

## GEOMETRIA E CARATTERI STRATIGRAFICI DELLA SEQUENZA CENOMANIANA NEL BACINO LOMBARDO (ALPI MERIDIONALI)<sup>o</sup>

RICCARDO BERSEZIO\* & MARIO FORNACIARI\*

*Key-words:* Southern Alps, Lombardy Basin, Cenomanian, Depositional Sequences.

**Abstract.** The Cenomanian Sequence in the area between the lakes of Lecco and Iseo (Lombardy Basin, Southern Alps) represents a depositional unit bounded by two main unconformities and relative conformities. The unconformities progressively develop from SW to NE, with hiatuses spanning in age the Early Cenomanian and the Late Cenomanian-Turonian respectively.

A complete section of the Cenomanian Sequence consists of Early Cenomanian red marls with pelagic turbidites and pebbly mudstones (Marne rosse) followed by two calcareous chaotic layers enclosing a succession of thin bedded, fine grained siliciclastic turbidites (Torbidity Sottili), of Middle to Late Cenomanian age.

The sandstone unit pinches out towards the north and east, and thins more gradually towards the south. It represents a wedge shaped body, which parallels E-W paleocurrent trends and onlaps onto the northern margin of the Cenomanian basin. The two chaotic layers are basinally extended and show facies changes and thinning from north to south. They derived from sliding and slumping of the northern slope of the basin.

The association of chaotic layers with the enclosed wedge shaped body of turbidites and the development of unconformities towards the north, point out that the Cenomanian basin developed in a mobile area where deposition was controlled by sinesedimentary tectonics. Moreover, the Cenomanian basin is, so far, the youngest Cretaceous basin clearly documented in the Southern Alps, oriented east-west, therefore crosswise to the structures related to the Jurassic rifting. Stratigraphic data strongly suggest that the tectonic evolution of the northern margin of the Cenomanian Lombardy Basin was generated by compression with the development of antiformal structures.

### Introduzione.

Durante il Cretacico, nel Bacino Lombardo (Alpi Meridionali) si depositano sedimenti marini profondi, che registrano la transizione da un regime deposizionale torbiditico carbonatico di natura intrabacinale (Cretacico inferiore), ad uno terrigeno torbiditico (Cretacico superiore).

(<sup>o</sup>) Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R., Centro di Studio per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali, via Mangiagalli 34, 20133, Milano.

(\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano, via Mangiagalli 34, 20133 Milano.

(\*\*) Indirizzo attuale Agip S.p.A., San Donato Milanese.

A questa transizione, già da tempo messa in relazione alle prime fasi dell'orogene si alpina (Venzo, 1954), corrisponde una radicale modificazione dell'assetto paleogeografico del Bacino Lombardo. In particolare, le strutture distensive giurassiche, orientate notoriamente N-S (Gaetani, 1975; Winterer & Bosellini, 1981) e caratterizzate da uno stile a graben e semigraben, vengono riprese e sostituite da un insieme di bacini orientati all'incirca E-O, perciò perpendicolarmente ad esse (Castellarin, 1976). Questo fatto costituisce uno degli argomenti che permettono a Doglioni & Bosellini (1987) di riconoscere e collocare nel Cretacico superiore la prima fase di tettonica compressiva nelle Alpi Meridionali (Fase Eoalpina).

Oltre a questo riconoscimento della diversa orientazione dei bacini cretatici rispetto a quelli giurassici, poche informazioni documentano i caratteri deposizionali di questi bacini.

Scopo della nota è quindi di illustrare dal punto di vista stratigrafico e sedimentologico, il mutato quadro paleogeografico, prendendo in esame le unità deposte durante l'intervallo di tempo Cenomaniano nel settore compreso tra il Lago di Lecco ed il Lago d'Iseo. Tali unità, oltre a registrare la transizione tra i due regimi sedimentari in precedenza accennati, mostrano chiare evidenze di attività tettonica sinsedimentaria. La presenza nella successione cenomaniana di due strati guida calcarei ad assetto caotico ed estensione bacinale, praticamente isocroni dal punto di vista cronostratigrafico, è risultata determinante per la ricostruzione della successione stratigrafica stessa.

Questo studio è essenzialmente basato su dati raccolti sul terreno, integrati dall'analisi petrografica e micropaleontologica (Foraminiferi planctonici) di circa centocinquanta campioni (*dry peels* e sezioni sottili).

### Inquadramento geologico e studi precedenti.

Le unità cretache del Bacino Lombardo, nel settore delle Alpi Meridionali compreso tra il Lago d'Iseo e la Brianza, formano la fascia di colline ad immediato ridosso della Pianura Padana (Fig. 1). La successione cretaca, delineata nelle sintesi di Venzo (1954), Aubouin et al. (1970), Gelati et al. (1982), è stata in parte ridefinita in un precedente lavoro (Bersezio & Fornaciari, in stampa).

Lo schema stratigrafico proposto in questo studio per le unità cretache nel Bacino Lombardo è riportato in Fig. 2. In particolare questo schema differisce dai precedenti proprio nella ricostruzione della successione cenomaniana. In questo intervallo di tempo si registrano infatti significative variazioni laterali di facies, che hanno sempre rappresentato un problema per le correlazioni tra i diversi settori in cui si articola il Bacino Cretacico Lombardo, considerati anche gli scarsi e discontinui affioramenti (si vedano discussione e sinonimie in Gelati et al., 1982).

Venzo (1951) riconosce la presenza del piano Cenomaniano nell'area occidentale, definendolo, con grande intuito sulla base del contenuto in Ammoniti. Nella suddetta area il Cenomaniano risulta costituito, dal basso verso l'alto, da "strati calcareo-marnosi grigi con sottili alternanze nerastre a grana finissima", da "scisti marnosi neri, carbonio-

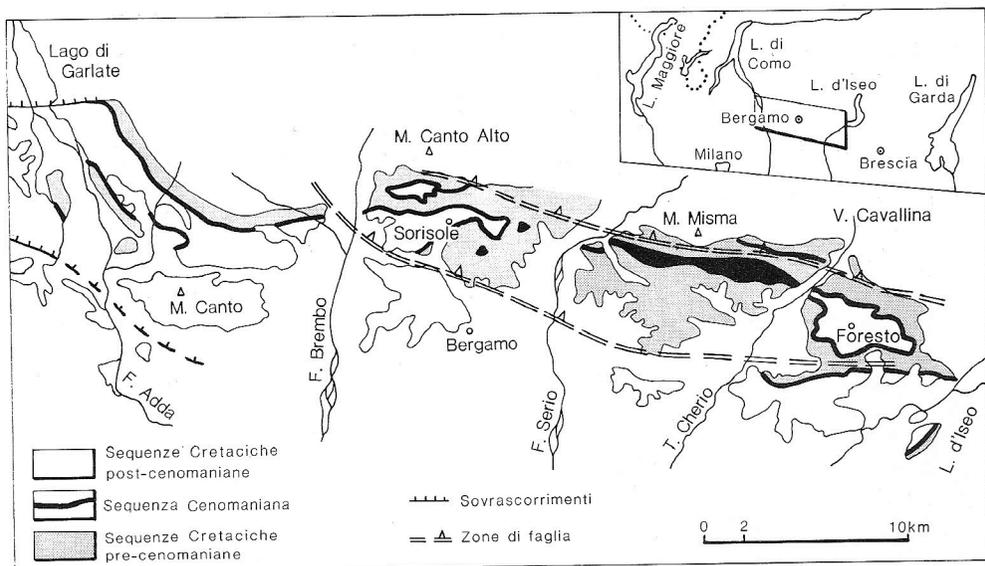


Fig. 1 - Carta degli affioramenti della Sequenza Cenomaniana. Le zone a più intensa deformazione tettonica sono riportate in modo schematico.

si, a Pesci" e da "scaglia marnosa rossa". Nel settore orientale i primi due termini "mancano perchè sostituiti dalla facies del Sass de la Luna", stratigraficamente sottostante alle unità cenomaniane (si confronti con lo schema di Fig. 2). L'idea che il Sass de la Luna si estenda verso l'alto e diventi progressivamente più recente nell'area orientale è ripresa da Aubouin et al. (1970); secondo questi autori il Sass de la Luna non definirebbe alcuna divisione stratigrafica, ma avrebbe solamente il significato di facies, quale equivalente laterale di depositi "flyschoidi". Le variazioni di facies che si registrano in senso E-O sarebbero legate alla progressiva transizione tra i due tipi di depositi. Bichsel & Häring (1981), pur non trattando esplicitamente le unità cenomaniane, nel loro schema stratigrafico indicano in questo intervallo di tempo variazioni laterali di facies non ben precisate tra "Scaglia rossa", "Sass de la Luna" e "Scisti neri".

In tutti questi lavori la successione cenomaniana non assume una precisa identità stratigrafica, venendo considerata come elemento di transizione tra unità eteropiche. La complessità e l'articolazione del Cenomaniano vengono invece riconosciute da Gelati et al. (1982), che in questo intervallo distinguono, al di sopra del Sass de la Luna, diverse litofacies costituite in prevalenza da torbiditi fini pelitico-arenacee e calcaree, a cui si intercalano "litofacies caotiche" composte da orizzonti calcarei con selci. Queste litofacies si associano in modo variato, come risultato della tettonica sinsedimentaria di tipo essenzialmente distensivo, che ne regolerebbe l'organizzazione ed i rapporti reciproci. Questi autori segnalano inoltre, nel settore orientale, una successione stratigrafica lacunosa, in cui parte del Cenomaniano ed il Turoniano risultano assenti.

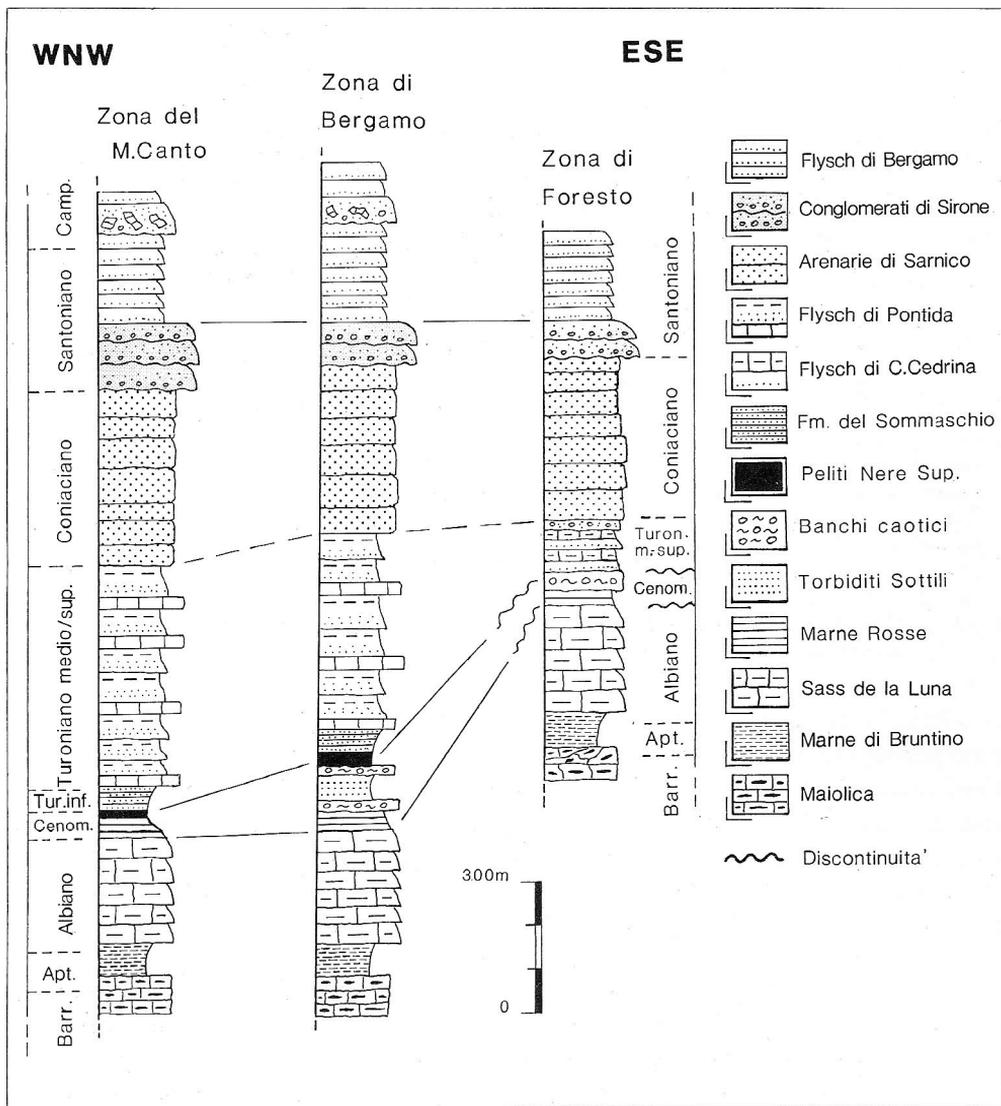


Fig. 2 - Schema stratigrafico della successione cretacea nel Bacino Lombardo, all'interno della quale è evidenziata la Sequenza Cenomaniana. I toponimi si riferiscono alla Fig. 1. All'interno del Flysch di Bergamo è schematizzato il Megastrato di Missaglia.

