

GORTANIA - Atti Museo Friul. Storia Nat.	6('84)	5-58	Udine, 1.VII.1985	ISSN: 0391-5859
--	--------	------	-------------------	-----------------

G. TUNIS, S. VENTURINI

STRATIGRAFIA E SEDIMENTOLOGIA DEL FLYSCH MAASTRICHTIANO - PALEOCENICO DEL FRIULI ORIENTALE*

STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF THE MAASTRICHTIAN - PALEOCENIC FLYSCH OF EASTERN FRIULI

Riassunto breve — Viene fornita una descrizione delle caratteristiche litologiche, sedimentologiche e biostratigrafiche del flysch maastrichtiano-paleocenico del Friuli orientale. Vengono descritte quattro nuove unità informali del Maastrichtiano: "Unità di Drenchia" (Maastr. inf. p.p.), "Flysch di Cras" (Maastr. inf. p.p.), "Flysch di Clodig" (Maastr. inf. p.p.) e "Flysch dello Judrio" (Maastr. inf. p.p. - medio - sup.). Viene inoltre delineata l'estensione areale di tre importanti livelli guida: "Flysch di Calla" (Paleocene inf. - medio), "Megastrato di M. Joanaz" (Ilerdiano inf.) e "Livello di Vernasso" (Cuisiano inf.). Infine viene affrontata la ricostruzione paleoambientale e l'evoluzione della dinamica sedimentaria del Solco di Tolmino durante il Maastrichtiano-Paleocene.

Parole chiave: Stratigrafia, Sedimentologia, Evoluzione sedimentaria, Flysch maastrichtiano-paleocenico, Friuli orientale.

Abstract — *A description of lithological, sedimentological and biostratigraphic characteristics of maastrichtian-paleocenic flysch of Eastern Friuli is given. Four new informal units are herein defined: "Unit of Drenchia" (Early Maastrichtian p.p.) "Flysch of Cras" (Early Maastrichtian p.p.), "Flysch of Clodig" (Early Maastrichtian p.p.) and "Flysch of Judrio" (Early p.p. - Middle - Late Maastrichtian). Areal extension of three important markers is outlined: "Flysch of Calla" (Early - Middle Paleocene), "Megabed of M. Joanaz" (Early Ilerdian) and "Megabed of Vernasso" (Early Cuisian). At least is discussed paleoenvironmental reconstruction and sedimentary dynamics evolution of Tolmin furrow during Maastrichtian-Paleocene.*

* Lavoro eseguito con i contributi M.P.I. 40% (1983) "Evoluzione della Tetide - Stadi di convergenza: Flysch" (resp. G. Catani), M.P.I. 40% "Litosfera Carso" (resp. C. Pirini Radrizzani) e M.P.I. 60% (resp. C. Pirini Radrizzani).

Key words: *Stratigraphy, Sedimentology, Sedimentary evolution, Maastrichtian-paleocene flysch, Eastern Friuli.*

1. Introduzione

Nell'area in esame (fig. 1) è nota da lungo tempo l'esistenza di formazioni flyschoidi di età senoniana ed eocenica. Tuttavia dopo il lavoro di WINKLER (1920) sono apparse poche altre pubblicazioni inerenti, e solo marginalmente, la complessa geologia della zona. Il nostro studio ha lo scopo di fornire contributi originali alla conoscenza geologica di un settore poco conosciuto o quasi dimenticato del Friuli. Un particolare interesse è rivolto all'analisi delle facies osservate, presenti in notevolissima varietà, e riferibili dapprima ad ambienti di scarpata di piattaforma carbonatica e successivamente di solco. Attualmente in Italia (CASTELLARIN et al., 1978; COLACICCHI et al., 1978; A.A.V.V., 1982; CASTELLARIN, 1982) ed all'estero (A.A.V.V., 1977) si assiste ad un continuo sviluppo dell'analisi ed interpretazione di facies simili con proposta di nuovi modelli di ricostruzione paleoambientale. Odiernamente sono soprattutto poco conosciuti modelli riguardanti sequenze carbonatiche che passano gradatamente, attraverso facies composte da mescolanze di materiale carbonatico e silicoclastico, a sedimenti terrigeni (MC ILREATH & GINSBURG, 1982; WALKER, SHANMUGAM & RUPERT, 1983; MOUNT, 1985).

Ma rimanendo sempre nell'ambito locale, la zona riveste una notevole importanza per una migliore comprensione della sedimentazione flyschoidi delle Prealpi

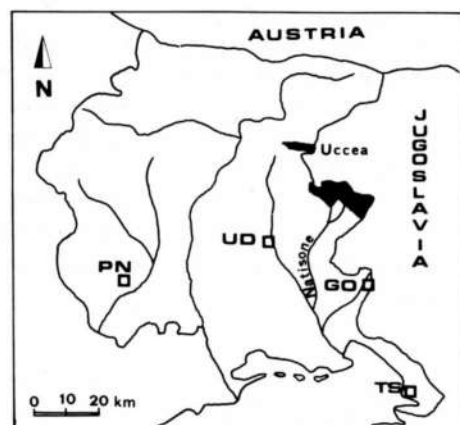


Fig. 1 - Localizzazione dell'area studiata.
- Location map of the study area.

Giulie ed in particolare per l'interpretazione della dinamica sedimentaria e strutturale delle fosse cretatiche e terziarie del Sudalpino orientale.

2. Inquadramento geologico regionale

Durante il Cretatico superiore il quadro paleogeografico delle Prealpi Giulie presenta a meridione una piattaforma carbonatica (Piattaforma Friulana) con caratteri costanti di ambiente neritico ed una zona settentrionale caratterizzata da prevalenti formazioni pelagiche e pelagico terrigene. La zona in esame si trova nell'area di transizione tra la ruga friulana ed il solco sloveno o di Tolmino (COUSIN, 1970). Questo truogolo, orientato grossomodo est-ovest, è stato definito solco sloveno in quanto interessa un vasto settore della Slovenia occidentale ed è stato recentemente oggetto di ricerche dettagliate, soprattutto di indirizzo stratigrafico e tettonico⁽¹⁾.

La situazione paleogeografica durante il Cenomaniano-Turoniano è stata discussa ed illustrata da FOURCADE & COUSIN (1982). Di questo lavoro si riporta l'interessante schema di fig. 2, che, pur presentando a nostro parere alcune inesattezze, chiarisce immediatamente la situazione strutturale. Questi autori modificano l'interpretazione di COUSIN (1981) riguardante la lacuna stratigrafica precedente la sedimentazione flyschoidi, eliminando l'ipotesi di una emersione di zone di scarpata e, più logicamente, riconducono il significato della medesima ad un arresto della sedimentazione e a processi erosivi prodotti da forti correnti che spazzano la scarpata.

Dal nostro punto di vista i processi erosivi potrebbero essere attribuiti anche allo scorrimento dei materiali carbonatici che si ridepositano a NE.

Durante il Senoniano p.p., nella zona di Caporetto-Tolmino si deposita il Calcarea di Volzana (STUR, 1858). Questa formazione è costituita da calcilutiti, calcareniti e calciruditi selcifere, in strati fino a 20 cm circa, raramente separati da sottili intercalazioni marnose. Dall'esame delle strutture sedimentologiche OGORELEC et al. (1976) ritengono che gran parte di questi calcari sia di origine torbiditica, come del resto è logico presupporre considerando la loro posizione nel Solco di Tolmino. Gli Autori propongono un ambiente deposizionale "relativamente profondo e vicino al margine continentale, dove la sedimentazione autoctona pelagica viene spesso

(1) Per quanto riguarda la tettonica di quest'area, rimane sempre fondamentale il lavoro di SELLI (1953).

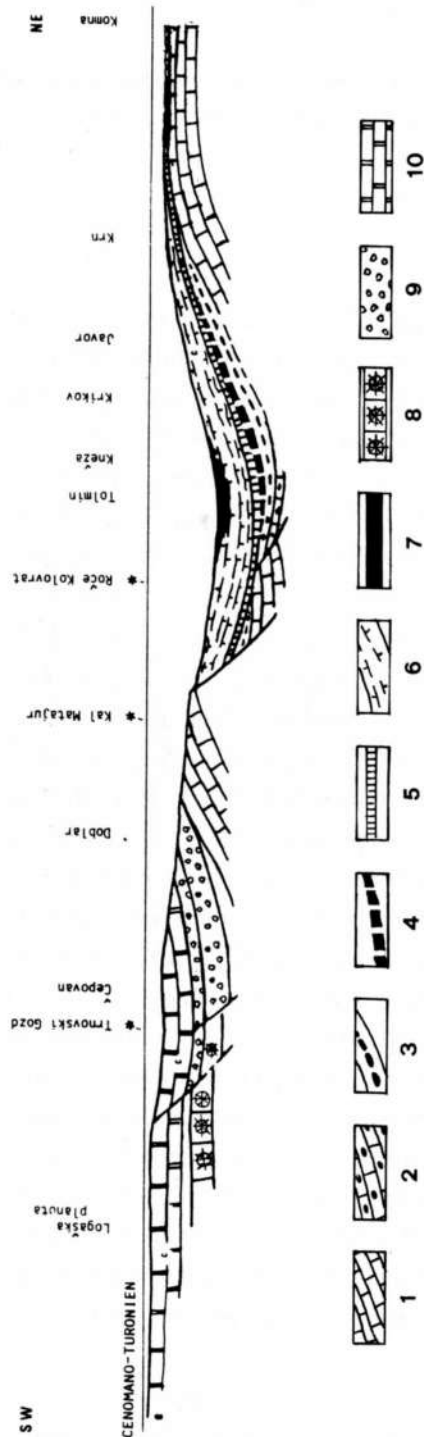


Fig. 2 - Sezione tra la Piattaforma Friulano-Carsica ed il Solco di Tolmino, nel Cenomaniano-Turoniano (da Fourcade & Cousin, 1982, modificato).

1. Calcari dolomitici a Megalodon (Trias. sup.). 2. Dolomie selcifere (Lias). 3. Calcari e calcipeliti selcifere (Lias-Oxfordiano).
 4. Radiolariti (Malm.). 5. Calcari fini ben stratificati (Berriasiano). 6. Flysch calcareo-marnoso (Albiano-Turoniano). 7. Radiolariti (Turoniano sup.). 8. Calcari ricifali a Ellipsactinie e calcari a Clypeine (Kimmeridgiano-Turoniano). 9. Breccie ricifali (Malm.).
 10. Calcari a Nerinee, calcari a Rudiste ed Orbitoline (Cretacico inf.); Calcari a Caprinidi e Radiolitidi (Cenomaniano-Turoniano).
- Cross section through Friulan-Karst Plateform and Tolmin Furrow during Cenomanian-Turonian (after Fourcade & Cousin, 1982, modified).

1. Dolomitic limestones with megalodontid horizons (Upper Trias). 2. Dolomites with chert (Lias). 3. Limestones and calcilutites with chert (Lias-Oxfordian). 4. Radiolarites (Malm). 5. Stratified limestones (Berriasian). 6. Marly limestone flysch (Albian-Turonian).
7. Radiolarites (Upper Turonian). 8. Reefal limestone with Ellipsactinia and Clypeinae limestones (Kimmeridgian-Turonian). 9. Reefal breccias (Malm). 10. Nerineid Limestones, Rudist and Orbitolinid limestones (Lower Cretaceous), Caprinid and Radiolitid limestones (Cenomanian-Turonian).

disturbata dall'attività di correnti di torbida". Le direzioni di trasporto riscontrate sono generalmente da Sud. È particolarmente significativo che presso Doblar, quindi in posizione di slope analoga a quella dell'area da noi esaminata, gli stessi Autori abbiano individuato associazioni faunistiche del Campaniano superiore. Secondo COUSIN (1981), l'età di questa formazione, nella zona del Precarso (che comprende Doblar) è invece Coniaciana sup. - Santoniana. Lo stesso Autore illustra una complessa situazione paleogeografica durante il Santoniano, per giustificare la presenza di lacune, in diverse località, all'interno di questa formazione. Il calcare di Volzana affiora lungo la carrareccia che da Passo Solarie sale al M. Nagnoj (questo tratto di strada è stato recentemente assegnato all'Italia, in seguito alle rettifiche territoriali del Patto di Osimo). Lo studio di questo livello rientra in un nostro lavoro, in fase di preparazione riguardo il passaggio calcari mesozoici-flysch maastrichtiano esaminato in vari punti nei pressi del confine italo-yugoslavo, dal M. Mia al M. Kolovrat.

Nella zona centrale del Solco di Tolmino, durante il Santoniano-Campaniano inizia la deposizione di un flysch marnoso-arenaceo-conglomeratico, che nel Maastrichtiano si estende verso SW, sullo slope della Piattaforma Friulana (KUŠČER et al., 1974; CARON & COUSIN, 1972; COUSIN, 1981).

KUŠČER et al. (1974) esaminano la geologia della Valle dell'Isonzo tra Plezzo e Caporetto e descrivono i sedimenti flyschoidi cretaci affioranti in due regioni, rispettivamente a settentrione e a meridione della massa del M. Polovnik, di età triassica e giurassica. Durante il Turoniano sup. Senoniano inf., a Nord si depositano calcari micritici rossastri in strati sottili, intercalati a livelli marnosi rossi, mentre a Sud questo tipo di Scaglia viene sostituito dal Calcare di Volzana, considerato dagli Autori come flysch carbonatico. Nel Senoniano medio-superiore si deposita, in entrambe le regioni, un flysch prevalentemente marnoso. La base del flysch vede il dominio di marne con sottili strati arenacei o di calcari arenacei (torbiditi distali). A Nord (regione di Plezzo) le intercalazioni arenacee (grovacche e subgrovacche) diventano progressivamente più numerose e più spesse risalendo la successione stratigrafica. La parte sommitale della formazione flyschoidi è caratterizzata da torbiditi prossimali (T_{a-e}) e da olistostromi costituiti da blocchi scarsamente arrotondati immersi in una matrice calcilutitica o marnosa. Questi blocchi sono formati principalmente da Scaglia⁽²⁾. Nell'area meridionale (regione di Dreznica) i blocchi degli oli-

(2) SELLI (1954) dà una differente interpretazione del solo flysch affiorante nell'alto bacino dell'Isonzo che "rappresenta una semplice serie regressiva di riempimento di un locale bacino interno". Questo flysch

stostromi sono costituiti principalmente da Calcare di Volzana e da calcari giurassici e triassici. La litologia dei blocchi indica per gli olistostromi una provenienza da Sud. In questa zona il flysch presenta al massimo gli intervalli T_c e T_e .

La differente composizione litologica degli olistostromi e delle brecce, e le differenti caratteristiche sedimentologiche del flysch sono dovute al perdurare della ruga del M. Polovnik, orientata WNW-ESE. Lo studio dei minerali pesanti nella formazione flyschoidale ha dimostrato invece una composizione uniforme in entrambe le aree. I minerali pesanti derivano da rocce ignee e metamorfiche delle Alpi Centrali: questa origine concorda con le direzioni di corrente, misurate su flute e groove casts, che indicano una provenienza preferenziale da NW. Dal lavoro di KUŠČER et al., si desumono quindi informazioni sulla derivazione dei materiali che riempiono il solco. Considerando la zona meridionale del solco stesso che maggiormente interessa l'area da noi esaminata, i sedimenti silicoclastici arrivano da WNW, mentre i depositi più grossolani (olistostromi, megabrecce) provengono dal margine della piattaforma carbonatica. Questi apporti carbonatici in alcuni periodi prevalgono sugli apporti terrigeni. È importante rilevare come questa modalità di riempimento, accertata durante il Senoniano sup. - Maastrichtiano, è analoga a quella che si manifesta nelle Valli del Natisone durante il Maastrichtiano - Cuisiano inferiore (PIRINI et al., in prep.).

3. Studi precedenti

Prendendo ora in considerazione gli studi precedenti sulla geologia dell'area in esame, VENZO & BRAMBATI (1969) hanno descritto alcuni aspetti sedimentologici del Flysch del Friuli orientale e nella loro suddivisione litostratigrafica hanno attribuito gran parte dei terreni in questione al Flysch di Pulfero (Eocene inferiore), prevalentemente carbonatico. TUNIS (1976) ha tentato di applicare a questi depositi la metodologia per lo studio delle torbiditi terrigene e facies associate, ma il Flysch

rappresenta facies marine nella sua porzione inferiore, facies nettamente paraliche e continentali nella parte alta della serie. Le caratteristiche del conglomerato di chiusura (il buon grado di arrotondamento dei ciottoli e la grandissima varietà di tipi litologici, tra i quali quarziti, diabasi, tufi diabasici non affioranti nell'alto bacino dell'Isonzo, fanno supporre un'intensa erosione della catena paleocarnica durante il Cretaceo superiore) hanno indotto SELLI e precedentemente WINKLER (1923) a considerarlo come "deposito deltizio alla foce di un grosso fiume". Questa ipotesi è stata da noi adottata (PIRINI et al., in prep.) per il modello di ricostruzione paleogeografica della regione delle Prealpi Giulie durante il Maastrichtiano - Eocene inferiore.

di Pulfero, costituito da centinaia di metri di carbonati clastici aveva posto vari problemi e si discostava largamente dai modelli deposizionali e dagli schemi interpretativi allora esistenti. COUSIN (1981) ha affrontato quest'area soprattutto da un punto di vista biostratigrafico ed ha riesaminato profili già studiati da autori precedenti. Comunque dal suo lavoro, limitatamente all'area interessata, non si desumono sostanziali elementi nuovi; l'attribuzione cronologica riportata è stata rivista e parzialmente corretta. In particolare, secondo i nostri dati, l'Eocene non è presente lungo il profilo 37 "Idrsko-Azzida", mentre il Maastrichtiano si estende fino a Varch lungo il profilo 38 a "M. Jessa-Castelmonte". Il Paleocene ed ancor meno l'Eocene non affiorano lungo il profilo 97 Kolovrat "M. Kuk - M.S. Martino - Valle dell'Isonzo - Cras" e lungo il profilo 98 "Valle dell'Isonzo - M. Hlevnik - Clabuzzaro".

Secondo PAVSIC (1979), il Maastrichtiano giunge fino a Lig, lungo il profilo 38 b "M. Globočak - Kozbana".

Infine recentissime ricerche di carattere geologico, sedimentologico e biostratigrafico effettuate nell'area dell'anticlinale M. Mia - Matajur (PIRINI et al., in prep.) hanno fornito nuovi modelli di interpretazione paleogeografica e di dinamica sedimentaria per i terreni flyschoidi delle Prealpi Giulie. Le ricerche sono state successivamente da noi estese all'intera area delle Valli del Natisone, con particolare riguardo ai terreni flyschoidi affioranti tra la Valle del Cosizza e la Valle dello Iudrio. Infatti il flysch cretacico-eocenico di quest'area era male conosciuto e scarsamente documentato (cfr. fra gli Autori non citati, pure FABIANI et al., 1937; MARTINIS, 1962). Questa nota si sovrappone quindi in parte al nostro precedente lavoro (PIRINI et al., in prep.) con frequenti richiami ai risultati già conseguiti e rappresenta la continuazione per un ulteriore approfondimento dei problemi legati all'evoluzione sedimentaria dei depositi flyschoidi del Friuli orientale.

