

M. MARINI (\*), R. TERRANOVA (\*)

## NUOVI DATI SULLA LITOSTRATIGRAFIA DEI FLYSCH DELLA LIGURIA OCCIDENTALE E SUI LORO RAPPORTI STRUTTURALI

**Riassunto** — I flysch della Liguria occidentale sono oggi distinti in quattro complessi così sovrapposti tettonicamente dal basso: Flysch di Albenga (Eocene medio), Serie di Alassio-Borghetto (Cretacico superiore), Serie di Moglio-Tèstico (Cretacico superiore-Paleocene?), Flysch di Sanremo-M. Saccarello (Cretacico superiore). Dati stratigrafici nuovi riguardano la Serie di Alassio-Borghetto, nella quale vengono segnalati al tetto orizzonti paleocenico-eocenici inferiori, e le due unità della Serie di Moglio-Tèstico e del Flysch di Sanremo-M. Saccarello, nelle quali sono stati scoperti orizzonti basali a «pseudopalombini» di probabile età albiana.

Un esame più attento della pila dei flysch permette di separare al suo interno diversi livelli strutturali. Nel più significativo di questi livelli strutturali (il «livello III», figg. 12 e 14), si osserva distintamente la sovrapposizione con polarità normali e ordine cronostratigrafico inverso del Flysch di Albenga, della Serie di Alassio-Borghetto e della Serie di Moglio-Tèstico. Una particolarità importantissima è costituita dal tipo dei rapporti di sovrapposizione di questi flysch: ciascuno dei flysch in posizione superiore (che è anche più vecchio di quello immediatamente sottostante) giace infatti con polarità normale su facies pelitiche e paraconglomeratiche terziarie che chiudono la sedimentazione di ciascuno dei flysch in posizione inferiore. La sovrapposizione avviene attraverso contatti tettonici sinsedimentari — cosiddetti «contatti molli» — i quali simulano rapporti di continuità fra le varie serie. Se ne conclude che l'appilamento dei flysch si è realizzato in fasi tettogenetiche molto precoci ed è stato la causa, nell'Eocene, del blocco della sedimentazione nei bacini di Alassio-Borghetto ed Albenga.

La configurazione paleogeografica che colloca dall'interno all'esterno gli stessi complessi come oggi sono disposti dall'alto al basso (fig. 31) prevede: la Serie di Moglio-Tèstico ed il Flysch di Sanremo-M. Saccarello disposti in posizione interna,

---

(\*) Istituto di Geologia dell'Università, Corso Europa 30, 16132-Genova.

Lavoro eseguito nell'ambito del programma di ricerca «Compared structural evolution of sectors of southern and Western Alps and Northern Apennines», nel quadro del Progetto «Dynamics and evolution of the lithosphere» (contributo M.P.I. 40% del 1983 e 60% del 1984) e del programma «Cartografia geologico-strutturale e tematica della Liguria» (contributo M.P.I. 60% del 1982).

marcatamente liguride, via via più prossimi al massiccio sardo-corso; la Serie di Alassio-Borghetto a substrato liguride presenta collegamenti diretti col margine prepiemontese solo nel Cretacico superiore; il Flysch di Albenga trasgressivo sullo stesso margine prepiemontese, sul quale si insedia solo a partire dall'Eocene medio. Questa disposizione spaziale dei flysch, posti in ordine di età via via più giovane verso il margine prepiemontese, suggerisce il verificarsi di una progradazione terziaria dei bacini verso l'esterno (in questo momento rappresentato dallo stesso margine).

L'innalzamento progressivo di settori interni a seguito dell'esumazione delle unità di alta pressione è all'origine degli scollamenti dei flysch (al livello dei loro «complessi di base») e della progradazione dei bacini terziari. Questi bacini hanno accolto in due momenti successivi le falde di scivolamento gravitativo costituite dai flysch stessi: nell'Eocene inferiore i flysch di Sanremo-M. Saccarello e di Moglio-Testico, forse già accavallati, sono scivolati nel bacino di Alassio-Borghetto; nell'Eocene medio tutti e tre i flysch ad Elmintoidi appilati sono scivolati nel bacino di Albenga andando a formare l'edificio strutturale che sarà poi deformato dalle fasi alpine Sud e Nord-vergenti.

**Abstract** — *New data on the lithostratigraphy of the Western Liguria flysches and their structural relationships.* The flysches of Western Liguria are distinguished at the present in four Units superimposed in this way from the bottom: Albenga Flysch (Middle Eocene), Alassio-Borghetto Serie (Upper Cretaceous), Moglio-Testico Serie (Upper Cretaceous-Paleocene), Sanremo-M. Saccarello Flysch (Upper Cretaceous). New stratigraphic data concern the Alassio-Borghetto Serie, in which Paleocene-Lower Eocene levels are signalized at the top, and the two Units of Moglio-Testico and Sanremo-M. Saccarello, in which probable Albian basal levels with «pseudopalombini» were discovered.