### Inquadramento tettonico.

Nell'area pedemontana delle Prealpi Bergamasche l'insieme delle unità cretache si colloca nella zona definita da Gaetani & Jadoul (1979) "alloctono e parautoctono delle Prealpi", ed è caratterizzato da pieghe e pieghe-faglie, che evolvono in sovrascorrimenti. Queste strutture fanno parte di unità tettoniche alloctone riconosciute nel sottosuolo da Pieri & Groppi (1981), Cassano et al. (1986). Tali strutture risultano sovrascorse sull'a

vanpaese padano a seguito della complessa evoluzione tettonica che ha interessato le Alpi Meridionali a partire dal Cretacio (De Sitter & De Sitter Koomans, 1949; De Jong, 1967, 1979; Gaetani & Jadoul, 1979; Doglioni & Bosellini, 1987). In ragione di ciò la sottile fascia di unità cretacicche affioranti risulta essere intensamente deformata.

Il complesso assetto strutturale, peraltro messo in evidenza attraverso la ricostruzione stratigrafica dettagliata, è schematizzato e semplificato in Fig. 1. Da questa risulta che le unità cretacicche sono comprese tra due fasce di intensa deformazione, di direzione all'incirca NNO-SSE e larghezza normalmente non superiore ad un chilometro. Queste fasce, di cui la settentrionale ben espressa in corrispondenza del M. Misma e la meridionale nelle colline retrostanti Bergamo, convergono in corrispondenza del Lago d'Iseo e del F. Brembo. La prima è costituita da scaglie tettoniche impilate, con vergenza meridionale, separate da livelli cataclastici; la seconda è rappresentata invece da una successione di sinclinali serrate, con piano assiale subverticale, già messe in evidenza da Venzo (1954). Queste fasce, denominate genericamente "zone di faglia", vengono collocate ai limiti delle principali unità sovrascorse verso sud presenti in Bergamasca sul fronte delle Alpi Meridionali. Questi limiti risultano pertanto espressi, più che da un unico piano di taglio, da un insieme di strutture in cui si distribuisce la deformazione associata ai processi di sovrascorrimento. Le due "zone di faglia" sono separate da una megastruttura, che appare in affioramento come una antiforme relativamente regolare, continua da Bergamo a Zandobbio (settore orientale). In particolare a Zandobbio, in corrispondenza di una culminazione assiale, affiorano le unità giurassiche che qui presentano una successione condensata, tipica di "alto" pelagico (Gaetani, 1975). La descrizione più accurata di queste "zone di faglia" esula dallo scopo immediato, ma costituirà l'oggetto di una nota specifica in preparazione. In questa sede interessa solo segnalare la loro presenza, al fine di inquadrare le correlazioni stratigrafiche, soprattutto in direzione E-O, all'interno del complessivo assetto strutturale.

### Metodo di studio.

Il lavoro di terreno è stato indirizzato al riconoscimento e alla cartografia di *markers* fisici (strati-guida) e di superfici di discontinuità; in questo modo la successione stratigrafica è risultata suddivisa in unità simili alle sequenze deposizionali definite da Mitchum et al. (1977), comprese tra le discontinuità stesse e gli orizzonti continui e concordanti ad esse correlati. Con questo obiettivo si è considerata una sezione di riferimento il più possibile completa (Fig. 3) collocata nel settore centrale dell'area in oggetto, e ne sono state studiate le variazioni di facies sia in senso E-O, cioè nella direzione in cui si registrano le transizioni nel Bacino Cretacio Lombardo, che in senso N-S. Il controllo biostratigrafico ha consentito di precisare meglio tali variazioni e nel contempo di documentare presenza ed entità delle lacune. In questo modo si è osservato che variazioni di facies repentine e contatti litologici netti sono di norma associati a hiatus. Le relazioni geometriche tra gli strati sopra e sottostanti gli hiatus, alla scala dell'affioramento, sono sempre di paraconcordanza. A scala bacinale invece si riconoscono discordanze angolari

a basso angolo che, assieme alle correlate superfici di concordanza, dividono la successione stratigrafica in distinte sequenze deposizionali.

Tali superfici rappresentano l'intelaiatura entro cui è stata ricostruita la geometria complessiva dei corpi sedimentari (litosomi) e sono state inquadrate le variazioni di facies che li caratterizzano. L'analisi stratigrafica delle sequenze deposizionali e dei litosomi in queste contenute ha fornito elementi per la discussione sul tipo e sugli effetti della tettonica sinsedimentaria.

## Stratigrafia.

### Litostratigrafia.

La successione cenomaniana, al di sopra del Sass de la Luna, nella Bergamasca centrale (zona di Sorisole), risulta costituita da quattro unità, definite in modo informale nel corso del presente studio. Queste, dal basso verso l'alto sono (Fig. 3):

- *Marne Rosse*: di norma costituite dalla coppia calcareniti- calcari marnosi rossastri di origine torbiditica (torbiditi "pelagiche"), con intercalati occasionali *pebbly mudstones* intraformazionali; corrispondono in parte alla "Scaglia rossa cenomaniana" (Venzo, 1954) e alle "torbiditi pelitico-arenacee e peliti variegate" di Gelati et al. (1982).

- *1° Banco Caotico*: costituito da calcari micritici chiari inglobanti ciottoli di selce di origine diagenetica ("calcaire café au lait à silex" di Aubouin et al., 1970), ad assetto caotico ("litofacies caotiche", Gelati et al., 1982).

- *Torbiditi Sottili*: rappresentate da torbiditi fini a stratificazione sottile e composizione mista sia silicoclastica che bioclastica (Foraminiferi planctonici e Radiolari). Questi corpi non vengono descritti da Venzo (1954) e figurano come "série rythmique de pélites brune-rouge et des calcaires gréseaux gris" in Aubouin et al. (1970); corrispondono alle "torbiditi arenaceo-pelitiche" di Gelati et al. (1982).

- *2° Banco Caotico*: presenta gli stessi caratteri litologici del primo e la stessa corrispondenza in letteratura.

A questa successione-tipo corrispondono lateralmente, sia in senso E-O che N-S, significative variazioni di facies che verranno descritte dettagliatamente in seguito.

Al tetto della successione Cenomaniana affiora un intervallo di peliti scure con associate areniti molto fini torbiditiche (*Peliti Nere Superiori*), presente con continuità in Bergamasca occidentale e centrale (fino alla zona di Gavarno) (Fig. 4b). Tale unità è descritta come "Scisti marnosi neri carboniosi, a Pesci" da Venzo (1954), "Scisti neri superiori" da Aubouin et al. (1970), "black shales superiori" da Gelati et al. (1982).

### Biostratigrafia e cronostratigrafia.

L'attribuzione cronostratigrafica delle suddette unità è fondata sullo studio dei Foraminiferi e sul riconoscimento delle biozone a Foraminiferi planctonici (vedasi Robaszynski & Caron, 1979; Caron, 1985; Sigal, 1977, 1987), seguendo la zonazione proposta da Caron (1985). I risultati dell'analisi micropaleontologica relativi alla zona di Sorisole

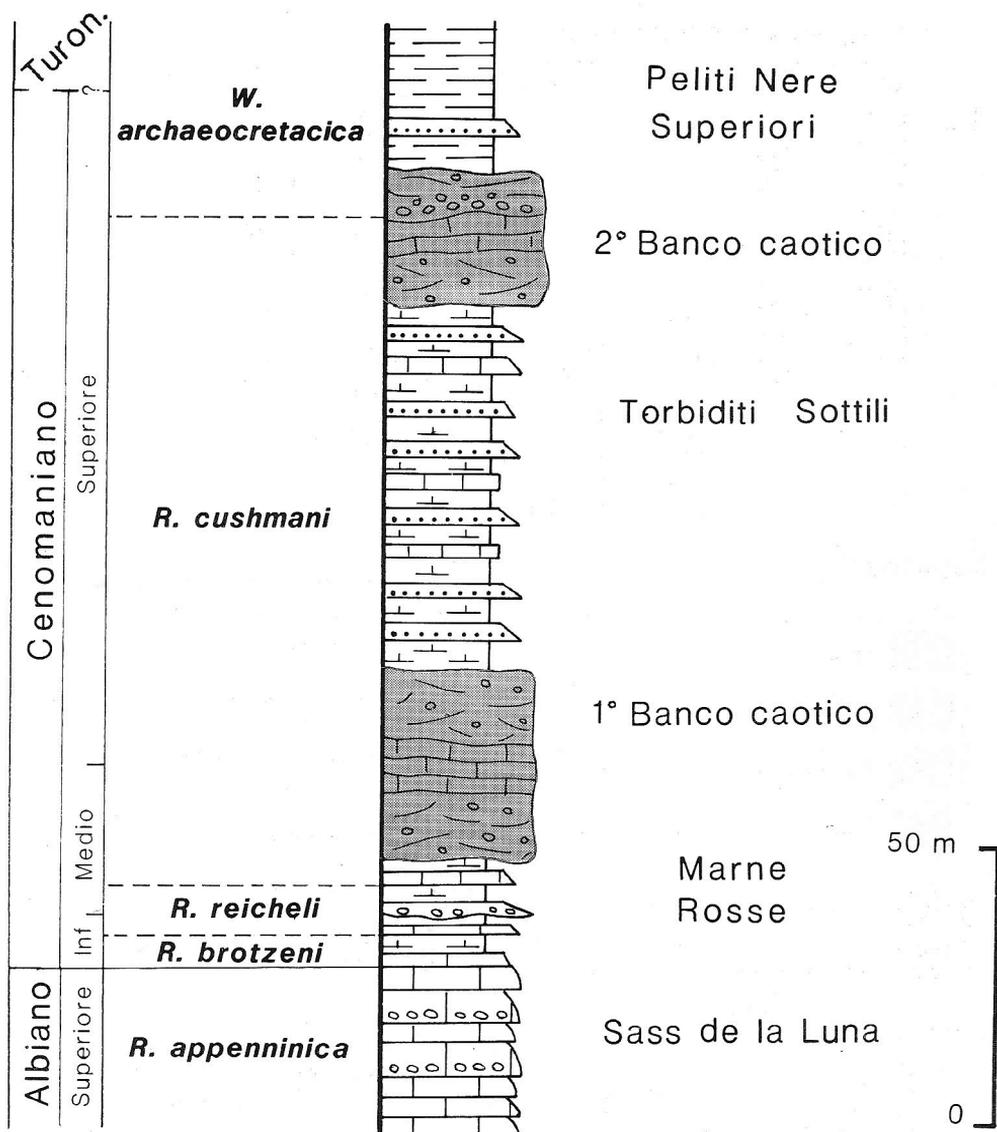


Fig. 3 - Sezione stratigrafica relativa alla zona di Sorisole (Bergamasca centrale). Le unità che formano la Sequenza Cenomaniana sono definite da un punto di vista bio-cronostratigrafico, in base alle zone a Foraminiferi planctonici (secondo Caron, 1985). I caratteri litologici sono descritti nel testo.

(Bergamasca centrale) sono riportati in forma sintetica in Fig. 3. I dati relativi a quest'area, in cui la successione non sembra mostrare nei limiti della risoluzione biostratigrafica lacune significative, vengono descritti di seguito.