4. Successione stratigrafica e caratteristiche sedimentologiche

Per la discussione del significato deposizionale delle facies e dell'evoluzione ambientale è stato necessario definire una stratigrafia della successione affiorante nell'area esaminata. Sono state così distinte alcune unità informali. Le unità (fig. 3) sono in ordine cronologico: "Unità di Drenchia" (Maastrichtiano inf. p.p.), "Flysch di Cras" (Maastrichtiano inf. p.p.), "Flysch di Clodig" (Maastrichtiano inf. p.p.) e "Flysch dello Iudrio" (Maastrichtiano inf. p.p. - medio - superiore). Esse

assumono un significato locale, pur essendo sovrapposte stratigraficamente nell'ordine indicato, in quanto notevoli complicazioni strutturali, la complessità del paleoambiente deposizionale la scarsa conoscenza dei differenti meccanismi di controllo (variazioni climatiche, ratei di subsidenza) e la mancanza di rilevamenti più estesi ci impediscono per il momento di effettuare correlazioni a più ampio raggio nell'area che va da Bergogna a Canale d'Isonzo. Per inciso, è stato da noi dimostrato che le variazioni laterali dei singoli livelli, soprattutto nello studio del flysch maastrichtiano, assumono una rilevante importanza (PIRINI et al., in prep.).

Per ogni nuova unità vengono indicate le principali località d'affioramento (considerata l'estensione dell'area esaminata, per i riferimenti topografici si rimanda alla lettura delle tavolette IGM F.° 26 IV SE e F.° 26 III NE, quindi 25 I NE, 25 I SE, 26 III NO e 26 IV SO); sono elencati i litotipi e le facies più caratteristiche e frequenti in ordine di importanza (delle facies principali viene discusso il probabile meccanismo deposizionale); viene infine brevemente affrontato il significato ambientale.

Poiché le nuove unità appartengono al Maastrichtiano, a completamento dell'esame dei terreni flyschoidi cretaci, vengono forniti alcuni dati geologici, sedimentologici e biostratigrafici sul Flysch di Val Ucea. I terreni affioranti propriamente nella zona del M. Matajur (parte settentrionale del bacino del F. Alberone e del F. Rieca), anch'essi maastrichtiani, sono attualmente oggetto di studio e di loro sono riportati nel testo solo brevi cenni, dove ritenuti significativi.

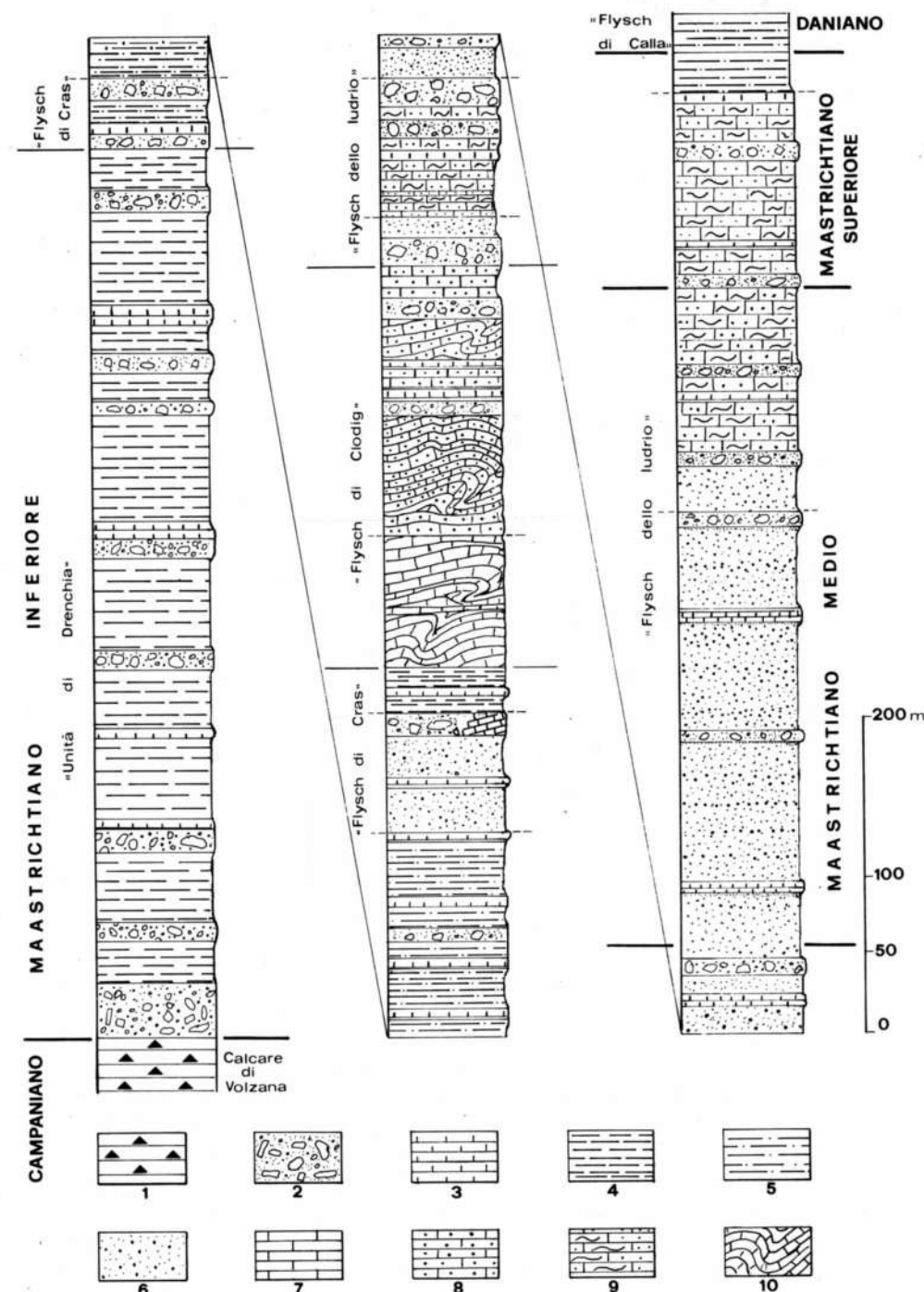
Riguardo i terreni maastrichtiani largamente affioranti oltre confine (territori

Fig. 3 - Colonna stratigrafica schematica del flysch maastrichtiano dell'area orientale delle Valli del Natisone.

1. Calcari selciferi. 2. Breccie, parabreccie, calciruditi e olistostromi. 3. Calcareni.
4. Marne calcaree, calcilutiti e calcisiltiti. 5. Flysch marnoso-arenaceo. 6. Flysch arenaceo-marnoso. 7. Flysch calcarenitico - arenaceo - marnoso. 9. Flysch arenaceo - marnoso - calcarenitico - calcilutitico. 10. Slumpings.

- Summary log of the new lithological units in the Maastrichtian succession of eastern area of Valli del Natisone.

1. Cherty limestones. 2. Breccias, parabreccias, calcirudites and olistostromes. 3. Thick to very thick calcarenites. 4. Calcareous marls, calcilutites and calcisiltites. 5. Marls with sandstone interbeds. 6. Sandstones with marl interbeds. 7. Flysch of interbedded calcarenites, calcilutites and marls. 8. Flysch of interbedded calcarenites, sandstones and marls. 9. Flysch of interbedded sandstones, marls, calcarenites and calcilutites. 10. Slumpings.



comunali di Kambreško, Ročinj, Volče, Kamno, Livek, Idrsko, Kobarid, Borjana) abbiamo una scarsa conoscenza diretta e mancano inoltre dati recenti desumibili dalla letteratura.

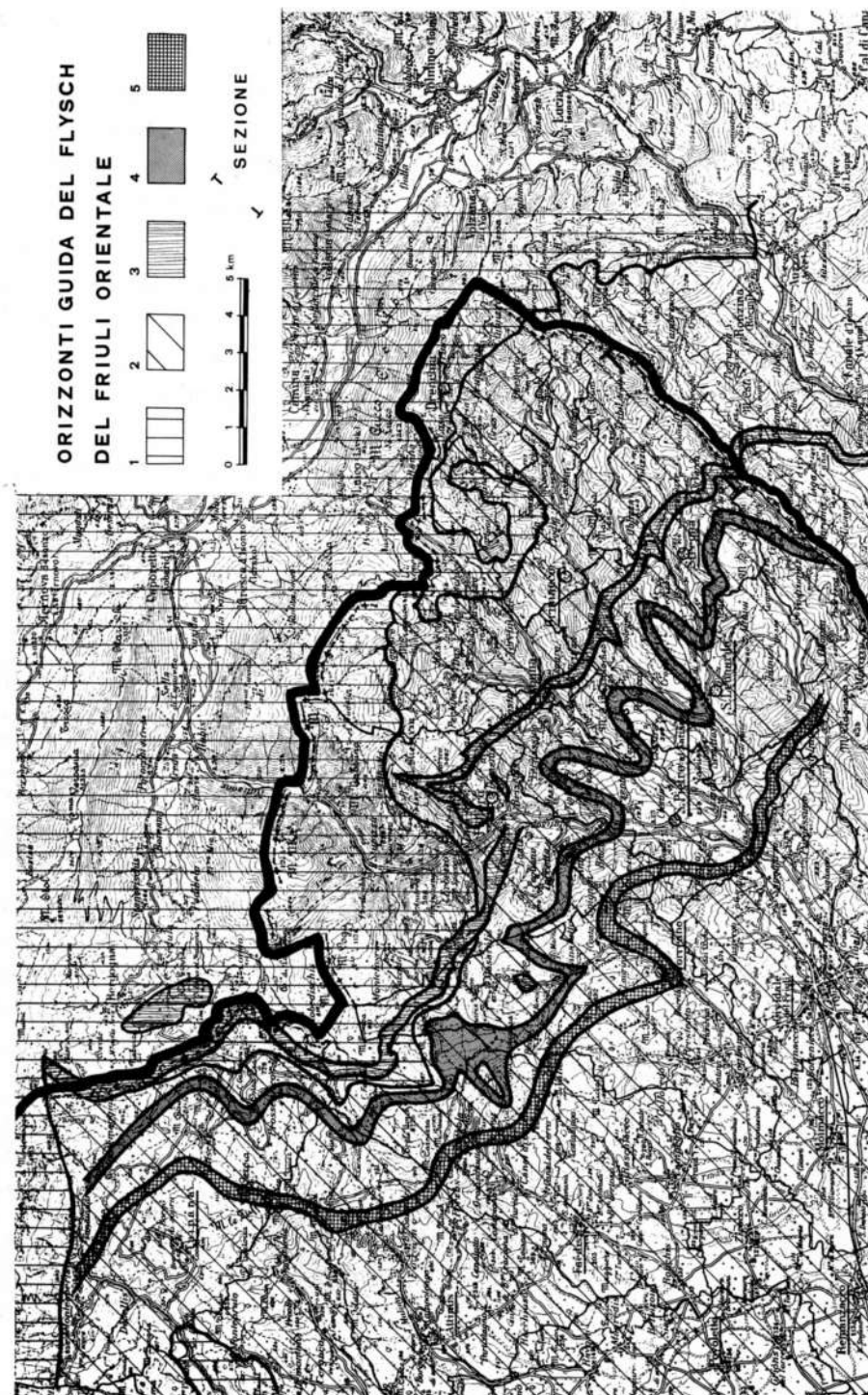
A conclusione della parte stratigrafica è stata svolta un'appendice sul Flysch paleocenico del Friuli orientale. Quest'ultima parte in effetti esula dal tema generale della nota sulle caratteristiche sedimentologiche, litologiche e biostratigrafiche del Flysch maastrichtiano. Ma incentivati dalla presenza di importanti marker, da noi seguiti in campagna (tav. 1) e dalla totale assenza in letteratura di precedenti riferimenti al Paleocene della regione, anticipiamo qui alcuni nuovi dati.

“Unità di Drenchia” (Maastrichtiano inf. p.p.)

L'unità è particolarmente visibile lungo la salita al Passo Solarie; lungo la nuova mulattiera che da Drenchia di sopra sale al M. Napriecu e quindi alla sorgente; lungo la mulattiera Lase-Topolò (dal bivio Scuola fino a 300 metri ad occidente del fienile di qt. 666). Affiora inoltre lungo la strada presso Clabuzzaro e presso Crai, Trinco, Drenchia, bivio Lase fino alla casa di qt. 728 (M. Nacucu) dove compare poi il “Flysch di Cras”.

Il contatto inferiore dell'unità con i Calcari di Volzana è visibile all'inizio della nuova strada che da Passo Solarie sale al M. Nachnoi; qui si riscontrano quattro banchi di breccia, rispettivamente di m 20, m 2, m 5 e m 8. La parte superiore del primo banco (il più spesso) è costituita da m 2 di calcarenite ed il top (cm 40) di calcilutiti giallastre e grigiastre. Il secondo banco è formato solamente da breccia; il terzo sfuma in brecciola ed al top presenta cm 50 di marne calcaree giallastre e rossastre (manca la calcarenite).

- Tav. 1 - 1. Terreni mesozoici (e coperture quaternaria), secondo i Fogli geologici Tolmino e Udine. 2. Flysch luteziano (e copertura quaternaria), secondo i Fogli geologici Tolmino e Udine. 3. Affioramenti del “Flysch di Calla” (Paleocene inf.-medio). 4. “Megastrato di M. Ioanaz” (Ilerdiano inferiore). 5. “Livello di Vernasso” (Cuisiano inferiore).
- 1. Mesozoic outcrops (and Quaternary), following Tolmino and Udine Sheets. 2. Lutetian flysch (and Quaternary), following Tolmino and Udine Sheets. 3. Outcrops of “Flysch di Calla” (Early-Middle Paleocene). 4. “M. Ioanaz Megabed” (Early Ilerdian). 5. “Vernasso Megabed” (Early Cuisian).



Litologicamente l'“Unità di Drenchia” (fig. 3) è caratterizzata da spessi banchi di breccia, da strati e banchi di calcirudite passante a calcarenite, gradati e laminati, da parabrecce che nella parte inferiore dell'Unità presentano una matrice che assume talora colore rossastro e verdastro (Drenchia). I banchi carbonatici sono piuttosto frequenti e raggiungono al massimo una potenza di 20 metri; i clasti contenuti nelle breccie denotano una chiara provenienza dalla Piattaforma Friulana (calcari a rudiste, ecc.). I litotipi prevalenti e più caratterizzanti sono però le marne calcaree, le calcilutiti marnose e le calcisiltiti marnose di colore grigio scuro-nerastro su frattura fresca, di colore marrone se alterate (fig. 4). Queste marne sono attraversate da esili livelli arenacei a granulometria fine, comunque molto scarsi e talvolta assenti. La parte superiore dell'unità è transizionale all'unità sovrastante (“Flysch di Cras”); l'apparizione di quest'ultima è marcata proprio dalla maggiore presenza di livelli di arenarie, prevalentemente sottili, nelle marne e calcilutiti scure (M. Nacucu). Nella



Fig. 4 - “Unità di Drenchia” al Passo Solarie. Banco di breccia e calcilutiti marnose.
- “Unità di Drenchia” nearby Passo Solarie. Breccia bed and marly calcilutites.

parte inferiore si sono osservati presso Passo Solarie rari livelli di marne rosse e biancastre stratificate. Infine sono piuttosto frequenti (ma subordinati rispetto alle marne e alle breccie) strati e banchi calcarenitici laminati, talora canalizzati (M. Napriecu).

Lo spessore dell'unità, nella zona di Drenchia, è stimabile in circa 550 metri. La presenza, già alla base dell'unità, di *Globotruncana stuarti*, associata a *G. gr. lapparenti*, *G. bulloides*, *G. ventricosa*, *G. arca*, ecc. indica il Maastrichtiano basale.

Caratteristiche sedimentologiche

Numerosi strati di breccia di spessore variabile da pochi metri fino a qualche decina di metri sono interstratificati agli altri litotipi dell'unità. Si tratta di una breccia grossolana, polimittica, in cui prevalgono clasti derivati da calcari di piattaforma (si rinvencono comunque clasti di parecchie varietà), caratterizzata da scarso assortimento (elementi di classe clay fino a boulder) e talora da rozza gradazione. La matrice della breccia è generalmente molto scarsa ed è costituita da fango calcareo mescolato a sabbia calcarea. Come detto precedentemente le dimensioni dei clasti comprendono diametri fino alla classe boulder; applicando ristrettivamente la terminologia proposta da COOK et al. (1972) non si tratta di megabrecce (“deposito in cui i clasti più larghi di 1 m costituiscono una componente cospicua”) ma in ogni caso elementi di dimensioni di cm 50, 60 (più raramente maggiori) sono frequenti. Tutte queste proprietà sono diagnostiche di origine da flussi densi, in cui le interazioni clasto a clasto sono molto elevate; questo meccanismo ha originato quindi una grande quantità di detrito con una vasta gamma di dimensioni granulometriche. Breccie di questo tipo costituiscono una componente comune delle facies di scarpata di margini continentali e di piattaforme carbonatiche (HUBERT et al., 1977; REINHARDT, 1977). Numerose faglie attive lungo il fianco della piattaforma carbonatica avrebbero generato degli imponenti flussi gravitativi. Il trasporto in massa ha coinvolto calcari di piattaforma litificati (per la maggior parte) e facies di scarpata semilitificate; i clasti sono mescolati confusamente tra di loro con fango e sabbia carbonatica. Osservando infine la geometria dei depositi si ritiene che questi flussi non sono stati confinati in canali. Per quanto riguarda i depositi terrigeni fini, le marne, le calcilutiti marnose ed i sottili livelli arenacei sono stati depositi da nuvole di torbida a bassa densità oppure tramite nubi a stratificazione di densità. Queste nubi sono in parte originate dalle frane che avvengono lungo la scarpata settentrionale del solco e che producono anche le torbiditi che si depositano al centro del solco stesso. La notevole

quantità di argilla in sospensione si mescola ad altro materiale, terrigeno e carbonatico finissimo, spazzato da correnti o da onde di tempesta lungo lo shelf sia meridionale che settentrionale (fig. 16) oppure risospeso dalle frane di materiale carbonatico lungo il margine meridionale. Infine il tutto si è depositato assieme al materiale di origine pelagica. In alcune microfacies (micriti e biomicriti) si sono osservati sottili ed irregolari livelli di grovacche litiche, a granulometria fine o molto fine, talora ricche di frammenti di foraminiferi planctonici. Questi frammenti provengono da precedenti depositi emipelagici, probabilmente rimobilitati e sollevati da correnti di torbida.