A more careful examination of the flysches pile allows to separate various structural levels inside of it. In the most meaningful of these structural levels (the «3rd level», figg. 12 and 14), we can clearly observe the superimposition of Albenga Flysch, Alassio-Borghetto Serie and Moglio-Testico Serie with normal polarity and inverse chronostratigraphic order. A very important peculiarity is the kind of superimposition relationships among these flysches; in fact, each of the upper flysches (that is also older than the one immediately below) lies with normal polarity on tertiary pelitic and paraconglomeratic facies closing sedimentation of each of the flysches in lower position. The superimposition takes place through synsedimentary tectonic contacts — so-called «soft contacts» — simulating a stratigraphic continuity among the series. From that we infer that superimposition of the flysches has taken place during very precocious tectogenetic phases; it caused (in the Eocene) the blocking of sedimentation in the Alassio-Borghetto and Albenga basins.

By disposing inside the structurally upper complexes, we can rebuild a palaeogeographic feature involving from the internal to the external the same complexes like they are now disposed from the top to the bottom (fig. 31). The Moglio-Testico Serie and Sanremo-M. Saccarello Flysch are in internal position, nearer and nearer to the Corsica-Sardinia Massif; Alassio-Borghetto Serie has a liguride substratum and presents in the Upper Cretaceous only some direct connections with the pre-piedmontese margin; the Albenga Flysch is transgressive on the same pre-piedmontese margin, on which it settles down only from Middle Eocene. This spatial configuration of the flysches, which are placed in order of age younger and younger toward

the pre-piedmontese margin, suggests a tertiary progradation of the basins toward the external (now represented by the margin itself).

The progressive surrection of some internal sectors because of the exhumation of the high pressure Units causes the unstickings of the flyschs (at the level of their «complessi di base») and the progradation of tertiary basins. These basins received in two subsequent moments the gravitational sliding nappes formed by the flyschs themselves: during Lower Eocene the Moglio-Testico and Sanremo-M. Saccarello flyschs (perhaps already superimposed) slid into the Alassio-Borghetto basin; during Middle Eocene all three piled Helminthoides flysch series slid into the Albenga basin, forming the structural building that later will be deformed by the South- and North-vergent alpine phases.

**Résumé** — *Nouvelles données sur la lithostratigraphie des flyschs de la Ligurie occidentale et leurs rapports structuraux.* Les flyschs de la Ligurie occidentale sont actuellement distingués en quatre complexes superposés de bas en haut de cette façon: le Flysch d'Albenga (Eocène moyen), la Série de Alassio-Borghetto (Crétacé supérieur), la Série de Moglio-Testico (Crétacé supérieur-Paléocène?), le Flysch de Sanremo-M. Saccarello (Crétacé supérieur). Des données stratigraphiques nouvelles concernent la Série de Alassio-Borghetto, dans laquelle on signale au sommet des niveaux paléocènes ou éocènes inférieurs, et les deux unités de la Série de Moglio-Testico et du Flysch de Sanremo-M. Saccarello, dans lesquelles on a découvert des niveaux basals à «pseudopalombini» d'âge albien probable.

Un examen attentif du rangement des flyschs admet la séparation à l'intérieur de la pile de plusieurs niveaux structuraux. Dans le plus significatif de ces niveaux structuraux (le «niveau III», fig. 12 et 14), on observe clairement la superposition avec polarités normales et ordre chronostratigraphique inversé du Flysch d'Albenga, de la Série d'Alassio-Borghetto et de la Série de Moglio-Testico. Une particularité très importante est constituée par le genre des rapports de superposition de ces flyschs; chaque flysch en position plus élevée (qui est aussi plus ancien que celui qui se trouve au-dessous) est couché en effet avec polarité normale au-dessus de faciès pelitiques et paraconglomératiques tertiaires qui ferment la sédimentation de chacun des flyschs en position inférieure. La superposition a lieu par des contacts tectoniques syn-sédimentaires — ceux qu'on appelle «contacts mous» — qui simulent des rapports de continuité entre les diverses séries. On conclut que l'empilement des flyschs s'est réalisé pendant des phases tectogénétiques très précoces et il a été la cause, à l'Eocène, du blocage de la sédimentation dans les bassins d'Alassio-Borghetto et d'Albenga.

En disposant à l'intérieur les complexes structurellement les plus élevés, on reconstruit une configuration paléogéographique qui comporte de l'intérieur à l'extérieur les mêmes complexes comme ils sont disposés aujourd'hui de haut en bas (fig. 31). La Série de Moglio-Testico et le Flysch de Sanremo-M. Saccarello sont en position interne, avec un substratum à cachet liguride très marqué, de plus en plus proches du massif sardo-corse; la Série de Alassio-Borghetto a un substratum liguride et présente des liaisons directes avec la marge prépiémontaise seulement au Crétacé supérieur; le Flysch d'Albenga est transgressif sur la même marge prépiémontaise, sur laquelle il s'est installé seulement dès l'Eocène moyen. Cette disposition spatiale des flyschs, placés en ordre d'âge de plus en plus récent du côté de la marge prépiémontaise, suggère que une progradation tertiaire des bassins se produit vers l'extérieur (représenté à ce moment par la marge même).

L'élévation progressive des secteurs intérieurs par suite de l'exhumation des unités de haute pression est à l'origine du décollement des flyschs (aux niveau de leurs «complexes de base») et de la progradation des bassins tertiaires. Ces bassins ont recueilli en deux moments successifs les nappes de glissement constituées par les flyschs mêmes; à l'Eocène inférieur les nappes des flyschs de Sanremo-M. Saccarello et de Moglio-Tèstico (peut-être déjà chevauchées) ont glissé dans le bassin de Alassio-Borghetto; à l'Eocène moyen tous trois les flyschs à Elminthoïdes empilés ont glissé dans le bassin de Albenga, en constituant l'édifice structural qui va être déformé par les phases alpines Sud- et Nord-vergentes.

