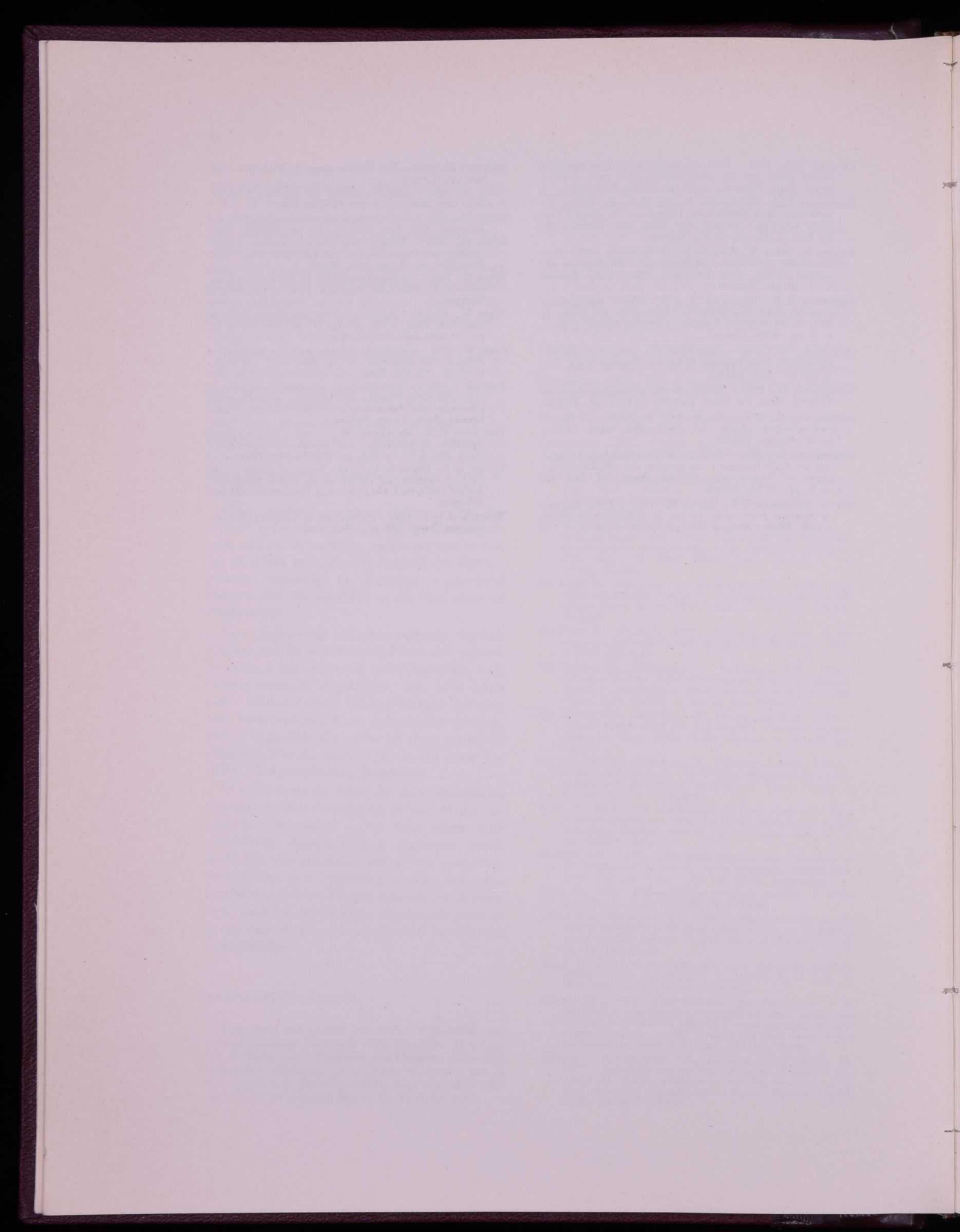
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554

542

(5)

PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1980



MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE
già Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova

Volume XXXIV, Pagine 67-84, Padova 1980

ALESSANDRO ANNOVI *

LA GEOLOGIA DEL TERRITORIO DI MONTESE
(APPENNINO MODENESE)**

CON UNA CARTA GEOLOGICA ALLA SCALA 1 : 25.000

INDICE

ABSTRACT	67
RIASSUNTO	67
INTRODUZIONE	68
CENNI BIBLIOGRAFICI	68
DESCRIZIONE DELLE SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE	69
TETTONICA SINSEDIMENTARIA	77
RICOSTRUZIONE PALEOGEOGRAFICA	78
TETTONICA	79
BIBLIOGRAFIA	80

Key words: Geological map, Oligocene, Miocene, Northern Apennines.

ABSTRACT

The terrigenous facies of the oligomiocene outcrops in the Modenese Apennines, between Montese and Riola, ascribable to the formations of Loiano sandstones, Antognola marl, and of Bismantova sandstones are examined. The oligomiocene sequence rests on a basal complex that goes back to the ligurian sequences and is made up of palombini shales and ophiolites, of variously coloured clays and of limestone-marl flysch of the Upper Cretaceous.

Inside the oligomiocene sequence is distinguished an arenaceous-conglomerate turbidite formation, or, Loiano Formation, deposited in a fan environment; an Antognola Formation, on a slope-basin environment, inside which three *litofacies* are distinguished (pelites and pelitic-arenaceous turbidites, arenaceous-conglomerate turbidites, marl pelites); a Bismantova Formation also distinguished in sandy-limestones and calcareous sandstones *litofacies*, in a marl-pelite and an arenaceous *litofacies*.

There is, therefore, a picture of the environmental evolution of the sedimentation basin and a hypothesis can be made for the paleoenvironmental reconstruction, taking into account also the recognized elements of synsedimentary tectonics.

Finally, it can be seen how the basal complex and late-orogenic deposits present greatly differing degrees of tectonization, the former being very intense with gravitational-type movements that have cancelled out the original stratigraphic sequence, the latter characterized by slight plicative-type movements, with the formation of gentle folds and faults.

RIASSUNTO

Vengono esaminate le *facies* terrigene degli affioramenti oligomiocenici situati nell'Appennino modenese, fra Montese e Riola, ascrivibili alle formazioni delle Arenarie di Loiano, delle Marne di Antognola, delle Arenarie di Bismantova.

La successione oligomiocenica poggia su di un « complesso di base » riconducibile alle successioni ligure e costituito da argille con calcari tipo palombini e ophioliti e argille varicolori, e da un flysch calcareo-marnoso di età cretacea superiore.

All'interno della successione oligomiocenica, viene distinta una formazione torbiditica conglomeratico-arenacea, o Formazione di Loiano, depositatasi in ambiente di conoide; una Formazione di Antognola, di ambiente di scarpata-bacino, all'interno della quale sono state distinte tre *litofacies* (peliti e torbiditi pelitico-arenacee, torbiditi arenaceo-conglomeratiche, peliti marnose); una Formazione di Bismantova, distinta anch'essa in una *litofacies* arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea, in una *litofacies* pelitico-marnosa ed in una *litofacies* arenacea e calcarenitica.

Viene dato quindi un quadro dell'evoluzione ambientale del bacino di sedimentazione e ne viene ipotizzata la ricostruzione paleoambientale tenendo conto anche degli elementi di tettonica sinsedimentaria riconosciuti.

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

** Lavoro eseguito con il contributo del CNR (CT n. 76.01568.05 - responsabile P. FAZZINI e CT n. 77.00919.05 - responsabile U. BONAZZI).

Viene infine messo in evidenza come il « complesso di base » ed i depositi tardorogeni presentino gradi di tettonizzazione molto diversi, il primo molto intenso con movimenti di tipo gravitativo che hanno cancellato l'originaria successione stratigrafica, il secondo caratterizzato da modesti movimenti di tipo plicativo, con formazione di pieghe dolci e faglie.

1. INTRODUZIONE

Il presente lavoro è nato con un duplice scopo: quello di offrire una cartografia aggiornata a piccola scala accompagnata da una descrizione organicamente dettagliata dei terreni oligomiocenici del versante padano dell'Appennino settentrionale e quello di arrivare ad un miglior inquadramento paleogeografico delle *facies* presenti.

Mentre il primo scopo è stato raggiunto, il secondo lo è stato solo in parte soprattutto a causa delle difficoltà riscontrate nel seguire e studiare le variazioni di *facies* e per l'impossibilità di dare una soluzione univoca ad alcuni problemi presentatisi, come verrà meglio precisato in seguito.

Questo studio è stato presentato, in fase preliminare, alla riunione del gruppo informale di ricerca del CNR sui depositi terrigeni, tenutosi a Modena dal 10 al 14 novembre 1975, ed è stato completato successivamente tenendo conto anche delle discussioni critiche svoltesi in quell'occasione oltre che di successivi sviluppi delle conoscenze. A tutti coloro che hanno contribuito vanno i miei ringraziamenti.

2. CENNI BIBLIOGRAFICI

La breve rassegna bibliografica qui di seguito riportata è stata volutamente limitata ai lavori più attuali e, salvo qualche lavoro generale particolarmente significativo, a quelli arealmente più prossimi. L'unico lavoro particolareggiato sulla zona in esame pubblicato in tempi abbastanza recenti, è quello di TAVANI, 1942; pur non fornendo un'interpretazione generale l'Autore riporta molti dati interessanti sui terreni affioranti, accompagnati da datazioni e da considerazioni ancor oggi generalmente valide. Egli distingue un Mesozoico costituito dalle « tipiche Argille Scaglisse » ed un Cenozoico costituito da argille leggermente marnose, grigie, considerate di mare profondo ed attribuite al Langhiano, pur riconoscendo la presenza di faune dell'Oligocene superiore. Il sovrastante Elveziano risulta invece costituito da una serie arenacea con intercalazioni di argille più o meno marnose, di mare sottile.

Ai geologi dell'AGIP, LUCCHETTI, ALBERTELLI, MAZZEI, THIEME, BONGIORGI, DONDI, 1962,

è dovuto il riconoscimento e l'istituzione di formazioni nelle successioni dei terreni presenti nel versante padano dell'Appennino settentrionale, coerentemente con lo schema stratigrafico-strutturale del MERLA, 1951, e della scuola toscana che li aveva suddivisi in alloctoni (Calcari di M. Dosso, Creta sup.-Eocene e Calcari di Neviano, Creta sup.) e semiautoctoni. Secondo i geologi dell'AGIP questi ultimi sarebbero costituiti da:

- Arenarie di Bismantova (Miocene medio ed inferiore); - Tripoli di Contignaco (Oligocene-Miocene inferiore); - Marne di Antognola (Oligocene-Miocene inferiore); - Arenarie di Ranzano (Oligocene); - Marne di Montepiano (Eocene-Oligocene).

Durante gli anni che vanno dal 1961 al 1970 sono stati presentati diversi lavori di dettaglio, seppure relativi a zone ristrette, che hanno contribuito a chiarire gli schemi strutturali regionali.

FAZZINI e TACOLI, 1961, esaminano gli affioramenti oligomiocenici del foglio Modena della carta geologica d'Italia distinguendoli in base alle *litofacies* e suddividendo quindi in membri le originarie Formazioni di Antognola e di Bismantova, distinzioni mantenute poi nella stesura della seconda edizione del Foglio Modena. Del 1961 sono pure le ricerche di FAZZINI e OLIVERI sul « Tripoli di Contignaco » dalle quali risulta che questa formazione, costituita da « sabbie » vulcaniche riolitico-dacitiche, occupa nell'Appennino modenese due diverse posizioni, tra loro però molto vicine, nella serie dei terreni langhiani.

VEZZANI e PASSEGA, 1963, in uno studio sulle arenarie mioceniche, tentano di applicare nuovi metodi sedimentologici. In particolare viene stimata la profondità del mare durante la deposizione nel Miocene medio-inferiore. Dell'esame dei minerali pesanti gli Autori riconoscono provenienze alpine ed appenniniche.

ROVERI, 1966 e PAPANI, 1963 e 1971, studiando le sinclinali terziarie del subappennino reggiano, introducono più suddivisioni, caratterizzate da *facies* diverse, nell'ambito dell'originaria Formazione di Bismantova.

Di particolare interesse, anche se riguarda zone relativamente vicine, è la Carta Geologica della provincia di Parma e zone limitrofe dell'Istituto di Geologia e Paleontologia di Parma, 1966. In essa la serie oligomiocenica, comprendente tutti i terreni precedentemente definiti da PIERI, 1961, dalle Marne di Montepiano fino alle Arenarie di Bismantova e alle Marne del Termina, viene considerata poggiante su di una unità tipo Flysch di M. Sporno oppure tipo Arenarie di Ostia-Flysch di M. Cassio.