Discussione

Durante il Cenomaniano-Turoniano-Senoniano, la maggior parte della regione esaminata è situata sulla scarpata che collega la Piattaforma Friulana al Solco di Tolmino. In questo periodo di tempo la parte superiore della scarpata è di tipo erosivo o non deposizionale: nella zona di Pulfero la breccia basale maastrichtiana ("Breccia di Montefosca") si trova a contatto con i calcari albiani (PIRINI et al., in prep.). Nella parte inferiore della scarpata (Doblar), la sedimentazione sembra essere continua almeno durante il Senoniano (OGORELEC et al., 1976). Con l'inizio del Maastrichtiano si assiste alla massiccia ripresa della sedimentazione in risposta alle prime fasi dell'orogenesi alpina. Le prime spinte provocano la traslazione verso SW dell'asse del Solco di Tolmino, mentre la scarpata meridionale entra in subsidenza. Dal margine della piattaforma vengono scaricate ingenti quantità di materiale carbonatico, riscontrabile nella zona del M. Matajur e lungo il versante meridionale del Kolorat.

Come già accennato, ad occidente in una zona più interna, presso Pulfero e Montefosca, è presente un potente livello di megabreccia di 70-100 metri, di età maastrichtiana inferiore. Al M. Nabruna, sul versante sudoccidentale del M. Matajur, la situazione è abbastanza analoga all'area di Drenchia per la presenza di spessi livelli carbonatici (breccie, calciruditi e calcareniti) con alternati orizzonti di marne rosse e di flysch marnoso-arenaceo (PIRINI et al., in prep.). Queste differenze ci inducono ad ipotizzare una separazione morfotettonica tra l'area di Pulfero (situata in un settore più elevato della scarpata) e l'area del M. Nabruna - M. Matajur - Drenchia (situata più in basso) staccata da un gradino che ha condizionato la sedimentazione. Il gradino ipotizzato ha probabilmente un andamento corrispondente all'attuale disturbo tettonico presente tra il M. S. Giorgio e Clinaz.

"Flysch di Cras" (Maastrichtiano inf. p.p.)

Nell'ambito di questa unità sono state distinte una parte inferiore, una media, una superiore ed una sommitale (fig. 3).

Parte inferiore (Prepotniza, M. Nacucu). È costituita da grossi banchi di breccie (mediamente di m 20 di spessore), da calcareniti e calciruditi stratificate denotanti laminazione parallela, e da parabreccie. Caratteristica è la presenza di un flysch marnoso calcilutitico di color grigio scuro con subordinati e sottili (max. cm 5-10) livelli di arenarie prive di strutture interne. Nel flysch si rinvengono comunemente intercalazioni calcarenitiche e in misura subordinata di calcari arenacei. Le calcareniti hanno uno spessore medio di cm 30 e presentano strutture interne che ben si adattano alla sequenza di Bouma (le sequenze sono quasi sempre monche alla base T_{bc}); anche gli strati calcareo arenacei presentano gli intervalli T_b , T_c e T_d . Lo spessore è di circa 50 metri.

La parte media è ben visibile presso Cras - Chiesa di S. Maria ed è costituita da un flysch marnoso-arenaceo con rapporto arenaria/marna, normalmente inferiore ad 1 (fig. 5). Le marne e le calcilutiti marnose sono di color grigio scuro, le arenarie presentano raramente laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo. I livelli arenacei hanno spessori da 3 a 20 cm. Al flysch si intercalano strati calcareo arenacei, talora con sequenza di Bouma completa. Si osservano ancora strati e banchi di breccia ma sono comunque meno frequenti, mentre sono comuni strati calcarenitici, spessi mediamente cm 80. Lo spessore è di 150 metri.

La parte superiore affiora lungo il tratto di strada compreso tra il M. Fortin e S. Volfango e nell'alta valle dello Iudrio (da 300 metri a nord di R. Laseu a 200 metri a sud di R. Zacolacin). È caratterizzata da un flysch arenaceo marnoso, in strati sottili e medio sottili (la porzione arenacea può raggiungere al massimo cm 15) con rapporto arenaria/marna = 1, pressoché privo di strutture interne. Al flysch si intercalano, in misura subordinata, sottili strati di calcareniti, calcisiltiti e calcilutiti. Si riscontrano ancora strati e banchi calciruditi e calcarenitici, invariabilmente gradati e laminati, e livelli di parabreccia e slumpings. Al tetto, in Val Iudrio, è stato osservato un orizzonte di olistostroma con clasti fino a m 8 di lunghezza. Sempre nella parte superiore, m 200 a nord delle Scuole Elementari (S. Volfango), si segnala un altro livello di olistostroma. Lo spessore è di 70 metri.

È stata distinta infine una parte sommitale (bivio Zavart-Scale; alta valle dello Iudrio nel settore compreso da 200 metri a sud di R. Zacolacin fino al R. Rut; valle del torrente Codariana, al nucleo di tre brevi anticlinali costituite dal "Flysch di Clodig"). Il flysch è qui contraddistinto nuovamente dalla netta prevalenza di calcilutiti e marne grigio verdastre scure oppure nerastre, sui livelli arenacei e calcarenitici sottili (questi ultimi raggiungono uno spessore massimo di cm 15). La stratificazione è mal distinguibile (in genere si tratta di strati sottili varianti da 2 a 20 cm). Localmente sono stati notati orizzonti di marne calcaree violacee e episodi di parabreccia e slumpings. Sono al solito presenti strati e banchi carbonatici. Lo spessore è di 30 metri.

Lo spessore complessivo del "Flysch di Cras" si aggira sui 300 metri. Alcuni livelli calcilutitici hanno rivelato associazioni a foraminiferi planctonici del Maastrichtiano inferiore, tra cui *Globotruncana stuarti* e *Globotruncana gr. lapparenti*.

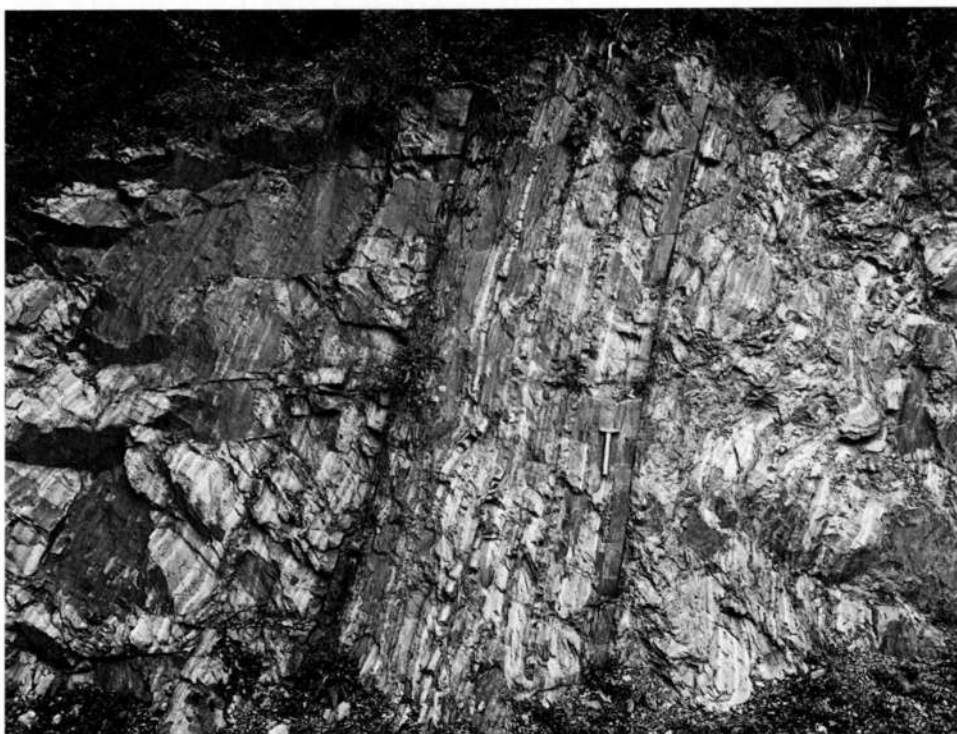


Fig. 5 - "Flysch di Cras" presso Cras. Flysch marnoso arenaceo.
- "Flysch di Cras" nearby Cras. Marly - sandy flysch.

Caratteristiche sedimentologiche

Numerosi strati di breccia di spessore variabile fino a m 20 sono interstratificati ad altri calcari allodapici (calciruditi e calcareniti) nella parte inferiore dell'unità. Analogamente alle breccie di Drenchia, esse sono polimittiche, granulometricamente polimodali, scarsamente classate e disorganizzate, e presentano strutture "framework supported" fino a "matrix supported" in aree isolate. I contorni dei clasti sono prevalentemente angolosi fino a subarrotondati. WINKLER (1920) ha segnalato qualche decina di banchi di breccia, appartenenti secondo noi all'"Unità di Drenchia" ed alla parte inferiore del "Flysch di Cras"; comunque non siamo completamente d'accordo con la ricostruzione geometrica data dall'Autore (opera cit., tab. 2, fig. 3).

Strati calciruditici e calcarenitici si rinvenivano sovente, superiormente alle breccie. Le calcareniti formano delle lenti che suggeriscono riempimento di canali o deposizione in zone depresse al top dei banconi di breccia. I banchi di calcari detritici (breccia, calcirudite e calcarenite) costituiscono logicamente dei depositi alloctoni discesi lungo la scarpata della Piattaforma Friulana tramite processi di trasporto del tipo "submarine rock fall, slide, mass flows e flussi torbiditici densi e normali flussi torbiditici". Uno o più meccanismi di trasporto possono aver partecipato alla genesi di questi depositi, tenuto conto delle interazioni che comprendono sedimenti, acqua ed effetti gravitativi.

Nella parte media dell'unità appare un flysch marnoso arenaceo caratterizzato da stratificazione piano parallela in strati medio sottili e sottili e, cromaticamente, dal color scuro quasi nero, dovuto alla prevalenza della porzione marnosa scura su quella arenacea. Già in precedenza si era accennato alla possibilità che la colonna d'acqua possedesse insolite proprietà di densità e stratificazione, favorendo l'instaurarsi di un ambiente anaerobico (vd. BYERS, 1977). La stratificazione dei livelli d'acqua a differenti densità potrebbe aver contribuito pure allo sviluppo di strati nefeloidi in cui il materiale fine si trova in sospensione. Nel flysch è significativa la presenza di calcareniti arenacee con discreta percentuale di quarzo. Il quarzo deriva probabilmente dall'erosione operata sugli strati marnoso-arenacei da parte di flussi di materiale carbonatico che scendeva lungo la scarpata.

Nella valle dello Iudrio è visibile un notevole livello di olistostroma. Inferiormente è stato osservato un grosso episodio di scivolamento gravitativo, forse in fase di passaggio ad un processo di frana, che ha isolato un segmento di banco carbonatico della lunghezza di una ventina di metri.

Discussione

Successivamente alla deposizione dell'unità precedente, la subsidenza, seguita alla rottura e approfondimento dello slope, provoca l'inizio della sedimentazione torbiditica silicoclastica, o perlomeno la più consistente frequenza dei livelli arenacei rispetto all'"Unità di Drenchia". Le torbide provengono da nord-ovest, dall'area del M. Canin (KUŠČER et al., 1974; PIRINI et al., in prep.); scendendo esse interessano marginalmente, per espansione laterale, la parte inferiore della scarpata e sono caratterizzate da bassa energia. In questo modo è giustificata la comparsa di rare laminazioni parallele ed incrociate a basso angolo, distinguibili nella porzione arenacea. In questo momento sono sempre consistenti gli apporti di materiali carbonatici provenienti dalla Piattaforma Friulana il cui margine è in continuo, lento arretramento. Nella parte superiore dell'unità i livelli arenacei sono privi di strutture interne. La presenza di locali slumps fa supporre una subsidenza differenziata, maggiore verso il Kolovrat (a NE) e minore presso il M. Fortin (a SW) e nel segmento indicato della valle dello Iudrio. Questa subsidenza differenziata avrebbe anche ostacolato la risalita e l'espansione delle torbide silicoclastiche. Dopo l'episodio di frana sottomarina (olistostroma dello Iudrio), i livelli arenacei diventano scarsi nella parte sommitale della successione, mentre sono localmente presenti marne calcaree violacee a rimarcare la situazione di alto relativo della zona sudoccidentale rispetto a quella nordorientale.

"Flysch di Clodig" (Maastrichtiano inferiore p.p.)

Nella trattazione di questa unità viene individuata una parte inferiore ed una superiore (fig. 3).

Parte inferiore (alta valle dello Iudrio, nel tratto compreso da R. Rut fino a m 200 a nord di R. Liponza e nei pressi di R. Laseu; Rucchin; Clodig; in vari tratti della salita Clodig - Seuza - Topolò; lungo la strada da Clodig - Peternel fino a bivio Paciuch; ad occidente del M. Napuoi; Obranché). In essa è tipico un flysch ad intercalazioni calcarenitico - calcilutitico - marnose: alla base il rapporto porzione carbonatica / porzione marnosa è inferiore ad 1, mentre è compreso tra 1 e 3 salendo nella successione. La presenza dell'arenaria è estremamente rara in questo flysch ed il litotipo è praticamente assente

negli affioramenti esaminati. Gli strati hanno uno spessore variabile da 3 a 15 cm (sporadicamente possono raggiungere cm 40). A Rucchin, nella parte inferiore, sono visibili a tratti, spessi livelli (fino a m 1,5) di marne verdastre e localmente rossastre. Banchi carbonatici gradati e laminati sono poco comuni nella parte inferiore. Numerosi sono invece gli slumpings; gli assi misurati danno mediamente una direzione 125°-130°. Lo spessore è di 80 metri.

Parte superiore (Tratto di strada Clodig - Seuza - Topolò in vari affioramenti; lungo la salita Clodig - Severinaz - Trusgne; lungo la salita Clodig - Brida di Sotto fino al R. Sta; ad occidente di Obranché; lungo la strada turistica di Castelmonte, a settentrione e ad occidente del M. Cum). La parte superiore è costituita da un flysch ad intercalazioni calcarenitico - marnoso - arenaceo e calcarenitico - arenaceo - marnoso; in entrambi i tipi di flysch prevale la porzione calcarenitica in strati spessi mediamente cm 5. Lo spessore degli strati varia da 3 a 30 cm. Gli strati arenacei si presentano talora sottilmente laminati. Una caratteristica molto evidente è conferita dalla notevole frequenza di livelli "slumped" (assi con direzione media 130°). Banchi calciruditici e calcarenitici, normalmente gradati e laminati aumentano progressivamente di spessore e frequenza salendo lungo la successione; al tetto di alcuni banchi calciruditici si rinvencono delle calcareniti stratificate. Riappaiono le parabreccie, mentre si segnala la comparsa di livelli costituiti dalla coppia litologica calcirudite - arenaria e calcarenite - arenaria. Lo spessore è di m 170.

Lo spessore complessivo del "Flysch di Clodig" è di 250 metri circa.

Dal punto di vista biostratigrafico, sottili livelli calcarenitici o calciruditici a grana fine con inclusioni di sottili lamine di marne verdastre si sono rivelati i litotipi più significativi. Questi livelli contengono Heterohelcidae, *Rugoglobigerina*, e *Globotruncanae* (*G. gr. lapparenti*, *G. arca*, *G. stuarti*, *G. conica* e *G. stuartiformis*) del Maastrichtiano inferiore.

Caratteristiche sedimentologiche

Per quanto riguarda il flysch della parte inferiore si ritiene che questi materiali siano derivati da "debris swept off" dalla Piattaforma carbonatica Friulana (per il meccanismo cfr. JORDAN, 1981). Il materiale fine può rappresentare sedimento periodicamente lavato dalla piattaforma (sotto l'azione di correnti marine, onde di tempesta e correnti di densità) e mandato in sospensione. Per quanto riguarda le moda-

lità di trasporto di questi materiali, la spiegazione più semplice è che le marne e le calcilutiti sono state deposte da nuvole torbide, a bassa densità.

Nella parte superiore dell'unità, il flysch denota, in una vasta gamma di esempi (da pieghe sedimentarie leggermente deformate fino a spettacolari pieghe intensamente contorte), deformazioni dei sedimenti da noi ritenute slumpings (figg. 6, 7, 8). Gli slumpings interessano intervalli stratigrafici spessi da pochi decimetri a qualche decina di metri. Non tutti gli strati piegati possono essere sicuri slumpings; la piega simmetrica a box visibile lungo un tornante della strada che reca a Trusgne sembra essere connessa ad effetti dovuti alla pressione di carico. Nei pressi di Paciuch, la morfologia della maggior parte delle pieghe è così completamente disarmonica e disarticolata che è difficile misurare una direzione preferenziale degli slumpings. Recentemente RUPKE (1976) e WOODCOCK (1976) hanno dimostrato che l'interferenza della geometria delle pieghe sull'immersione del pendio sottomarino è meno sicura di quanto si supponeva fino a poco tempo fa. Comunque, pur tenuto conto che in alcuni affio-

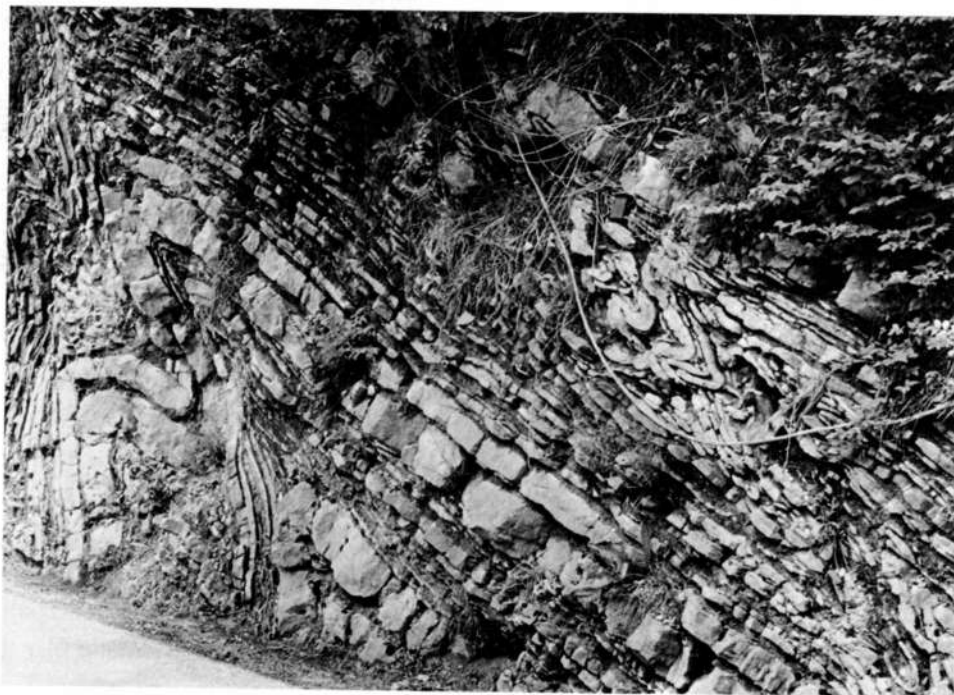


Fig. 6 - "Flysch di Clodig" presso Obranche. Livello slumped.
- "Flysch di Clodig" nearby Obranche. Slumped level.

ramenti gli strati sono fortemente deformati, raramente si osserva che la resistenza tangenziale ha superato un certo valore. Decine e decine di misure effettuate in differenti località (Clodig, Severinaz, Arbida, Obranche, M. Cum ecc.) hanno invariabilmente indicato una direzione di movimento verso NE. COOK & TAYLOR (1977) hanno dimostrato l'evoluzione di slumpings, che, superato un certo valore di resistenza al taglio, divennero sufficientemente mobili da trasformarsi in flussi gravitativi di sedimento, molto viscosi, fino a conglomerati di materiale "slumped". Sporadicamente è stato possibile osservare anche questo tipo di processo (Topolò, Obranche). Alcuni depositi di parabreccia contenenti un miscuglio di clasti di piattaforma e di clasti di ambiente marino più profondo, benché non possono essere riferibili con certezza a slumpings o slump cars, ci fanno pensare al modello di Cook e Taylor per la stretta somiglianza litologica di parte dei clasti ai livelli di slumpings.