**Key words** — Flysch, Paleogeography, Alpine Orogenesis, Upper Cretaceous, Paleocene, Eocene, Maritime Alps, Liguria, Italy.

## 1. Premessa

Il presente lavoro conclude un primo ciclo di ricerche sui flysch della Liguria occidentale iniziato nel 1982 e del quale sono stati esposti alcuni risultati preliminari in MARINI e TERRANOVA (1985). Le ricerche sono state principalmente indirizzate alla ricostruzione della litostratigrafia dei flysch, sulla quale ancor oggi non tutti gli autori sono concordi, ed allo studio dei rapporti fra le diverse unità, in gran parte dei casi di difficile decifrazione. Le difficoltà interpretative derivano soprattutto — come è facile immaginare, trattandosi di complessi fliscioidi — dall'abbondanza delle coperture detritiche e colluviali, dalle frequenti convergenze di litofacies e dalla scarsa affidabilità dei microfossili, peraltro rari.

Per affrontare il problema col minimo margine di incertezza, ci è parso opportuno utilizzare dati di campagna di prima mano; abbiamo quindi effettuato rilevamenti di grande dettaglio in due zone significative (Onzo-Gavenola in valle Arroscia e Alassio-Casanova Lerrone in val Lerrone), coprendo una superficie di circa Km<sup>2</sup> 60 alla scala di 1 : 10.000; due stralci indicativi di tali rilevamenti vengono prodotti in Tav. I. I dati conclusivi più rilevanti emersi dal lavoro di campagna riguardano al momento:

— la segnalazione di orizzonti di probabile età albiana (riconosciuti per la prima volta) nella parte inferiore del «complesso di base» della Serie di Moglio-Tèstico e del Flysch di Sanremo-M. Saccarello;

— l'identificazione certa di una porzione sommitale terziaria del flysch ad Elminthoïdi della Serie di Alassio-Borghetto;

— l'identificazione di facies di chiusura affini, pelitiche e paraconglomeratiche, al tetto dei flysch terziari (porzione sommitale della Serie di Alassio-Borghetto e Flysch di Albenga);

— il riconoscimento di contatti di sovrapposizione tettonica sin-sedimentari fra «complessi di base» cretacei dei flysch ad Elmintoidi e tali facies di chiusura terziarie;

— l'esistenza probabile di una vergenza europea nell'impilamento delle falde dei flysch e la collocazione temporale dell'impilamento stesso in una fase molto precoce, antecedente alla prima fase deformativa Sud-vergente;

— il riconoscimento di una o più fasi deformative precoci submeridiane, sincrone con la traslazione Europa-vergente delle falde e/o ad essa di poco posteriori.

## 2. Introduzione

Soprattutto i lavori di LANTEAUME e HACCARD (1962), BONI e VANNOSSI (1967), LANTEAUME (1968) e BONI e VANNOSSI (1972) hanno contribuito in maniera determinante a discriminare e caratterizzare i flysch della Liguria occidentale in quattro unità litostratigrafiche principali: il Flysch di Albenga (nummulitifero, solidale con la successione triassico-cretacica prepiemontese di Arnasco-Castelbianco) ed i tre flysch ad Elmintoidi di Alassio-Borghetto d'Arroscia, Moglio-Tèstico e Sanremo-M. Saccarello, da cretacico superiori ad eocenici. Accanto a queste unità BONI e VANNOSSI (1972) e Vanossi (1980) hanno posto in risalto anche l'importanza della Formazione di Leverone, di età terziaria. Nell'ambito di questa suddivisione fondamentale non mancano difformità di interpretazione fra gli autori più recenti circa la cronostratigrafia e l'attribuzione formazionale di alcuni termini, circa il loro ruolo paleogeografico, circa i rapporti strutturali fra le diverse unità, o circa la loro evoluzione tettogenetica (si vedano in particolare HACCARD *et al.*, 1972; ROYANT, 1978; VANNOSSI, 1980; GALBIATI, 1984a).

La ricostruzione minuziosa delle successioni di litofacies all'interno delle varie unità, l'esame attento dei loro contatti reciproci e delle modalità con cui tali contatti sono stati coinvolti nelle varie fasi deformative ci hanno portato a risultati conclusivi nuovi o in gran parte diversi da quelli noti e consolidati. Ci è infatti apparso subito chiaro (MARINI e TERRANOVA, 1985) che fra alcune unità vi so-

no rapporti estremamente ambigui — sicuramente tettonici (litofacies cretache superiori sovrapposte a litofacies eoceniche), ma apparentemente normali — i quali possono essersi evidentemente realizzati all'interno di bacini in attività di sedimentazione. Abbiamo così introdotto una distinzione dei contatti tettonici in «*tettonici molli*» (dovuti a scivolamento gravitativo in bacini sedimentari) e «*tettonici s.s.*» (dovuti ad azioni di taglio e sovrascorrimento) (fig. 1).