SERPAGLI, 1961, SERPAGLI e SIROTTI, 1966, DIECI *et al.*, 1971 descrivono alcuni ritrovamenti di Foraminiferi portando un ulteriore contributo alla stratigrafia dell'oligomiocene. GAZZI, 1961, CIPRIANI e MALESANI, 1964, ZUFFA, 1969, GAZZI e ZUFFA, 1970 portano interessanti contributi sui caratteri petrografici delle arenarie oligomioceniche che, in qualche caso, permettono di identificare provincie petrografiche ben delimitate, come quelle di Loiano e di Ranzano.

Di questi ultimi anni sono alcune interessanti messe a punto in campo sedimentologico: MUTTI, 1969; MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972; MUTTI, OBRADOR e ROSELL, 1973; RICCI LUCCHI e PAREA, 1973; GHIBAUDO, MUTTI e ROSELL, 1974; MUTTI, 1977.

La seconda edizione dei Fogli Vergato e S. Marcello Pistoiese infine, contribuisce a migliorare la cartografia geologica della regione.

Tutte queste ricerche non modificano di molto lo schema strutturale, valido ancor oggi, secondo il quale la serie oligomiocenica rappresenta, nell'ambito dell'evoluzione della geosinclinale appenninica, la fase di deposizione tardogeosinclinale (AUBOUIN, 1965; SESTINI, 1970).

Sono di questi ultimi anni con BONAZZI e FAZZINI, 1973, ANNOVI, 1975, BETTELLI, 1976, FREGNI e MANTOVANI UGUZZONI, 1976, i primi tentativi dei ricercatori dell'Università di Modena di precisare le condizioni deposizionali dei sedimenti tardogeosinclinali o, con la terminologia più moderna seguita da OGNIBEN, 1973, ormai affermatasi, tardorogeni.

BETTELLI, 1976, in una nota riguardante una zona a N di quella qui descritta, distingue, al di sopra di un complesso basale tettonizzato, una successione oligomiocenica sedimentatasi su un fondo irregolare con deposizione, nelle zone più depresse, di torbiditi arenacee fini (membro inferiore delle Marne di Antognola) e quindi, in seguito all'instaurarsi di un ambiente più tranquillo, di peliti (membro superiore delle Marne di Antognola) incise da una serie di canali sottomarini ad opera di colate di materiale grossolano (Molasse dei Sassi di Rocca Malatina). Successivamente si generalizzerebbe una condizione di piattaforma con deposizione calcareo-arenacea, arenaceo-calcarea e marnosa nella quale è possibile distinguere varie *litofacies* eteropiche fra di loro.

FREGNI e MANTOVANI UGUZZONI, 1976, infine descrivono le caratteristiche litologiche e microfaunistiche di otto serie oligomioceniche rilevate nei depositi tardorogeni affioranti tra il F. Panaro e il F. Reno. Secondo questi autori le Marne di Antognola risultano di mare poco profondo e

di età compresa tra l'Oligocene superiore e parte del Miocene inferiore; le Arenarie di Bismantova vengono distinte in tre *litofacies*: una *litofacies* arenacea, risedimentata, attribuibile ad un ambiente di conoide; una *litofacies* calcareo-arena-ceo-marnosa considerata di transizione tra la precedente e la terza, calcarenitica, di piattaforma.

3. DESCRIZIONE DELLE SUCCESSIONI STRATIGRAFICHE

Come già riconosciuto in passato da numerosi autori, i terreni affioranti nella zona possono venire distinti in due grandi gruppi: un complesso basale estremamente tettonizzato appartenente alle unità liguri, di età prevalentemente cretacea superiore, ed una successione di depositi oligomiocenici tardorogeni. Fra il complesso ligure e la successione oligomiocenica vi è una notevole diversità nel grado di tettonizzazione ed una ampia lacuna comprendente tutto il Paleocene, l'Eocene e buona parte dell'Oligocene.

Le formazioni oligomioceniche semiautoctone (MERLA, 1951) si sarebbero deposte, dopo una fase tettonica medioeocenica, sui complessi liguri, prendendo parte al loro generale movimento verso NE.

Pur restando valido questo meccanismo c'è motivo di ritenere, come verrà meglio precisato in seguito, che la fase tettonica che ha caoticizzato i complessi liguri sia continuata durante l'Oligocene smembrando l'originario bacino in altri minori. Si sarebbero così creati una serie di bacini di limitate dimensioni, ciascuno con propria fisionomia, soggetti ad analoghi tipi di apporti ma controllati dalla tettonica, quindi ognuno di essi con caratteristiche di *facies* legate ad ambienti diversi.

La tettonica sarebbe altresì responsabile di una distribuzione preferenziale degli apporti creando i presupposti per la distinzione delle attuali provincie petrografiche di Loiano e di Ranzano (GAZZI e ZUFFA, 1970).

La descrizione che segue, in particolare quella della successione oligomiocenica, può considerarsi riferita ad uno di questi bacini.

3.1. COMPLESSI LIGURI

Le formazioni che si possono distinguere nel complesso di base sono riconducibili, secondo gli autori che se ne sono occupati, alle successioni liguri. Definita la loro provenienza tirrenica e la loro sovrapposizione tettonica alla successione toscana (MERLA, 1951), molti punti sono rimasti

da chiarire circa i loro rapporti. Fra le varie successioni alloctone descritte per l'Appennino settentrionale, quella affiorante nella zona studiata sembra essere riconducibile a quella di Monghidoro-M. Venere (ABBATE *et alii*, 1970); è costituita da un flysch calcareo-marnoso sovrastante argille con calcari tipo palombini e ofioliti e argille varicolori, e da torbiditi arenaceo-conglomeratiche di incerta collocazione.

Argille con calcari tipo palombini e ofioliti; argille varicolori. L'elemento fondamentale è rappresentato da argille grigio-cenere, talvolta tendenti all'azzurro o al verde, per lo più caoticizzate ma talvolta con accenni di stratificazione, inglobanti frammenti di strati calcarei, arenacei, di ofioliti e brecce ofiolitiche con elementi di dimensioni variabili da qualche centimetro al metro.

I calcaro, dalle diverse tonalità del grigio e del verde, sono spesso fratturati e ricementati da vene di calcite; le ofioliti costituiscono blocchi isolati, «dispersi» nella massa argillosa, con dimensioni che vanno dal metro cubo a parecchie decine di metri cubi. Per lo più si tratta di oficalci, diabasi e serpentine.

Questi terreni fanno parte, come ormai riconosciuto da tutti i geologi dell'Appennino, di diverse formazioni che, caoticizzate e sembrate, sono state coinvolte nel generale movimento verso NE della coltre alloctona e si possono riferire a quei complessi entrati nella letteratura geologica dell'Appennino settentrionale come «complessi di base». In alcuni piccoli affioramenti, come a SW di Gambaiana, a NW di Bosco ecc. sono visibili i caratteri di queste formazioni: si tratta di flysch calcarei o arenacei non collegabili fra loro, almeno allo stato attuale delle conoscenze, così da potere ricostruire un quadro organico dei loro rapporti.

Questi terreni affiorano estesamente in tutta la zona rilevata, sovrastati a volte da un flysch calcareo-arenaceo-marnoso o dalla base dell'Oligocene, rappresentato dal suo termine più antico, le Arenarie di Loiano, nella parte NW dell'area rilevata oppure, dove queste mancano, direttamente dalle Marne di Antognola (ad esempio a sud di Rocca di Roffeno e fra Maserno e Albarelli).

Dove il passaggio avviene con il flysch cretaceo le argille assumono un colore rosso vinato. Tutti i campioni prelevati sono risultati sterili; l'attribuzione al Cretaceo può essere fatta per analogia con quanto trovato da MERLA, BORTOLOTTI e PASSERINI, 1967, e con gli affioramenti della zona di Guiglia descritti da BETTELLI e BONAZZI, 1979.

Oltre alle ofioliti compaiono anche, dispersi nella massa argillosa, piccoli esotici non cartografati per la loro scarsa estensione; si tratta di diaspri rossi, dello spessore complessivo di alcuni metri, affioranti a Bombiana e osservabili in corrispondenza della chiesa del paese.

Flysch calcareo-marnoso (formazione di M. Venere). Si tratta di un flysch litologicamente eterogeneo, costituito in prevalenza di strati calcarei e calcareo-marnosi, oltre che calcarenitici e arenacei. Queste variazioni sono riscontrabili sia nella successione fliscioide che all'interno di uno stesso strato, che da calcarenitico alla base passa frequentemente a calcareo-marnoso verso il tetto.

Gli strati sono in genere da sottili a medi, con qualche strato molto spesso; sono uniformemente piano-paralleli e mostrano sequenze di Bouma prive del termine *a* o dei termini *a* e *b*. Il termine *a* è talvolta presente negli strati arenacei.

Questo flysch affiora nella zona occidentale dell'area rilevata dove costituisce l'ultimo termine prima della deposizione della successione oligomiocenica; il passaggio non è mai direttamente osservabile. Il flysch si presenta intensamente tettonizzato e, a volte, localmente rovesciato. L'età è cretacea superiore come già riconosciuto da altri autori (ABBATE, 1969).

Torbiditi arenaceo-conglomeratiche di incerta collocazione. A contatto con le argille e il flysch affiorano, in un piccolo lembo nella parte sud-occidentale dell'area rilevata, torbiditi arenaceo-conglomeratiche delle quali non è stato possibile stabilire la posizione stratigrafica. L'esposizione migliore si ha in una cava di pietrisco che si raggiunge dalla strada Gaggio Montano-Querciola.

Si tratta di arenarie a grana grossa e arenarie conglomeratiche con ciottoli costituiti da rocce cristalline, calcaro e con inclusi pelitici. La parte arenacea presenta una scarsissima classazione e una grana da media a fine. Risulta costituita in prevalenza da K-feldspato, quarzo e plagioclasio; sono presenti inoltre minerali opachi, clorite, biotite, frammenti di rocce magmatiche effusive, carbonatiche e metamorfiche, che presentano in genere uno scarso arrotondamento. Il cemento è carbonatico, scarso e ben distribuito.

Le torbiditi formano grossi banchi con la stratificazione quasi completamente obliterata a causa dell'erosione della frazione pelitica e conseguente amalgamazione. Da alcuni caratteri sedimentologici quali tessitura, gradazione, presenza di rare laminazioni, superfici di erosione e ondulazioni irregolari sulle superfici inferiori di strato, la loro deposizione può ricondursi a fenomeni di

colate ad alta concentrazione lungo canali sottomarini. La loro età non è stata determinata; nella Carta Geologica d'Italia (F. 97, « San Marcello Pistoiese ») vengono assimilate, per somiglianza litologica, alle Arenarie di Fabbrica e viene attribuita loro un'età oligocenica.

3.2. DEPOSITI TARDOROGENI

I terreni oligomiocenici presenti nell'area rilevata formano una dorsale che si allunga in direzione E-W dal fiume Panaro al fiume Reno. Possono essere attribuiti a tre formazioni: Formazione di Loiano, Formazione di Antognola e Formazione di Bismantova. Nell'ambito di queste formazioni sono però possibili ulteriori suddivisioni, basate sui caratteri delle *lithofacies* ed associazioni di *lithofacies*.

Formazione di Loiano

La Formazione di Loiano è costituita da conglomerati, arenarie conglomeratiche e arenarie grossolane con elementi eterometrici di varia natura fra i quali graniti, rocce verdi, pezzi di strati calcarei, ecc. Alcuni elementi, in genere spigolosi e con una originaria laminazione parallela, appartengono a formazioni fliscoidi ed hanno subito un trasporto molto limitato. In sezione sottile l'arenaria si presenta con classazione pressoché assente e grana da media a fine. Fra i minerali sono presenti quarzo, k-feldspato, plagioclasi; seguono, fra gli accessori, opachi, biotite, muscovite, apatite, zircone e anfibolo calcico (tremolite-actinolite), frammenti di rocce di tipo metamorfico. Il cemento è misto, costituito da carbonati, biotite e clorite.