Verso la parte sommitale dell'unità diventano frequenti banchi e strati calciruditici che denotano una gradazione normale ben osservabile nei clasti di dimensioni



Fig. 7 - Particolare della figura precedente.
- Close up of lateral part of fig. 6.

maggiori (coarse tail grading, MIDDLETON, 1967), oppure sono disorganizzati (sensu WALKER, 1975). I banchi calciruditico-calcarenitici presentano spesso strutture torbiditiche, in genere gradazione e laminazione parallela. In questa unità appare per la prima volta una associazione caratteristica costituita da breccia e calcarenite. Questi livelli posseggono alla base un intervallo grossolano (breccia in cui i clasti sono di norma orientati caoticamente e la struttura è quindi disorganizzata) e superiormente un intervallo fine (calcarenite o calcirudite fine), separati da una superficie limite netta, talvolta erosiva. La porzione calciruditica, calcarenitica, torbiditica, inizia di solito con le divisioni T_a oppure T_b di Bouma (fig. 9). Questa tipica associazione è stata definita "two layer system" da KRAUSE & OLDERSHAW (1979). Questi livelli sono stati originati da un unico evento di trasporto, che nella sua discesa si è separato in due zone, una inferiore caratterizzata da un flusso granulare (tipo mass flow) ed una superiore che costituisce invece un flusso torbiditico. Nel flysch delle Valli



Fig. 8 - "Flysch di Clodig" presso Obranche. Apparente discordanza angolare dovuta a scioglimento di depositi di scarpata e successiva rideposizione.
- "Flysch di Clodig" nearby Obranche. Misleading angular unconformity due to sliding of slope deposits and following redeposition.

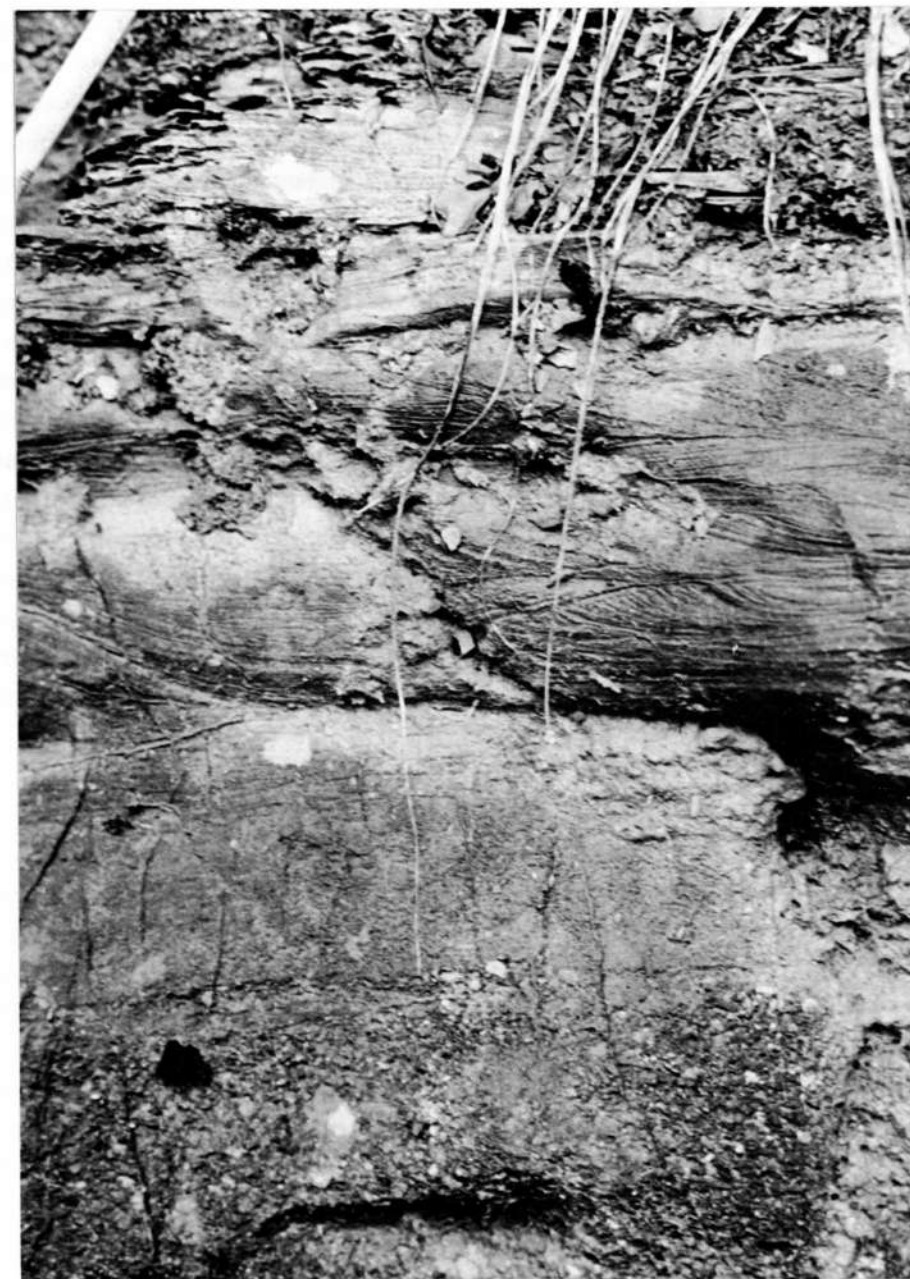


Fig. 9 - "Two layer system". ("Flysch dello Judrio" nei pressi di R. Sta di Grimacco).
- "Two layer system". ("Flysch dello Judrio" nearby R. Sta - Grimacco).

del Natisone è ancora più diffusa l'associazione calcarenite (o calcisiltite) - arenaria. Non si tratta altro che di un meccanismo di amalgamazione, o meglio di associazione, tra i prodotti di due flussi provenienti da aree diverse. Queste tipiche coppie calcarenite-arenaria, ben visibili nel tratto di salita bivio Severinaz-Trusgne e nel tratto iniziale della strada di Paciuch, comprendono normalmente un sottile membro calcareo inferiore (potente 3-5 cm) ed un sottile membro arenaceo o siltoso-arenaceo, di solito (ma non regolarmente) a granulometria più fine e di spessore lievemente inferiore alla porzione calcarenitica. Il contatto tra i due litotipi è quasi sempre molto netto e di tipo piano parallelo. Questi "couplets" possono essere separati da sottilissimi interstrati marnosi o marnoso-siltosi. Esistono più tipi di "coppie" ma il più diffuso consiste di una sottile porzione calcarenitica (classe sabbia medio-fine) laminata oppure con ripples, più raramente gradata, e di un'altrettanto sottile porzione arenacea oppure arenaceo siltosa ben classata e generalmente priva di strutture. Il contatto tra le due differenti litologie è brusco, spesso erosivo. Si distinguono inoltre dei tipi amalgamati con contatto gradazionale tra i componenti carbonatici e terrigeni. Le coppie litologiche calcare-arenaria e soprattutto la loro genesi sono piuttosto anomale; in letteratura si conoscono analoghe "limestone quartzite couplets" riportate da KELLING & MULLIN (1975), ma riferite però da questi Autori ad ambiente di shelf soggetto a periodici periodi di tempesta.

Discussione

Riprendendo l'interpretazione della subsidenza differenziata tra l'area del Kolvrat e quella situata a SW dello stesso monte, diventa sempre più ragionevole supporre la presenza, già postulata in precedenza, di un gradino morfo-strutturale (vd. "Flysch di Cras"). Questo gradino sembra arrestare quasi completamente l'arrivo delle correnti di torbidità silicoclastiche nella zona posta a SW di Drenchia. Ha origine così un flysch carbonatico, caratterizzato nella parte inferiore da locali, abbondanti marne verdastre e rossastre e nella parte superiore da frequenti slumpings.

La parte inferiore di questo flysch, in cui sono rare le intercalazioni di banchi carbonatici più spessi, sta ad indicare un periodo di relativa stasi deposizionale delle torbiditi terrigene ed il perdurare della situazione di alto relativo, tenendo presente che la sedimentazione è legata esclusivamente a flussi provenienti dalla piattaforma carbonatica friulana (cfr. interpretazione del meccanismo genetico). Successivamente, nella parte superiore, riappaiono gli strati arenaceo marnosi che diventano pro-

gressivamente più frequenti verso il top. Ciò può essere legato ad un appianamento dell'ostacolo morfologico discusso in precedenza. In pratica si sarebbe verificato un aumento della subsidenza del blocco tettonico di scarpata situato a SW del M. Kolvrat fino all'eliminazione del gradino che lo separa dal blocco nordorientale. Questo movimento genera ulteriori livelli "slumped", ma contemporaneamente permette un sempre più facile accesso alle torbide silicoclastiche, dotate ora di maggior energia (alcuni strati arenacei sono laminati).

Le orientazioni delle pieghe e le direzioni di rovesciamento degli slumpings consentono di determinare l'immersione dell'antico pendio sottomarino che è verso NE (gli assi sono a direzione 130°, media di un ridottissimo range di valori).

La scarpata della piattaforma friulana nella zona di Montefosca mostra nello stesso periodo una variazione azimutale di circa 20°; qui gli slumpings presentano assi mediamente sui 150° (PIRINI et al., in prep.).

Questi frequentissimi slumpings, sul versante orientale del M. S. Martino e precisamente presso Seuzza e Topolò, hanno probabilmente indotto WINKLER (1920) ad ipotizzare una trasgressione con discordanza angolare del flysch eocenico sul flysch senoniano; questa interpretazione è stata recentemente adottata pure da COUSIN (1981).

Tra i prodotti provenienti dalla scarpata friulana si ricordano qui dei sottili strati calcarenitici che presentano degli inclusi di marna. Queste calcareniti sono il risultato di flussi granulari che, scendendo lungo lo slope, hanno asportato ed inglobato sottili veli emipelagici (costituiti da marne verdastre) che si sono depositate superiormente ad altre marne, ritenute geneticamente collegate alle torbiditi silicoclastiche. A questo proposito si sottolinea pure che alcuni sottili livelli calcarenitico-calcisiltitici indicano 3 differenti provenienze di materiali. Sono costituiti infatti da bande irregolari intrabiomicritiche (packstone) e intrabiosparitiche (grainstone) originate da flussi granulari e torbide a bassa densità provenienti dalla piattaforma carbonatica meridionale, da zone biomicritiche di origine emipelagica, ed infine, da bande micritiche contenenti frequenti piccolissimi cristalli di quarzo, di origine settentrionale, trasportate mediante torbide a bassa densità.

"Flysch dello Iudrio" (Maastrichtiano inferiore p.p. - medio - superiore)

L'unità è stata suddivisa in cinque parti: parte basale, parte inferiore, parte

media, parte superiore e parte sommitale (fig. 3).

La parte basale è visibile a SSW del M. Cum e nei pressi di Brida di Sopra. Alla base si rinvenivano due banchi (rispettivamente di 6 e 8 m di breccia passante a calcarenite) che vengono posti a separazione dell'unità sottostante. Al di sopra compare un flysch ad alternanze arenaceo - marnose in strati sottili con scarse intercalazioni calcarenitiche. Lo spessore è di 30 metri.

Parte inferiore (lungo la strada che porta a Clodig, circa 1 km a WSW di Liessa; Severinaz; Trusgne; a settentrione di Tribil di Sopra; lungo la strada Clodig - Bivio Costne per ampio tratto; lungo il torrente Erbezzo nel tratto compreso tra R. Podlascan e R. Tieia; sulla strada turistica di Castelmonte, presso il nucleo della grossa piega di Gnidovizza, a m 500 in direzione SW dall'abitato; nell'alta valle dello Iudrio, presso R. Potpuoie). Trattasi di un flysch arenaceo - marnoso - calcarenitico - calcilutitico, in strati di spessore variabile da 3 a 15 cm. I livelli arenacei presentano sottili laminazioni parallele e sporadiche laminazioni ondulate a basso angolo. Al flysch si intercalano strati e banchi carbonatici, che variano in spessore da 20 a 400 cm e diventano progressivamente più spessi e più frequenti verso l'alto della successione: infatti, al tetto, il flysch è subordinato e prevalgono i livelli carbonatici. Nella parte inferiore sono ancora frequenti gli slumpings, orientati mediamente 130° . Sono presenti inoltre livelli calcarenitico - arenacei che denotano talvolta la sequenza di Bouma completa. Sono stati notati pure orizzonti di parabreccia. Lo spessore è di m 70.

La parte media è stata esaminata lungo la strada che sale a Grimacco, ad occidente del R. Sta; lungo la strada Plataz - Canalaz, fino al bivio M. S. Martino; nei pressi di Oznebrida; lungo la strada Dughe - Oblizza - Raune; nella valle del T. Erbezzo da R. Tieia a R. Potdughe; lungo la strada turistica di Castelmonte, in un tratto di m 500 da bivio Clinaz verso nord, e da Gnidovizza a Tribil di sopra; lungo la nuova carrareccia che dalla valle dello Iudrio, all'altezza del R. Globosciang, sale a Gnidovizza; nell'alta valle dello Iudrio, dal versante meridionale della località Lipouza fino al Molino di Podrauna; ancora nella valle dello Iudrio per un tratto di strada di m 500 da Ponte Clinaz verso SW. La parte media è costituita da un prevalente flysch arenaceo - marnoso, in strati di spessore variabile da 5 a 10 cm, con rapporto arenaria - marna inferiore a 1 nella parte inferiore ed uguale a 1 nella parte superiore. La porzione arenacea può raggiungere eccezionalmente cm 30 di spessore e deno-

ta talora sottili laminazioni parallele. Nella parte alta, i livelli arenacei sono sporadicamente gradati e presentano rari flute casts. Alla base si rilevano due banchi carbonatici (spessi 6 e 9 metri) gradati e con laminazione incrociata e sigmoidale (fig. 10). I banchi carbonatici sono frequenti (e spessi circa m 2) nella parte inferiore ma verso l'alto diventano progressivamente più rari. I banchi possono essere costituiti da brecce, da calcareniti massicce, prive di strutture oppure gradate e laminate, da calciruditi e calcareniti arenacee che presentano gli intervalli T_{bc} , $T_{a \rightarrow c}$ e meno comunemente $T_{a \rightarrow e}$. Questi livelli sono talora amalgamati. Gli strati carbonatici compaiono pure, ma in maniera subordinata, con spessori di cm 30 circa, e sono rappresentati da calcareniti o calcareniti arenacee comunemente con sequenza di Bouma completa. Localmente si rilevano sottili livelli calcisiltitici, mentre le parabreccie sono alquanto rare.

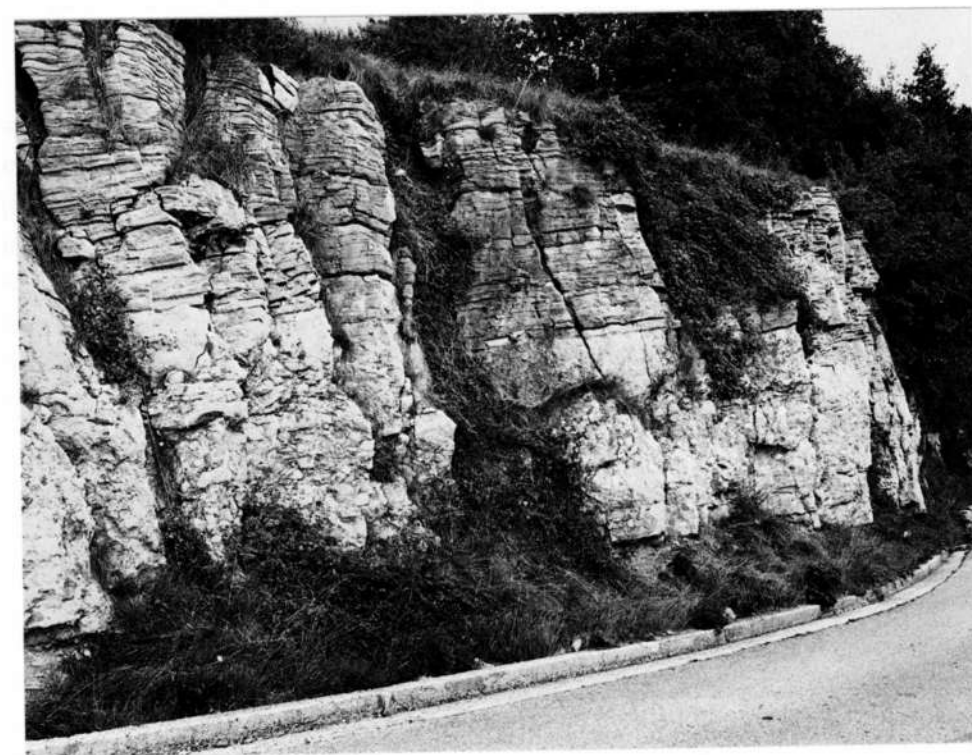


Fig. 10 - "Flysch dello Iudrio" presso M. Clopze. Grosso banco carbonatico torbiditico.
- "Flysch dello Iudrio" nearby M. Clopze. Carbonatic big bed of turbiditic origin.

Nella parte inferiore di alcuni livelli calcareo-arenacei, sono abbastanza frequenti piccoli clasti (al massimo 3-4 mm) di selce varicolore. Lo spessore è di 350 metri.