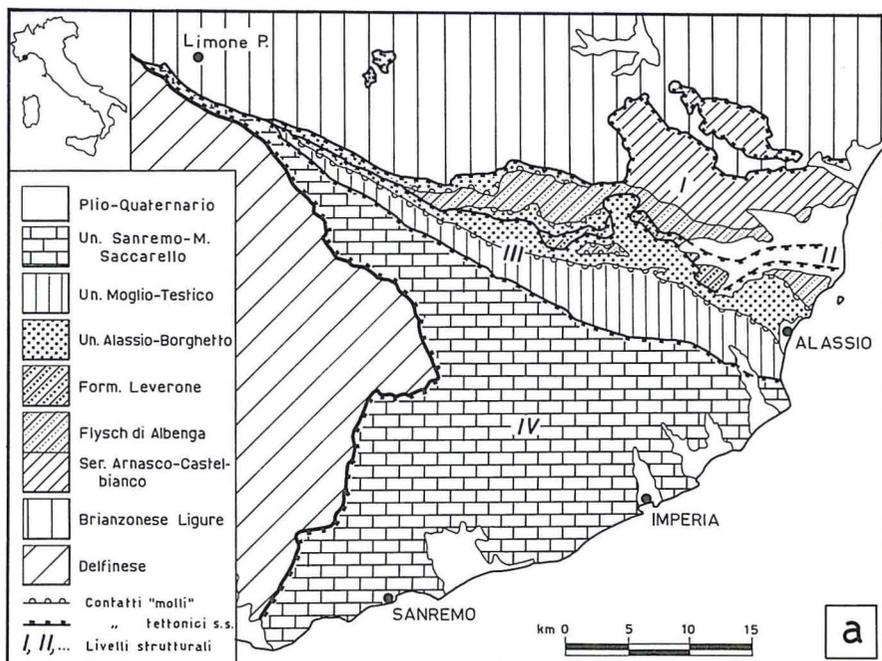
Contatti «mollini» sono sempre riconoscibili fra i «complessi di base» dei flysch ad Elmintoidi (con l'esclusione del solo Flysch di Sanremo-M. Saccarello) e le porzioni sommitali terziarie dei flysch che si trovano geometricamente a letto; vale a dire fra: base di Moglio-Tèstico e sommità di Alassio-Borghetto; base di Alassio-Borghetto e sommità della Formazione di Leverone e del Flysch di Albenga. In particolare, essi si realizzano, con assoluta concordanza di stratimetrie e polarità, fra i «complessi di base» e le facies pelitiche o paraconglomeratiche di olistostroma che definiscono di norma il tetto di tali porzioni terziarie e sono caratterizzati da un'anastomosi pressoché perfetta dei due termini sovrapposti (si veda le successive figg. 7 e 23). Siccome per un certo spessore, variabile da pochi decimetri a qualche decina di metri, i «complessi di base» presentano al di sopra del contatto «molle» una fascia con tessitura milonitica (costituente la suola di scorrimento delle falde gravitative) che non sempre è agevole distinguere dall'olistostroma, ne consegue che l'identificazione di questi contatti «mollini» può risultare molto difficile e dar corpo a notevoli ambiguità (MARINI e TERRANOVA, 1985) (si veda la successiva fig. 8). Questa ambiguità dei contatti ha fin qui indotto gli autori ad associare ai «complessi di base» litofacies paraconglomeratiche o marnoso-argillose ad essi sottostanti

---

Fig. 1 - a) Schema strutturale delle Alpi Marittime liguri (tratto, con modifiche e aggiunte, da VANOSI, 1984, in : «*Fascicolo introduttivo*», Conv. Soc. Geol. It. «*Geologia delle Alpi liguri*», 11-16 giugno 1984). Sono identificati con numeri romani i livelli strutturali maggiori risultanti dall'accorpamento delle unità (o formazioni) legate da contatti tettonici «mollini».

b) Schema dei rapporti geometrici fra unità e formazioni (il Sud è a sinistra). In nero sono rappresentati i «complessi di base»; nell'ambito dei vari livelli strutturali, i flysch si accavallano con polarità normale e ordine cronostratigrafico inverso.

Si può notare che alcuni elementi ricorrono a più livelli strutturali (come ad esempio il Flysch di Albenga, il quale si trova sia radicato nel livello I sia sovrascorso nel livello III), in quanto le traslazioni responsabili dei contatti tettonici s.s. hanno prodotto l'avanscorrimento ed il raddoppio di porzioni della pila delle falde legate dapprima soltanto dai contatti tettonici «mollini».



Livelli strutturali	Rapporti geometrici	Unità o formazioni
IV		SANREMO-M. SACCARELLO Peliti del Colle S. Bartolomeo
III		MOGLIO-TESTICO Peliti di Moglio
		ALASSIO-BORGHETTO Peliti di Ranzo
		ALBENGA
II		Peliti di Ranzo
		LEVERONE
I		Peliti di Ranzo
		ALBENGA
0		ARNASCO-CASTELBIANCO
		BRIANZONENSE LIGURE

*M. Nisini-85*

(HACCARD, 1965; BONI e VANOSI, 1967; 1972; VANOSI, 1980; GALBIATI, 1984c; 1985; ecc.) appartenenti in realtà — come si vedrà appresso — a loro substrati tettonici di età più recente.