Alla base delle Marne Rosse sono state identificate, tra le altre, *Rotalipora brotzeni* (Sigal), *R. gandolfii* Luterbacher & Premoli Silva, *R. appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *P. stephani* (Gandolfi), *Heterohelix* sp., che indicano la Zona a

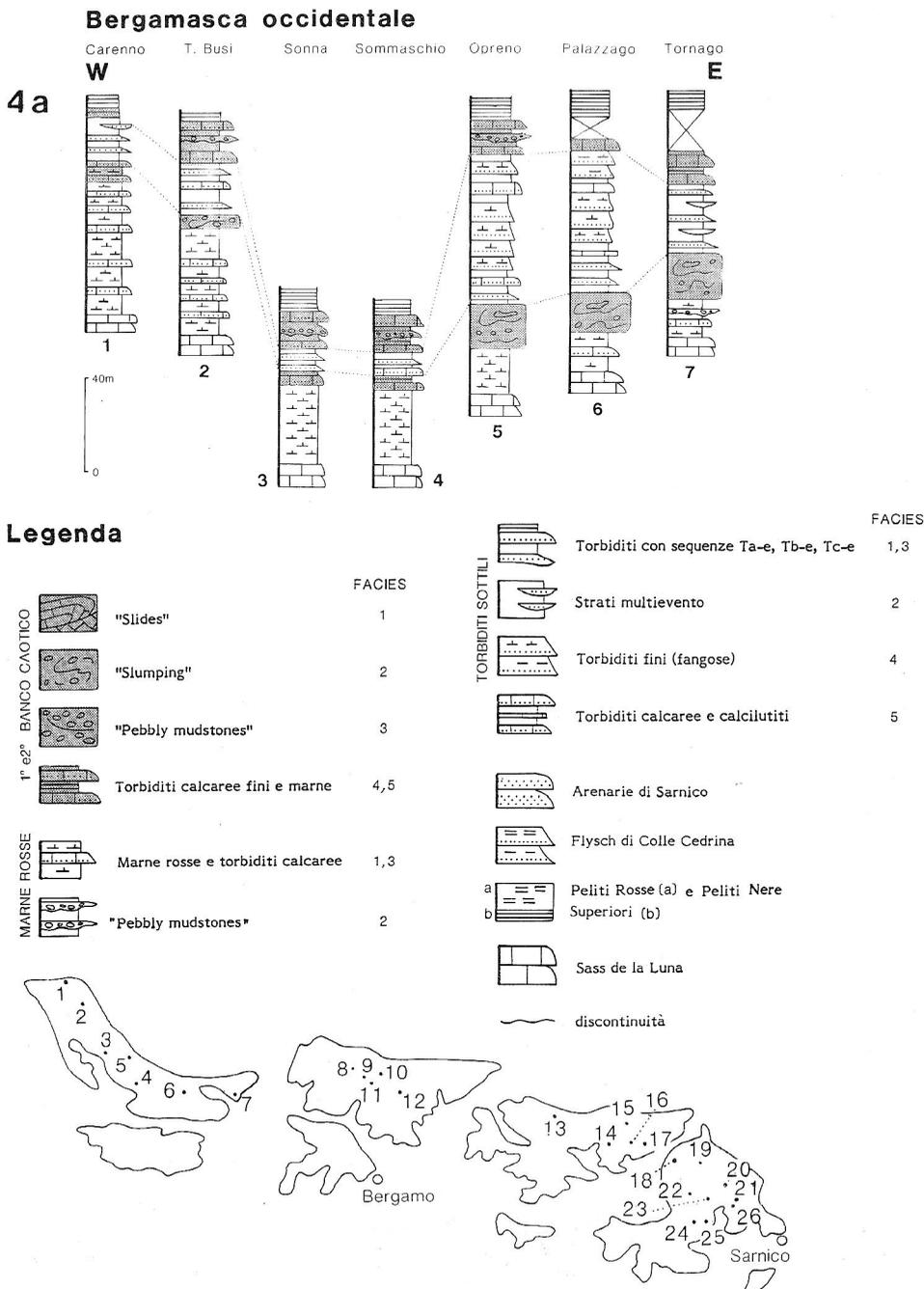
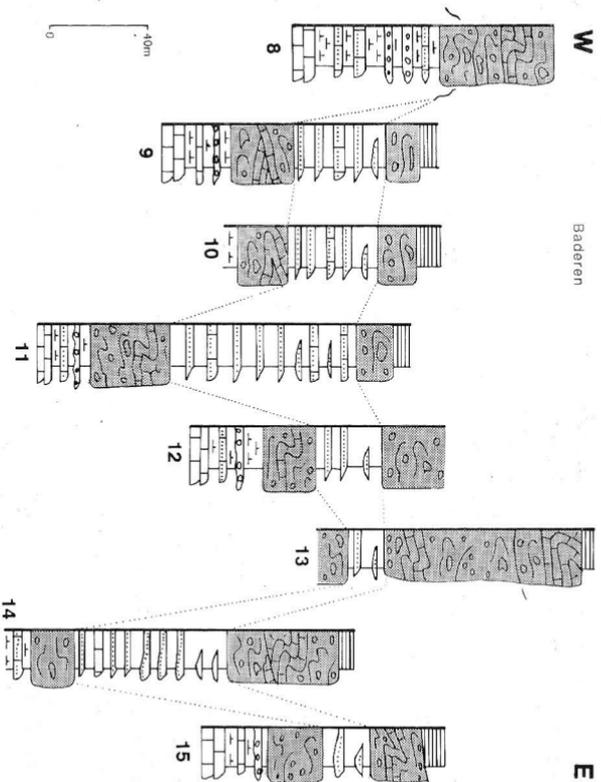


Fig. 4 - Geometria dei litosomi contenuti nella Sequenza Cenomaniana ricostruita in base a sezioni misurate nella Bergamasca. Nella figura le facies descritte nel testo sono state raggruppate e semplificate. In basso a sinistra è riportata l'ubicazione delle sezioni.

### 4b

### Bergamasca centrale

Gubblini    Pisgà    Sorisole    Catene    M. Solino    Gavarno    Valpredina    Misma  
W    Baderen    E

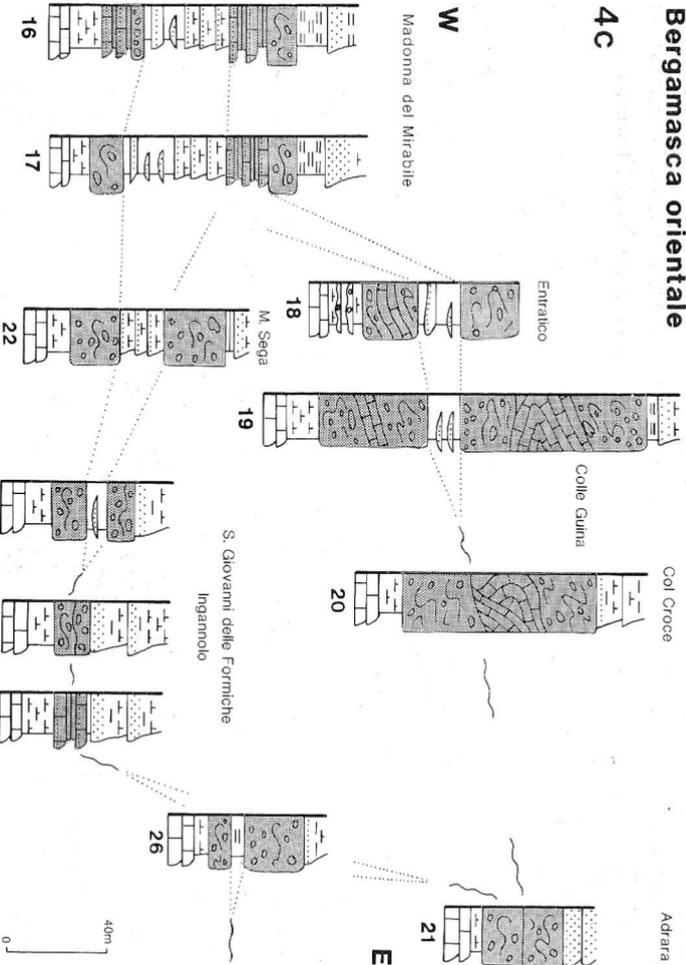


### Bergamasca orientale

### 4c

W

Madonna del Mirabile



*Rotalipora brotzeni* (Cenomaniano inferiore). Il limite con il sottostante Sass de la Luna risulta compreso, in continuità di sedimentazione, nella stessa Zona a *Rotalipora brotzeni*. In Bergamasca orientale (Fig. 4c, sezioni ad est di Madonna di Mirabile) la base delle Marne Rosse contiene già una associazione tipica della successiva Zona a *Rotalipora reicheli*, comprendente *R. reicheli* Mornod, *R. micheli* (Sacal & Debourle), *R. montsalvensis* Mornod, *R. appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana* cf. *gibba* Klaus, *Heterobelix* sp. Il passaggio al sottostante Sass de la Luna avviene di norma attraverso una successione di calcilutiti a stratificazione sottile che non sembrano al momento contenere *R. brotzeni* (Sigal). Sono invece presenti *Planomalina buxtorfi* (Gandolfi), *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. ticinensis* (Gandolfi), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Hedbergella libica* (Barr), che indicano la Zona a *Rotalipora appenninica*, caratteristica dell'Albiano sommitale. In quest'area esisterebbe quindi una lacuna, nel Cenomaniano inferiore, comprendente tutta la Zona a *Rotalipora brotzeni*.

Il tetto delle Marne Rosse nella Bergamasca centrale contiene, tra le altre, *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. montsalvensis* (Mornod), *R. appenninica* (Renz), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin. Questa associazione è attribuibile alla parte inferiore della Zona a *Rotalipora cushmani* ed indica il Cenomaniano medio.

La successione comprendente il 1° ed il 2° Banco Caotico ed il corpo delle Torbiditi Sottili è caratterizzato nel suo complesso dalla presenza di *Rotalipora cushmani* (Morrow), *R. greenhornensis* (Morrow), *R. deecke* (Franke), *Praeglobotruncana gibba* (Klaus), *Dicarinella algeriana* (Caron), *Whiteinella baltica* Douglas & Rankin. Questa associazione è caratteristica della parte media e alta della Zona a *Rotalipora cushmani* ed indica il Cenomaniano medio-superiore. Localmente il 2° Banco Caotico contiene *Helvetoglobotruncana prae-helvetica* (Trujillo), per cui questo livello si estenderebbe alla parte bassa della sovrastante Zona a *Whiteinella archaeocretacea*, databile al Cenomaniano sommitale.

Il corpo delle Torbiditi Sottili, nella Bergamasca orientale (Fig. 4c), tende progressivamente ad assottigliarsi fino a chiudersi (Adrara, Col Croce, Fig. 4c). Questa transizione verrà descritta dettagliatamente in seguito. Qui si sottolinea solo che in quest'area i due banchi caotici sono a diretto contatto, indicando così l'esistenza di una lacuna corrispondente all'intervallo di tempo occupato dalla deposizione delle Torbiditi Sottili.

Nessun elemento paleontologico permette di identificare il Turoniano nella successione descritta, che risulta pertanto nel suo insieme compresa entro il Cenomaniano. Conseguentemente l'età delle Peliti Nere Superiori risulta attribuibile in tutta l'area studiata al Cenomaniano sommitale.

### Geometria ed organizzazione interna dei litosomi.

Per la descrizione della geometria e dell'organizzazione interna dei litosomi (Marne rosse, 1° e 2° Banco Caotico, Torbiditi Sottili), l'area studiata è stata suddivisa, per comodità di esposizione, in tre settori (Bergamasca occidentale, Bergamasca centrale,

Bergamasca orientale) (si veda in proposito Fig. 4a, b, c, oltre a Fig. 1, cui si farà riferimento per i toponimi citati nel testo).

#### Marne Rosse.

Lo spessore delle Marne Rosse varia da un minimo di 8-10 m in Bergamasca orientale, dove il limite con il sottostante Sass de la Luna è netto, agli oltre 40 m della Bergamasca occidentale, dove il limite di base risulta transizionale. In generale le Marne Rosse si ispessiscono da est verso ovest e da nord verso sud.

#### Facies.

Possono essere riconosciute essenzialmente le seguenti 3 facies:

Facies 1: calcareniti a bioclasti (Foraminiferi e Radiolari), da medie a fini, passanti a calcilutiti (talora con selce) o a marne bioturbate, in strati gradati e laminati, piano-paralleli o discontinui, da sottili a medi; questi strati sviluppano sequenze di Bouma complete o troncate alla base (Tb-e, Tc-e) (Fig. 5) o al tetto.

Facies 2: *pebbly mudstones* ad intraclasti (*wackestones* a Foraminiferi), selci, bioclasti pelagici (Foraminiferi planctonici, Radiolari), Foraminiferi bentonici (tra cui *Lenticulina*), frammenti di Echinoidi, in strati medi, discontinui e lenticolari, talora grossolanamente gradati.

Facies 3: marne rosse a Foraminiferi (quasi esclusivamente planctonici) e Radiolari, a stratificazione piano-parallela, da media a molto spessa, bioturbate o laminate (lami-

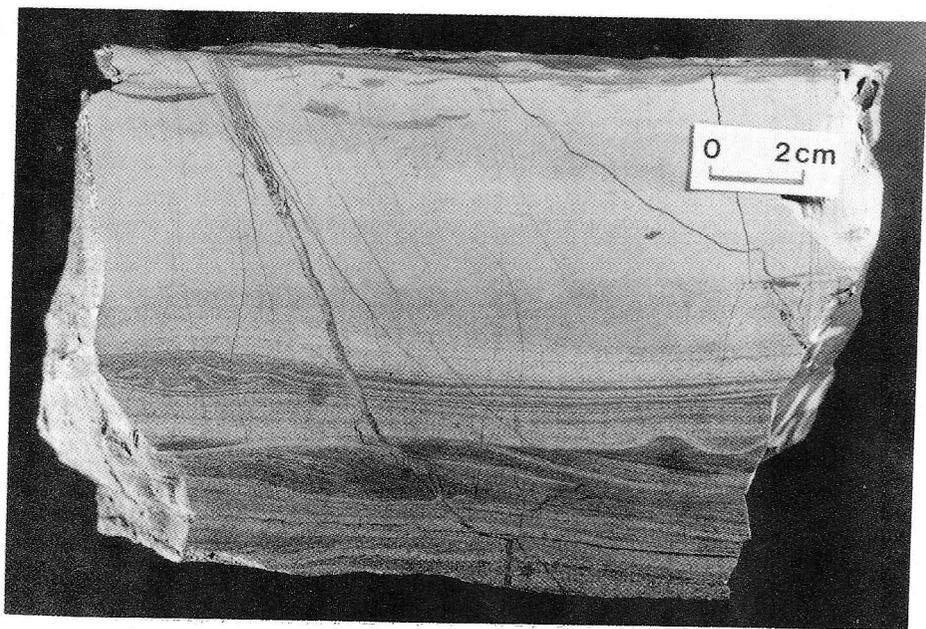


Fig. 5 - Marne Rosse: sezione levigata di una torbidite "pelagica" (Tc-e), interamente composta, nella parte più grossolana, da Foraminiferi e Radiolari, con bioturbazione al tetto (sezione n. 11, Sorisole Cate-  
ne).

ne parallele).