Dove prevalgono le arenarie si riconoscono strati chiaramente torbiditici mentre dove prevalgono i conglomerati le dimensioni degli elementi non permettono il formarsi dei caratteri tipici della risedimentazione. Gli strati conglomeratici e sabbiosi grossolani si presentano amalgamati per la mancanza della frazione fine. Pur non essendo visibili strutture, il meccanismo di deposizione più idoneo a spiegare la tessitura della roccia è senz'altro quello tipico di depositi torbiditici canalizzati o di riempimento, formatisi in ambiente di conoide interna (*facies A* e *B* di MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972). Caratteristica di questa formazione è la rapida variabilità dello spessore che da un valore massimo di un centinaio di metri si annulla rapidamente. A nord di Castelnuovo è possibile osservare molto bene i rapporti fra la Formazione di Loiano e le Marne di Antognola. Le Arenarie di Loiano costituiscono una grossa lente di materiali canalizzati a sviluppo S-N inciso

in parte nelle argille del complesso ligure ed in parte nelle Marne di Antognola che vi sono anche stratigraficamente sovrapposte. La sedimentazione marnosa continua quindi dopo l'episodio grossolanico.

Tra Castelnuovo e Volpiana si possono osservare anche differenze fra il lato destro e sinistro di questo canale, probabilmente derivanti dalla originaria asimmetria della sezione e da diversi fenomeni di erosione-sedimentazione verificatisi sui due lati. Il lato orientale è caratterizzato da un passaggio laterale e verticale fra marne, arenarie e conglomerati. Le arenarie e i conglomerati, più grossolani che altrove, sembrano cioè aver eroso la sponda del canale nel quale venivano trasportati e si sedimentavano; nelle marne sono dispersi clasti centimetrici della stessa natura delle arenarie e da esse derivanti e grossi blocchi della dimensione del metro derivanti da *slumps* e da vere frane che si staccavano lungo la scarpata in erosione.



FIG. 1 - Province petrografiche di Loiano e di Ranzano (da GAZZI e ZUFFA, 1970, ridisegnata).

Il lato opposto è caratterizzato da depositi meno grossolani e corrisponde al lato del canale in cui avveniva prevalente deposizione. L'attribuzione di questo complesso arenaceo-conglomeratico alla Formazione di Loiano, di cui ne rappresenterebbe l'affioramento più occidentale, anziché alla Formazione di Ranzano, come compare sul F° 98 della Carta Geologica d'Italia, è dovuta a più motivi: natura petrografica della roccia che

si differenzia, soprattutto per quanto riguarda i minerali accessori, da quella delle Arenarie di Ranzano (cfr. GAZZI e ZUFFA, 1970); posizione stratigrafica cioè legami con un *flysch* tipo Formazione di M. Venere e non con la Formazione del Caio o Cassio ed equivalenti (BONAZZI, 1971); età probabilmente più giovane di quella delle Arenarie di Ranzano deducibile dai rapporti con la Formazione di Antognola; assenza della formazione delle Marne di Montepiano (cfr. Fig. 1). Gli affioramenti in questione possono quindi essere considerati come un lembo marginale delle Arenarie di Loiano (dagli affioramenti tipici dalla quale dista del resto appena 22 Km), parzialmente coevi con la corrispondente successione di Ranzano. Questa distribuzione areale è in relazione alla geometria dei bacini probabilmente controllati, come detto in precedenza, dalla tettonica per cui certi tipi di apporti verrebbero limitati ad un bacino permettendo il differenziarsi di provincie petrografiche.

Formazione di Antognola

La Formazione di Antognola corrisponde ad una successione che può essere divisa, nella zona studiata, in tre membri o *litofacies*: una pelitico-marnosa, una arenaceo-conglomeratica ed una pelitica e pelitico-arenacea (Fig. 2).

Questa formazione poggia con contatto brusco sulle torbiditi conglomeratico-arenacee oppure, dove queste mancano, è direttamente discordante sul *flysch* calcareo-arenaceo-marnoso o sulle argille costituenti i complessi di base.

a) *Litofacies pelitico-marnosa*. È rappresentata da un pacco di sedimenti omogenei, costituito prevalentemente da argille marnoso-siltose grigie e da marne. Affiorano estesamente in quasi tutta l'area rilevata, con spessori molto variabili: dalla totale assenza in alcune zone, sino a spessori massimi di 100-200 metri nella sezione misurata presso il Mulino di Ubaldo (a SW di Casigno).

L'età è prevalentemente oligocenica superiore (biozona a *G. opima*); il tetto delle peliti marnose coincide normalmente con il passaggio Oligocene-Miocene, anche se spesso vi è diacronismo fra i due eventi. I rapporti stratigrafici sono invece estremamente variabili: sempre sottostante alla Formazione di Bismantova, la *litofacies* pelitico-marnosa può occupare diverse posizioni stratigrafiche:

1) essere a diretto contatto con i complessi liguri e sottostante alle Arenarie di Bismantova, come si verifica nella zona occidentale dell'area rilevata. In questo caso lo spessore è ridotto a

poche decine di metri, talvolta a pochi metri. I contatti inferiore e superiore sono sempre netti.

2) Essere compresa fra le Arenarie di Loiano e quelle di Bismantova, come si verifica nella zona orientale dell'area rilevata. Lo spessore è in genere variabile dai 20 ai 40 cm, con un contatto inferiore netto e superiore graduale.

3) Essere interposta fra la *litofacies* arenaceo-conglomeratica, alla quale è anche laterale, e le sovrastanti Arenarie di Bismantova. Lo spessore è sempre ridotto ad una decina di metri circa, i contatti netti e la continuità laterale molto ridotta; talvolta si ha addirittura il contatto diretto delle Arenarie di Bismantova sulla *litofacies* arenaceo-conglomeratica (vedi Fig. 2 e Fig. 3).

Le peliti marnose, pur essendo omogenee, presentano alcune particolarità:

— talvolta si presentano straterellate in livelli centrimetrici; più frequenti sono i banchi dello spessore di qualche decimetro. Il passaggio fra un banco e l'altro è caratterizzato da un leggero aumento della componente sabbiosa alla base dello strato superiore.

— Vi si trovano intercalazioni di arenarie fini in strati sottili (generalmente dello spessore dell'ordine del decimetro) con notevole sviluppo laterale, laminazioni e, solo eccezionalmente, strutture da corrente non significative al fine della determinazione della provenienza delle paleocorrenti; più frequenti sono le tracce di limivori ai quali è probabilmente da imputare il passaggio sfumato fra arenarie e marne.

— Talvolta il passaggio con la formazione sovrastante è marcato da un livello molto discontinuo di marne selcirose, dure e compatte.

Nell'area rilevata le marne selcirose sono presenti soltanto a Mattiolo, ad W di Castel d'Aiano, ma si ritrovano in altre zone, sempre nella stessa posizione stratigrafica e con identici caratteri (BETTELLI, 1976; FREGNI e MANTOVANI, 1976).

A Mattiolo (vedi Fig. 4) affiorano, per una decina di metri di spessore, arenarie, marne ed argille marnoso-siltose con liste e noduli di selce grigia. La loro posizione stratigrafica è incerta: sono sottostanti alle Arenarie di Bismantova ma non ne affiora la base altrove costituita dalle Marne di Antognola. La selce, di probabile origine diagenetica, è da mettere in relazione con le abbondantissime microfaune a Radiolari sempre presenti al passaggio Oligocene-Miocene ed è correlabile con i numerosi affioramenti silicei conosciuti nel versante padano dell'Appennino (FAZZINI e OLIVIERI, 1961; PIERI, 1961; PAREA, 1970; GALBIATI, 1976). Pur essendo ancora

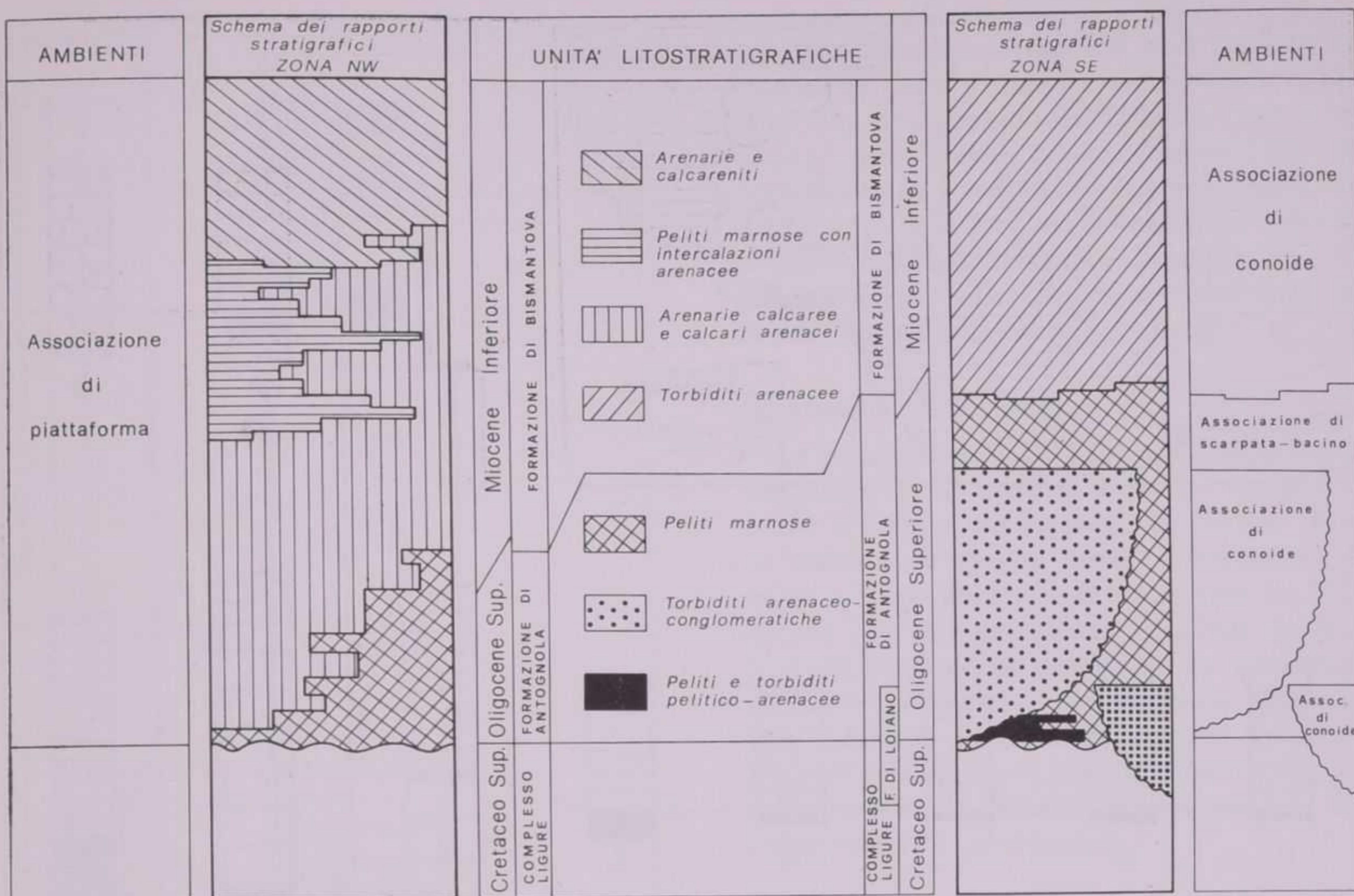


FIG. 2 - Schema dei rapporti stratigrafici e della terminologia impiegata.

scarse le conoscenze in proposito, essi costituiscono probabilmente le testimonianze di un vulcanesimo sinorogenico terziario datato da SELLI, 1970, su campioni del Bisciardo della valle del Metauro, a 23 milioni di anni.

b) *Litofacies arenaceo-conglomeratica*. Questa *litofacies* è rappresentata da grossi banchi di arenarie medio-grossolane con rare intercalazioni di sottili e discontinui livelli pelitici. Lo spessore dei banchi è variabile dal metro fino alla decina di metri, la granulometria è uniforme, la gradazione molto scarsa o inesistente. In sezione sottile si osserva una scarsa classazione; la grana varia da media a fine, il cemento è scarso a composizione mista cloritico-quarzoso-micacea. I clasti sono costituiti, in ordine di prevalenza, da quarzo, ortoclasio in fase di alterazione ocracea, plagioclasi polisintetici alterati in sericite, clorite di alterazione, muscovite, scarsissima calcite (circa 1% di carbonati totali), rari zirconi.