Il riconoscimento e la distinzione dei due tipi di contatti ci ha suggerito di accorpate le unità legate da contatti «mollî» sinsedimentarî, da considerarsi come dei contatti primarî, frazionando nel contempo la pila dei flysch in vari «livelli strutturali» delimitati da contatti tettonici s.s. Ne sono risultati quattro livelli strutturali maggiori, non sempre coincidenti con le singole unità litostratigrafiche, le quali anzi possono ripetersi a più livelli. I singoli «livelli strutturali», così compresi fra contatti tettonici s.s. in discordanza, sono infatti composti di norma da più unità o porzioni di esse, le quali però, essendo giunte a sovrapporsi in una fase tettogenetica molto precoce, sinsedimentaria rispetto alle unità ricevitrici, hanno poi partecipato solidarmente alle successive fasi tettogenetiche responsabili delle deformazioni Sud-vergenti e «retrovergenti» (1). In sostanza, *ogni livello strutturale così definito corrisponde ad un complesso tettonico strutturalmente omogeneo e congruente.*

In questa ottica (si veda la fig. 1), considerando il Brianzonese Ligure come «livello 0», in quanto esso sostiene a Nord l'intera pila delle falde ed è al di fuori della nostra trattazione, dal basso si succedono i seguenti livelli strutturali maggiori:

a) *Livello I:* è composto dalla serie prepiemontese di Arnasco-Castelbianco (Trias medio-Cretacico inferiore), sulla quale si trova trasgressivo il Flysch di Albenga (Eocene medio), a sua volta sormontato attraverso un contatto «molle» da un lembo continuo di Peliti di Ranzo (Cretacico superiore), riferibili al «complesso di base» della Serie di Alassio-Borghetto;

b) *Livello II:* è costituito dalla Formazione di Leverone (Eocene medio), di problematica attribuzione, ma sicuramente appartenente — come si dirà — ad un dominio paleogeografico omogeneo con quello del Flysch di Albenga; anch'essa è sormontata, attraverso un contatto «molle», da esili lembi discontinui di Peliti di Ranzo;

c) *Livello III:* è il più complesso dei quattro; esso è costituito inferiormente dal Flysch di Albenga (Eocene medio), sul quale si adagia con un contatto «molle» la Serie di Alassio-Borghetto (Albiano?-

---

(1) Si vedrà poi come ogni livello strutturale maggiore possa essere complicato al suo interno da livelli strutturali secondari.

Eocene inferiore), la quale sostiene a sua volta, anch'essa attraverso un contatto «molle», la Serie di Moglio-Tèstico (Albiano?-Paleocene?);

d) *Livello IV*: è costituito dalla sola unità del Flysch di Sanremo-M. Saccarello (Albiano?-Maastrichtiano).

Come è noto, l'assetto delle varie unità è omoclinale, con immersione blanda delle superfici strutturali e litologiche globalmente a Sud e SSW. Inclinando opportunamente verso sinistra la fig. 1 si potrà conferire all'insieme delle unità sovrapposte un assetto vicino a quello reale.

### 3. Litostratigrafia dei livelli strutturali

Nella descrizione delle singole unità e formazioni abbiamo ritenuto opportuno seguire l'ordine di sovrapposizione dei vari livelli strutturali descritto sopra, con inizio dal basso (fig. 1, b), al fine di rispettare il più possibile la geometria dell'edificio strutturale. Per questo motivo, alcune formazioni (od unità) verranno citate più volte. Ad evitare inutili ripetizioni, ciascuna formazione sarà trattata in modo approfondito una sola volta, al suo apparire in serie completa, mentre altrove verranno esposte solo eventuali sue particolarità. Il dettaglio maggiore sarà riservato al Flysch di Albenga, alla Formazione di Leverone ed alla Serie di Alassio-Borghetto, mentre verranno trattate sommariamente le serie di Moglio-Tèstico e Sanremo-M. Saccarello, che interessano marginalmente la ricerca.

#### 3.1. LIVELLO I

##### 3.1.1. *La serie di Arnasco-Castelbianco*

La *Serie di Arnasco-Castelbianco* si sviluppa da Est ad Ovest al margine settentrionale dei terreni fliscioidi, fra Ceriale ed il meridiano di Aquila d'Arroscia-Alto. Nella zona di Aquila d'Arroscia, nell'incisione del Rio Grande, affiora in «finestra» al di sotto del Flysch di Albenga (Tav. I, A). È formata da due elementi (si veda in VANOSI, 1980), dei quali:

— l'inferiore (*Elemento di Castelbianco*) è costituito da una successione prepiemontese triassico-giurassica comprendente dolomie del Norico, calcari e dolomie del Retico, calcari a liste e noduli di

selce, brecce poligeniche e peliti marnoso-argillose del Giurassico inferiore-medio(?);

— il superiore (*Elemento di Arnasco*) è costituito da peliti, radiolariti, scisti silicei e calcari silicei straterellati (cosiddette Radiolariti di Arnasco) che sostengono calcari a pasta fine tipo «maiolica» (i Calcari di Menosio) datati al Portlandiano-Berriasiano (ROYANT e LANTEAUME, 1973).

Dal termine triassico a quello cretacico inferiore si può constatare il progressivo approfondimento dell'ambiente di sedimentazione (VANOSSI 1980) <sup>(2)</sup>.