Le calcareniti gradate della facies 1 ed i *pebbly mudstones* tipici della facies 2 possono essere interpretati, rispettivamente, come torbiditi a composizione prevalentemente pelagica, deposte da correnti più o meno concentrate, e come *debris flows* con apporti misti pelagici e di piattaforma/pendio; le marne omogenee della facies 3 rappresentano invece depositi emipelagici interrotti sporadicamente da episodi trattivi (Pickering et al., 1986).

### Associazione di facies

L'associazione delle facies descritte varia caratteristicamente da nord verso sud (Fig. 4a, b, c). Nel settore settentrionale (ad esempio Tornago in Fig. 4a; Giubilini, Cate-ne, Misma in Fig. 4b; Entratico, in Fig. 4c) prevalgono le torbiditi calcarenitiche ed i *pebbly mudstones* (facies 1 e 2) in strati marcatamente lenticolari e discontinui, progressivamente sostituiti verso sud da successioni prive di *pebbly mudstones* e dominate dalle torbiditi calcaree piano-parallele ed emipelagiti (facies 1 e 3) (Palazzago, Fig. 4a; Valpredina, Fig. 4b; Madonna del Mirabile, Fig. 4c). Nel settore più meridionale infine (Opreno, Sommaschio, Sonna, Fig. 4a; S. Giovanni delle Formiche, Fig. 4c) le torbiditi calcaree fini e sottili si intercalano sporadicamente alle marne rosse emipelagiche tipiche della facies 3. All'estremità occidentale della Bergamasca (Torre de' Busi, Carenno, Fig. 4a) la successione è costituita dalle sole facies 1 e 3 sottilmente interstratificate, evidenziando anche da est verso ovest una variazione analoga a quella riconosciuta da nord verso sud.

L'associazione di facies presente nel settore settentrionale appare caratteristica di depositi di base di pendio, che vanno esaurendosi progressivamente verso il settore meridionale, caratterizzato da una successione più tipicamente bacinale. Le Marne Rosse presentano quindi le prime evidenze dello sviluppo di un pendio settentrionale a margine del bacino cenomaniano, la cui evoluzione produce la sovrapposizione rapida dei depositi di pendio sui sedimenti bacinali dell'Albiano superiore (Sass de la Luna) e lo sviluppo della discontinuità già descritta in Bergamasca orientale. Nell'area bacinale collocata a sud tale evoluzione è registrata solo dall'introduzione di una maggiore quantità di materiali detritici fini, che differenzia le facies bacinali delle Marne Rosse da quelle sempre bacinali (torbiditi pelagiche) del Sass de la Luna.

### 1° e 2° Banco Caotico.

I due banchi caotici si estendono in senso est-ovest per circa 35 km ed in senso nord-sud per almeno 10-12 km (Fig. 4); quest'ultima dimensione è solo stimata e rappresenta un valore minimo, dato che in tale direzione si è verificato il massimo raccorciamento prodotto dall'orogenesi alpina. Entrambi i banchi si assottigliano progressivamente verso ovest e rapidamente verso sud fino a chiudersi, mostrando notevoli variazioni di spessore (da meno di 10 ad oltre 60 m). A sud e ad ovest (S. Giovanni delle Formiche, Madonna del Mirabile, Fig. 4c; Sonna, Sommaschio, Carenno, Fig. 4a) i banchi caotici sono sostituiti da successioni calcaree stratificate. In corrispondenza della chiusu-

ra a nord del litosoma delle Torbiditi Sottili, ad essi normalmente intercalate (Giubilini, Fig. 4b; Col Croce, Adrara, Fig. 4c), i due banchi non sono separabili, costituendo un'unica successione.

### *Organizzazione interna e variazioni di facies.*

L'organizzazione interna dei banchi caotici è il risultato della diversa associazione di tre facies.

**Facies 1:** sequenze stratificate alloctone piegate e fagliate. Questa facies è rappresentata da corpi calcarei con stratificazione disturbata da pieghe disarmoniche e faglie, sovrapposti caoticamente e discordanti con i limiti del banco. Tali corpi, potenti fino a 30-40 m ed estesi lateralmente per diverse centinaia di metri, appoggiano solitamente su una zona intensamente pieghettata. Sono costituiti in massima parte da calcari pelagici (torbiditi pelagiche tipo Sass de la Luna o calcilutiti) di età Albiano superiore e Cenomaniiano; solo il secondo banco contiene inclusi metrici di marne scure, peliti rosse e torbiditi silicoclastiche fini.

**Facies 2:** *slumping* a struttura interna caotica. Comprende gli intervalli nei quali la matrice calcilutitica e/o marnosa a tessitura fluidale conserva i relitti dell'originaria stratificazione sotto forma di elementi convoluti e ritorti; contiene inoltre *boudins* e clasti eterometrici arrotondati o deformati costituiti prevalentemente da intraclasti micritici, *wackestones* a Foraminiferi (Aptiano e Albiano), selci, calcilutiti a Calpionelle (Maiolica) e calcari oolitici (*grainstones*). La matrice (*wackestones* a Foraminiferi e Radiolari) comprende fossili isolati di età diverse risedimentati (Foraminiferi planctonici aptiano-cenomaniiani, Calpionelle); le forme pelagiche e profonde vi sono frammiste ad elementi di piattaforma o di pendio superiore (tra i Foraminiferi *Cuneolina*, *Orbitolina*, *Lenticulina*, frammenti di Echinodermi e di Alge calcaree, ooliti). La facies 2 inquadra solitamente i grandi elementi alloctoni della facies 1 (Fig. 6).

**Facies 3:** *pebbly mudstones*. Questa facies comprende *pebbly mudstones* completamente disorganizzati e privi di stratificazione, che passano gradualmente alla facies 2, oppure orizzonti, talora grossolanamente gradati, che possono riempire tasche erosionali. Questi ultimi risultano più ricchi in silicoclasti rispetto ai primi, di composizione (matrice e clasti) analoga a quella già descritta a proposito della facies 2.

La messa in posto dei grandi elementi alloctoni (facies 1) appare riferibile a processi di scivolamento in massa; questi rappresentano pertanto degli *slides* (Woodcock, 1979; Nardin et al., 1979; Pickering et al., 1986). Un meccanismo di *slumping* con perdita progressiva della coesione da parte del sedimento parzialmente consolidato (Weissert, 1981; Alvarez et al., 1985) risulta invece probabile a proposito della facies 2. I *pebbly mudstones* tipici della facies 3 possono essere interpretati come *debris flows* generati per trasformazione sotto corrente degli *slumping* (facies 2) (Hampton, 1972; Stow, 1985; Thornton, 1986; Alvarez et al., 1985; Kleverlaan, 1987), oppure come episodi di risedimentazione indipendenti che riincidono con erosione basale l'accumulo caotico sottostante.



Fig. 6 - 1° Banco Caotico: associazione di facies tipica nella zona di Sorisole (Bergamasca centrale). Nella parte sinistra dell'affioramento è riconoscibile un lembo disarticolato di successione stratificata (facies 1, nel testo). Nella parte destra l'originaria stratificazione non è più riconoscibile, se non come relitto all'interno della matrice calcilutitica a struttura fluidale (facies 2). Nella figura l'alto stratigrafico è verso destra.

La successione calcareo-marnosa che sostituisce i banchi caotici verso sud e ovest è costituita essenzialmente dall'alternanza delle seguenti due facies:

Facies 4: calcari marnosi e marne gradate e laminate. Si tratta di *packstones* a Foraminiferi, Radiolari ed intraclasti micritici passanti a marne in strati piano-paralleli medi o spessi, gradati e laminati con sequenza di Bouma, o costituiti da più gruppi di lamine parallele, complessivamente gradati, alternati a *wackestones/mudstones* di analoga composizione e bioturbate.

Facies 5: marne calcaree bioturbate. Si tratta di marne calcaree omogenee che costituiscono intercalazioni sottili o medie entro gli strati piano-paralleli tipici della facies 4.

#### *Associazione di facies.*

L'associazione verticale e laterale delle facies relativa ai banchi caotici ed agli strati equivalenti è rappresentata in Fig. 4.

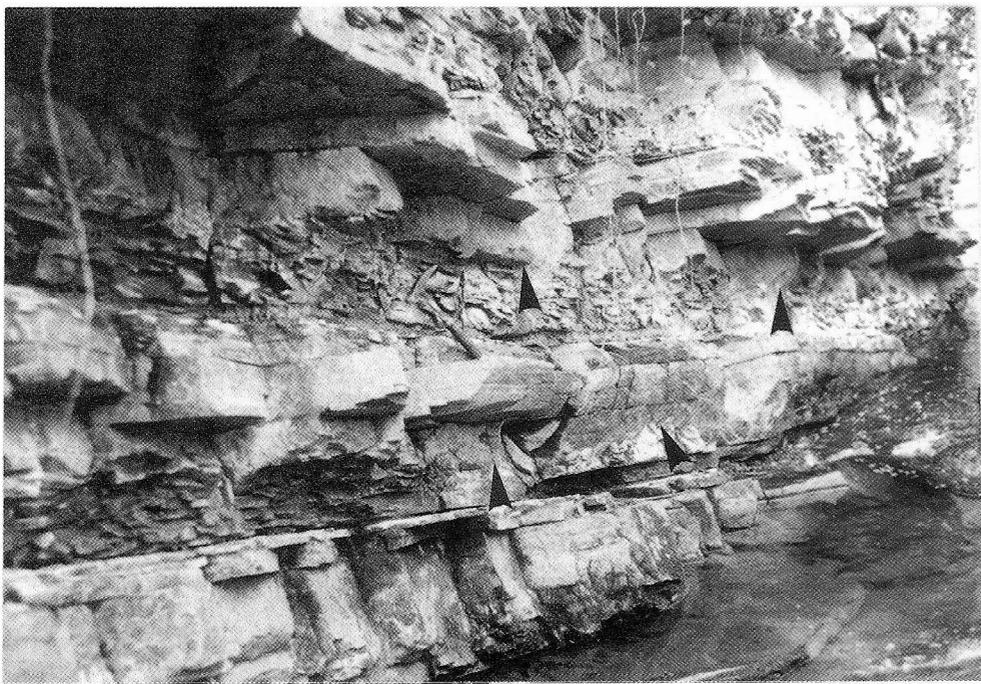


Fig. 7 - Calcari marnosi stratificati che costituiscono, nella Bergamasca occidentale, il 2° Banco Caotico. L'origine di questi depositi è verosimilmente legata a processi di risedimentazione di fanghi carbonatici e di sedimenti terrigeni molto fini. Il profilo di erosione degli strati rispecchia il contenuto in  $\text{CaCO}_3$  e non è direttamente legato ai limiti dei singoli episodi di risedimentazione, che sono di norma difficili da riconoscere. La base degli strati (freccie) si colloca appena sotto l'orizzonte laminato maggiormente in rilievo nei diversi episodi illustrati nella figura (Torrente Sommaschio, Caprino Bergamasco).

Nel settore settentrionale della Bergamasca centrale e orientale (Gavarno, Misma, Fig. 4b; Colle Guina, Col Croce, Fig. 4c) grandi *slides* (facies 1) sono inquadrati dalla facies caotica (facies 2) con lenti e tasche a base erosionale di *pebbly mudstones* (facies 3). Verso sud nei settori citati (Catene, Valpredina, Fig. 4b; M. Sega, Colle Guina, Fig. 4c) e verso ovest in Bergamasca occidentale (Tornago, Palazzago, Opreno, Fig. 4a) l'assottigliamento dei banchi si accompagna alla progressiva scomparsa della facies 1, ed all'associazione prevalente, con passaggi graduali, delle facies 2 (caotica) e 3 (*pebbly mudstones*). Il primo banco si chiude dopo essersi ridotto ad una coppia *slumping-pebbly mudstone* potente meno di 4 m (Torre de' Busi, Fig. 4a); il secondo si trasforma progressivamente in un singolo *pebbly mudstone* che passa verso sud (Sonna, Sommaschio, Fig. 4a) ad una torbidite calciruditico-calcarenitica con selce, di spessore decimetrico, già descritta da Venzo (1951) come "lente di Maiolica selciferà". L'alternanza regolare delle facies 4 e 5 sostituisce infine i "caotici" nella fascia meridionale della Bergamasca occidentale (Sonna, Sommaschio, Fig. 4a; Fig. 7).