Non sono osservabili strutture da corrente alla base degli strati né strutture interstratali se non qualche accenno di laminazione spessa. Ciò è dovuto alla tessitura grossolana del sedimento e ad accentuati fenomeni di amalgamazione a seguito dell'erosione della porzione fine del sedimento stesso, dove più frequenti sono le strutture.

Dal punto di vista idrodinamico il processo di formazione di questi depositi è sostanzialmente riconducibile a colate o sospensioni di granuli ad alta concentrazione, depositate molto rapidamente in modo da impedire qualsiasi processo di selezione dei granuli sotto l'azione di correnti tratteggiate. Queste caratteristiche sono tipiche di depositi torbiditici canalizzati lungo canali di scarpata sottomarina, in ambiente di conoide interna (MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972). Lo spessore si aggira sui 400 m ma è molto variabile nello spazio, in accordo con la natura di questi depositi. L'età è probabilmente oligocenica superiore, essendo mioceniche inferiori le sovrastanti marne (*litofacies* pelitico-marnosa). I migliori affioramenti sono presenti all'Oratorio delle Sassane, a Soprasasso e a Sabbionettola. Nel foglio 98 della Carta Geologica d'Italia (Vergato) sono cartografate come Arenarie di Ranzano; la diversa attribuzione formazionale qui riportata si basa sulla posizione stratigrafica occupata dall'affioramento di Soprasasso (vedi Fig. 3), oltre che sulla natura petrografica.

c) *Litofacies pelitica e pelitico-arenacea*. Si tratta di argille e marne con intercalazioni arenacee che impariscono alla successione un aspetto floscoido. L'arenaria è generalmente fine, in strati

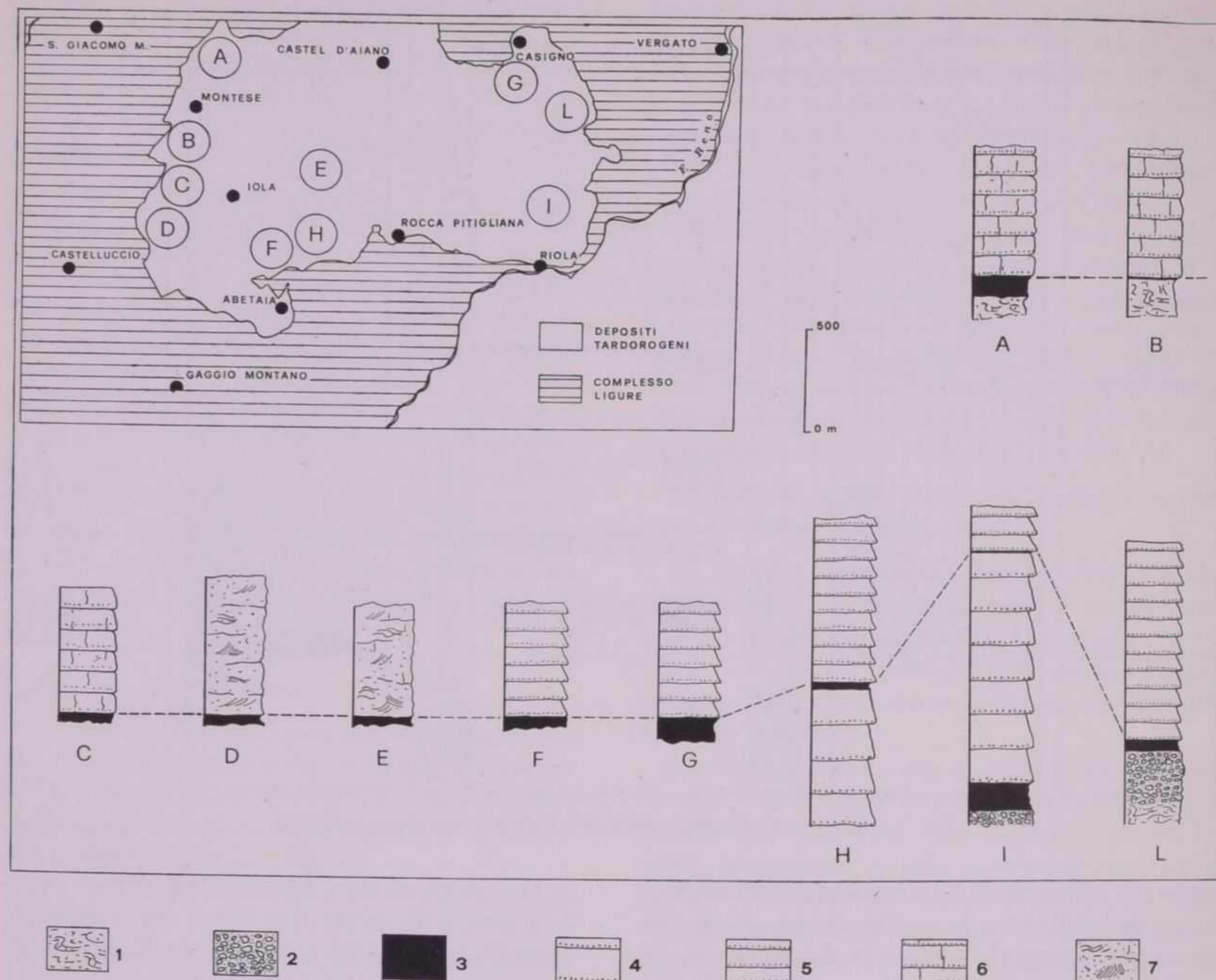


FIG. 3 - Colonne stratigrafiche schematiche relative a zone diverse. 1) Complesso ligure; 2) Formazione di Loiano; 3) Formazione di Antognola: *lithofacies* pelitico-marnosa; 4) Formazione di Antognola: *lithofacies* arenaceo-conglomeratica; 5) Formazione di Bismantova: *lithofacies* torbiditico-arenacea; 6) Formazione di Bismantova: *lithofacies* arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea; 7) Formazione di Bismantova: *lithofacies* arenacea e calcarenitica.

da qualche centimetro al decimetro; presenta talvolta delle laminazioni parallele ed il passaggio alla pelite sovrastante, anch'essa straterellata, è abbastanza netto.

Il rapporto arenaria-pelite è nettamente a favore della pelite. Questi sedimenti possono essere considerati depositi d'intercanale, cioè il risultato di correnti turbide diluite derivanti da tracimazioni laterali di canali. Lateralmente e superiormente passano a peliti marnose. Affiorano a sud di Forno con uno spessore dell'ordine di alcune decine di metri. In esse non sono state rinvenute microfaune; la loro età, deducibile dai rapporti con la sovrastante *lithofacies* pelitico-marnosa, dovrebbe comunque essere oligocenica superiore.

Rapporti fra le lithofacies della Formazione di Antognola. Le diverse *lithofacies* della Formazione di Antognola sono dovute in parte a differenza negli apporti ed in parte alle diverse situazioni fisio-

grafiche all'interno dello stesso bacino e rappresentano diversi aspetti di uno stesso evento sedimentario.

Questo « evento » può essere delimitato inferiormente dall'inizio della sedimentazione marnoso-argillosa, superiormente dalla fine di questa sedimentazione o dalla creazione di un ambiente di piattaforma-bacino. Il criterio cronologico pare il meno adatto a delimitare l'evento, in quanto questo, pur rimanendo unico, può migrare nello spazio e nel tempo. Responsabile delle diversificazioni di ambienti e di apporti sono stati l'iniziale tormentata fisiografia del bacino, dovuta alla messa in posto dei complessi liguri, e l'intervento della tettonica quale regolatrice della sedimentazione.

Il risultato di tutto ciò è stata la sedimentazione argilloso-marnosa in zone batimetricamente molto diverse (piattaforma esterna e base scarpata-bacino), con richiamo nelle parti più depre-

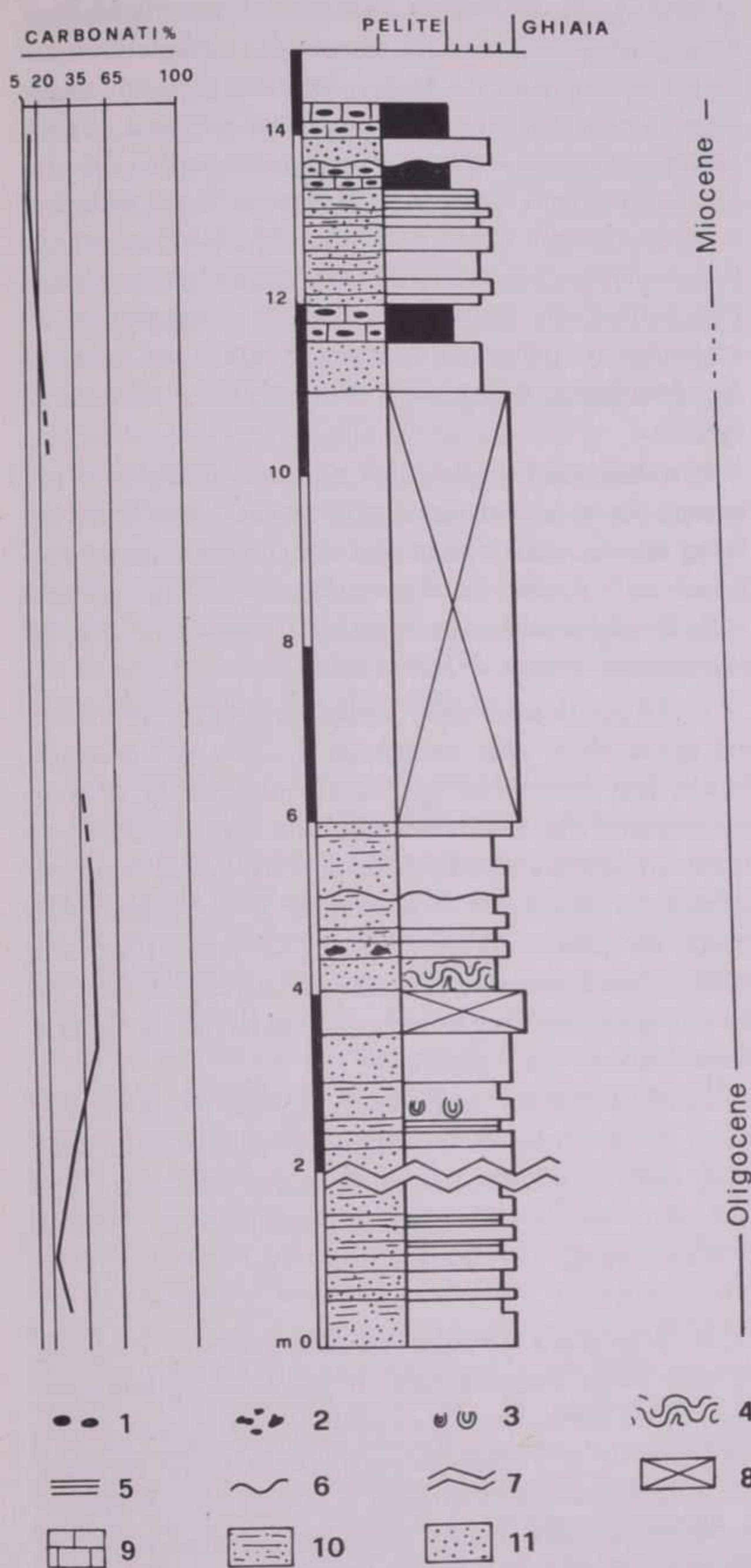


FIG. 4 - Sezione stratigrafica di Mattiolo. 1) noduli di selce; 2) inclusi d'argilla; 3) bioturbazione; 4) laminazione convoluta; 5) laminazione piano-parallela; 6) superficie erosiva; 7) interruzione nella sezione; 8) zona coperta; 9) livelli selciosi; 10) arenarie pelitiche; 11) arenarie.

se di materiali più grossolani depositatisi con caratteri di risedimentazione; terminata la deposizione grossolana è continuato l'« evento » marnoso, in un ambiente con caratteristiche diverse, fino a chiudersi con l'inizio del nuovo evento « Arenarie di Bismantova ».