### 3.1.2. *Il Flysch di Albenga*

Il *Flysch di Albenga* affiora — nell'ambito di questo livello strutturale — al margine settentrionale della zona dei flysch; al pari degli altri complessi fliscioidi, esso va a costituire una fascia orientata circa Est-Ovest, con immersione omoclinale a Sud e SSW, la cui larghezza si riduce sempre più procedendo verso occidente (fig. 1, a). A Nord, fra Ceriale e Aquila d'Arroscia, esso si trova in contatto stratigrafico sulla successione di Arnasco-Castelbianco, mentre ad Ovest di Aquila d'Arroscia si trova in contatto tettonico direttamente sul Brianzonese Ligure. A Sud esso sostiene, per il tramite di un contatto «molle», un'esile fascia discontinua di peliti manganesifere riferibili — come si dirà — al «complesso di base» di uno dei soprastanti flysch ad Elmintoidi. La locuzione di «Flysch di Albenga» è stata usata per indicare questo complesso da BONI e VANOSSI (1967), dopo che LANTEAUME (1958) l'aveva identificato come «*Schistes grésocalcaires*»; la stessa unità è stata identificata in seguito come «Formazione di Albenga» da BONI e VANOSSI (1972) e VANOSSI (1980), e poi da GALBIATI (1982b). Il Flysch di Albenga si compone

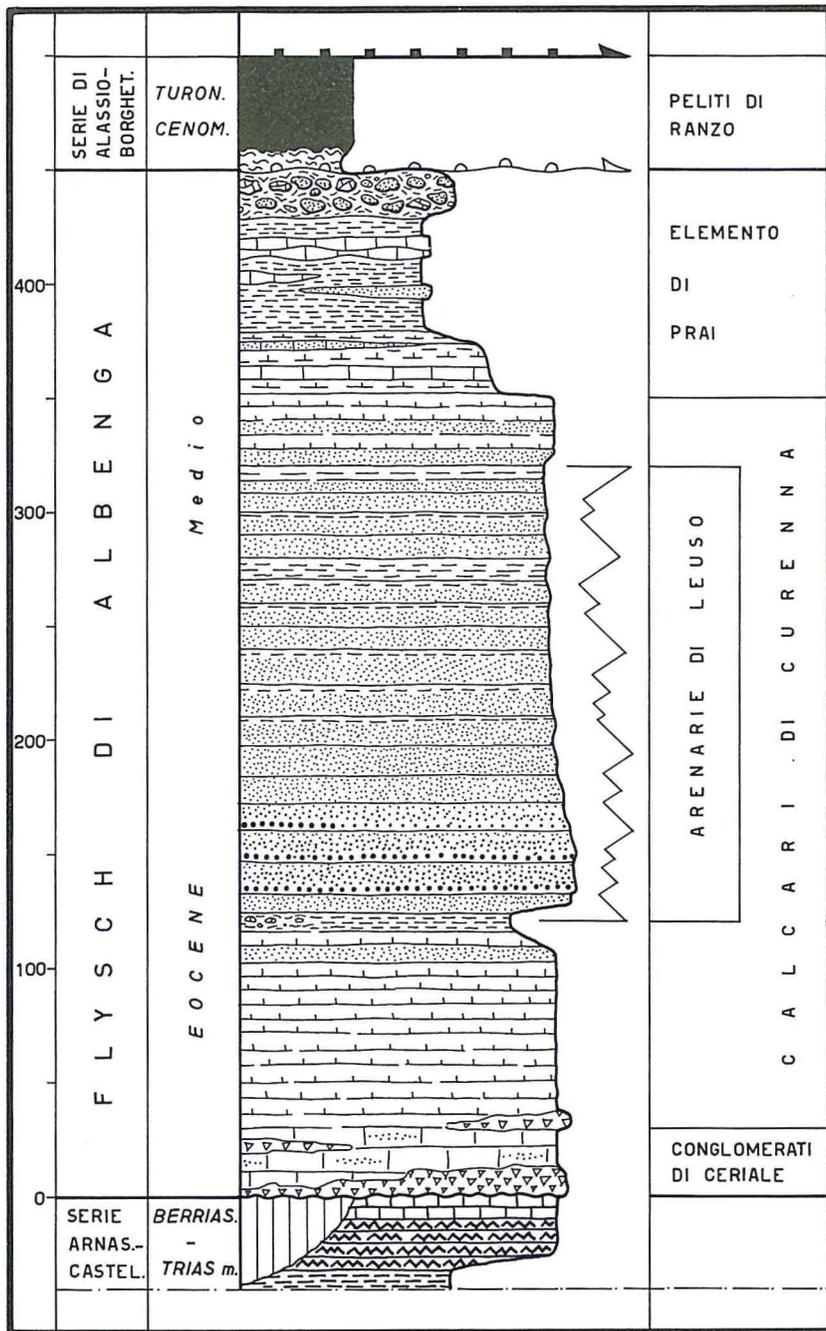
---

<sup>(2)</sup> In questa serie viene inglobato da VANOSSI (1980) anche il Flysch di Albenga. Pur essendo indubbia la sovrapposizione stratigrafica tra il Flysch di Albenga ed i due elementi sopra descritti, riteniamo che la lacuna esistente fra di essi ed il diverso ruolo paleogeografico e tettonogenetico da essi sostenuto possano giustificare una loro trattazione indipendente.