### Interpretazione e modello deposizionale.

L'associazione delle facies descritte testimonia, prevalentemente da nord verso sud, una sequenza di trasformazioni all'interno dei due banchi, che è schematizzata in Fig. 8. Tali trasformazioni possono riflettere l'evoluzione sotto corrente di grandi movimenti di massa (*slides*), che danno origine ai depositi di *slumping* quindi ai *pebbly mudstones*, in seguito alla progressiva disarticolazione delle porzioni già litificate ed alla perdita di coesione degli intervalli ancora semiconsolidati. Una sequenza analoga di trasformazioni da *slides* calcarei a *pebbly mudstones* viene in effetti riconosciuta e descritta da diversi autori in vari contesti (Cook, 1979a, b; Cook & Mullins, 1983; Weissert, 1981; Alvarez et al., 1985).

N

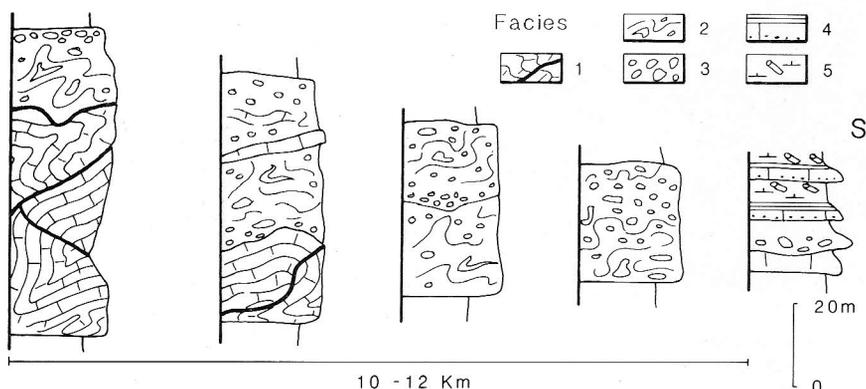


Fig. 8 - Modello di evoluzione in senso N-S dei banchi ad assetto caotico, ricavato in base alle osservazioni di terreno. I depositi di *slumping* ed i *pebbly mudstones*, caratteristici degli affioramenti più settentrionali, sono sostituiti verso sud da una successione di calcilutiti stratificate.

Entrambi i banchi inoltre risultano dalla sovrapposizione verticale di più episodi, che si succedono con tutta probabilità molto rapidamente. Il coinvolgimento di sedimenti progressivamente più antichi in ciascuno degli stessi, può testimoniare l'arretramento nel tempo del fronte di distacco degli *slides*, come conseguenza dell'evoluzione del pendio settentrionale che li ha originati.

### Torbiditi Sottili.

Il litosoma delle Torbiditi Sottili si apre tra i due banchi caotici da est verso ovest e da nord verso sud, presentando lo spessore massimo in Bergamasca centrale (oltre 70 m, Sorisole, Valpredina, Fig. 4b). La successione si assottiglia e si chiude verso nord con rapporti di *onlap* sul 1° Banco Caotico (Giubilini, Gavarno, Fig. 4b), e verso est (Col Croce, Adrara, Fig. 4c). Un generale assottigliamento senza chiusura si verifica anche nel settore sud-occidentale (Sonna, Sommaschio, Fig. 4a), accompagnato da graduali variazioni di facies. Il litosoma torbiditico si configura quindi come un corpo cuneiforme allungato attualmente in direzione all'incirca E-O, cioè parallelamente alle paleocorrenti

che indicano la generale provenienza orientale dei sedimenti torbiditici silicoclastici.

### Facies.

La successione delle Torbiditi Sottili risulta costituita dall'associazione di 4 facies a prevalente composizione silicoclastica (1-4) e di due facies a prevalente composizione carbonatica (5-6).

Facies 1: coppie arenaria-pelite, in strati medi e spessi. Areniti medie o fini, raramente grossolane alla base degli strati, passanti a pelite ( $S/A > 3:1$ ); strati gradati e laminati o con sequenze di Bouma complete, a geometria lenticolare o discontinua (Fig. 9). Sono caratteristici alcuni strati con orizzonti a clasti semiconsolidati (areniti fini lamine), rimobilizzati e rideposti sottocorrente.

Facies 2: arenaria a laminazione obliqua e geometria lenticolare. Areniti medie o fini, in strati lenticolari o discontinui, medi o sottili, costituiti da uno o più gruppi di lamine a base concava. Questi strati risultano frequentemente amalgamati alle calciliti della facies 5, costituendo coppie caratteristiche.

Facies 3: coppie arenaria fine-pelite, in strati da medi a molto sottili (Fig. 9). Si tratta di areniti fini e molto fini, spesso ricche di Foraminiferi e bioclasti passanti a peliti ( $S/A = 1:1 - 1:5$ ), in strati piano-paralleli, con sequenze di Bouma troncate alla base

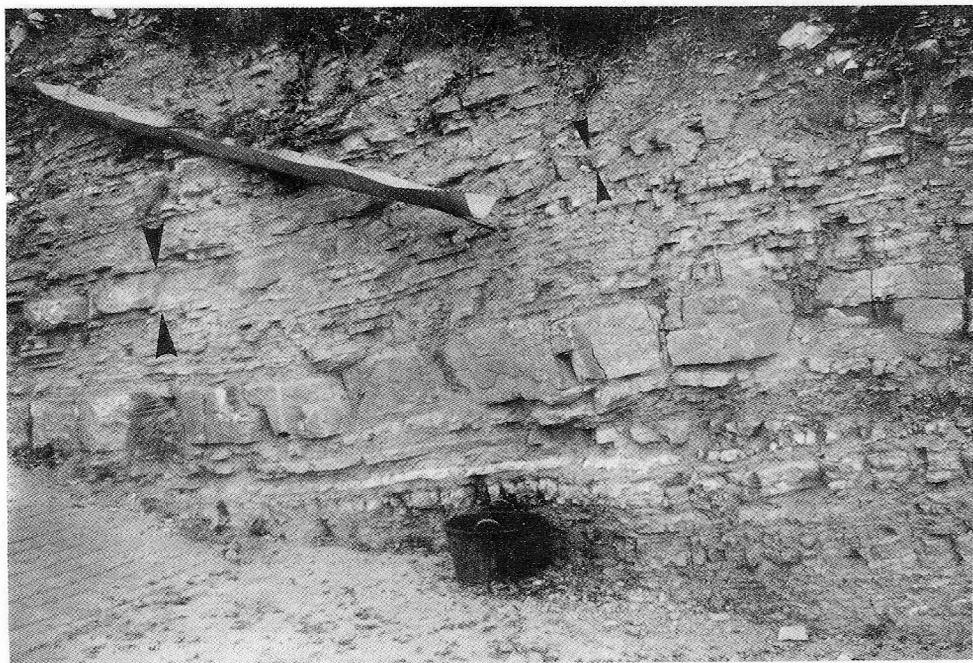


Fig. 9 - Torbiditi Sottili: facies tipica nella zona di M. Misma (settore orientale della Bergamasca centrale). La successione è formata da torbiditi a stratificazione sottile (facies 3), a cui si intercalano strati spessi, a volte lenticolari (un esempio è indicato dalle frecce), descrivibili come sequenze complete Ta-e (facies 1) (il martello è circa 40 cm).

(Tb-e, Tc-e) e più raramente al tetto (Tc/e). Anche questi strati risultano spesso amalgamati agli orizzonti calcilititici (Fig. 10).

Facies 4: strati siltoso-pelitici da sottili a spessi. Questa facies è costituita da strati piano-paralleli a base siltosa e tetto pelitico o marnoso, gradati e laminati, con rapporto silt/marna 1:5 ("torbiditi fangose"). Gli orizzonti a lamine parallele e oblique possono ripetersi più volte in uno stesso strato, alternati a marne e peliti bioturbate.

Facies 5: calcareniti fini e calcilituti in strati da sottili a medi gradati e laminati omogenei o bioturbati. Si tratta di *packstones* passanti a *wackestones* e *mudstones* a Foraminiferi e Radiolari che possono sviluppare sequenze di Bouma complete o troncate alla base, in strati piano-paralleli, piano-ondulati o discontinui, e di sottili livelli calcilititici, spesso silicei, che si intercalano alle facies silicoclastiche già descritte. Caratteristici e frequenti sono gli orizzonti ad intraclasti laminati, allineati alla base dell'intervallo Te calcilititico, che risultano analoghi a quanto già descritto a proposito della facies 1.

Facies 6: marne e peliti omogenee o laminate. Questa facies è costituita da livelli marnosi e pelitici bioturbati o sottilmente laminati, da sottili a medi, che si intercalano alle facies precedentemente descritte.

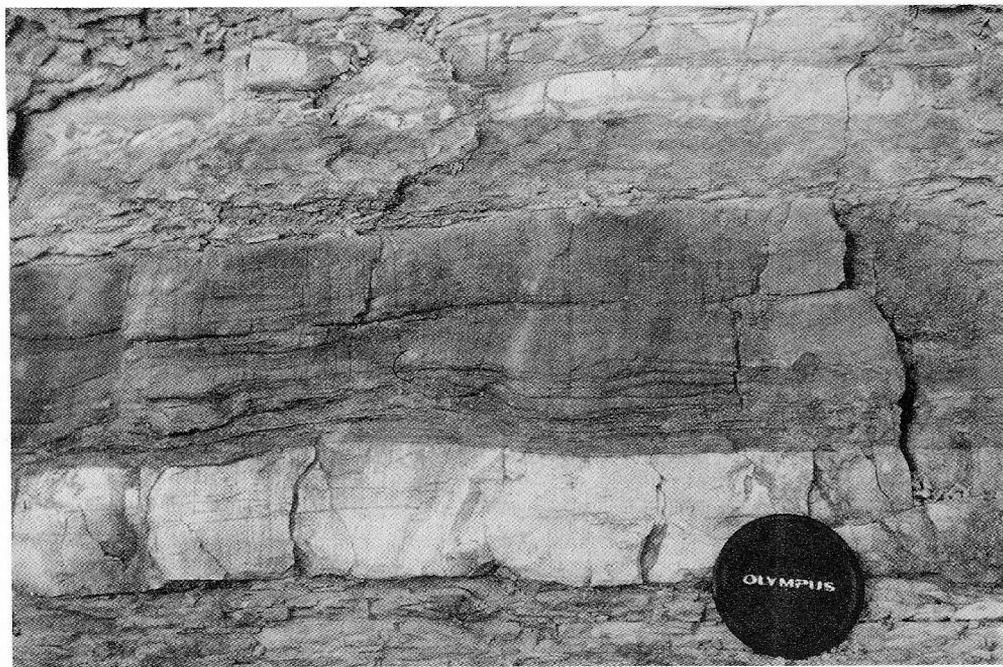


Fig. 10 - Dettaglio della figura precedente in cui uno strato arenitico si sovrappone ad uno calcilititico, testimoniando la doppia provenienza (extrabacinale ed intrabacinale) dei sedimenti compresi nelle Torbiditi Sottili. Si noti nello strato arenitico la laminazione obliqua ed il passaggio netto alla pelite sovrastante (sequenza Tc/e). Il tetto dell'intervallo a laminazione obliqua presenta una leggera ondulazione a scala media.

Gli strati in cui si riconoscono sequenze di Bouma (facies 1, 3, 5) possono essere interpretati come torbiditi, silicoclastiche o calcaree (bioclastiche), deposte da correnti a differente concentrazione. La geometria lenticolare di molti strati tipici della facies 1 può essere riferita a processi di erosione e deposizione legati ad uno stesso episodio.

I sedimenti siltoso-pelitici (facies 4) sviluppano sequenze parzialmente riconducibili a quelle descritte da vari autori per le torbiditi fini o "fangose" (Piper, 1978; Stow & Shanmughan, 1980; Stow & Piper, 1984; Pickering et al., 1986) e come tali vengono interpretati.

La deposizione delle areniti a laminazione obliqua (facies 2) risulta dall'intensa mobilitazione del sedimento da parte di correnti trattive, con tutta probabilità correnti di torbida o correnti di fondo (Stow, 1985; Pickering et al., 1986). Negli strati della facies 2 sono registrati più eventi tra loro amalgamati (strati "multievento").

Le marne e peliti della facies 6 rappresentano infine le normali emipelagiti associate ai depositi torbiditici.