Con la *litofacies a*, rappresentata da peliti marnosi, inizia la deposizione sia in un ambiente di piattaforma esterna che di bacino. La *litofacies b* arenaceo-conglomeratica si deposita nel bacino con caratteristiche di torbiditi canalizzate ed interrom-

pe localmente la deposizione pelitico-marnosa; lateralmente ad esso si deposita la *litofacies c* costituita da peliti e torbiditi pelitico-arenacei dovuti allo straripamento dei canali in zone adiacenti (correnti torbide diluite). Cessato l'episodio torbiditico (ed i suoi effetti laterali) riprende la deposizione della *litofacies a*, sempre in ambienti diversificati, di piattaforma e di bacino, fino alla deposizione della Formazione di Bismantova che chiude l'unità sedimentaria (vedi Fig. 2).

Formazione di Bismantova

La Formazione di Bismantova è composta prevalentemente da arenarie e calcari arenacei in *facies* diverse e con rapporti non sempre chiari ed univoci; gli spessori variano notevolmente da luogo a luogo mentre l'età è compresa fra l'Oligocene sup.-Miocene inferiore e la base del Miocene medio. Possiamo distinguere due associazioni di *facies* prevalenti: un'associazione risedimentata (*litofacies* torbidico-arenacea) ed un'associazione di piattaforma (*litofacies* arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea, *litofacies* pelitico marnosa, *litofacies* arenaceo calcarenitica).

a) *Litofacies torbiditico-arenacea*. È ampiamente diffusa in una fascia ad andamento ENE-WSW e corrisponde al massimo spessore della formazione. Dove è possibile scorgerne la base fa sempre passaggio alle Marne di Antognola mentre verso l'alto costituisce l'ultimo termine della successione oppure fa passaggio ad arenarie calcaree e calcari arenacei in associazione di piattaforma. È caratterizzata da alternanze arenaceo-pelitiche grigio bruno in strati variabili da qualche centimetro fino a qualche metro. A volte la componente pelitica si riduce ad un sottilissimo livello argilloso-siltoso, a volte manca; la parte arenacea assume allora l'aspetto di grossi banchi saldati fra di loro costituiti da sabbia medio-grossolana senza apparente gradazione. In sezione sottile si osserva quarzo prevalente, ortoclasio, microclino, plagioclasi polisintetici in fase di sericitizzazione, biotite in parte alterata, muscovite, calcite, rari zirconi, opachi; il contenuto in carbonati oscilla intorno al 30%. Il cemento è calcareo e localmente micaceo.

Le strutture alla base di strato sono rare come pure le tracce erosionali; più frequenti sono le piste di organismi limivori. L'intervallo basale è il più potente, in molti casi ricco di inclusi pelitici. Verso l'alto si passa a peliti talvolta a laminazione parallela o convoluta; in questo caso il passaggio alla bancata arenacea superiore è sempre netto. Le rare strutture alla base di strato chiaramente interpretabili indicano una provenienza da SE; il paleo-pendio quindi doveva immergersi pre-

sumibilmente verso NW. Nessun aiuto è dato dalla vergenza degli scarsi fenomeni di slumps sempre di dubbia determinazione. Le caratteristiche di questi depositi consentono di interpretarli come torbiditi di conoide interna-intermedia (MUTTI e RICCI LUCCHI, 1972). Lo spessore massimo è sul migliaio di metri, valore però estremamente variabile nello spazio. L'età va dall'Oligocene superiore-Miocene inferiore alla parte alta del Miocene inferiore, (biozona a *C. dissimilis* e parte inferiore della biozona a *G. trilobus*).

b) *Litofacies arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea*. Questa *litofacies* è estremamente diffusa nella parte nord-occidentale dell'area rilevata e costituisce depositi di piattaforma esterna parzialmente coevi con le torbiditi arenacee. È costituita da arenarie calcaree a cui succedono verso l'alto calcari arenacei per un generale aumento della componente carbonatica. Gli strati sono da spessi a molto spessi, limitati da superfici di separazione piano parallele. In sezione sottile si riconoscono: quarzo, plagioclasi geminati polisinteticamente ed in fase di alterazione, muscovite in lamelle talora contorte, calcite come elemento cementante. Sono inoltre presenti frammenti di rocce calcaree, mentre più rari sono quelli costituiti da quarzo con struttura pavimentosa. Solo raramente i frammenti sono costituiti da biocalcareniti, pur essendo numerosi i resti di organismi bentonici (soprattutto echinodermi). Nella maggioranza dei casi le strutture primarie interstratali sono completamente obliterate dall'azione di organismi bentonici che conferiscono agli strati una struttura omogenea rendendone spesso indistinguibili le superfici. A volte invece la bioturbazione ha risparmiato le strutture primarie; si osservano allora gruppi di lame limitati da superfici curve che probabilmente rappresentano *ripples*, molte volte intersecantesi fra di loro a causa della migrazione sul fondo. Lo spessore è intorno ai 700 m. e l'età è miocenica inferiore. Fra le microfaune sono presenti soprattutto fossili di *facies*, indicanti acque basse ed agitate.

c) *Litofacies pelitico-marnosa con intercalazioni arenacee*. Queste peliti rappresentano l'equivalente laterale delle arenarie calcaree e calcari arenacei. Sono costituite da argille marnose e subordinatamente siltose, grigie, talvolta bioturbate. Le intercalazioni arenacee, presenti soprattutto a tetto, rappresentano la transizione verso *facies* di spiaggia più interne; variano da sottili a molto sottili, limitate da superfici di stratificazione piane e parallele, con base e tetto sempre netti e ben marcati. Nelle arenarie le strutture sono sempre

assenti, probabilmente a causa della bioturbazione, e la composizione è la stessa dei sedimenti a cui fanno transizione. Questi depositi possono essere considerati nel loro insieme come depositi di piattaforma esterna o piattaforma intermedia. Più probabile la prima ipotesi, cioè quella di un ambiente a bassa energia dove arrivano solo i sedimenti più fini e dove, verso l'alto, si intercalano materiali più grossolani provenienti dalla spiaggia, in un ambiente di più alta energia creatosi nel contesto dei fenomeni regressivi riscontrabili nell'area in oggetto.

L'ipotesi della piattaforma intermedia è di più complessa spiegazione e può trovare conferma nel fatto che le peliti marnose con intercalazioni arenacee si trovano, in successione verticale, sempre sulle arenarie calcaree e calcari arenacei e mai direttamente sopra il substrato.

Il diversificarsi cioè della originaria piattaforma porterebbe alla creazione di zone più tranquille e a più bassa energia dove avverrebbe la sedimentazione dei materiali più fini. Nei depositi presenti in questa piattaforma, cioè nelle arenarie calcaree e nei calcari arenacei, si dovrebbe però osservare una diversificazione in base alle varie zone di piattaforma. Variazioni si riscontrano, ma non è possibile legarle fra di loro né in successione laterale né verticale.

L'età di questi sedimenti, spessi da 50 a 100 metri a seconda delle zone, è attribuibile sulla base delle microfaune al Miocene inferiore e/o alla parte bassa del Miocene medio (cfr. FREGNI e MANTOVANI UGUZZONI, 1976).

d) *Litofacies arenaceo-calcarenitica*. L'ultimo termine della Formazione di Bismantova è rappresentato da arenarie e calcareniti; ad esse si passa, lateralmente e verticalmente, dalle peliti marnose con intercalazioni arenacee e, dove queste mancano, direttamente dalle arenarie calcaree e calcari arenacei. Sono costituite da calcareniti e arenarie a grana media e grossolana, ben classate, concentrate in gruppi di lame; gli strati sono da sottili a medio sottili, raramente massicci, e caratterizzati da superfici di stratificazione piano-parallele.

Sono stati riconosciuti in sezione sottile: calcite prevalente, sia in frammenti che come cemento, microclino ed ortoclasio in cristalli isolati ed in frammenti di roccia, muscovite, quarzo, qualche opaco. Talvolta il quarzo, a struttura pavimentosa, è l'elemento costituente i frammenti di roccia. Il feldspato sodico, sovente in fase di alterazione in sericite, può presentare geminazione polisintetica.

Le strutture interstratali sono costituite da laminazione obliqua incrociata e da ondulazioni di

probabili *ripples* troncati quando prevalgono le arenarie medie, da laminazione parallela debolmente inclinata o da gruppi di lamine parallele intersecantesi quando prevalgono le arenarie grossolane e le calcareniti. Queste ultime risultano sterili mentre le arenarie a grana media sono ricche di resti di microfossili.

Arenarie e calcareniti rappresentano una zona di piattaforma più interna rispetto a quella delle arenarie calcaree e calcari arenacei; le arenarie grossolane e le calcareniti rappresentano infatti una *facies* più vicina alla linea di costa.

A conferma di ciò, e in accordo con il carattere regressivo di tutta la successione, a Madonna di Brasa tali depositi sono associati ad episodi grossolani costituiti da un conglomerato e da ciottoli sparsi. Lo spessore massimo determinabile di questa *litofacies*, attribuita al Miocene inferiore-medio è dell'ordine dei 50÷70 m.

Rapporti tra le facies di piattaforma dell'unità di Bismantova. La scarsa differenziazione dei caratteri sedimentologici dei depositi descritti, tutti facenti parte dell'associazione di *facies* di piattaforma, rende difficile stabilirne i rapporti ed il loro inserimento in un modello di piattaforma.

Sono possibili, però, alcune considerazioni: le *litofacies* arenacea e calcarenitica possono essere distinte in due parti: la prima di queste, prevalentemente calcarenitica, rappresenta senz'altro i depositi più vicini alla spiaggia, se non parte della spiaggia stessa; la seconda è da collocare in una zona di spiaggia più esterna, in continuità laterale con la *litofacies* arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea. Questa è a sua volta laterale alla *litofacies* pelitico-marnosa che rappresenta la piattaforma più esterna. In concomitanza con la regressione, la *litofacies* arenaceo-calcarenitica viene a sovrapporsi alla *litofacies* pelitico-marnosa, di piattaforma estrema, mentre la *litofacies* arenaceo-calcarea e calcareo-arenacea viene sostituita dalla *litofacies* arenaceo-calcarenitica.

4. TETTONICA SINSEDIMENTARIA

Nella zona oggetto di questo studio una notevole influenza ha avuto la tettonica, a partire dal formarsi del bacino fino alla sua chiusura.

La fase tettonica tardorogenica che interessa, dopo una probabile fase tettonica medioeocenica, tutto il bacino o i bacini oligomiocenici, è stata fondamentale nel determinarne l'evoluzione.

Risulta però estremamente difficile riuscire a legare la tettonica alla sedimentazione in modo tale da ricostruire in modo completo i rapporti che ne intercorrono; basti pensare ad esempio agli

ancora non risolti problemi sull'entità dell'alloctonia dei depositi tardorogeni, al loro modo di sedimentarsi su di un substrato in movimento, ai rapporti che intercorrono attualmente fra i vari affioramenti oligomiocenici del versante padano o anche parte di essi, come quelli della « provincia di Loiano ».

Da questi problemi aperti è possibile però trarre una conclusione: dall'Eocene fino a tutto il Miocene, momento in cui il « bacino Vergato-Montese » cessa di esistere come tale, la tettonica agisce lentamente e continuamente, senza fenomeni parossistici, ma con conseguenze fondamentali nell'evoluzione del bacino.