La parte superiore affiora nella valle dello Iudrio, nel tratto compreso da m 200 a NE di R. Zaoriecaian a m 200 a S di R. Calamant; nella valle del T. Erbezzo nel segmento compreso da m 100 a m 600 a Est del bivio per Podgora; nei pressi di Raune; nel tratto di strada Dolina-Cosizza. È costituita da flysch arenaceo - marnoso - calcarenitico - calcilutitico (fig. 11), in strati di spessore variabile da 5 a 20 cm, ed è caratterizzata dal fatto che le intercalazioni arenaceo - marnose presentano talvolta anche la sequenza di Bouma completa. I livelli calcarenitici, calcilutitici, calcarenitico - calcilutitici sono comunissimi e si presentano in strati sottili fino a medio-sottili di colore grigio chiaro. Di solito si notano banchi carbonatici (potenti 80-400 cm), spesso gradati

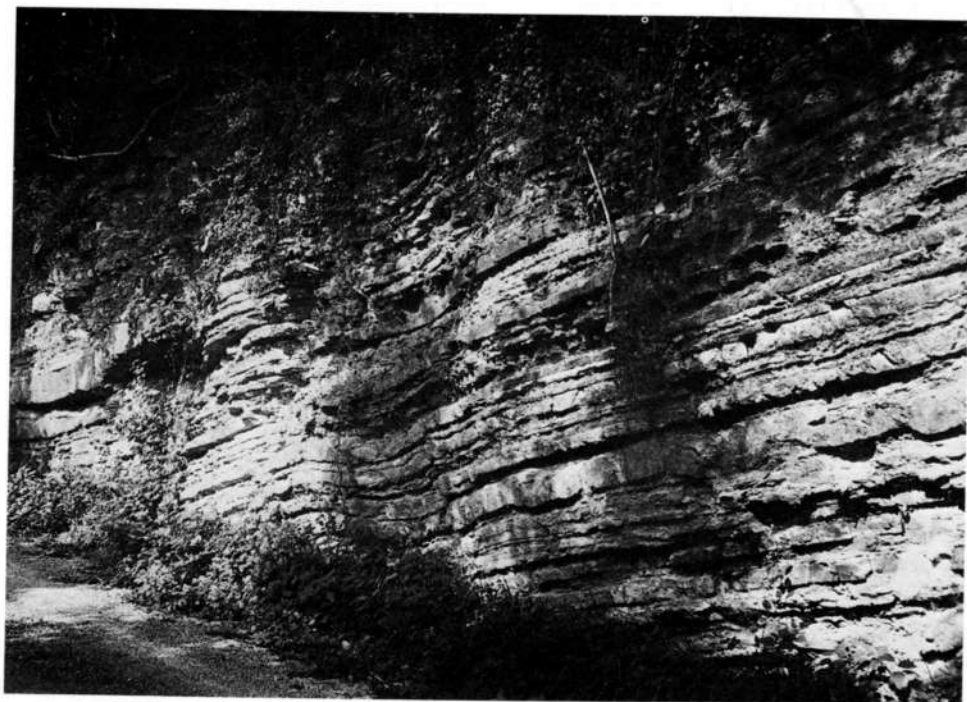


Fig. 11 - "Flysch dello Iudrio" nei pressi di R. Zaoriecaian. Flysch arenaceo - marnoso - calcarenitico - calcilutitico.

- "Flysch dello Iudrio" nearby R. Zaoriecaian. Sandy - marly - calcarenitic - calcilutitic flysch.

e laminati, talora con base erosiva (la base erosiva è più facilmente osservabile nei banchi maggiori). Sempre frequenti sono le coppie litologiche calcarenite - arenaria e calcilutite - arenaria. Gli strati e banchi calcareo - arenacei, di spessore variabile da 40 a 150 cm mostrano di solito la sequenza torbiditica completa. Il rinvenimento di parabrecce è piuttosto raro. Lo spessore è di 270 metri.

Parte sommitale (valle dello Iudrio, 220 m a Sud di R. Calamant; valle del T. Erbezzo, nel tratto compreso da 100 a 200 m ad Est di bivio Podgora). Trattasi di un flysch marnoso-arenaceo in strati sottili, caratterizzato dalla scarsità di intercalazioni di calcilutiti e calcareniti sottili. Le arenarie presentano talvolta laminazioni parallele, incrociate e convolute. Sono frequenti gli strati carbonatici torbiditici di spessore superiore a 40 cm. Lo spessore è di 28 m. Il tetto dell'unità (2 m) è stato osservato lungo il T. Erbezzo, 100 m ad Est di bivio Podgora; è costituito da un flysch molto marnoso di color grigio attraversato da sottilissimi livelli arenacei di spessore massimo 1 cm.

La potenza totale di questa unità si aggira sui 750 metri.

I livelli calcilutitici e le marne di questa unità hanno spesso rivelato buone associazioni faunistiche con netta prevalenza di foraminiferi planctonici. *Globotruncana* gr. *lapparenti* scompare al di sopra dei m 100 iniziali della parte media dell'unità (a m 200 circa dalla base) ed è di solito associata a *G. stuarti*, *G. arca*, *G. falsostuarti*, *G. stuartiformis*, che complessivamente indicano un'età maastrichtiana inferiore. Superiormente al limite indicato sopra, si osservano faune caratterizzate da *G. contusa* e *G. arca* attribuibili al Maastrichtiano medio. Il successivo limite fra Maastrichtiano medio e Maastrichtiano superiore (corrispondente alla scomparsa di *G. arca* e all'apparizione di *Abathomphalus mayaroensis*) è posto a circa m 150 dal tetto dell'unità.

Caratteristiche sedimentologiche

Nella parte superiore dell'unità si segnalano le prime sequenze complete di Bouma nelle intercalazioni arenaceo-marnose. Benché questi livelli presentino talvolta delle analogie con le facies descritte da MUTTI & RICCI LUCCHI (1975), tuttavia non è possibile utilizzare il modello proposto da questi Autori, in quanto la complessa situazione paleo-strutturale del solco ha condizionato la sedimentazione silicoclastica a tal punto da produrre spessori, strutture ed associazioni di facies del tutto peculiari. Per quanto riguarda le torbiditi carbonatiche, PRICE (1977), RUIZ ORTIZ (1983),

WRIGHT & WILSON (1984) hanno notato nei calcari detritici da loro esaminati una buona organizzazione di facies che ha permesso agli Autori di applicare la metodologia di associazione di facies delle torbiditi terrigene. In effetti, le calcareniti ed i calcari arenacei del Friuli orientale di solito presentano tipiche strutture torbiditiche, tra le quali basi erosive e buon sviluppo di gradazione e sequenze di altre strutture interne. Ciononostante, neppure in questo caso siamo in grado di dimostrare l'applicabilità del modello di conoide sottomarina, sensu MUTTI & RICCI LUCCHI (1975). Recentemente, MULLINS et al. (1984) hanno proposto un modello deposizionale (attuale) della scarpata di piattaforma carbonatica, suddivisa in zona di scarpata superiore ed inferiore. I sedimenti di scarpata inferiore (che maggiormente ci interessano) sono dominati da depositi geneticamente legati a flussi granulari. Questi depositi grossolani non sono organizzati nella classica conoide sottomarina, ma sono piuttosto "aprons of coarse debris" che corrono paralleli agli adiacenti margini di piattaforma, alimentati da una moltitudine di punti d'ingresso (minuscoli canyons che attraversano la scarpata superiore e che attuano una sorta di by-pass). Questo tipo di modello ci pare maggiormente utilizzabile, per spiegare la notevole estensione laterale di alcuni banchi carbonatici, e la varietà di strutture interne nei livelli calcarei. Significativi a questo riguardo sono i banchi calcarenitici, di granulometria da fine a media, privi di strutture sedimentarie visibili. Queste calcareniti sono diffuse anche nella parte superiore del "Flysch di Clodig" e non sembrano formare corpi isolati di sabbie amalgamate di canale. L'assenza di definite caratteristiche tessiturali e strutturali potrebbe essere giustificata dall'uniformità granulometrica. Questi spessi strati suggeriscono però una lenta ma continua sedimentazione di sabbia carbonatica. È comunque difficile precisare il meccanismo responsabile: essi potrebbero venir interpretati come prodotto di flusso granulare in senso generale, così come potrebbero riflettere una combinazione di flusso granulare, sand avalanching e creep lungo la scarpata (cfr. PRICE, 1977).

Infine si segnala che una vasta gamma di processi di amalgamazione ha dato origine, all'interno degli strati e banchi carbonatici e calcareo-arenacei, ad un altrettanto vasta serie di associazioni litologiche e strutture sedimentarie (fig. 12).

Discussione

Il graduale aumento di materiale arenaceo, già segnalato nella parte superiore della precedente unità, associato a variazioni degli apporti carbonatici dalla piatta-

forma (progressiva rarefazione dei livelli calcarenitici e calcilutitici sottili) porta all'avvento di un flysch prettamente arenaceo-marnoso che caratterizza la parte media dell'unità. La sempre più consistente influenza delle torbide silicoclastiche è testimoniata poi dalla comparsa, nella parte superiore dell'unità, di strati arenaceo-marnosi con sequenza di Bouma completa. Qui si rileva che nella zona più occidentale delle Valli del Natisone, presso Masarolis, i primi intervalli T_c nella porzione arenacea compaiono solo a partire dalla base del Paleocene superiore (PIRINI et al., in prep.). La presenza di piccoli clasti di selce in calciruditi è dovuta alla mescolanza di materiali provenienti dalla piattaforma e di materiale di origine settentrionale, che si depositano probabilmente all'estremità nord occidentale del solco, nell'area M. Musi-Gran Monte (PIRINI et al., in prep.). Questi materiali scendono poi verso SE, rimobilizzati a causa di fenomeni tettonici che provocano la progressiva emersione dell'area delle Prealpi Giulie settentrionali. Nei pressi di Masseris e di Tercimonte, abbia-



Fig. 12 - "Flysch dello Judrio" nei pressi di R. Sta (Grimacco). Amalgamazione tra calcirudite e calcare arenaceo laminato.
- "Flysch dello Judrio" nearby R. Sta (Grimacco). Amalgamation of a calciruditic layer with laminated sandy limestone.

mo notato inoltre, in affioramenti di brecce del Maastrichtiano superiore, grossi clasti di selce con assi maggiori fino a cm 30 (studi in corso). L'origine mista dei clasti emerge chiaramente dall'esame delle breccie presenti alla base di alcuni livelli calcareo-arenacei. Le breccie contengono prevalenti clasti carbonatici di dimensioni fino a cm 1, tra cui sono riconoscibili litotipi di provenienza "friulana" (biomicriti a Miliolidae, frammenti di Orbitoides, di Siderolites e di Rudiste), mescolati a clasti di probabile origine settentrionale (micriti a Radiolari e Lamellibranchi pelagici, biomicriti a Tintinnidi e intrabiomicriti a Globotruncanae). Gli elementi silicei (la percentuale dei quali, nei campioni, si aggira sul 7-10%) sono costituiti da radiolari, cherts, quarzo metamorfico e raggiungono un diametro massimo di mm 4. Nelle sezioni sottili si osservano inoltre rari frammenti di filladi molto alterate. I clasti silicei, di provenienza certamente settentrionale, non derivano da fenomeni di erosione di livelli arenacei precedentemente deposti, in quanto la granulometria delle arenarie è sempre inferiore a mm 1. Per inciso, anche questi materiali di tipo misto (oltre alle torbide silicoclastiche con intervalli di Bouma) compaiono molto più tardi (nel Paleocene superiore) nella zona occidentale, presso Masarolis. Del resto, l'area di Clinaz e Raune, in questo momento è più vicina all'asse del solco, e durante lo spostamento del solco stesso verso SW, è logicamente interessata prima dalle torbide terrigene che posseggono energia sufficiente a produrre strutture interne.

Nella zona di Pulfero, l'assenza di clasti di selce di dimensioni superiori a mm 1 e la mancanza di intervalli della sequenza di Bouma nelle intercalazioni arenaceo-marnose durante il Maastrichtiano superiore, potrebbero implicare anche la presenza di ostacoli morfologici. La faglia di M. S. Giorgio - Clinaz, già supposta precedentemente, potrebbe essere responsabile della formazione di un gradino che avrebbe arginato tanto i flussi silicoclastici che quelli di tipo misto.

Riteniamo infatti, sulla base dei caratteri litologici, strutturali, tessiturali e stratigrafici, che i flussi misti provengono da un'area più meridionale rispetto alle torbide silicoclastiche; ciononostante essi non riescono comunque ad interessare l'area posta a SW della direttrice Savogna-Stupizza.

Nella parte superiore dell'unità diventano nuovamente frequenti i livelli calcarenitici e calcilutitici sottili. Questo flysch arenaceo - marnoso - calcarenitico - calcilutitico presenta dei caratteri generali complessivi molto simili al coevo "Flysch di M. Brieka", da noi definito nella zona di Montefosca, posta 15 km a WNW (PIRINI et al., in prep.); le differenze sono dovute alla presenza di arenarie torbiditiche e di strati e banchi calcareo - arenacei nel "Flysch dello Iudrio".

Nelle Valli del Natisone vanno rimarcate le notevoli variazioni laterali degli spessori complessivi del flysch maastrichtiano. Al M. Brieka (Montefosca) il Maastrichtiano inferiore presenta una potenza di 120 metri; nella zona compresa tra Drenchia e Clinaz raggiunge invece 1300 metri. Per quanto riguarda i sedimenti del Maastrichtiano medio-superiore si passa da 300-400 m nella zona occidentale, a m 550 nell'area più orientale. Se si considerano invece i soli depositi appartenenti al Maastrichtiano superiore, si osserva per la prima volta una diminuzione degli spessori procedendo verso Est: alla chiusa del Natisone, presso Pulfero, sono stati misurati m 250, mentre nei tratti indicati lungo le valli del T. Erbezzo e del F. Iudrio affiorano solo m 150 di terreni maastrichtiani superiori. Questa differenza è dovuta agli imponenti apporti carbonatici dalla piattaforma verificatisi nell'area più occidentale delle Valli del Natisone, ricollegabili alla presenza di una depressione trasversale alla scarpata ed in rapido approfondimento (PIRINI et al., in prep.). Ad oriente invece gli apporti sono relativamente più modesti.

Infine la parte sommitale dell'unità indica una brusca diminuzione dei livelli carbonatici sottili; al tetto si rareficano pure i livelli arenacei. Gli apporti di materiale fine dalla Piattaforma Friulana sono imputabili alla normale produttività del margine di piattaforma, mentre i banchi e gli strati più spessi attestano gli effetti della tettonica sinsedimentaria. Le oscillazioni di spessore e frequenza dei banchi e degli strati carbonatici, che si sono verificate più volte nel flysch maastrichtiano, potrebbero anche essere ricollegabili a variazioni eustatiche (VAIL et al., 1977; COOPER, 1977; MÖRNER, 1981). Recentemente VAIL et al. (1977) e SHANMUGAM & MOIOLA (1984) hanno posto in relazione la generazione di torbiditi silicoclastiche e di calciturbiditi rispettivamente a stadi di livello marino basso e a stadi di livello marino relativamente più alto, poiché il contributo di materiale derivato dai banchi della piattaforma carbonatica aumenta in questi ultimi periodi. Dall'inizio del Paleocene non abbiamo più riscontrato le caratteristiche fitte alternanze di calcarenite - calcilutite - arenaria - marna. Probabilmente nel Paleocene ed anche successivamente, durante l'Eocene inferiore, il margine di piattaforma ha esaurito la sua funzione di attiva sorgente di materiale biostromale. La rarefazione dei livelli arenacei, osservabile al tetto dell'unità, costituisce invece un episodio non facilmente spiegabile. Tra le varie ipotesi che possono essere fatte, la più attraente, soprattutto perché inserita nelle grandi problematiche del passaggio Cretacico-Terziario (cfr. CITA & PREMOLI SILVA, 1974) è quella paleoclimatica. Si sarebbe verificato un breve periodo di clima arido, che avrebbe influenzato la sedimentazione, minimizzando gli apporti terrigeni settentrionali.

Flysch di Val Ucea (Campaniano sup. (?) - Maastrichtiano inf.)

A completamento di questo studio sul flysch maastrichtiano del Friuli orientale, riteniamo interessante presentare alcuni dati sul secondo importante lembo di flysch cretacico affiorante nella Regione. Il Flysch di Val Ucea era già stato esaminato e brevemente descritto da vari Autori (in particolare FERUGLIO, 1925; GORTANI & DESIO, 1927; CERETTI, 1965; FRASCARI & ZANFERRARI, 1977; COUSIN, 1981); i dati a disposizione sono però talora contraddittori. Essi sono comunque insufficienti per operare confronti con le unità flyschoidi delle Valli del Natisone, al fine soprattutto di una migliore comprensione del significato paleoambientale e paleogeografico.

Caratteristiche sedimentologiche, litologiche e biostratigrafiche

Lungo la carrareccia che sale da Ucea verso St.li Gnivizza, alla base della formazione e a contatto con calcari oolitici del Lias, è visibile, a Est del ponte di q. 732, una breccia con scarso cemento calcareo-marnoso di colore giallastro, e superiormente una parabreccia con matrice marnosa grigia e verdastra. FERUGLIO (1925) e COUSIN (1981) segnalano, in vari punti del versante settentrionale della valle, marne rossastre, verdastre e nerastre, a contatto con la breccia basale (C.ra Malicuc, C.re Tapozormi, ecc.).

La parte inferiore del Flysch di Val Ucea, affiorante da q. 732 fino agli St.li Tamar, è costituita da prevalenti marne calcaree e calcisiltiti marnose grigio-scuere o nerastre, con livelli arenacei scarsi e localmente assenti, che eccezionalmente raggiungono i cm 10 di spessore. Le arenarie in sezione sottile si presentano come grovacche litiche, con granuli di quarzo di piccole dimensioni (sabbia fine-silt) in percentuali fino al 30%; sono abbastanza frequenti pure dei granuli di glauconite. Non sono state osservate sequenze di Bouma e neppure altri tipi di strutture nelle arenarie. I livelli calcisiltitici sono costituiti da intramicriti con discreto contenuto di granuli di quarzo (dimensione silt), che talvolta presentano bande a granulometria maggiore. Trattasi di esili livelli di grovacca litica che sfumano sia verticalmente che lateralmente nella prevalente intramicrite. Si sono osservati infine sporadici livelli calcarenitici, di spessore fino a cm 20.