#### *Petrografia.*

Le arenarie presenti nelle Torbiditi Sottili sono litareniti ibride, fini e molto fini, a cemento calcitico, ben selezionate nella frazione extrabacinale. La componente intrabacinale carbonatica, composta in prevalenza da Foraminiferi planctonici e subordinatamente bentonici, assieme ai clasti "molliti" micritici, rappresenta in media il 12% della composizione totale. La composizione media della frazione extrabacinale è  $Q=60$   $F=5$   $L=35$  (parametri secondo Dickinson, 1970). Il 50% dei grani quarzosi è rappresentato da quarzo policristallino, mentre i litici sono interamente costituiti da clasti derivati da rocce metamorfiche. I frammenti di rocce sedimentarie sono assenti. Le miche, poco abbondanti, sono rappresentate interamente da muscovite. La matrice, se presente in origine, risulta completamente sostituita da calcite tardiva. Sostituzione completa da parte di calcite tardiva interessa mediamente il 10% dei grani, tra i quali non si esclude possano essere compresi frammenti di rocce carbonatiche.

L'area sorgente delle Torbiditi Sottili può essere tentativamente individuata, in accordo con la direzione delle paleocorrenti che indicano provenienze da E e NE, nelle unità austro-alpine, soggette secondo vari autori ad intensa deformazione durante il Cenomaniano (Winkler & Bernoulli, 1986). La presenza di abbondante frazione intrabacinale indica inoltre che il detrito extrabacinale può essere stato riciclato più volte all'interno di un bacino tettonicamente mobile.

#### *Associazione di facies.*

La diversa associazione delle facies descritte differenzia le successioni più potenti, caratteristiche della Bergamasca centrale (Soriso, Valpredina, Fig. 4b) da quelle progressivamente assottigliate che circondano tale settore.

Nella Bergamasca orientale infatti (Colle Guina, Entratico, Fig. 4c; Misma, Fig. 4b) la successione è costituita dai sedimenti più grossolani a stratificazione discontinua o lenticolare (facies 1 e 2), cui si associano la facies 3 (torbiditi fini), e subordinatamente le

facies 5 (calcareniti e calcilutiti) e 6 (emipelagiti) (Fig. 9, 10). Appena prima della completa chiusura orientale del litosoma (Adrara, Fig. 4c), la successione torbiditica risulta sostituita da pochi metri di peliti rosse intercalate ai due banchi caotici (S. Giovanni delle Formiche, Fig. 4c).

Procedendo sottocorrente verso ovest (Bergamasca centrale: Valpredina, Sorisole-Catene, Fig. 4b), dove la successione è più potente, i depositi mostrano una stratificazione più continua, con l'associazione prevalente delle facies 3 e 5 e subordinatamente delle facies 1 e 2 (Fig. 11). In Bergamasca occidentale (Palazzoago, Opreno, Fig. 4a) la successione risulta costituita prevalentemente dalle torbiditi della facies 4, associate a torbiditi calcaree ed emipelagiti (facies 5 e 6).

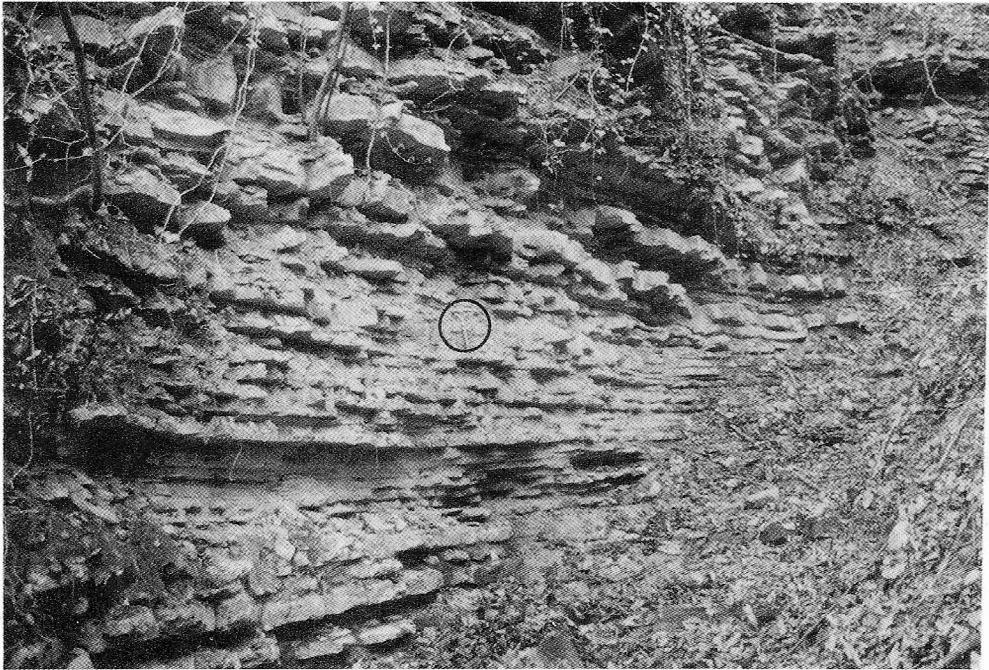


Fig. 11 - Torbiditi Sottili: facies tipica nel settore più meridionale della Bergamasca centrale (Valpredina), dove il litosoma delle Torbiditi Sottili raggiunge il suo massimo spessore in affioramento (circa 70 metri). Verso nord questo corpo sedimentario tende progressivamente ad assottigliarsi fino a chiudersi tra i due banchi caotici. La scala è data dal martello compreso nel circolo.

La generale e rapida riduzione di potenza verso nord (e successiva chiusura) (Gavarno, M. Solino, Sorisole-Pisgà, Fig. 4b; Tornago, Fig. 4a) è sottolineata dall'associazione tra torbiditi sottili spesso discontinue (facies 2 e 3), calcareniti e calcilutiti (facies 5) ed emipelagiti.

Infine una successione costituita prevalentemente da torbiditi calcarenitiche fini e sottili (facies 5) ed emipelagiti, cui si associano subordinatamente le torbiditi "fangose" della facies 4, caratterizza il graduale assottigliamento del litosoma torbiditico verso ovest (T. de' Busi, Carenno, Fig. 4a) e verso sud (Sonna, Sommaschio, Fig. 4a).

In sintesi le variazioni di spessore e di facies descritte da est ad ovest evidenziano, per il litosoma delle Torbiditi Sottili, la transizione sottocorrente dalla zona di transito/deposizione (Bergamasca orientale) all'area di maggiore accumulo (Bergamasca centrale), fino all'estremo dominio bacinale (Bergamasca centrale ed occidentale).

Questo litosoma rappresenta quindi un sistema deposizionale torbiditico allungato in senso E-O ed alimentato contemporaneamente dai quadranti orientali (apporti silicoclastici) e dal margine settentrionale (apporti carbonatici).

La generale relazione di *onlap* sul margine settentrionale del bacino può essere intuita dalla chiusura verso nord del corpo torbiditico e dalla costante tendenza all'assottigliamento degli strati, che assumono progressivamente geometrie lenticolari e discontinue in questa direzione.

Il bacino delle Torbiditi Sottili inoltre tende a chiudersi più gradualmente verso sud e verso ovest, come documentano la riduzione di spessore e le variazioni di facies.

### Stratigrafia sequenziale.

Le unità cenomaniane descritte rappresentano nel loro insieme una sequenza deposizionale, definita Sequenza Cenomaniana, in quanto esse sono comprese tra due discontinuità, con associato hiatus, che evolvono lateralmente in orizzonti continui e concordanti. Il quadro stratigrafico della Sequenza Cenomaniana, riferito alle sequenze sopra e sottostanti è riportato in Fig. 12.

Il limite inferiore della Sequenza Cenomaniana è stato in precedenza discusso ed è rappresentato dal limite Sass de la Luna / Marne Rosse. Nella Bergamasca occidentale e centrale le Marne Rosse appoggiano in continuità stratigrafica sul Sass de la Luna. Al contrario in Bergamasca orientale si evidenzia a questo livello una discontinuità con lacuna, che comprende parte del Cenomaniano inferiore.

Il limite superiore della sequenza è rappresentato, nel settore occidentale e centrale dal contatto tra il 2° Banco Caotico e le Peliti Nere Superiori. Nel settore orientale (Fig. 12) il 2° Banco Caotico è ricoperto invece direttamente da unità turoniane progressivamente più recenti verso NE (Peliti Rosse, Flysch di Colle Cedrina), ed infine dalle Arenarie di Sarnico, coniaciane (Gelati et al., 1982). Questi rapporti stratigrafici documentano la lacuna più ampia e la relativa discordanza, presenti nella successione cretacea del Bacino Lombardo (Bersezio & Fornaciari, in stampa). La sovrapposizione diretta delle Arenarie di Sarnico sul 2° Banco Caotico aveva indotto Bichsel & Häring (1981) ad estendere la prima unità verso il basso, fino al limite Cenomaniano/Turoniano. In realtà tra le due esiste una lacuna che comprende tutto il Turoniano, documentabile sia con i Foraminiferi planctonici che con il nannoplancton (E. Erba, comun. pers., 1988).

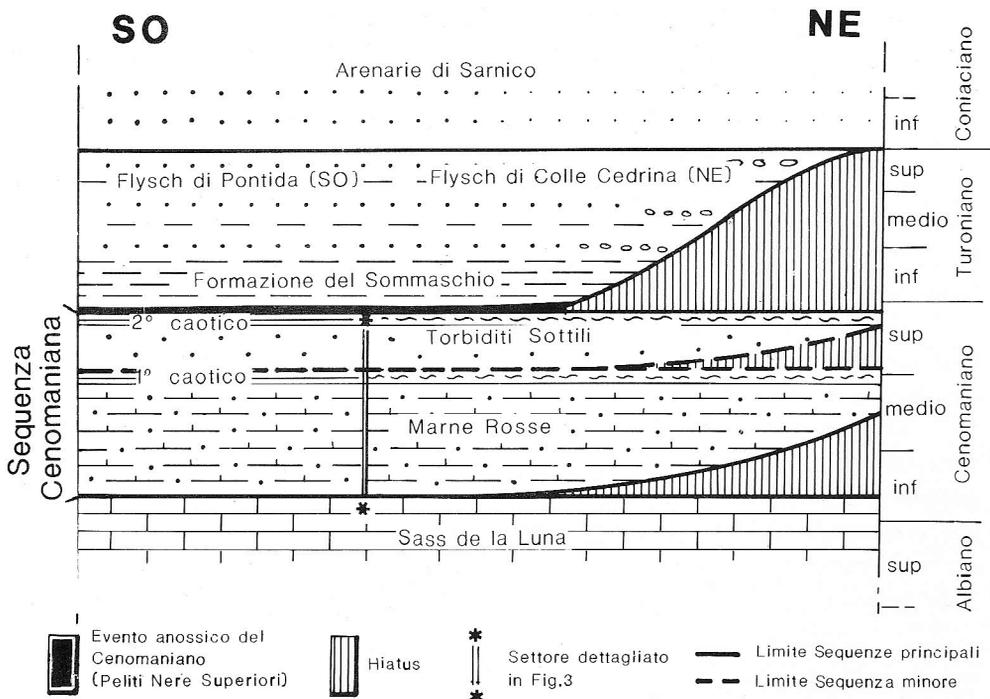


Fig. 12 - Schema stratigrafico della Sequenza Cenomaniana. Le lacune diventano progressivamente più ampie verso la zona nord-orientale, che rappresenta il margine del Bacino Lombardo durante il Cenomaniano. L'evento anossico rappresentato si imposta durante il tardo Cenomaniano ed è correlabile con quello riconosciuto a scala globale in questo intervallo di tempo. Le condizioni anossiche, nel contesto locale, perdurano anche durante il Turoniano inferiore.

La Sequenza Cenomaniana (Fig. 12) è a sua volta divisa in due sequenze deposizionali di ordine minore, separate dalla discordanza evidenziata dalla chiusura per *onlap* del litosoma delle Torbiditi Sottili contro il 1° Banco Caotico (Fig. 4a, b, c). Queste due sequenze sono rispettivamente chiuse dagli orizzonti ad assetto caotico (1° e 2° Banco Caotico) prodotti da grandi franamenti sottomarini.

Il contatto tra le due sequenze minori, marcato dalla prima comparsa di significativi apporti silicoclastici nel Cenomaniano del Bacino Lombardo, viene tra l'altro a coincidere con il limite tra i supercicli UZA 1 e UZA 2 di Haq et al. (1987).

Le discontinuità illustrate in Fig. 12, relativamente alla situazione stratigrafica del settore nord-orientale dell'area studiata (Fig. 1), insieme con le ulteriori evidenze stratigrafiche fin qui descritte, consentono di identificare in quest'area il margine, più o meno conservato del Bacino Lombardo nel Cenomaniano. Il bacino, orientato attualmente dopo l'orogenesi alpina all'incirca SSE-NNO, presenta la sua area più depressa nel settore sud-occidentale di Fig. 1, dove non sono registrati hiatus apprezzabili (Fig. 12).

## Tettonica sinsedimentaria.

## Evidenze stratigrafiche.

Le evidenze stratigrafiche di tettonica sinsedimentaria all'interno della Sequenza Cenomaniana sono in sintesi rappresentate dai livelli caotici, prodotti da franamenti sottomarini di ampie porzioni del margine del bacino, dalle discordanze che si impostano sul margine stesso, e dalla geometria del piccolo litosoma delle Torbiditi Sottili. Quest'ultimo rappresenta infatti il primo corpo sedimentario, finora riconosciuto, orientato all'incirca E-O, perciò trasversalmente alle strutture distensive giurassiche.