---

Fig. 2 - Colonna litostratigrafica del livello I. Nel substrato del Flysch di Albenga (costituito dalla Serie di Arnasco-Castelbianco) sono stati rappresentati solo i Calcari di Menosio, le Radiolariti di Arnasco e la parte sommitale delle Brecce del M. Galèro).

Le simbologie litologiche impiegate in questa e nelle successive colonne sono simili a quelle normalmente in uso.



di quattro elementi litostratigrafici fondamentali, in gran parte tra loro eteropici, così distinguibili dal basso (fig. 2):

- a) Conglomerati di Ceriale;
- b) Calcari di Curenna;
- c) Arenarie di Leuso;
- d) Elemento di Prai.

I primi tre elementi corrispondono alla ormai classica successione descritta dagli autori (si vedano in particolare BONI *et al.*, 1971, VANOSI, 1980 e GALBIATI, 1982b), mentre il quarto elemento viene da noi introdotto ed istituito per la prima volta.

Non ci dilungheremo sulla litostratigrafia dei primi tre elementi, trattata nei lavori citati sopra, ai quali si rimanda. Basti ricordare che:

a) i *Conglomerati di Ceriale*, trasgressivi sulle facies berriasiane dell'Elemento di Arnasco, si riducono progressivamente di spessore, fino a scomparire, procedendo da Est ad Ovest; essi sono costituiti soprattutto da elementi di dolomie, rioliti e graniti e sono sormontati da calcari con granuli dolomitici e microbreccie contenenti frammenti di Discocicline, Nummuliti, Briozoari e Crinoidi che attribuiscono loro un'età almeno luteziana (VANOSI, 1980); secondo GALBIATI (1982b) essi si trovano in eteropia col successivo elemento dei Calcari di Curenna;

b) al di sopra dei conglomerati si sviluppano i *Calcari di Curenna*, spesso finemente detritici, caratteristicamente straterellati, foliati e contorti, ricchi di giunti pelitici sottili (figg. 3,a e 4); al loro interno non sono infrequenti strati e banchi, a luoghi anche abbondanti, di arenarie quarzoso-feldspatiche molto micacee a cemento calcitico o straterelli di microbreccie bioclastiche a Nummuliti, Discocicline e Alghe calcaree (VANOSI, 1980) che conducono anche per essi ad un'età almeno luteziana;

c) ancora al di sopra gli autori pongono le *Arenarie di Leuso*, costituite da strati e banchi di arenarie torbiditiche quarzoso-feldspatiche molto micacee spesso a cemento calcitico, da grossolane a finissime (fig. 3,b), alle quali si intercalano abbondanti peliti marno-siltose; GALBIATI (1982b) le attribuisce alla facies C di MUTTI e RICCI LUCCHI (1972; 1975)<sup>(3)</sup> comune ai lobi di conoide esterna.

<sup>(3)</sup> Da qui in avanti, ogni richiamo alle facies sedimentarie dovrà sempre intendersi riferito a questi due lavori di MUTTI e RICCI LUCCHI ed a MUTTI (1979).



a)



b)

Fig. 3 - Aspetto tipico dei Calcarei di Curenna (a) e delle Arenarie di Leuso (b) con foliazioni da millimetriche a centimetriche parallele alle superfici di stratificazione e presumibilmente legate ad un evento deformativo precoce blandamente metamorfico (zona del Rio Grande, a NW di Aquila d'Arroscia).

Gli autori ritengono — pur riconoscendo l'esistenza di locali eteropie fra i vari elementi — che le Arenarie di Leuso rappresentino il termine stratigraficamente più alto dei tre. Dalle nostre osservazioni risulterebbe invece che le Arenarie di Leuso, riconducibili ad una sequenza asimmetrica positiva assimilabile ad un apparato di



Fig. 4 - Contatto stratigrafico fra Calcarei di Curenna (in basso) in posizione sovrastante alle Arenarie di Leuso e la litozona paraconglomeratica dell'Elemento di Prai (strada Borghetto d'Arroscia-Gavenola, presso il Rio Acquatorata).

conoide (come proposto da GALBIATI, 1982b), siano contenute entro la porzione medio-alta dei Calcarei di Curenna; le loro propaggini esterne più distali si sfrangano infatti entro gli stessi calcari, che vi si interdigitano fittamente.

Gli elementi di osservazione che ci suggeriscono questa ipotesi sono i seguenti:

- in settori ove le Arenarie di Leuso affiorano con strati spessi, esse si arricchiscono in alto — prima di incontrare il successivo Elemento di Prai, di cui si dirà appresso — di intercalazioni argilloso-marnose e di calcari straterellati e foliati a tipici lettini pelitici identici ai Calcarei di Curenna, in proporzioni fino all'80%; le zone più significative per verificare ciò sono quelle di Aquila d'Arroscia (Rio Castello) e di Leverone-Gavenola (Rio delle Caselle, Madonna Pellegrina, Rio Acquatorata) (Tav. I, A e fig. 4); in basso passano invece ai Calcarei di Curenna attraverso facies pelitiche — e talora paraconglomeratiche (significativa al proposito è la sezione di Leuso-Varavo);
- altrove (come ad esempio nell'areale di Curenna), proceden-

do a ritroso nella serie, si passa dal tetto del Flysch di Albenga (rappresentato come sopra dalle litofacies sottili dell'Elemento di Prai) ai Calcari di Curenna tipici senza mai incontrare il corpo arenaceo delle Arenarie di Leuso, ma solo intercalazioni più o meno abbondanti di torbiditi arenacee medie e sottili entro gli stessi calcari.