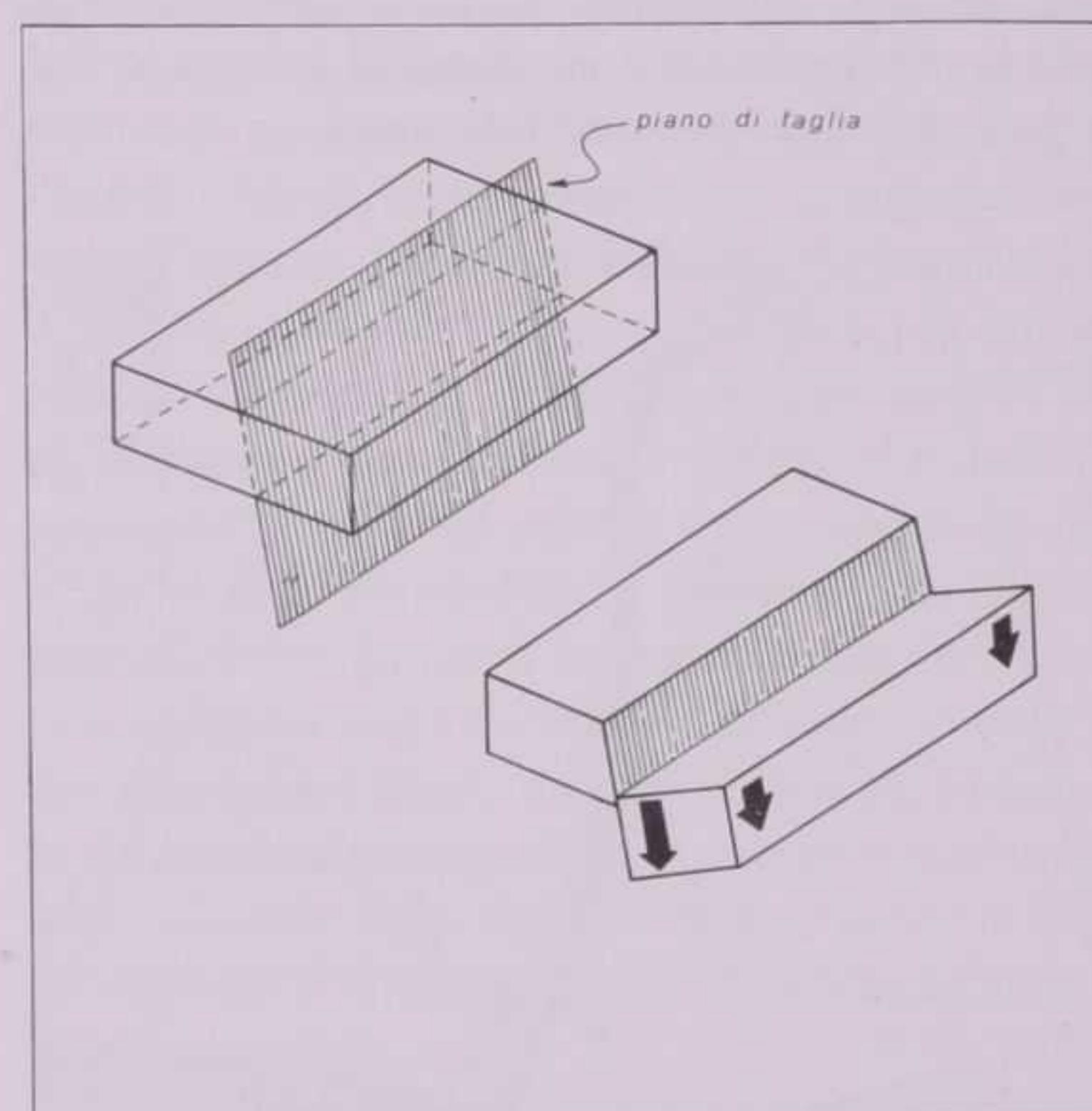


FIG. 5 - Schema mostrante il movimento relativo dei blocchi. La lunghezza della freccia è proporzionale all'entità dello spostamento.

Nella ricostruzione stratigrafico-strutturale del « bacino Vergato-Montese » due elementi hanno avuto un posto preponderante: la fisiografia del bacino conseguente alla messa in posto dei complessi liguri ed una faglia ad andamento NE-SW che ha suddiviso nettamente in due parti il bacino.

Esistono problemi oggettivi per valutare come l'avanzare dei complessi liguri abbia influito sulla fisiografia del bacino nell'Oligomiocene sia perché non sono ricostruibili in maniera completa le caratteristiche stratigrafico-strutturali dei complessi liguri, sia perché sfuggono nei dettagli le modalità del movimento.

La conseguenza di ciò è comunque la formazione di un fondo estremamente irregolare e non conforme ai modelli conosciuti, soggetto a continue variazioni. In molti casi è stata segnalata la presenza di fatti tettonico-sedimentari, del tipo degli olistostromi, intercalati alla base della serie oligomiocenica (PAPANI 1963). Poiché anche

più a nord della zona in esame BETTELLI e BO NAZZI, 1979) hanno riconosciuto fenomeni di questo tipo non è escluso che siano presenti anche nel substrato del « bacino Vergato-Montese ».

Una grossa faglia sinsedimentaria infine (o meglio una serie di faglie vicarianti) ad andamento NE-SW, con abbassamento del blocco posto a sud, è seguibile chiaramente dal Monte della Torracchia fino a S. Maria di Labante. In corrispondenza di essa, oltre che la giustapposizione di depositi in *facies* diversa, è presente una fascia di materiali provenienti dalla piattaforma ma estremamente cataclasati. Essi costituiscono una « breccia » nella quale gli elementi, che hanno subito un trasporto limitatissimo, conservano parecchi caratteri originali; la matrice in cui sono immersi è formata dalla parte più fine dei materiali stessi.

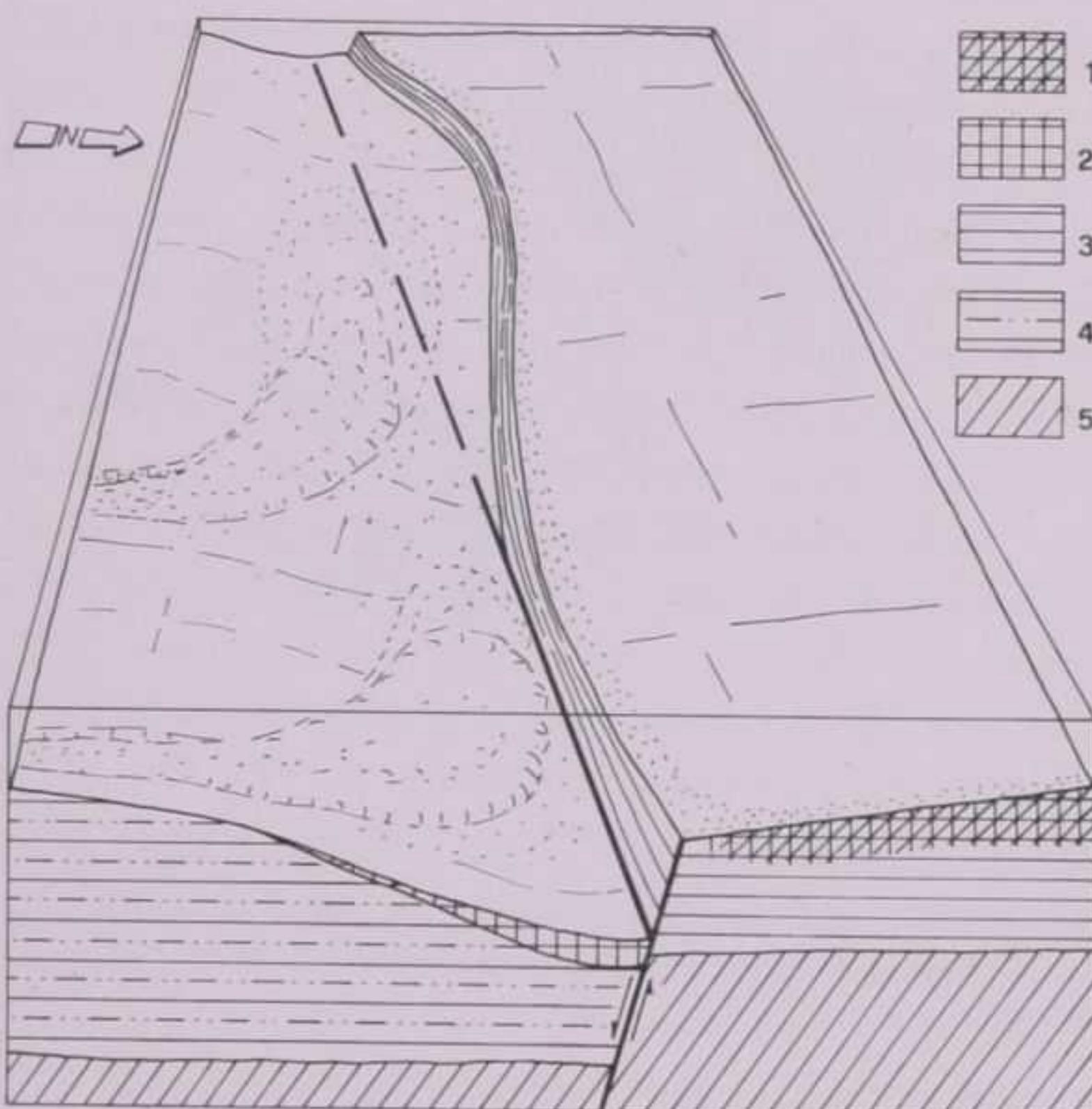


FIG. 6 - Ricostruzione paleogeografica dell'area studiata. 1) arenarie e calcareniti; 2) torbiditi arenacei; 3) arenarie calcaree, calcari arenacei e peliti marnose; 4) peliti marnose, peliti e torbiditi pelitico-arenacei, torbiditi arenaceo-conglomeratiche e torbiditi conglomeratico-arenacei; 5) complesso ligure.

Il rigetto della faglia è valutabile sugli 800 m, ma può anche essere molto più ingente se la frattura è stata attiva, come è logico supporre, prima della fine Oligocene-inizio Miocene ed il suo effetto si è risentito fino alla chiusura del bacino. Mentre nel blocco NW s'instaura un ambiente di piattaforma (*litofacies* arenaceo-calcarea, pelitico-marnosa e calcarenitica), nel blocco a SW si ha un ambiente di mare un po' più profondo a causa dell'abbassamento differenziale; nel solco che si va formando nella zona di più intenso abbassamento si incanalano i materiali con provenienza da SE verso NW (associazione torbiditico-arenacea, vedi Fig. 6).

5. RICOSTRUZIONE PALEOGEOGRAFICA

Dagli elementi e dalle caratteristiche sopra descritte è possibile tentare una ricostruzione paleogeografica che leggi fra di loro depositi litologicamente simili ma in *facies* profondamente diverse, tenendo conto della tettonica pre e sinsedimentaria come fattore fondamentale che regola la sedimentazione.

Con la fine della fase tettonica medioeocenica inizia, su di un substrato costituito dai complessi liguri ancora in movimento, la fase tardorogenica. La tettonica di tipo distensivo porta alla formazione di bacini nei quali inizia una sedimentazione clastica che si continuerà, anche se discontinuamente, fino al Pliocene. Nell'ambito di questa situazione nel « bacino Vergato-Montese » durante l'Oligocene i complessi liguri costituiscono un substrato estremamente irregolare sul quale inizia la deposizione. I primi termini della successione sono costituiti dalla Formazione di Antognola e dalle torbiditi conglomeratico-arenacee di Loiano. Queste ultime formano depositi canalizzati e di conoide interna che si scaricano nelle depressioni mentre altrove si ha una sedimentazione pelitica non ancora in equilibrio con l'ambiente; le peliti si depositano cioè sia in zone relativamente « alte » che in zone depresse con la sola notevole differenza di spessori estremamente variabili. Queste differenze sono sufficienti a livellare o perlomeno ad attenuare le asperità morfologiche del fondo. Con l'attivazione alla fine dell'Oligocene della faglia, si abbassa la parte SE del bacino, con un movimento differenziale, creando due zone che da allora in poi saranno caratterizzate da ambienti sedimentari diversi.

Nella zolla a NW, al di sopra di un ridotto spessore di peliti marnose (Marne di Antognola) si instaura, con il Miocene inferiore, un ambiente di piattaforma che continuerà fino al Miocene medio (deposizione delle *litofacies* calcareo-arenacea, pelitico-marnosa e calcarenitica). La piattaforma si forma per una serie di apparati deltizi che riconvogliano i materiali provenienti dalle zone adiacenti già sollevate. I materiali così depositatisi vengono smistati sulla piattaforma; la forma ridotta del bacino e la brusca troncatura della piattaforma verso il mare aperto non permettono però il diversificarsi degli ambienti quali si dovrebbero avere in un modello tipo. Le arenarie calcaree e i calcari arenacei, che ovunque (sulla piattaforma) costituiscono i depositi immediatamente soprastanti alle peliti, vengono ad assumere, con la miglior individuazione degli ambienti, una posizione intermedia fra le peliti marnose, con intercalazioni arenacee, e le arenarie e calcareniti più vicine alla costa.