Queste evidenze testimoniano, durante il Cenomaniano, un quadro paleogeografico in evoluzione, prodotto verosimilmente da un nuovo regime tettonico. I dati stratigrafici, per quanto parziali se non integrati da dati di carattere strutturale, consentono di

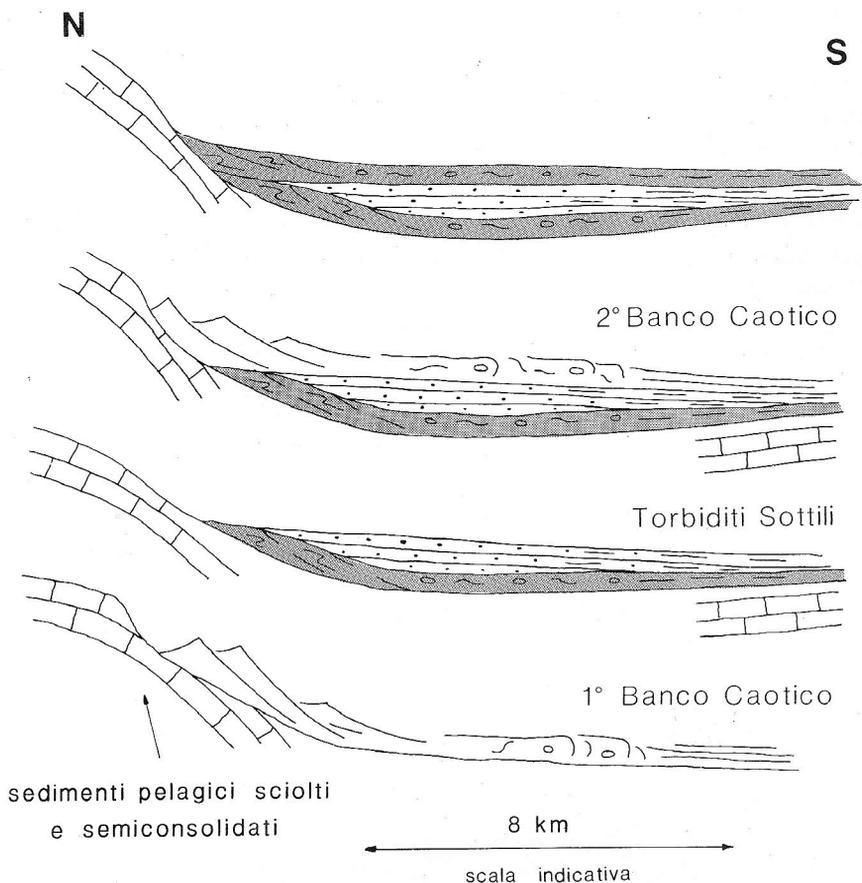


Fig. 13 - Schema di evoluzione del Bacino Cenomaniano Lombardo a partire dalla messa in posto del 1° Banco Caotico. I depositi ad assetto caotico si originano da un rilievo in sollevamento collocato a settentrione che costituisce il margine del Bacino Lombardo durante il Cenomaniano. Le paleocorrenti delle Torbiditi Sottili sono rivolte verso l'esterno della figura.

riconoscere nella tettonica attiva durante il Cenomaniano una componente compressiva. Questa risulta dalla geometria della Sequenza Cenomaniana (Fig. 4) e dal progressivo aumento verso l'attuale settore nord-orientale dell'estensione delle lacune che la limitano (Fig. 12). Questo assetto permette di definire un rilievo in progressivo sollevamento, collocato in posizione settentrionale rispetto all'asse del bacino stesso, che costituisce il margine del Bacino Lombardo nel Cenomaniano (Fig. 13). Dallo stesso rilievo settentrionale si originano i corpi caotici, la cui evoluzione in senso orientativamente N-S è documentata dalla variazione di facies in questa direzione. La mobilizzazione ed il frantumamento di settori così vasti di margine, come appare dall'estensione dei livelli caotici, è di norma collegata all'attività sismica che accompagna regimi tettonici compressivi (Mutti et al., 1984; Seguret et al., 1984, con bibliografia).

#### Evoluzione tettonico-sedimentaria.

L'evoluzione stratigrafica della Sequenza Cenomaniana, a partire dalla messa in posto del 1 Banco Caotico, è rappresentata in Fig. 14. La Fig. 15 schematizza il quadro strutturale desunto dalla geometria del litosoma delle Torbiditi Sottili. La sedimentazione è controllata dalla crescita del margine settentrionale del bacino da cui si staccano, probabilmente in seguito ad eventi sismici, i materiali pelagici sciolti e semiconsolidati e le frane sottomarine (*slides*) che formano i due "caotici" e contro cui si chiude per *onlap* il litosoma delle Torbiditi Sottili. Questo tende a chiudersi oltre che verso nord, in modo più graduale anche verso sud dove è sostituito da una successione preva-

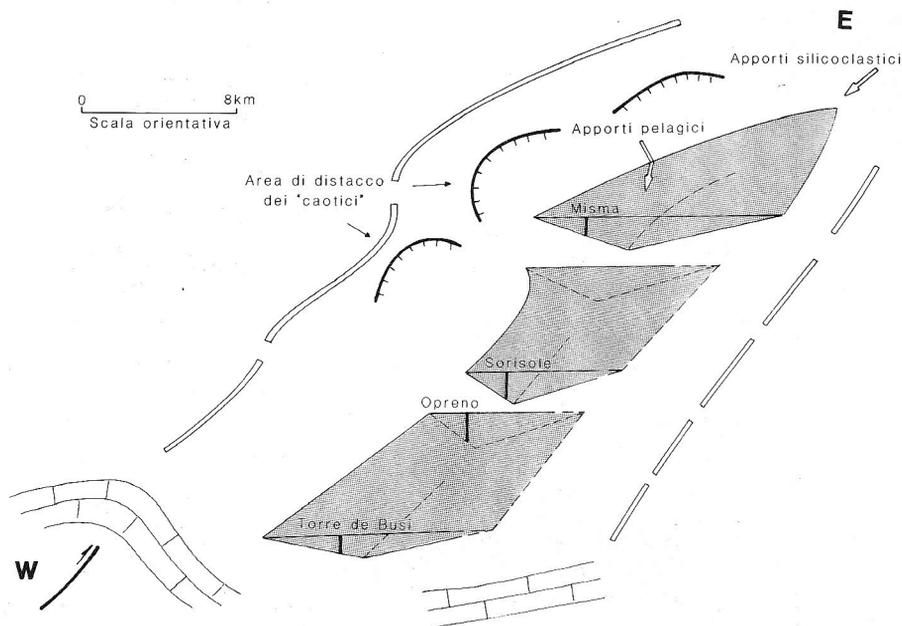


Fig. 14 - Contesto deposizionale della Sequenza Cenomaniana ricostruito in base ai dati stratigrafici. In evidenza è il litosoma delle Torbiditi Sottili. Nella figura sono schematizzati gli assi dei rilievi ipotizzati a margine del bacino.

lentemente marnosa. In corrispondenza della chiusura meridionale, i livelli caotici sono sostituiti da successioni calcaree stratificate. Più a meridione la successione cenomaniana è documentata nel sottosuolo padano a Malossa (Errico et al., 1980) ed è costituita da depositi pelagici di tipo scaglia. Il rilievo, ipoteticamente collocato a meridione in Fig. 14, è introdotto in conseguenza di queste variazioni di facies e della geometria dei corpi. Il tetto del 2° Banco Caotico rappresenta la superficie contro cui, in seguito, si produce l'*onlap* della Sequenza Turoniana, con associato hiatus, schematizzato in Fig. 12.

#### Quadro regionale.

La ricostruzione paleogeografica relativa al Bacino Lombardo, durante il Cenomaniano medio-superiore è schematizzata in Fig. 15. Il margine settentrionale del bacino risulta interessato da tettonica con componente compressiva ed appare dislocato in tre settori (ipotizzabili in base alla geometria ed alle facies del litosoma delle Torbiditi Sottili) mediante linee trasversali verosimilmente ereditate dalle precedenti strutture distensive giurassiche.

Tra gli elementi strutturali che formano l'attuale fronte affiorante delle Alpi Meridionali, non è possibile documentare quali strutture possano essersi enucleate durante il Cenomaniano. L'area immediatamente a nord dell'attuale fascia di affioramenti cretacei è occupata da una complessa zona ad anticlinali e sinclinali serrate, che interessano le unità giurassiche e retiche (Gaetani et al., 1981) probabilmente associate a sovrascorrimenti con geometria a ventaglio embriciato. All'interno di questa zona, non ancora completamente compresa dal punto di vista strutturale, sono stati ripresi, con tutta probabilità, i rilievi sinsedimentari cenomaniani. Dal punto di vista regionale il quadro relativo al Bacino Lombardo così delineato, può risultare compatibile con il modello proposto da Doglioni & Bosellini (1987). Questi riconoscono infatti, durante il Turoniano, una compressione orientata verso NNO-SSE nel settore centro-occidentale delle Alpi Meridionali (Bacino Lombardo), associata, secondo gli autori, ad importanti movimenti trascorrenti sinistri nella zona delle Giudicarie. Dal presente studio risulta che gli effetti di tettonica compressiva sarebbero riconoscibili nell'area bergamasca già a partire dal Cenomaniano medio-superiore.

#### Conclusioni.

1) Questo studio ha messo in evidenza nella successione cretacea del Bacino Lombardo una unità stratigrafica, deposta durante il Cenomaniano e denominata Sequenza Cenomaniana, compresa tra due discontinuità e gli orizzonti continui ad esse correlati (sensu Mitchum et al., 1977). Le discordanze si sviluppano sul margine settentrionale dell'originario bacino, orientato indicativamente E-O, e sono legate all'evoluzione tettonica del margine stesso. Gli hiatus associati alle discordanze comprendono rispettivamente il Cenomaniano inferiore (p.p.) ed il Cenomaniano sommitale-Turoniano. La Sequenza Cenomaniana è a sua volta divisa in due sequenze di ordine minore: la prima co-

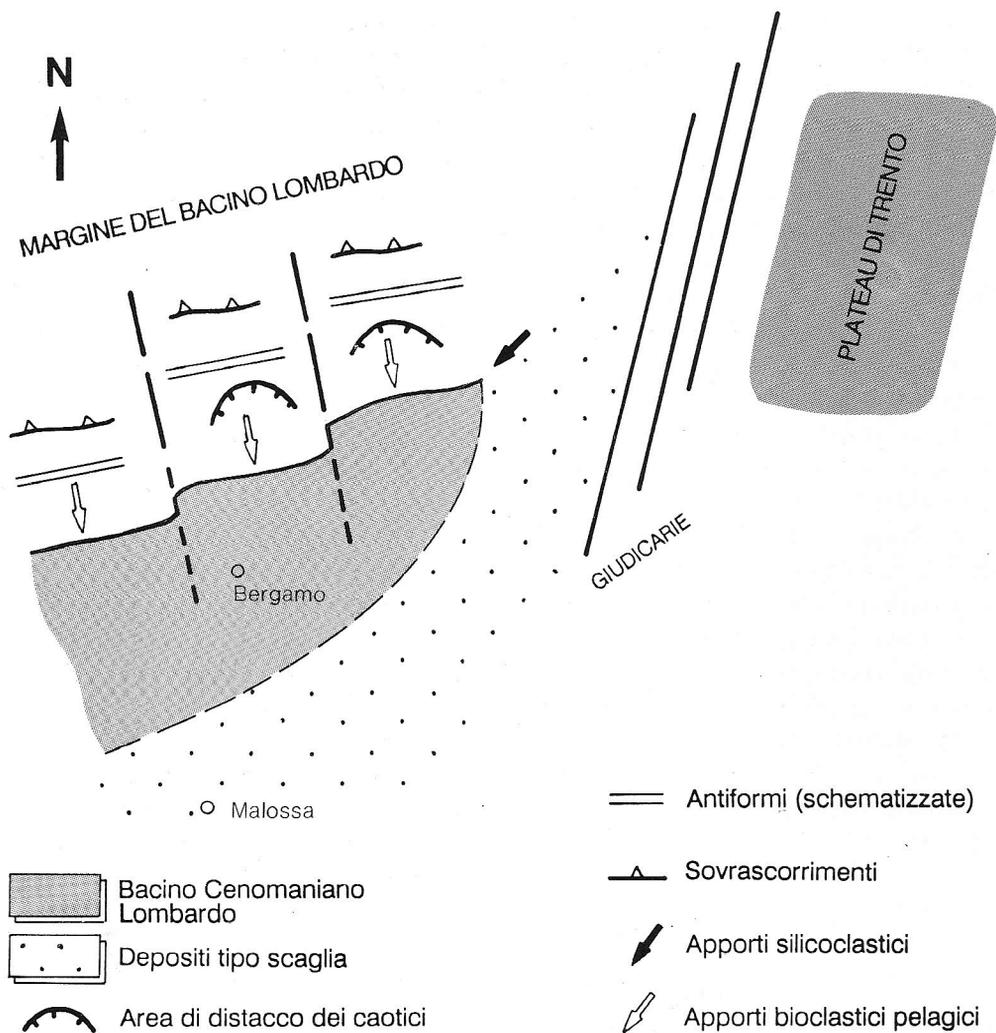


Fig. 15 - Schema paleogeografico del Bacino Lombardo durante il Cenomaniano. I lineamenti che dislocano il margine settentrionale del bacino, ipotizzabili in base alla geometria del litosoma delle Torbiditi Sottili, possono risultare ereditati da precedenti strutture distensive giurassiche. I rapporti paleogeografici originari tra il Bacino Cenomaniano e le aree di deposizione della Scaglia non sono noti a causa del raccorciamento tettonico postdeposizionale, e sono perciò rappresentati in modo indicativo.

stituita da un corpo di torbiditi pelagiche rossastre (Marne Rosse), la seconda da un corpo di torbiditi silicoclastiche e pelagiche (Torbiditi Sottili). Queste due sequenze minori sono entrambe chiuse da orizzonti calcarei ad assetto caotico ed estensione bacinale.