Nella parte superiore oltre gli St.li Tamar, il flysch diventa progressivamente più arenaceo, fino a raggiungere un rapporto arenaria-marna circa

uguale a 1 (presso St.li Tanamea e nelle vicinanze di Passo Glevizza, di fronte alla chiesetta di S. Anna). Le marne sono di colore grigio scuro, gli strati hanno uno spessore variabile da 5 a 10 cm ed i contatti tra la porzione arenacea e quella marnosa sono ora netti. Qualche raro livello arenaceo presenta delle sottili laminazioni piano-parallele. Nella parte alta del Flysch di Val Ucea diventano sempre meno frequenti i livelli calcisiltitici marnosi. In alcuni estesi affioramenti (sopra St.li Tanamea) si notano banchi di marne calcaree micacee rosso-vinate, intercalate al flysch. FERUGLIO (1925) osserva che "le marne rosse non formano un determinato orizzonte stratigrafico, ma devono riguardarsi come una particolare forma di sedimentazione dei depositi argillosi". Petrograficamente, queste marne sono delle micriti faunisticamente sterili, con apporti terrigeni (una frazione pari al 10% è costituita da argilla, piccolissimi granuli di quarzo e lamine di muscovite). Localmente, sono presenti banchi di breccia e banchi calciruditico - calcarenitici e calciruditico - calcarenitico - arenacei. Questi ultimi sono comunemente gradati e presentano laminazioni parallele ed ondulate. In sezione sottile, le calciruditi arenacee fini si presentano come intrasparruditi fossilifere, con Orbitoides, Siderolites, Ophtalmididae, Miliolidae, etc., associati a frammenti di Rudiste e di Alghe Calcaree, e con granuli di quarzo e chert, di diametro inferiore al millimetro ed in percentuali attorno al 5%. In alcuni livelli di breccia, il cemento assume un colore debolmente rossastro. Questi livelli sono costituiti da clasti di biomicriti a Tintinnidi (Berriasiano-Valanginiano), clasti micriti a Radiolari, clasti oosparitici, intrabiosparitici e da clasti micritici e dismicritici (questi ultimi sono talvolta parzialmente dolomitizzati). Nel cemento micritico si sono osservati frammenti di Globotruncanae. Infine, si rileva la presenza di strati calcarenitici (gradati e laminati, spessi mediamente cm 10) e di rari livelli calcisiltitici (con laminazioni parallele e convolute, potenti circa cm 30). M 500 a E e m 300 a W degli St.li Tanamea sono stati osservati pure due livelli di frana sottomarina. Il primo, di notevoli dimensioni e con elementi di diametro fino a m 1, presenta lembi di marne rosse, clasti di calcari oolitici, di calcari selciferi rossi, di calcari oncolitici, etc. Il secondo, più modesto, mostra clasti di calcari a Miliolidae e di calcari a Rudiste, associati a lembi di marne calcaree rosso-vinate micacee.

Lo spessore totale del Flysch di Val Ucea è difficilmente stimabile, a causa della notevole tettonizzazione dell'area. CERETTI (1965) ha valutato in circa 250 metri

la potenza della formazione. L'aspetto generale degli affioramenti richiama molto le caratteristiche del "Flysch di Cras", trattato in precedenza.

Per quanto riguarda l'età, le marne e le parabrecce basali sono state attribuite da COUSIN (1981) al Campaniano sup.-Maastrichtiano inferiore. Le marne calcaree della parte inferiore, da noi esaminate, hanno mostrato scarsi foraminiferi planctonici, tra cui è riconoscibile *Globotruncana arca*. Il flysch arenaceo-marnoso della parte superiore contiene buone associazioni del Maastrichtiano inf., con *Globotruncana* gr. *lapparenti*, *G. conica*, *G. stuartiformis*, *G. stuarti*, *Heterohelix*, *Pseudotextularia*, associate ad *Heterohepa* e frequenti foraminiferi agglutinanti di grosse dimensioni (*Reophax*, *Saccamina*, *Astrorhizidae*, *Textularia*).

Si ricorda infine che un piccolo lembo di Flysch di Val Ucea è presente anche nelle vicinanze di Casera Tazaoro (Cuel di Lanis), ed è costituito da un flysch marnoso - arenaceo - conglomeratico del Maastrichtiano basale, di alcuni metri di spessore, e da marne brune arenaceo-micacee, del Maastrichtiano inferiore (COUSIN, 1981).

Presso Cas. Ungarina (M. Plauris), COUSIN (1981) segnala, al di sopra di marne rosse del Campaniano "piuttosto basso", la presenza di sottili livelli arenacei intercalati a marne probabilmente di età campaniana. Questo flysch, al contrario di quanto afferma Cousin, non sembra comparire al tetto delle marne rosse, ma piuttosto alla base, come si può intuire anche dalla sez. 80, riportata dallo stesso Autore. Questi livelli arenacei sembrano perciò rappresentare una fugace apparizione, nel Campaniano, degli apporti silicoclastici settentrionali, prima dell'emersione del gruppo del M. Plauris.

Discussione

La presenza di banchi di marne calcaree rosse, che si rinvencono interstratificate al flysch in vari livelli della successione, la netta prevalenza di marne e calcisiltiti nella parte inferiore, l'assenza di strutture interne nei livelli arenacei ci portano ad ipotizzare che il Flysch di Val Ucea si sia depositato in una sorta di bacino sospeso, parzialmente protetto dalle torbide silicoclastiche tramite uno o più gradini morfotettonici. Questo bacino viene raggiunto dalle correnti di torbida solo per espansione laterale, secondo l'usuale modello da noi proposto per le Valli del Natisone. Si suppone, dai dati forniti da KUŠČER et al. (1974), che queste correnti di torbida scorrono seguendo la direttrice M. Canin - Saga - Caporetto, che rappresenta l'asse del

sistema deposizionale durante il Maastrichtiano inferiore.

Le caratteristiche tessiturali e mineralogiche, e la scarsità di faune delle calcisiltiti e delle marne calcaree rosse ci portano ad escludere un'origine emipelagica delle stesse, che sembrano derivate piuttosto dall'erosione e trasporto di materiale fine da ambienti costieri dello shelf (sia settentrionale, che occidentale, che meridionale). La glauconite, presente solo nelle grovacche e nelle calcisiltiti ad apporti terrigeni, si origina attualmente preferibilmente in ambiente di shelf esterno (cfr. ODIN & MATTER, 1981) e, anche in base alla corrente interpretazione genetica, ben difficilmente può essere considerata autigena, ma piuttosto rimaneggiata dalle torbide. Dalla Piattaforma Friulana, posta a Sud, scendono materiali carbonatici, che danno origine a calcari detritici e a parabrecce, contenenti clasti a Rudiste od altri organismi di piattaforma. Il quarzo presente in modeste percentuali in alcuni banchi è verosimilmente dovuto all'erosione provocata dai flussi carbonatici su precedenti livelli flyschoidi. Altri livelli di carbonati clastici e l'olistostroma di maggiori dimensioni, presentano invece clasti di origine "prealpina", costituiti cioè da litotipi affioranti nelle Prealpi Giulie, a Nord del Sovrascorrimento Periadriatico. Tra di essi, sono significativi e frequenti clasti di calcari oolitici, calcilutiti a Tintinnidi o a Radiolari, calcari selciferi e calcari dolomitici. Se è valida la situazione paleostrutturale sopra ipotizzata, si deve escludere un'origine settentrionale di questi materiali. Essi possono provenire solamente dall'area M. Plauris - M. Chiampon, posta pochi km ad occidente, verosimilmente emersa in questo periodo. In effetti, la litologia dei clasti indica una derivazione dalle formazioni riconosciute da CERETTI (1965) nella zona del M. Plauris.

Il Flysch paleocenico del Friuli orientale

"Flysch di Calla" (Paleocene inf. - medio p.p.)

Nelle Valli del Natisone, il limite Cretacico-Terziario è marcato dalla comparsa di una particolare facies flyschoidale, il "Flysch di Calla", definita come unità informale da PIRINI et al. (in prep.). Nell'area di definizione, tra il M. Ioanaz e Rodda (presso Pulfero), questo flysch è costituito da alternanze di marne ed arenarie, più sottili e a prevalenza marnosa nella parte inferiore, e progressivamente più spesse e più arenacee salendo nella successione, fino a raggiungere un rapporto A/M =

1. Sempre nell'area citata, le arenarie sono solitamente prive di strutture, rare volte si sono osservate esili laminazioni. Sono presenti inoltre strati e banchi carbonatici. Lo spessore dell'unità, misurato presso Calla, è di 150 metri. La principale caratteristica distintiva del "Flysch di Calla" è cromatica, in quanto il colore delle marne è rossastro, bruno-rossastro e localmente verdastro. Questa particolarità ha permesso di seguire facilmente gli affioramenti dell'unità, che si estendono per oltre km 30, lungo una fascia che partendo dalla testata del Natisone raggiunge Pulfero (cfr. anche FERUGLIO, 1925) e prosegue verso oriente fino a Colenza (Yugoslavia) nella valle dell'Isonzo (tav. 1).

Considerato l'eccezionale valore di questo marker, è stata effettuata una verifica biostratigrafica e sedimentologica, volta all'esame delle variazioni laterali verso oriente, riguardanti gli spessori, il rapporto arenaria-marna, le strutture sedimentarie, etc. A questo fine sono state esaminate alcune successioni (nuova carrareccia Savogna-Costa; Cosizza di Sopra; poco ad occidente del bivio di Raune, lungo la nuova strada Raune-Craverio; valle del T. Erbezzo, da m 100 a E del bivio Podgora a m 150 a W del T. Oblich; Valle dello Iudrio, da m 200 a NE della sorgente di Melina, fino a m 50 dall'omonimo paese), le cui caratteristiche vengono di seguito riasunte.

Caratteristiche sedimentologiche, litologiche e biostratigrafiche

La base dell'unità è osservabile m 100 a Est del bivio per Podgora ed è costituita da m 3 di flysch marnoso-arenaceo, con marne rosse e grigie. Le arenarie sono di solito prive di strutture o presentano laminazioni; sporadicamente compare la sequenza T_{acde} . A questo flysch si intercalano alcuni sottili livelli calcarenitico - calcilutitici.

Nella parte inferiore dell'unità, il colore delle marne è esclusivamente rosso-vinato, verdastro o brunastro; le arenarie sono sottili e sovente laminate (fig. 13). In Val Erbezzo e presso Melina si sono osservate anche sequenze di Bouma complete. Sempre nella parte inferiore, il flysch diventa progressivamente più arenaceo, con il rapporto A/M che si avvicina a 1; gli strati sono sottili, ma anche medio-sottili (per lo spessore degli strati, cfr. la classificazione di CAMPBELL, 1967). I livelli calcarei, dapprima rari e sottili, tendono a diventare più frequenti e spessi verso l'alto.

Nella parte medio-superiore, il rapporto A/M è circa uguale ad

1, ed i livelli arenacei possono raggiungere spessori massimi di cm 30. Presso Savogna e Cosizza, le arenarie sono comunemente laminate e talvolta presentano flute-casts. Le direzioni di corrente misurate sono da WNW (290°). In Val Erbezzo, le arenarie presentano pure sequenze di tipo T_{ab} e T_{bc} . Le marne sono rossastre, brune o verdastre. Si osservano inoltre banchi carbonatici, con breccia alla base e superiormente calcareniti in cui sono presenti laminazioni parallele e convolute; uno di questi banchi è spesso 5 metri. Qui ci sembra significativo segnalare che le calcilutiti presenti al tetto di alcuni banchi carbonatici denotano una caratteristica variazione cromatica, passando gradualmente da un colore grigiastro (alla base) ad un colore rossastro o rosso-bruno (al tetto). In Val Erbezzo ed in Val Iudrio, le breccie contengono talvolta clasti di selce, comunque rari.

Infine, si riscontrano anche strati calcarenitico-arenacei torbiditici (T_{ab} , T_{abc}) di cm 20 di media.

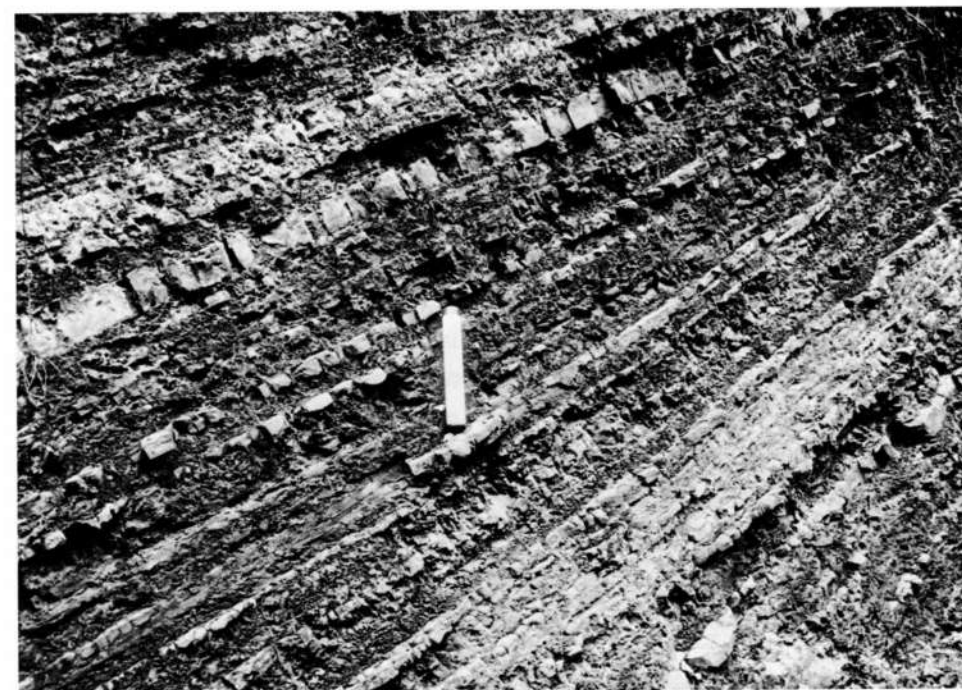


Fig. 13 - "Flysch di Calla" vicino Podgora.
- "Flysch di Calla" nearby Podgora.

La parte sommitale è caratterizzata da un'alternanza a bande costituite da pacchi di intercalazioni arenaceo-marnose di colore rosso e pacchi di intercalazioni arenaceo-marnose di colore grigio, per uno spessore complessivo che supera i m 30. Le arenarie, a occidente (Savogna) sono laminate e presentano di rado una debole gradazione; ad oriente (Erbezzo), si osservano anche sequenze di Bouma complete. Gli spessori della porzione arenacea vanno da 5 a 40 cm. In questo flysch si interstratificano dei livelli calcarenitici torbiditici (talora con sequenza di Bouma completa) di spessore massimo cm 40. Lo spessore dell'unità, tra Melina e Salamant (Iudrio), dovrebbe aggirarsi sui 200 metri.

I campioni provenienti dai m 3 basali hanno mostrato *Heterohelicidae*, *Globotruncana stuarti*, *G. contusa* e *Rugoglobigerina*. Questo livello transizionale al "Flysch dello Iudrio" appartiene ancora al Maastrichtiano superiore.

Le associazioni più significative osservate nella parte inferiore e media dell'unità sono rappresentate da frequenti foraminiferi bentonici (*Textularia*, *Eggerella*, *Glomospira*, *Lagena*, *Dentalina*, *Lenticulina*, *Spirillina*, *Cibicidoides*, *Melonis*, *Valrulinaria*, etc.), da scarsi foraminiferi planctonici generalmente di ridottissime dimensioni (*Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *Chiloguembelinidae*), e da Radiolari. L'età è paleocenica inferiore.

La parte superiore dell'unità contiene invece frequenti foraminiferi bentonici e planctonici. Tra questi ultimi si osservano *Globorotalia pseudobulloides*, *G. compressa*, *G. trinidadensis*, *Globigerina triloculinoides* e *Globorotalia uncinata*, della base del Paleocene medio (zona a *Gl. uncinata*).

Nell'area di Bergogna (Breginj - Jugoslavia), posta circa km 9 a Nord di Calla, sono stati da noi osservati alcuni spessi livelli arenacei (40-50 cm), caratterizzati da sequenza di Bouma completa. Le altre arenarie sono di spessore compreso tra 5 e 10 cm, e presentano sequenze T_{bce} , T_{be} e T_{ce} . Il rapporto A/M è circa uguale a 1. Circa ogni 3 metri, si intercalano al flysch strati calcilutitici biancastri (verdastri scuri su frattura fresca) di 5-10 cm.

Sono presenti infine scarsi banchi di breccia. Presso il ponte di Longo, (Logje) sul Natisone (3 km a Sud di Bergogna), gli strati e banchi carbonatici sono ben più frequenti. Uno strato calcilutitico sottile ha mostrato frammenti di *Globotruncana* rimaneggiate, tra cui riconoscibili *G. arca* e *G. lapparenti*.

Discussione

Il "Flysch di Calla" denota caratteri più spiccatamente torbiditici, procedendo verso SE. Infatti, le intercalazioni arenaceo-marnose sono prive di strutture nell'area di Pulfero, presentano delle laminazioni parallele presso Savogna e Cosizza e la sequenza di Bouma completa in Val Erbezzo e nella Valle dello Iudrio. Questi dati, tenendo presenti le direzioni di corrente (da WNW), indicano una provenienza settentrionale delle correnti di torbida, terrigene, che si isorientano successivamente verso SE, seguendo l'asse del solco. Le torbiditi silicoclastiche interessano il lato meridionale del solco secondo le modalità già descritte nell'interpretazione ambientale del flysch maastrichtiano. Infatti, se la provenienza fosse strettamente nord-occidentale, come dalle direzioni di corrente misurate, sarebbe difficile giustificare la presenza di gradazione e laminazione incrociata nelle arenarie dello Iudrio e dell'Erbezzo, che si trovano in posizione "apparentemente" più distale rispetto alle coeve arenarie di Savogna e Cosizza, dove invece i livelli arenacei sono solo laminati. L'area di Bergogna, posta a Nord, si trova presumibilmente nella zona assiale del solco; infatti in quest'area le arenarie presentano caratteristiche torbiditiche nettamente prossimali (spessore maggiore e sequenza di Bouma completa). Qui, la zona assiale viene raggiunta anche da torbide carbonatiche di provenienza settentrionale e nordoccidentale che danno origine a sottili livelli calcilutitici con *Globotruncana* rimaneggiate.

Il colore rossastro delle marne potrebbe essere conferito da argille rosse residuali, erose in aree emerse e carsificate poste a settentrione (FERUGLIO, 1925). Questo fatto è collegabile alle variazioni climatiche e/o eustatiche di questo periodo. Secondo questa ipotesi, le argille devono rimanere a lungo in sospensione, considerato che inquinano i livelli calcilutitico-marnosi sommitali di alcuni banchi carbonatici. Un'altra spiegazione, in contrasto con la precedente e non supportata per il momento da dati geochimici, potrebbe essere un basso rateo di sedimentazione che ha favorito l'attività batterica (condizioni riducenti testimoniate dai colori rosso vinato, marrone e verdastro) immediatamente al di sotto dell'interfaccia acqua-sedimento.