Nella parte SE il movimento della faglia porta ad un approfondimento del bacino che costituisce un richiamo per i materiali che si depositano in esso; al di sopra di un più consistente spessore di peliti marnose (Marne di Antognola) si ha la deposizione di torbiditi arenaceo-conglomeratiche in *facies* di conoide intermedia, mentre lateralmente continua la deposizione delle peliti marnose; queste riprendono anche dopo l'episodio torbiditico. Il movimento della faglia continua e mantiene quel paleopendio che costituisce la scarpata da cui scendono le correnti di torbida. Il movimento di subsidenza impresso dalla faglia, lento e continuo, viene compensato dai materiali che scendono nel bacino, per cui non si mantiene una vera e propria scarpata ma semplicemente un gradino. Questi materiali sono rappresentati da arenarie di composizione simile alle arenarie calcaree e calcari arenacei, ma intensamente brecciate, che si ritrovano in corrispondenza della faglia sinsedimentaria. Talvolta la piattaforma si estende parzialmente sulle torbiditi. Si crea così la situazione riportata nella carta geologica e schematizzata nella Fig. 6 dove si ritrovano, a contatto, depositi caratterizzati da associazioni di *facies* incompatibili fra di loro, spiegabili solo con la presenza di una scarpata della quale però non esiste traccia. Si spiega inoltre in questo modo come torbiditi con provenienza sudorientale terminino bruscamente ed abbiano uno sviluppo prevalentemente perpendicolare alla direzione di provenienza.

6. TETTONICA

La suddivisione in due gruppi di terreni, pre-oligocenici e postoligocenici, ha una ragione non solo stratigrafica ma anche tettonica.

Nel primo gruppo sono compresi i terreni appartenenti al complesso ligure nei quali, per cause tettoniche, non è possibile riconoscere una successione stratigrafica. Costituiscono un substrato plastico intensamente tettonizzato, interessato da molte dislocazioni e da movimenti di tipo gravitativo.

Nel secondo gruppo sono compresi terreni prevalentemente arenacei, discordanti sui precedenti e caratterizzati da un diverso comportamento tettonico: pieghe dolci, piccole e numerose faglie e diaclasi.

Un discorso a sé meritano alcune grosse dislocazioni a carattere regionale interessanti sia il terziario che il substrato.

Poco si può dire delle caratteristiche tettoniche del substrato che non siano quelle già note dai vari studi sui complessi liguri. La mancanza di indizi di movimenti tettonici, sempre poco evidenti nelle argille, e l'impossibilità di una dettagliata ricostruzione stratigrafica nella zona studiata non permettono di trarre conclusioni sulla tettonica del substrato. Il flysch calcareo-marnoso è in continuità con il complesso argilloso, quindi lo ha seguito nei suoi movimenti smembrandosi e venendo intensamente fratturato. Niente si può dire per i piccoli lembi di flysch inglobati nelle argille, di natura diversa, e delle torbiditi arenaceo-conglomeratiche affioranti ad occidente di Gaggio Montano.

Per quanto riguarda la successione oligomioce- nica essa presenta una struttura a sinclinale con i bordi rilevati, strutturalmente e topograficamente; all'interno blande ondulazioni accompagnano il motivo a sinclinale. Tutta la zolla è poi interessata da una serie di faglie ad andamento N-S che costituiscono una struttura a gradini che si abbassano procedendo da oriente verso occidente (dal F. Reno al F. Panaro) e che interrompono le strutture plicative. Lungo il lato occidentale della « zolla » vengono così a contatto le arenarie mioceniche con i complessi liguri; il rigetto è limitato in quanto la successione prearenacea è di spessore modesto. Il lato orientale della « zolla » non si presenta invece fagliato e la successione si presenta esposta in modo completo.

Una seconda direzione di prevalenza delle strutture è quella E-W. Queste direzioni delle strutture ad andamento parallelo o meridiano non si accordano bene con gli andamenti prevalenti dell'Appennino settentrionale (vedi Fig. 7); una possibile spiegazione di ciò potrebbe essere nella rotazione che la « zolla » può aver subito. Se immaginiamo infatti di ruotarla in senso antiorario, le direzioni strutturali principali vengono ad essere appenninica ed antiappenninica. Già FAZZINI e GELMINI, 1966 avevano notato il prevalere di queste direzioni in questa zona, fino a W di Pavullo, contrastante con tutte le altre dell'ampia area da loro esaminata.

La mancanza di nette direzioni preferenziali nell'orientamento della maggior parte delle faglie minori può essere dovuto alla modalità di partecipazione, passiva, delle successioni oligomioceniche al movimento del substrato. La parte sud della « zolla » fra Seneveglio e Rocca Pitigliana infine, è mascherata da una faglia inversa con limitato sovrascorrimento che ha giustapposto i complessi liguri alle arenarie oligomioceniche.

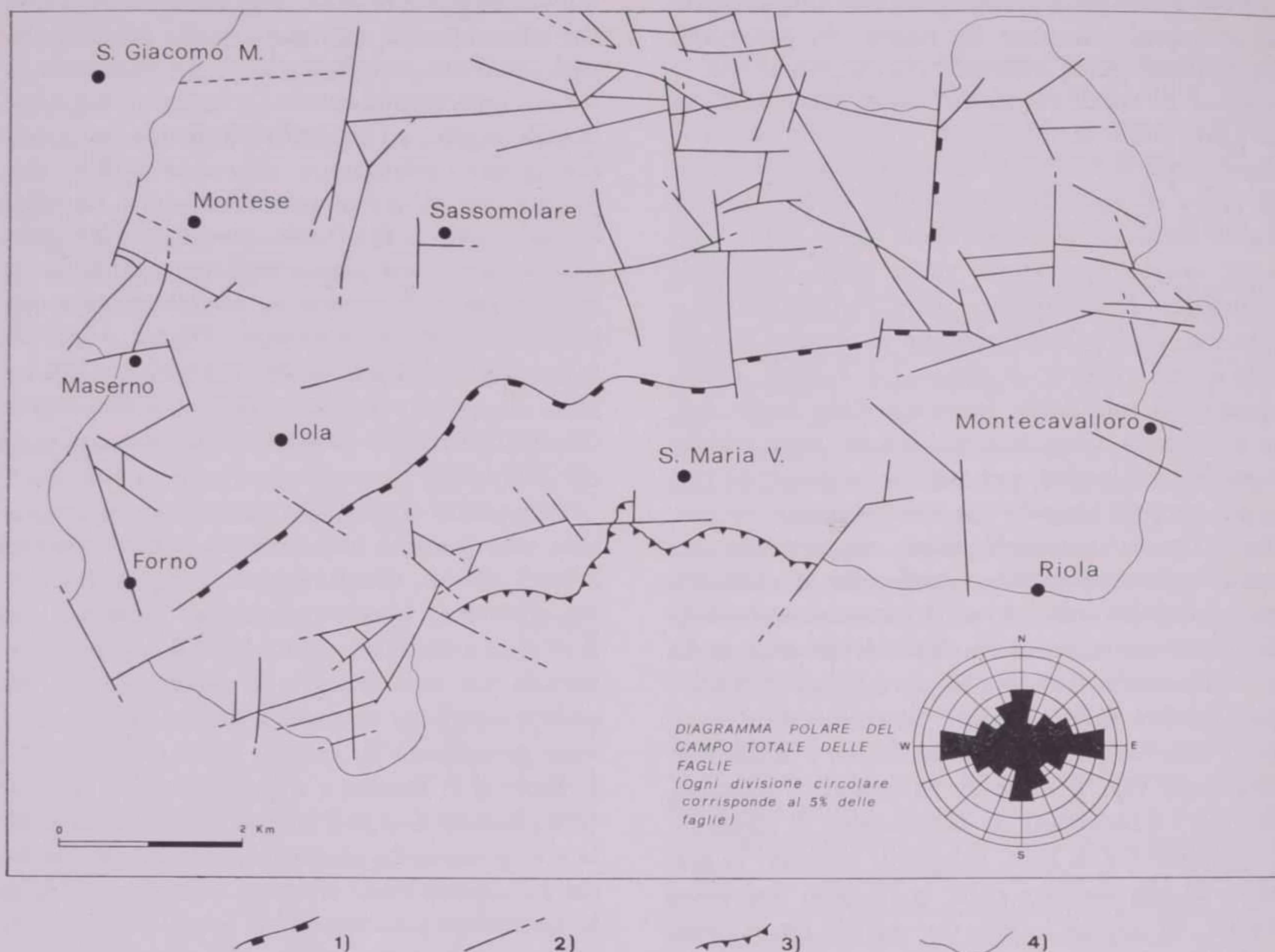


FIG. 7 - Campo totale delle faglie. 1) fascia sinsedimentaria; 2) faglie dirette; 3) faglie inverse con sovrascorimenti; 4) limite degli affioramenti oligomiocenici.

Riassumendo è possibile così schematizzare la tettonica che ha interessato i depositi tardorogeni della zona di Vergato-Montese:

— una fase tettonica medioeocenica continuata nell'Oligocene permette la presa di posizione dei complessi liguri; durante il loro movimento inizia la sedimentazione dell'Oligomiocene su di un substrato irregolare per movimenti plasticci e per faglie.

— un sistema di faglie controlla la sedimentazione durante tutto l'Oligocene e parte del Miocene provocando, nello stesso ristretto bacino, la coesistenza di associazioni di *facies* contrastanti.

— durante il Miocene medio i movimenti di «assestamento» del substrato modellano la successione oligomiocenica conferendogli la caratteristica di sinclinale.

— una serie di movimenti continuati fino in epoca recente hanno creato una serie di gradini affossando la parte occidentale e provocando il limitato sovrascorrimento riconosciuto nella parte sud.

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. Ital., 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., 1975 - *Lineamenti geologici della zona di Montese-Riola e analisi delle facies*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 106, pp. 157-169, 8 ff., Modena.
- AUBOUIN J., 1965 - *Geosynclines*. 335 pp., 67 ff., Elsevier, Amsterdam.
- AZZAROLI A., 1953 - *Appunti sulla serie di Loiano (Appennino bolognese)*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 72, pp. 27-32, 1 ff., Roma.
- AZZAROLI A. e CITA M. B., 1969 - *Studi illustrativi della Carta Geologica d'Italia. Formazioni geologiche*. Serv. Geol. d'Italia, fasc. 3, Roma.
- 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.
- BETTELLI G. e BONAZZI U., 1979 - *La geologia del territorio fra Guiglia e Zocca (Appennino modenese)*. Mem. Sc. Geol., v. 32, 32 pp., 4 ff., 4 tavv., 1 carta geol., Padova.
- BONAZZI U., 1971 - *Le Arenarie di Ranzano: caratteristiche sedimentarie e analogie con altre arenarie paleogenetiche emiliane*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 102, pp. 1-32, 18 ff., 2 tavv., Modena.