2) L'attribuzione al Cenomaniano superiore (Zona a *Rotalipora cushmani* - parte inferiore della Zona a *Whiteinella archaeocretacea*) del 2° Banco Caotico permette di collocare nella parte sommitale del Cenomaniano la base delle sovrastanti Peliti Nere Supe-

riori, presenti nella Bergamasca occidentale e centrale. L'età delle Peliti Nere Superiori del Bacino Lombardo coincide quindi con quella attribuita al secondo evento anossico globale (Arthur & Premoli Silva, 1982, con bibliografia), con il quale risultano pertanto correlabili.

3) Il litosoma delle Torbiditi Sottili, ricostruito in base a sezioni misurate, risulta allungato in direzione all'incirca E-O. In sezione trasversale, questo corpo mostra una chiusura relativamente rapida verso nord, più graduale verso sud.

4) L'associazione di livelli caotici, discordanze e bacini a sedimentazione torbiditica riflette, durante il Cenomaniano, l'evoluzione di un'area mobile a controllo tettonico sinsedimentario.

5) Nell'ambito delle Alpi Meridionali il bacino occupato dalla Sequenza Cenomaniana si configura come il primo bacino, finora riconosciuto, orientato all'incirca in senso E-O, trasversalmente alla direzione delle strutture distensive giurassiche. In base alle evidenze stratigrafiche, l'evoluzione del margine settentrionale del bacino, durante il Cenomaniano, risulta prodotta da tettonica compressiva. I dati stratigrafici testimoniano inoltre che lo stesso regime tettonico prosegue anche durante il Turoniano.

#### Ringraziamenti.

Il presente lavoro costituisce parte integrante della Tesi di Dottorato degli scriventi, svolta presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano, con il coordinamento del Prof. R. Gelati.

Gli autori ringraziano il Prof. R. Gelati per l'assistenza e gli utili suggerimenti, la Prof. I. Premoli Silva per la discussione sugli aspetti stratigrafici ed il Prof. M. Gaetani per la lettura critica del manoscritto.

## BIBLIOGRAFIA

- Alvarez V., Colacicchi R. & Montanari A. (1985) - Synsedimentary slides and bedding formation in Apennine pelagic limestones. *Journ. Sed. Petr.*, pp. 720-734, 23 fig., Tulsa.
- Arthur M.A. & Premoli Silva I. (1982) - Development of widespread organic carbon rich strata in the Mediterranean Tethys. In Schlanger S.O. & Cita M.B. - Nature and origin of Cretaceous carbon rich facies, pp. 7-54, 20 fig., 2 tab., London.
- Aubouin J., Sigal J., Berland J.P., Blanchet R., Bonneau M., Cadet J.P., Guillot P.L., Lacour A., Piat B. & Vicente J.C. (1970) - Sur un bassin de flysch: stratigraphie et paléogéographie des flysch crétacés de la Lombardie (versant sud des Alpes orientales, Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, s. 7, v. 12, n. 4, pp. 612-658, 8 fig., Paris.
- Bersezio R. & Fornaciari M. (1988) - Cretaceous sequences in the Lombardy Basin: stratigraphic outline between the Lakes of Lecco and Iseo. *Mem. Soc. Geol. It.*, in stampa.
- Bichsel M. & Häring M.O. (1981) - Facies evolution of Late Cretaceous Flysch in Lombardy (northern Italy). *Ecl. Geol. Helv.*, v. 74, n. 2, pp. 383-420, 1 tav., 22 fig., Basel.

- Caron M. (1985) - Cretaceous planktic foraminifera. In Bolli H.M., Saunders J.B., Perch-Nilsen K. - Plankton stratigraphy, pp. 17-87, 37 fig., Cambridge.
- Cassano E., Anelli L., Fichera R. & Cappelli V. (1986) - Pianura padana: interpretazione integrata di dati geofisici e geologici. Agip, 27 pp., 35 fig., San Donato Milanese.
- Castellarin A. (1976) - Ipotesi paleogeografica sul bacino del flysch sudalpino cretaceo. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 95, n. 3-4, pp. 501-511, 2 fig., Roma.
- Cook H.E. (1979a) - Ancient continental slope sequences and their value in understanding modern slope development. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Spec. Publ., n. 27, pp. 287-305, Tulsa.
- Cook H.E. (1979b) - Generation of debris flows and turbidity current flows from submarine slides (abs.). *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 63, p. 435, Tulsa.
- Cook H.E. & Mullins H.T. (1983) - Basin margin environments. In Scholle P.A., Bebout D.G. & Moore C.H. - Carbonate depositional environments. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, v. 33, pp. 540-617, 134 fig., Tulsa.
- De Jong K.A. (1967) - Tettonica gravitativa e raccorciamento crostale nelle Alpi Meridionali. *Boll. Soc. Geol. It.*, v. 86, pp. 749-776, 15 fig., Roma.
- De Jong K.A. (1979) - Overthrusts in the Central Bergamasc Alps, Italy. *Geol. en Mijnbouw*, v. 58, n. 2, pp. 277-288, 12 fig., 1 carta geol. 1:50.000, Den Haag.
- De Sitter L.U. & De Sitter Koomans C.L. (1949) - Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy. *Leid. Geol. Medd.*, v. 14 c, pp. 1-257, 2 carte geol. 1:50.000, 2 carte profili, carte tettoniche, Leiden.
- Dickinson W.R. (1970) - Interpreting detrital modes of greywacke and arkose. *Journ. Sed. Petr.*, v. 40, pp. 695-707, 2 fig., 4 tab., Tulsa.
- Doglioni C. & Bosellini A. (1987) - Eoalpine and mesoalpine tectonics in the Southern Alps. *Geol. Rundsch.*, v. 76, n. 3, pp. 735-754, 16 fig., Stuttgart.
- Errico G., Groppi G., Savelli S. & Vaghi G.C. (1980) - Molassa field, deep discovery in Po Valley. In Giant Oil and Gas Fields of the Decade: 1968-1978. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, n. 30, pp. 525-538, 14 fig., Tulsa.
- Gaetani M. (1975) - Jurassic stratigraphy of the Southern Alps: a review. Coy Squires (Ed.) - Geology of Italy. *The Earth Sc. Soc. Libyan Arab Republic*, pp. 377-402, 15 fig., Tripoli.
- Gaetani M. & Jadoul F. (1979) - The structure of the Bergamasc Alps. *Rend. Acc. Naz. Lincei*, s. 8, v. 66, n. 5, pp. 411-416, 1 fig., Roma.
- Gaetani M., Gelati R. & Jadoul F. (1981) - Foglio 33 Bergamo. In A. Castellarin (Ed.) - Carta tettonica delle Alpi Meridionali. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pp. 174-178, 1 carta geol., Roma.
- Gelati R., Cascone A. & Paggi L. (1982) - Le unità stratigrafiche aptiano-maastrichtiane delle Prealpi Bergamasche. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 1, pp. 75-112, 16 fig., Milano.
- Haq B.U., Hardenbol J. & Vail P.R. (1987) - Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic (250 million years ago to present). *Science*, v. 235, pp. 1156-1166, 5 fig., Tulsa.
- Hampton M.A. (1972) - The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. *Journ. Sed. Petr.*, v. 42, n. 4, pp. 775-793, 14 fig., Tulsa.
- Kleverlaan K. (1987) - Gordo megabed: a possible seismite in a Tortonian submarine fan, Province Almeria, Southern Spain. *Sedim. Geol.*, v. 51, pp. 165-180, 9 fig., Amsterdam.
- Mitchum R.M., Vail P.R. & Thompson S. (1977) - Depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. *Am. Ass. Petr. Geol. Mem.*, v. 26, pp. 53-63, 4 fig., Tulsa.
- Mutti E., Ricci Lucchi F., Seguret M. & Zanzucchi G. (1984) - Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Marine Geol.*, v. 55, pp. 103-116, 1 tav., 8 fig., Amsterdam.

- Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S. & Edwards B.D. (1979) - A review of mass movement, processes, sediment and acoustic characteristic, and contrast in slope and base of slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, Spec. Publ., v. 27, pp. 61-73, 4 fig., Tulsa.
- Pickering K., Stow D.A.V., Watson M. & Hiscott R. (1986) - Deep water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sc. Rev.*, v. 23, pp. 75-174, 52 fig., Amsterdam.
- Pieri M. & Groppi G. (1981) - Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, pubbl. 414, 45 pp, Roma.
- Piper D.J.W. (1978) - Turbidite muds and silts in deep sea fans and abyssal plains. In Stanley D.J. & Kelling G. (Ed.) - Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches, pp. 163- 176, 8 fig., 1 tab., New York.
- Robaszynski F. & Caron M. (1979) - Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (Mer Boréale et Téthys). Group de travail européen des Foraminifères planctoniques. *Cahiers Micropaléont.*, v. 1-2, pp. 7-176, 80 tav., 12 fig., Paris.
- Seguret M., Labaume P. & Madariaga R. (1984) - Eocene seismicity in the Pyrenees from megaturbidites of the Southern Pyrenean Basin (Spain). *Marine Geol.*, v. 55, pp. 117-131, 2 tav., 2 fig., Amsterdam.
- Sigal J. (1977) - Essai de la zonation du Crétacé méditerranéen à l'aide des Foraminifères planctoniques. *Géol. Médit.*, v. 4, n. 2, pp. 99-108, 2 tav., Aix en Provence.
- Sigal J. (1987) - Une échelle zonale du Crétacé méditerranéen et quelques réflexions suscitées par son établissement, particulièrement à propos du Danien. *Rev. Micropaléont.* v. 30, n. 1, pp. 32-51, 1 fig., Paris.
- Stow D.A.V. (1985) - Fine grained sediments in deep water: an overview of processes and facies models. *Geo-Mar. Lett.*, v. 5, pp. 23-42, 7 fig., Amsterdam.
- Stow D.A.V. & Piper D.J.W. (1984) - Deep water fine grained sediments: facies models. In Stow D.A.V. & Piper D.J.W. (Eds.) - Fine grained sediments: deep water processes and facies, pp. 611- 643, 19 fig., Oxford.
- Stow D.A.V. & Shanmugham G. (1980) - Sequence of structures in fine grained turbidites: comparison of recent deep sea and ancient flysch sediments. *Sedim. Geol.*, v. 25, pp. 23-42, 7 fig., Amsterdam.
- Thornton S.E. (1986) - Origin of mass flow sedimentary structures in hemipelagic basin deposits: Santa Barbara Basin, California Borderland. *Geo-Mar. Lett.*, v. 6, pp. 15-19, 4 fig., New York.
- Venzo S. (1951) - Ammoniti e vegetali albiano-cenomaniani nel Flysch del Bergamasco occidentale. Condizioni stratigrafiche e tettoniche della serie Barremiano-Turoniana. *Atti Soc. Ital. Sc. Nat.*, v. 90, pp. 175-236, 2 tav., 9 fig., Milano.
- Venzo S. (1954) - Stratigrafia e tettonica del Flysch (Cretacico- Eocene) del Bergamasco e della Brianza orientale. *Mem. Descr. Carta Geol. Italia*, v. 31, 133 pp., 6 tav., 24 fig., Roma.
- Weissert H. (1981) - Depositional processes in an ancient pelagic environment: the Lower Cretaceous Maiolica of the Southern Alps. *Ecl. Geol. Helv.*, v. 74, n. 2, pp. 339-352, 6 fig., Basel.
- Winkler W. & Bernoulli D. (1986) - Detrital high-pressure / low- temperature minerals in a Late Turonian flysch sequence of the eastern Alps (western Austria). Implication for early Alpine tectonics. *Geology*, v. 14, pp. 598-601, 3 tav., 4 fig., Boulder.
- Winterer E. & Bosellini A. (1981) - Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 65, n. 3, pp. 394-421, 28 fig.,