"Flysch di Masarolis", "Megastrato di M. Ioanaz" e "Livello di Vernasso"

In tav. 1, oltre al "Flysch di Calla", vengono indicati altri 2 livelli guida, il "Megastrato di M. Ioanaz" ed il "Livello di Vernasso" (fig. 14) che rappresentano

rispettivamente i banchi n. 3 e n. 11 di FERUGLIO (1925). Essi costituiscono i due più importanti episodi di frana sottomarina del flysch terziario delle Prealpi Giulie (entrambi superano i m 150 di spessore), e sono stati datati rispettivamente come Ilerdiano inferiore e Cuisiano inferiore (PIRINI et al., in prep.; RICHTER, 1975). I terreni flyschoidi compresi tra il "Flysch di Calla" ed il "Megastrato di M. Ioanaz" vengono assegnati al "Flysch di Masarolis", definito da PIRINI et al. (in prep.) nell'area Masarolis-Pulfero. Questo flysch è di età thanetiana (Paleocene medio p.p. - Paleocene sup. p.p.) ed è osservabile in estesi affioramenti soprattutto nella zona di Stregna. Nella parte inferiore di questa unità, abbiamo rilevato alcune caratteristiche differenti rispetto a quelle dell'area tipo di Masarolis. Infatti la parte inferiore, presso Cernizza e a NE di Cravero, presenta arenarie torbiditiche, talvolta con sequenza completa di Bouma, strati calciruditici con ciottoli di selce, e rari banchi costituiti da paranconglomerato con abbondanti ciottoli di selce alla base, passante a calciruditi e a calcareniti laminate, e a marne scagliose grigio-azzurre a tetto. Nella

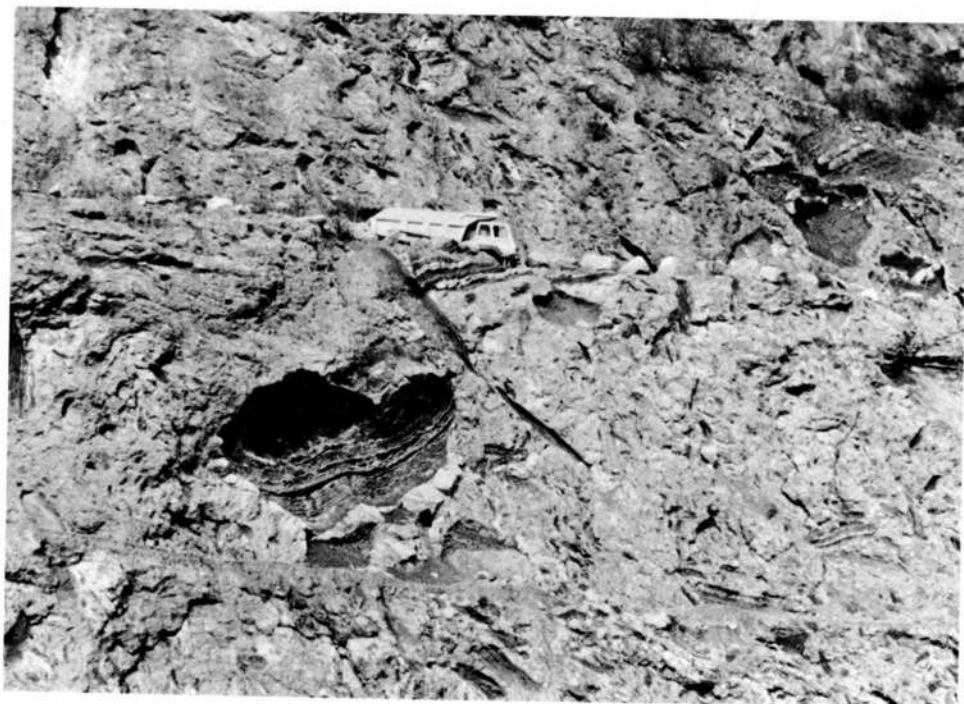


Fig. 14 - "Livello di Vernasso". Cava Italcementi.
- "Vernasso Megabed". Cava Italcementi.

zona di Masarolis, durante il Paleocene medio, i ciottoli di selce sono sporadicamente presenti in livelli paraconglomeratici, mentre nell'arenaria compaiono strutture torbiditiche solo nel Paleocene superiore. Permangono quindi ancora le differenti modalità di sedimentazione tra l'area occidentale e quella orientale delle Valli del Natisone, già osservate in precedenza.

Nel Paleocene medio si deve verificare un rapido shifting dell'asse del solco verso SW; nel Paleocene superiore l'intera fascia compresa tra Masarolis e Stregna rappresenta la parte centrale del solco stesso. Infatti, le successioni esaminate nella parte superiore del "Flysch di Masarolis" mostrano caratteristiche litologiche e sedimentologiche omogenee, tanto ad occidente che ad oriente. Le correnti di torbida scendono da NW, e originano un flysch con caratteristiche nettamente prossimali. Le torbiditi ed i depositi ad esse associati del "Flysch di Masarolis" denotano per la prima volta una buona organizzazione di facies, anche se non rappresentano necessariamente un sistema "deep sea fan". È da rimarcare la notevole isorientazione (verso SE) delle direzioni di corrente misurate nelle Valli del Natisone. Ciò indica che le correnti di torbida scendono in un "corridoio" stretto ed allungato, arginate dai lati del solco che si sta progressivamente restringendo. Questo condizionamento morfotettonico ha dato origine ad un sistema deposizionale a sè stante ed alimentato da varie sorgenti di materiali, localizzabili lungo tutto il perimetro del solco stesso (PIRINI et al., in prep.).

Infine, i terreni compresi tra il "Megastrato di M. Ioanaz" ed il "Livello di Vernasso" sono attualmente oggetto di studio. Ma il nostro interesse è rivolto in particolare agli affioramenti situati lungo la valle dello Iudrio, dove sono visibili pure i livelli sottostanti al flysch, costituiti da calcari cretaci di piattaforma, e presso Albana (a SW) anche da marne maastrichtiane. Scendendo lungo la Valle dello Iudrio, ci si avvicina all'antico margine di piattaforma del Maastrichtiano-Paleocene. Lo studio di quest'area assume una particolare importanza per comprendere innanzitutto secondo quali modalità è avvenuto l'arretramento della scarpata e per chiarire le relazioni tra i depositi del solco e della scarpata stessa. In conclusione, si riportano preliminarmente alcuni significativi dati stratigrafici a questo riguardo.

Ad Albana affiorano marne rosse e grigiastre, trasgressive su calcari del Cenomaniano medio. La base di queste marne ha una età maastrichtiana inferiore, e contiene abbondanti foraminiferi planctonici, tra cui *Globotruncana stuarti*, *G. lapparenti*, *G. arca*, *G. stuartiformis*, *G. gr. conica*.

Tra Cosson e Prepotischis, superiormente a calcari a Caprinidi del Barremia-

no compaiono banchi di breccia, alternati a calcareniti stratificate e ad alternanze arenaceo-marnose. Successivamente predomina il flysch, dove è notevole il rinvenimento di un banco arenaceo, spesso m 2, con sequenza di Bouma completa. I campioni esaminati contengono faune caratterizzate da *Globorotalia pseudomenardii*, *G. pusilla*, *G. albeari*, *G. cf. conicotruncata*, del Thanetiano superiore (base del Paleocene superiore). L'assenza di livelli maastrichtiani e del Paleocene inferiore-medio nella zona di Cosson e Prepotischis, potrebbe implicare notevoli episodi di frana e/o processi erosivi attivi lungo la scarpata. L'area di Albana, invece è più prossima al margine di piattaforma e qui la tettonica sinsedimentaria è forse meno attiva oppure l'area è scarsamente interessata da fenomeni erosivi.

5. Cenni tettonici

I terreni flyschoidi affioranti presso Drenchia, sul versante meridionale del M. Kolovrat, presentano giaciture molto variabili e sono spesso verticalizzati. Poco a Sud, lungo l'allineamento Cras - M. Fortin, il flysch è fortemente tettonizzato e presenta in alcuni tratti un notevole clivaggio. Quest'area ha perciò risentito intensamente delle spinte che hanno sollevato e ripiegato la massa carbonatica mesozoica del Kolovrat. Procedendo verso SW, grossomodo fino all'allineamento Liessa - Tribil di Sopra, si sono rilevate due modeste anticlinali, con andamento generale NW-SE.

Tra M. S. Giorgio, Costa, Savogna, Brizza, Cosizza, Raune, Presserie, Clinaz e Ponte Clinaz, passano alcuni grossi disturbi tettonici che danno origine a due grosse pieghe rovesciate e fagliate. La fascia degli strati rovesciati raggiunge una larghezza di oltre 1,5 km tra Gnidovizza e Presserie. Lo spaccato naturale della Valle dello Iudrio, ha permesso una ricostruzione abbastanza dettagliata di questa fascia tettonizzata (fig. 15). La traccia della sezione geologica è riportata in tav. 1.

Piuttosto evidente è l'andamento dei banconi carbonatici del M. S. Egidio (Maastrichtiano) e del M. S. Bartolomeo (Ilerdiano) a Nord e a Sud di Brizza, che simulano una anticlinale simmetrica che presenta però al suo nucleo il "Flysch di Calla" in strati rovesciati. L'andamento più o meno rettilineo degli affioramenti del "Flysch di Calla", nonostante la presenza di notevoli incisioni vallive, è dovuto appunto alla presenza di questo importante lineamento tettonico (cfr. l'andamento del "Megastrato di M. Ioanaz", situato poco a Sud; tav. 1). A meridione, fino a S. Pietro - S. Leonardo, la giacitura degli strati è di tipo monoclinale, con immersione generale verso SW.

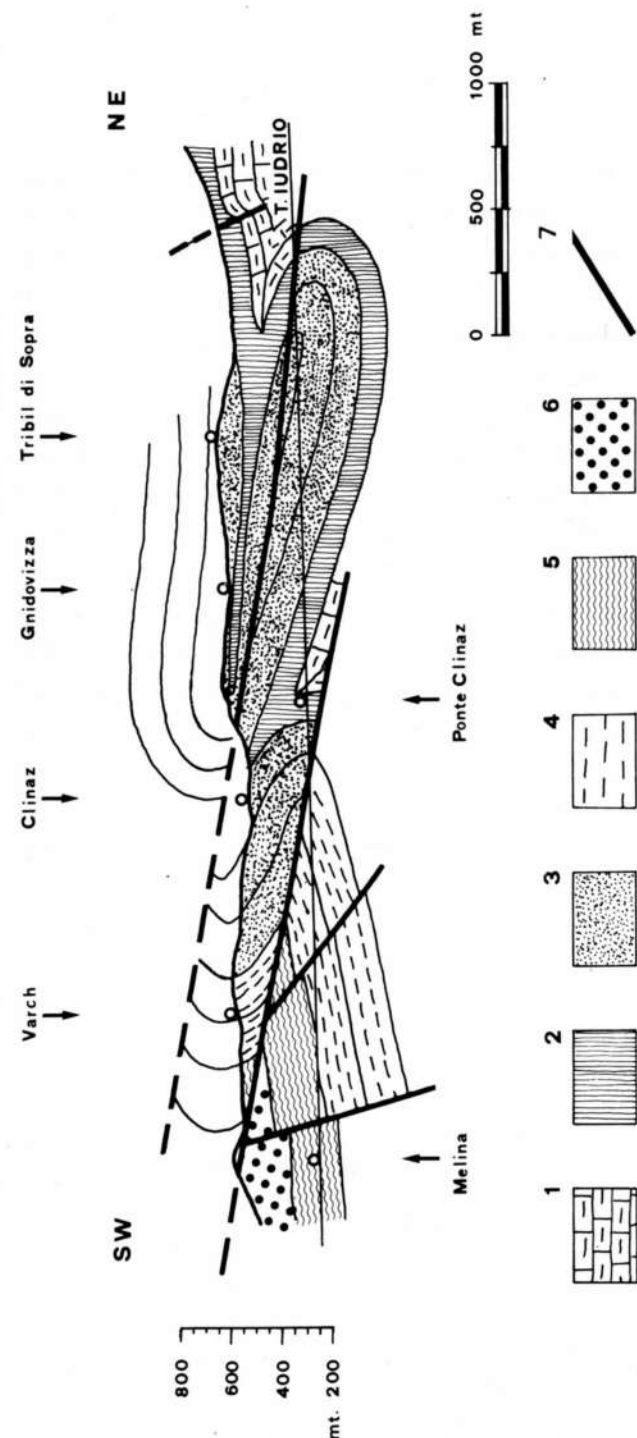


Fig. 15 - Sezione geologica lungo l'alta valle del F. Iudrio.

1. "Flysch di Clodig".
 2. "Flysch di Clodig".
 3. "Flysch dello Iudrio" - Parte basale ed inferiore.
 4. "Flysch dello Iudrio" - Parte superiore e sommitale.
 5. "Flysch di Calla".
 6. "Flysch di Masarolis".
 7. "Flysch di Masarolis".
- Cross section along upper Iudrio R. valley.
1. "Flysch di Clodig".
2. "Flysch di Clodig" (lowermost and lower part).
3. "Flysch dello Iudrio" (middle part).
4. "Flysch dello Iudrio" (upper and uppermost part).
5. "Flysch di Calla".
6. "Flysch di Masarolis".
7. Fault.

6. Conclusioni

I criteri per il riconoscimento degli ambienti deposizionali in zona di margine di piattaforma carbonatica sono ancora in fase di sviluppo. Ciononostante riteniamo che alcune suites litologiche e sedimentologiche da noi esaminate nel settore orientale delle Valli del Natisone, unitamente all'analisi del bacino di sedimentazione, ci consentano alcuni livelli di confidenza nell'interpretazione paleoambientale di quest'area, che dal punto di vista strutturale è considerevolmente complessa.

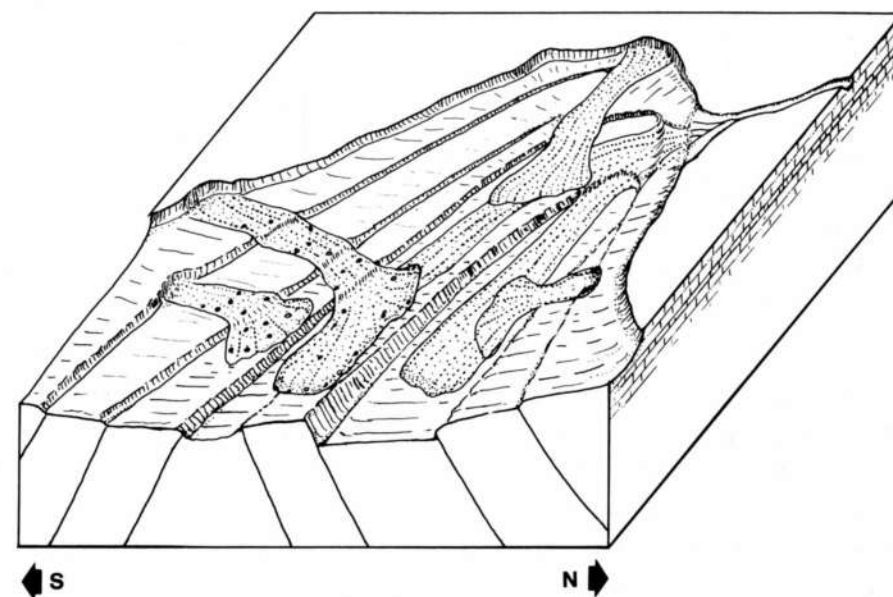
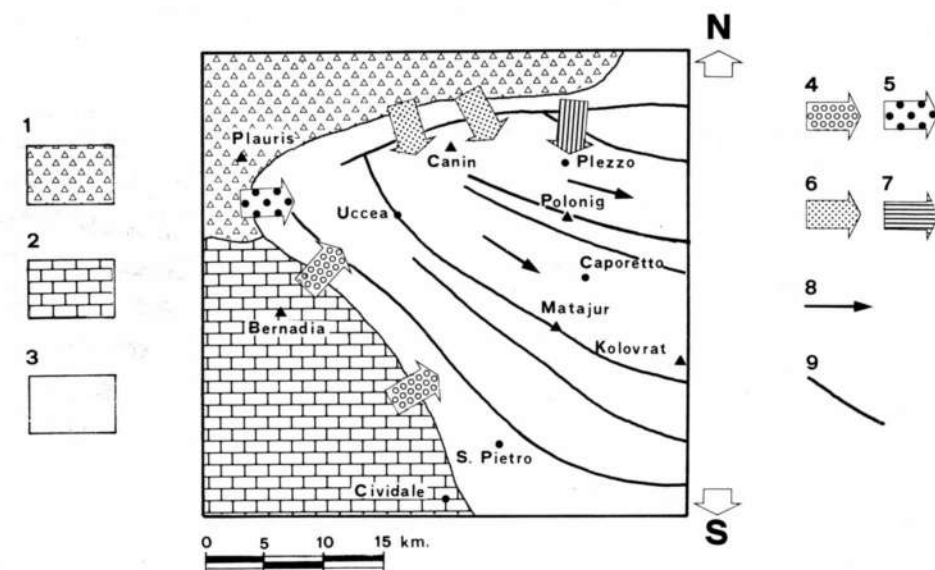
All'inizio del Maastrichtiano si assiste ad una massiccia ripresa della sedimentazione nell'area in esame; una tettonica attiva lungo il margine della piattaforma costituisce una condizione indispensabile per la deposizione di enormi volumi di carbonati allodapici (brecce, calciruditi, calcareniti). La tettonica sinsedimentaria interessa anche la scarpata, lungo la quale avvengono grosse frane che producono olistostromi e parabrecce. Già nell'“Unità di Drenchia” ipotizziamo l'esistenza di un elemento morfotettonico che separa l'area di Pulfero dall'area M. Nabruna - M. Matajur - Drenchia, situata in una zona più bassa della scarpata. L'inizio della sedimentazione flyschoidale silicoclastica avviene, in questa zona, come conseguenza dello shifting del Solco di Tolmino verso SW, che ha luogo a partire dalla base del Maastrichtiano. Questo shifting comporta l'approfondimento del margine della Piattaforma Friulana e la progressiva emersione delle Alpi Giulie. Le correnti di torbida terrigene, provenienti da NW (cfr. fig. 16) interessano lateralmente la parte inferiore della scarpata della piattaforma, dalla quale giungono sempre consistenti apporti di materiali carbonatici.

Fig. 16 - Schema interpretativo e block-diagram della situazione paleostrutturale dell'area occidentale del Solco di Tolmino durante il Campaniano superiore.

1. Area emersa. 2. Piattaforma carbonatica, localmente emersa. 3. Slopes e solco. 4. Apporti “friulani”. 5. Apporti “prealpini”. 6. Apporti “carnici”. 7. Olistostromi di origine settentrionale. 8. Direzioni delle correnti di torbida silicoclastiche. 9. Faglie.

- Schematic diagram and graphic model illustrating inferred paleostructural situation of western area of Tolmin Furrow during Late Campanian.

1. Emerged area. 2. Locally emerged carbonate platform. 3. Slopes and furrow. 4. “Friulan” input. 5. “Prealpine” input. 6. “Carnic” input. 7. Northern provenance olistostromes. 8. Direction of silicoclastic turbidity currents. 9. Fault.



Nella parte superiore del "Flysch di Cras" si rileva un'inversione di tendenza nelle caratteristiche delle torbiditi silicoclastiche: dapprima scompaiono le strutture interne nei livelli arenacei (presenti nella parte media dell'unità), e successivamente si osserva una notevole riduzione degli spessori e delle frequenze delle porzioni arenacee. Questo fatto è dovuto probabilmente ad una subsidenza differenziata tra l'area di S. Volfango - Zavart, a SW, e l'area del Kolovrat, a NE. Nella parte inferiore dell'unità sovrastante ("Flysch di Clodig") diventa sempre più manifesta l'ipotesi della subsidenza differenziata (legata alla presenza di un gradino morfostrutturale) con la scomparsa delle torbiditi silicoclastiche e l'apparizione di un flysch carbonatico in strati sottili a granulometria fine. Dopo questo periodo di relativa stasi deposizionale, riprende intensamente la sedimentazione silicoclastica, facilitata dall'appiattimento del precedente ostacolo morfologico, probabilmente ancora a causa di movimenti relativi dei blocchi di scarpata. L'instabilità della scarpata, prodotta da questi movimenti, è riflessa da grossi livelli di strati slumped (parte superiore del "Flysch di Clodig").