- BONAZZI U. e FAZZINI P., 1973 - *Le variazioni di facies nell'oligomiocene semiautoctono del versante padano dell'Appennino Settentrionale*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 104, pp. 285-308, 31 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*. In: *Sedimentary Geology*, v. 4, n. 3-4, Amsterdam.
- BRUNI P., 1973 - *Considerazioni tettoniche e paleogeografiche sulle serie dell'Appennino bolognese tra le valli dell'Idice e del Santerno*. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 12, n. 2, pp. 157-185, ff. 17, Roma.
- 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 98 «S. Marcello Pistoiese». Serv. Geol. d'Italia, 1968 (2^a edizione); Istituto Italiano d'Arti Grafiche - Bergamo (1968).
- CARTA GEOLOGICA D'ITALIA - Scala 1:100.000. Foglio 98 «Vergato». Serv. Geol. d'Italia, 1970 (2^a edizione), Litografica e Cartevalori - Ercolano (Napoli).
- CATI F. et al., 1968 - *Biostratigrafia del Neogene mediterraneo basata sui foraminiferi planctonici*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 87, pp. 491-503, 2 tabb., Roma.
- CIPRIANI C. e MALESANI P.G., 1964 - *Ricerche sulle arenarie: IX) Caratterizzazione e distribuzione geografica delle arenarie appenniniche oligoceniche e mioceniche*. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 4, n. 1, pp. 339-374, 3 ff., 1 carta geologica, Roma.
- DALLAN NARDI L. e NARDI R., 1974 - *Schema stratigrafico e strutturale dell'Appennino settentrionale*. Mem. Acc. Lunigianese di Sc. «G. Capellini», v. 42, 212 pp., 72 ff., 8 tavv., La Spezia.
- 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. Centre Rech. Pau-SNPA, 5 suppl., pp. 409-432, 8 ff., Pau.
- 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., 1972 - *Introduzione alla geologia delle Liguridi*. Guida alle escursioni del 66° Congresso della S.G.I. 66° Congresso Soc. Geol. Ital., Pisa-Sestri Levante, sett. 1972, 63 pp., 7 ff., 2 tavv., Pacini Pisa.
- FAZZINI P. e OLIVIERI R., 1961 - *Osservazioni mineralogico-petrografiche su alcuni affioramenti di sabbie vulcaniche nell'Appennino modenese e reggiano*. Atti Acc. Naz. Sc. Lettere Arti Modena, ser. 6, n. 3, pp. 60-81, 1 f., 3 tabb., Modena.
- FAZZINI P. e TACOLI M.L., 1963 - *La serie Oligo-Miocenica del versante padano dell'Appennino settentrionale e la sua posizione nella tettonica regionale*. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, v. 94, pp. 33-52, 3 ff., Modena.
- FAZZINI P. e GELMINI R., 1966 - *Studio fotogeologico dell'Appennino modenese e reggiano*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 97, pp. 61-80, 3 ff., 5 tavv., Modena.
- FISHER W. L. e McGOWEN S. H., 1969 - *Depositional Systems in Wilcox Group (Eocene) of Texas and Their Relation to Occurrence of Oil and Gas*. A.A.P.G., 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 Rigoroso e Carrosio (Bacino ligure-piemontese)*. Atti Ist. Geol. Univ. di Pavia, v. 26, pp. 29-48, 2 ff., 7 tavv., Pavia.
- GAZZI P., 1961 - *Ricerche sulla distribuzione dei minerali pessanti nei sedimenti arenacei dell'Appennino Tosco-Romagnolo*. Acta Geol. Alpina, v. 8, pp. 379-422, 2 ff., 4 tavv., Bologna.
- GAZZI P. e ZUFFA G. C., 1970 - *Le arenarie paleogeniche dell'Appennino emiliano*. Miner. Petrogr. Acta, v. 16, pp. 97-137, 7 ff., 13 tabb., Bologna.
- GIAMMETTI F., MEZZADRI G. e PAPANI G., 1968 - *Osservazioni stratigrafiche e petrografiche su un livello cineritico nel Miocene dell'anticlinalone di Salsomaggiore Terme (Parma)*. Ateneo Parmento, 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.
- GHIBAUDO G. e MUTTI E., 1973 - *Facies ed interpretazione paleoambientale delle Arenarie di Ranzano nei dintorni di Specchio (Val Pessola, Appennino parmense)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 12, pp. 251-265, 9 ff., Roma.
- GHIBAUDO G., MUTTI E. e ROSELL J., 1974 - *Le spiagge fossili di Aren (Cretacico superiore) nella Valle Noguera Ribagorzana (Pirenei centro-meridionali, provincie di Lérida e Huesca, Spagna)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 13, pp. 497-537, 23 ff., 1 tav., Roma.
- 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.
- 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 alla 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 pedappennino padano*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 81, n. 4, pp. 5-245, 62 ff., 27 tavv., 3 carte geologiche, Roma.
- MAZZETTI G., 1879 - *La molassa marnosa delle montagne modenese e reggiane e lo Schlier delle colline del bolognese*. Ann. Soc. Nat. di Modena, Anno XIII, Serie II, 22 pp., 3 ff., Modena.
- MERLA G., 1951 - *Geologia dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 70, n. 1, pp. 95-382, 11 ff., 3 tavv., 1 carta geologica, Roma.
- MERLA G., 1957 - *Essay on the geology of the Northern Apennines*. Atti del Convegno sui giacimenti gassiferi dell'Europa Occidentale. Acc. Naz. Lincei, v. 2, 30 pp., 1 carta geologica, Milano.
- MERLA G., BORTOLOTTI V. e PASSERINI P., 1967 - *Note illustrate della Carta Geologica d'Italia Scala 1:100.000. Foglio 106 «Firenze»*. Serv. Geol. d'Italia, 61 pp., 2 ff., 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, 38 pp., Tulsa.
- MUTTI E., DE ROSA E. e SACCANI G., 1965 - *Paleocorrenti e caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano tra la Val Tidone e la Val Taro (Appennino Settentrionale)*. Riv. Ital. Paleont., v. 71, n. 2, pp. 565-602, 17 ff., 2 tavv., Milano.
- MUTTI E., 1969 - *Studi geologici sulle isole del Dodecaneso (Mar Egeo). X) Sedimentologia delle Arenarie di Messanagros (Oligocene-Aquitiano) nell'isola di Rodi*. Mem. Soc. Geol. It., v. 8, pp. 1027-1070, 30 ff., 2 tavv., 1 carta geologica, Roma.
- MUTTI E. e DE ROSA E., 1968 - *Caratteri sedimentologici delle Arenarie di Ranzano e della Formazione di Val Luetta nel basso Appennino di Piacenza*. Riv. Ital. Paleont., v. 74, n. 1, pp. 71-120, 12 ff., 6 tavv., Milano.
- MUTTI E. e RICCI LUCCI F., 1972 - *Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies*. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 11, pp. 161-199, 30 ff., 1 tab., Roma.

- MUTTI E., OBRADOR A. e ROSELL J., 1973 - *Sedimenti deltizi e di pianata di marea nel Paleogene della Valle di Ager (Provincia di Lerida, Spagna)*. Boll. Soc. Geol. It., v. 92, pp. 517-528, 7 ff., 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.
- MUTTI E., 1977 - *Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Heco Group (South-central Pyrenees, Spain)*. Sediment., v. 24, n. 1, pp. 107-131, 17 ff.
- OGNIBEN L., 1973 - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Rom., v. 12, pp. 243-585, 258 ff., 1 carta geologica, Roma.
- PAPANI G., 1971 - *Geologia della struttura di Viano (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 10, n. 2, pp. 121-165, 36 ff., 1 tav., 1 carta geologica, Roma.
- PAPANI G., 1973 - *Su un olistostroma di « Argille scagliose » intercalato nella serie oligomiocenica del subappennino reggiano (nota preliminare)*. Boll. Soc. Geol. Ital., v. 82, n. 3, pp. 195-202, 1 f., Roma.
- PAREA G.C., 1970 - *Ricerche sulla genesi delle rocce silicee non detritiche*. Mem. Soc. Geol. Ital., 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. Ital., v. 80, 34 pp., 11 ff., Roma.
- REINECK H.E. e SINGH I.B., 1973 - *Depositional Sedimentary Environments*. 439 pp. 579 ff., Springer-Verlag, Berlino.
- RICCI LUCCHI F. e PAREA G.C., 1973 - *Cicli deposizionali (megasequenze) nelle torbiditi di conoide sottomarina: Formazione della Laga (Appennino marchigiano-abruzzese)*. Atti Soc. Nat. Mat. di Modena, v. 104, pp. 247-283, 20 ff., Modena.
- 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-Carpineti (Reggio Emilia)*. Mem. Soc. Geol. Ital., v. 5, pp. 241-267, 23 ff., 1 tav., 1 carta geologica, Roma.
- 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.
- SELLI R., 1970 - *Report on the absolute age*. Gior. Geol., v. 35, n. 2, fasc. 1, pp. 51-59, 2 ff., Bologna.
- SERPAGLI E., 1961 - *Contributo alla conoscenza dei terreni oligo-miocenici del subappennino modenese*. Boll. Soc. Geol. It., v. 80, n. 11, pp. 127-134, Roma.
- 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. Ital., 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. Ital., v. 63, pp. 53-73, Roma.
- TAVANI G., 1942 - *Appunti sulla geologia della Regione di Castel d'Aiano (Appennino settentrionale)*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., v. 51, 12 pp., 1 carta geologica, Pisa.
- VEZZANI F. e PASSEGA R., 1963 - *Applicazione di nuovi metodi sedimentologici allo studio dell'Appennino settentrionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., 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.
- ZUFFA G.G., 1969 - *Arenarie e calcari arenacei miocenici di Vetto-Carpineti (formazione di Bismantova, Appennino settentrionale)*. Miner. Petrogr. Acta, v. 15, pp. 191-219, 5 ff., 5 tabb., Bologna.

TAVOLA I

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

FIG. 1 - Formazione di Loiano: conglomerati poligenici e subordinatamente arenarie grossolane affioranti presso Castelnuovo.

FIG. 2 - Il passaggio fra la *litofacies* pelitico-marnosa della Formazione di Antognola e la *litofacies* torbidito-arenacea della Formazione di Bismantova. Località Mulino di Ubalbo.

FIG. 3 - Grossi banchi di torbiditi arenaceo-conglomeratiche appartenenti alla Formazione di Bismantova affioranti presso Soprasasso.

FIG. 4 - Formazione di Bismantova, *litofacies* arenaceo-calcarenitica: arenarie grossolane in lamine piano-parallele affioranti presso Cà Vecchia dei Monti.

MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE - Volume XXXIV

A. ANNOVI - *La geologia del territorio di Montese (Appennino Modenese).*

TAV. I



FIG. 2

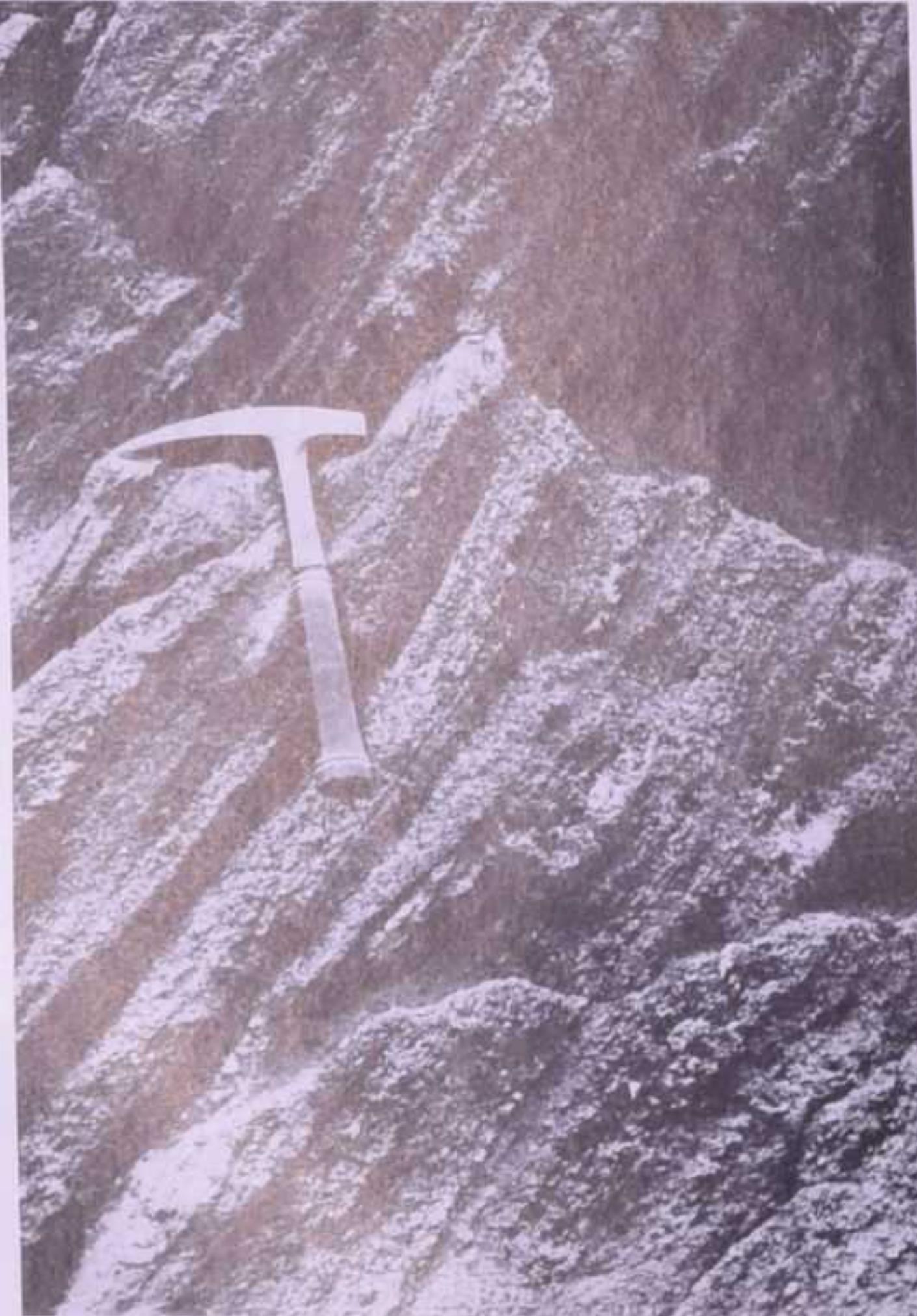


FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3