La parte media del "Flysch dello Iudrio", costituita in netta prevalenza da alternanze arenaceo-marnose, testimonia il nuovo aumento dell'influenza delle torbiditi terrigene, che depositano, nella parte superiore dell'unità, anche strati con sequenza Bouma completa. Sempre nel "Flysch dello Iudrio" si osservano livelli calcareo-arenacei, che rappresentano una terza provenienza (occidentale) dei materiali di riempimento del solco. Questi litotipi di origine "mista" giungono probabilmente dall'area M. Musi - Gran Monte.

Nel flysch maastrichtiano delle Valli del Natisone sono rilevabili notevoli variazioni laterali degli spessori complessivi tra la zona di Pulfero, a occidente, precedentemente esaminata (PIRINI et al., in prep.) e le Valli del Cosizza e dello Iudrio, ad oriente. Nel testo è stata documentata l'esistenza di una grande varietà di facies dei depositi clastici carbonatici e terrigeni, dovuta al progressivo arretramento della scarpata della Piattaforma Friulana. Le facies ed il loro sviluppo, e di conseguenza gli ambienti deposizionali delle due aree di "off-shelf" (Pulfero e Valli orientali del Natisone) sono in qualche maniera differenti. Per il flysch maastrichtiano del Friuli orientale, noi poniamo le seguenti cause di diversità: a) posizione sulla scarpata (superiore o inferiore); b) tettonica della zona di margine e di scarpata; c) presenza di depressioni o piccoli canyons; d) vicinanza rispetto alle sorgenti dei materiali; e) angolo di inclinazione dello slope; f) caratteri del margine di piattaforma (emerso o sommerso, cementato o non consolidato, presenza di canali, etc.).

Per quanto riguarda l'ambiente deposizionale non si sono trovate delle evidenze di un sistema di conoide sottomarino. Per i banchi carbonatici di maggiore estensione laterale, ed in particolare per quelli originati da flussi granulari, ci pare invece proponibile il concetto di "line source sedimentation" (MULLINS et al., 1984).

Infine, in fig. 16 viene rappresentata la situazione paleostrutturale del Solco di Tolmino, durante il Campaniano superiore. Gli schemi sono basati sui dati e sulle interpretazioni contenute nel presente lavoro, col supporto dei dati di KUŠČER et al. (1974). Alcune strutture, in particolare il cuneo tettonico del M. Polovnik, sono state tracciate seguendo i motivi tettonici noti (SELLI, 1952; COUSIN, 1981, pag. 387, sez. 14 e pag. 401, sez. 20). Le provenienze dei materiali e la situazione morfotettonica sono state discusse precedentemente nel testo. Si rileva che il solco risulta più largo di quanto rappresentato (cfr. CASTELLARIN, 1978; CASTELLARIN et al., 1979; COUSIN, 1981, pag. 476), in quanto non si è tenuto conto di alcuni sovrascorrimenti ad andamento alpino e dinarico. Il modello illustra una situazione di tipo compressivo che viene ad interessare anche il margine della Piattaforma Friulana. Questa ipotesi strutturale viene supportata anche dal confronto con simili assetti strutturali individuati dall'AGIP nella Pianura Padana (PIERI & GROPPi, 1981) ed è in accordo con le più recenti teorie geodinamiche del Sudalpino (Castellarin, comunicazione personale).

All'inizio del Paleocene, la piattaforma tende ad esaurire la sua funzione di attiva sorgente di materiale carbonatico biostromale, e pure gli apporti di materiali terrigeni di provenienza settentrionale risultano ridotti. Forse dei fattori paleoclimatici od eustatici condizionano la sedimentazione in questo periodo. Una tipica facies, il "Flysch di Calla", facilmente seguibile e molto estesa lateralmente, marca il passaggio Cretacico-Terziario. Al "Flysch di Calla" subentra, nel corso del Paleocene medio, un flysch francamente torbiditico, il "Flysch di Masarolis", caratterizzato da una buona organizzazione di facies. Il sistema deposizionale torbiditico non si è comunque potuto sviluppare nella sua completezza, a causa dei condizionamenti tettonici e delle modeste dimensioni del solco. Durante il Paleocene medio, l'asse del solco è in rapida traslazione verso SW, finché nel Paleocene superiore l'intera fascia compresa tra Masarolis e Stregna rappresenta la parte assiale del solco stesso; in questo momento per la prima volta non si riscontrano sostanziali differenze litologiche e sedimentologiche tra la zona occidentale delle Valli del Natisone e quella orientale. Alla fine del Paleocene, si assiste ad un vero e proprio collasso della piattaforma carbonatica friulana che avviene ad intermittenza lungo l'intero margine della piattaforma prospiciente il solco, originando enormi livelli di frana sottomarina. Il

margine instabile della piattaforma può essere raffigurato come scosso periodicamente da terremoti, il cui risultato sono dislocamenti a ripetizione di materiale carbonatico a generare frane sottomarine (sismoturbiditi, sensu MUTTI et al., 1984) ed altri tipi di flussi gravitativi. Due colossali episodi di frana: il "Megastrato di M. Ioanaz" ed il "Livello di Vernasso", datati rispettivamente Ilerdiano inferiore e Cuisiano inferiore, fungono pure da eccellenti livelli guida, considerata la loro notevole continuità laterale nelle Valli del Natisone.

Manoscritto pervenuto il 20.XII.1984.

Ringraziamenti

Gli autori ringraziano la prof. C. Pirini Radrizzani per i preziosi consigli e per la lettura critica del testo. Ringraziano inoltre il prof. A. Castellarin per le utili informazioni riguardanti soprattutto la parte geologico-strutturale.

SUMMARY — In this paper a revision of the stratigraphy of the Maastrichtian - Paleocene flysch outcropping in East Friuli is performed. Under this point of view some informal units, useful as basis for future surveys, were recognized and dated.

Some of these informal units, which are easily recognizable in field and which are excellent markers, were mapped, showing the noticeable extension of the Maastrichtian and Paleocene flyschoid deposits, which were until now practically unknown in the literature. Of these units, the sedimentological characteristics have been particularly examined for a paleoenvironmental and paleogeographic reconstruction. The clear lateral variations of the thicknesses and of the sedimentological characters and the noticeable variety of structures and facies are the result of the southwestward shifting of Tolmin Furrow. At first, during the Early Maastrichtian, the axis of the furrow reaches the Drenchia area and only in the Late Paleocene the Pulfero area. This shifting is obviously connected with very active tectonics, which in turn affect the sedimentation over all the slope environment. The filling materials of the furrow come from all the flanks of the furrow. Among these materials we can recognize the ones of southern origin (from the Friulan Platform), those which are of northwestern origin (at first from M. Plauris zone and then from the M. Musi-Gran Monte area) and finally the silicoclastic materials of northern origin. The silicoclastic turbidites, during the Maastrichtian, come down from NW (M. Canin area) along the Caporetto-Tolmin line, and marginally affect the lower part of the southern slope by lateral expansion. Then, because of the furrow shifting, the turbidity currents progressively increase their influence in the Valli del Natisone, until, during Late Paleocene, the zone between Masarolis and Stregna shows marly-sandstone

deposits with clearly proximal characters. During the Ilerdian-Early Cuisian, extensive submarine slides take place, that represent most of the furrow filling, which is closed little by little. This closure process causes, during Lutetian, the final emersion of the Julian Prealps. At last, an important tectonic line was recognized, formed by two large overturned and faulted folds which probably represents the superficial effect of gravity tectonics.

Opere citate

- AUTORI VARI, 1977 - Deep Water Carbonate Environments. *Cook H.E. & Enos P. eds., Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists Spec.*, Pub. 25, pp. 335.
- AUTORI VARI, 1982 - Modelli evolutivi delle zone di cerniera nei sistemi piattaforme carbonatiche - bacini. *Rend. Soc. Geol. It.*, 5 (1): 1-84.
- BYERS C.W., 1977 - Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. *Cook H.E. & Enos P., eds., Deep Water Carbonate Environments: Soc. Econ. Pal. Miner. Spec.*, Pub. 25: 51-81.
- CAMPBELL C.V., 1967 - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, 8: 7-26.
- CARON M. & COUSIN M., 1972 - Le sillon slovene: les formations terrigenes cretacees des units externes au Nord-Est de Tolmin (Slovenie occidentale). *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7 (14): 34-45, 2 figg.
- CASTELLARIN A., 1979 - Il problema dei raccorciamenti crostali nel Sudalpino. *Rend. Soc. Geol. It.*, 1 (1978): 21-23.
- CASTELLARIN A., 1982 - Tettonica sinsedimentaria ed associazioni di facies carbonatiche (con principali riferimenti al Giurassico Sudalpino). In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI (a cura di): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. *Guide geol. reg. S.G.I.*: 23-40, Bologna.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A., 1978 - Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorimenti lungo la "linea Ancona-Anzio", dal Lias medio al Pliocene. *Geol. Romana*, 17: 161-89.
- CASTELLARIN A., FRASCARI F. & VAI G.B., 1980 - Problemi di interpretazione geologica profonda nel Sudalpino orientale. *Rend. Soc. Geol. It.*, 2 (1979): 55-60.
- CERETTI E., 1965 - La geologia del Gruppo M. Plauris (Carnia). *Giorn. Geol.*, s. II, 33, f. 1, pp. 50, 6 tavv., 4 figg.
- CITA M.B. & PREMOLI SILVA I., 1974 - Il limite Cretaceo-Paleocene e l'evoluzione della Tetide. *Riv. It. Pal. e Strat., Mem.*, 14: 193-248, tavv. 5-12.
- COLACICCHI R., PIALLI G. & PRATURLON A., 1978 - Arretramento tettonico del margine di una piattaforma carbonatica e produzione di breccie e megabreccie: l'esempio della Marsica (Appennino Centrale). *Quaderni della Facoltà*: 295-328, Ed. Nuove Ricerche, Ancona.
- COOK H.E., MC DANIEL P.N., MOUNTJOY E.W. & PRAY L.C., 1972 - Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins Alberta, Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 20: 439-497.

- COOK H.E. & TAYLOR M.E., 1977 - Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada. *Cook H.E. & Enos P. eds., Deep Water Carbonate Environments: Soc. Econ. Pal. Miner. Spec.*, Pub. 25: 51-81.
- COOPER M.R., 1977 - Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance. *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoecol.*, 22: 1-60.
- COUSIN M., 1970 - Esquisse géologique des confins italo-yougoslaves: leur place dans les Dinarides et les Alpes méridionales. *B.S.G.F.*, (7), XII, 6: 1034-47.
- COUSIN M., 1981 - Les rapports Alpes-Dinarides. Les confins de l'Italie et de la Yougoslavie. *Soc. Geol. du Nord*, 5, vol. I, pp. 521 e vol. II, pp. 521.
- COUSIN M. & FOURCADE E., 1982 - Les facies cretaces de la Plate-forme Frioulane Karstique et leur Environnement Paleogeographique (Alpes Méridionales et Dinarides). *Cretaceous Research*, 3: 113-23, 5 ff., *Academic Press*. London.
- FABIANI R., LEONARDI P., KOSSMAT F. & WINKLER A., 1937 - Carta geologica delle Tre Venezie, Foglio Tolmino. *Ufficio Idrogr. Magistrato alle Acque di Venezia*, Firenze.
- FERUGLIO E., 1925 - Le Prealpi tra l'Isonzo e l'Arzino. *Boll. Ass. Agr. Friul.*, ser. 7, 39-40, pp. 301, Udine.
- FRASCARI F. & ZANFERRARI A., 1977 - Geologia delle formazioni pre-aternarie in Studio geologico dell'area maggiormente colpita dal terremoto friulano del 1976. *Riv. Ital. Paleont. Str.*, 83 (2): 237-62.
- GORTANI M. & DESIO A., 1927 - Note illustrative della Carta geologica delle Tre Venezie. Foglio "Pontebba". *Uff. Idr. Magistr. Acque di Venezia*, Op. in 16°, pp. 86, 1 tav., Padova.
- HUBERT J.F., SUCHECKI R.K. & CALLAHAN R.K. M., 1977 - The Cow Head Breccia: Sedimentology of the Cambro-Ordovician continental margin, Newfoundland. *Cook H.E. & Enos P. eds., Deep Water Carbonate Environments: Soc. Econ. Pal. Miner. Spec.*, Pub. 25: 125-54.
- JORDAN T.E., 1981 - Enigmatic deep-water depositional mechanisms, upper part of the Oquirrh Group. Utah, *J. sedim. Petrol.*, 51: 879-94.
- KELLING & MULLIN, 1975 - Graded limestone and limestone-quartzite couplets: possible storm deposits from the Moroccan Carboniferous. *Sediment. Geol.*, 13: 161-190.
- KRAUSE F.F. & OLDERSHAW A.E., 1979 - Submarine carbonate breccia beds - a depositional model for two-layer, sediment gravity flows from the Sekwi Formation (Lower Cambrian), Mac Kenzie Mountains, Northwest Territories, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, 16: 189-199, 7 ff., 3 tab.
- KUŠČER D., GRAD K., NOSAN A. & OGORELEC B., 1974 - Geoloske raziskave soške doline med Bovcem in Kobaridom. *Geologija*, 17: 425-476, 28 ff., 1 carta geol., Ljubljana.
- MARTINIS B., 1962 - Ricerche geologiche e paleontologiche sulla regione compresa tra il T. Iudrio ed il F. Timavo (Friuli Orientale). *Riv. It. Pal. Stra., Mem.*, 8, pp. 244, 22 tavv., 41 figg., 1 carta geol.
- MC ILREATH I. & GINSBURG G.R.N., 1982 - Symposium 27: mixed deposition of carbonate and siliciclastic sediments. *Int. Ass. Sedim. Abstr. Papers, Eleventh int. Congr. Sedimentology*: 109-113.
- MIDDLETON G.V., 1967 - Experiments on density and turbidity currents. III Deposition of sediments. *Can. J. Earth Sci.*, 4: 475-505.

- MÖRNER N.A., 1981 - Revolution in Cretaceous sea-level analysis. *Geology*, 9: 344-46.
- MOUNT J., 1985 - Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- MULLINS H.T., HEATH C., VAN BUREN M. & NEWTON C.R., 1984 - Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. *Sedimentol.*, 31: 141-68.
- MUTTI & RICCI LUCCHI F., 1975 - Turbidite facies and facies associations, in Examples of Turbidites and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines. *9th Int. Congr. Sedimentol. Nice, Guidebook*, A, 11: 21-36.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F., SEGURET M. & ZANZUCCHI G., 1984 - Seismoturbidites: a new group of resedimented deposits. *Mar. Geology*, 55: 103-116.
- ODIN G.S. & MATTER A., 1981 - De glauconiarum origine. *Sedimentol.*, 28: 611-41.
- OGORELEC B., ŠRIBAR L., BUSER S., 1976 - O litologiji in biostratigrafiji volcanskega apnenca. *Geologija*, 19: 126-51.
- PAVŠIČ J., 1979 - Zgornje Kredni in paleocenski apneni nanoplankton v Posočju. *Geologija*, 22 (2): 225-76.
- PIERI M. & GROPPI G., 1981 - Subsurface geological structure of the Po Plain, Italy. *Prog. Fin. Geodinamica, C.N.R.*, publ. 414, pp. 13.
- PIRINI RADRIZZANI C., TUNIS G. & VENTURINI S. (in preparazione) - Geologia e biostratigrafia dell'area sudoccidentale dell'anticlinale M. Mia - M. Matajur (Prealpi Giulie).
- PRICE I., 1977 - Deposition and derivation of clastic carbonates on a Mesozoic continental margin, Othris, Greece, *Sedimentology*, 24: 529-546.
- REINHARDT J., 1977 - Cambrian off-shelf sedimentation, Central Appalachians. *Cook H.E. & Enos P. eds., Deep Water Carbonate Environments: Soc. Econ. Pal. Miner. Spec.*, Pub. 25: 83-112.
- RICHTER D., 1975 - Olistostroma, olistolite, olistostemma ed olistoplacca, elementi caratteristici di processi di scivolamento e di risedimentazione dovuti a movimenti tettonici sinsedimentari in regioni geosinclinali. *Boll. Serv. Geol. It.*, 96 (2): 371-417.
- RUIZ-ORTIZ P.A., 1983 - A carbonate submarine fan in a fault controlled basin of the Upper Jurassic, Betic Cordillera, Southern Spain. *Sedimentology*, 30: 33-48.
- RUPKE N.A., 1976 - Large scale slumping in a flysch basin, southwestern Pyrenees. *J. geol. Soc. London*, 132: 121-30.
- SELLI R., 1953 - La geologia dell'alto bacino dell'Isonzo. *Giorn. Geol.*, 19: 153.
- SHANMUGAM G. & MOIOLA R.J., 1984 - Eustatic control of calciclastic turbidites. *Mar. Geol.*, 56: 273-78.
- STUR D., 1858 - Das Isonzo-Thal von Flitsch abwärts bis Görz. *Jahrb. geol. R. Anst.*, t. IX, Wien.
- TUNIS G., 1976 - Analisi di facies del flysch del Friuli orientale a sud-est del T. Chiarò di Torreano. Tesi di laurea inedita, Università di Trieste.
- VAIL P.R., MITCHUM R.M. & THOMPSON S., 1977 - Global cycles of relative changes of sea level. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 26: 83-97.
- VENZO G.A. & BRAMBATI A., 1969 - Prime osservazioni sedimentologiche sul Flysch friulano. *St. Trent. Sc. Nat.*, A, 46 (1): 3-10.
- WALKER K.R., SHANMUGAM G. & RUPERT S.C., 1983 - A model for carbonate to terrigenous clastic sequences. *Bull. geol. Soc. Am.*, 94: 700-712.

- WALKER R.G., 1975 - Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Boll. Geol. Soc. Am.*, 86: 737-48.
- WINKLER A., 1920 - Das mittlere Isonzogebiet. *Jb. geol. Staatsannst.*, Bd. 68: 11-124, 6 tabb., Wien.
- WINKLER A., 1923 - Über den Bau der ostlichen Sudalpen. *Mitt. geol. Gesell.*, 16: 1-272, tt. I-IV, 27 ff., Wien.
- WOODCOCK N.H., 1976 - Structural style in slump sheets: Ludlow series, Powys, Wales. *J. geol. Soc. Lond.*, 132: 399-415.
- WRIGHT V.P. & WILSON R.C.L., 1984 - A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *J. Sedim. Petrol.*, 54: 394-412.

Indirizzi degli Autori - Authors' addresses:

- dr. Giorgio TUNIS
Istituto di Geologia e Paleontologia
dell'Università degli Studi
P.le Europa 1, I-34127 TRIESTE
- dr. Sandro VENTURINI
A.G.I.P.
I-20097 SAN DONATO MILANESE MI