Vi sarebbe pertanto, a nostro avviso, una completa eteropia fra le Arenarie di Leuso e la parte mediana o medio-alta dei Calcari di Curenna, i quali coprirebbero così da soli (ove si consideri che essi possono comprendere lateralmente anche i Conglomerati di Cerialle; si veda in GALBIATI, 1982b) l'intero sviluppo della porzione di Flysch di Albenga fin qui considerata.

Campioni di calcari tipo Calcari di Curenna e di calcareniti raccolti al tetto delle Arenarie di Leuso presso Leverone (località Rio delle Caselle) e fra Gavenola e Borghetto d'Arroscia (fig. 4, Rio Acquatorza), si sono rivelati riccamente fossiliferi. In particolare, nelle calcareniti sono stati riconosciuti frammenti di *Nummulites* (probabile *N. globulus*) e di *Discoyclina*. Nei calcari sono presenti frequenti esemplari di *Globorotaliidae* (gr. *Acarinina*), riferibili probabilmente all'Eocene medio, e rari esemplari rimaneggiati di *Globotruncana*.

d) L'Elemento di Prai è stato esaminato in dettaglio nel settore compreso fra Onzo e Borghetto d'Arroscia. Esso affiora sempre al tetto del complesso costituito dai Calcari di Curenna e dalle Arenarie di Leuso in una fascia continua da Est ad Ovest. La zona tipo di affioramento è identificabile a Ovest di Leverone, sul culmine del rilievo montuoso che domina il paese, fra le località Prai e Piani, e ad Est di esso nella località Mele (Tav. I, A). Nella carta di BONI e VANOSI (1972) esso è stato attribuito ora alla Formazione di Leverone ora alle Peliti di Moglio.

La formazione è separabile in tre orizzonti aventi caratteristiche affatto peculiari, più o meno sviluppati a seconda delle località, così distinti dal più basso:

- litozona marnoso-argillosa;
- litozona a «pseudoalberese»;
- litozona paraconglomeratica.

La litozona marnoso-argillosa costituisce il termine di passaggio al sottostante complesso di Curenna-Leuso. È formata da calcari marnosi a pasta fine straterellati e contorti, identici a quelli di Curenna, però in strati discontinui (con anche il 10-20% di lettini pelitici), da marne indurite fogliettate, spesso molto detritiche, da grovacche

in straterelli isolati<sup>(4)</sup> e da abbondanti peliti argillose nere, in lastre lucenti. La litozona può essere osservata nel suo aspetto tipico lungo la strada che collega Borghetto d'Arroscia a Gavenola e, più in alto, fra Gavenola e Prai (Tav. I, A).

La litozona a «pseudoalberese» è costituita da dominanti peliti argillose nere. In essa si incontrano ancora straterelli di calcari detritici e strati di arenarie micacee come nella precedente litozona, ma fanno la loro comparsa strati (isolati o in piccoli set) di calcari marnosi a pasta fine grigia e patina di alterazione bianca, simili all'«alberese» (fig. 5), che ricordano da vicino i Calcari di Groppo del Vescovo. Tutta la litozona, anzi, presentandosi nel suo insieme molto perturbata, con vistosi fenomeni di *slumping* e di deformazione allo stato plastico degli strati calcarei, assume un aspetto globalmente molto simile a quello del Complesso di Canetolo. La litozona può essere osservata nel suo aspetto tipico alla sella di Prai o nelle località Mele-R. della Carità, rispettivamente ad Ovest e ad Est di Leverone.

La litozona *paraconglomeratica* possiede, per la sua stessa natura, una grande variabilità di spessore e può talora mancare. È costituita da un eccipiente pelitico argilloso, a luoghi leggermente marnoso, con il tipico clivaggio e le deformazioni idroplastiche proprie dell'olistostroma, nel quale si trovano litoclasti di varie dimensioni fino a quella di blocchi di grovacche feldspatiche molto micacee, calcari e calcari detritici. Questi litotipi — tra i quali uno o l'altro dei primi due prevale a seconda delle zone — sono riferibili con grande evidenza alle Arenarie di Leuso ed ai calcari «pseudoalberesi» della sottostante litozona. La litozona *paraconglomeratica* è ben osservabile in uno spaccato di oltre m 100 sulla strada che collega Leverone a Gavenola, nella località Prai (fig. 6).

Nel suo complesso, l'Elemento di Prai risulta costituito da un'associazione di torbiditi sottili in facies D, con prevalenza delle facies D2 e D3, ove si escludano le facies *paraconglomeratiche* a matrice pelitica tipo A2 (o F) degli olistostromi.

---

<sup>(4)</sup> Campioni di arenaria prelevati nella zona di Angelo Custode (Leverone) hanno rivelato: grande abbondanza di quarzo (in gran parte con bordi dissolti) e di feldspati; mica bianca piuttosto diffusa; rara biotite; zirconio; litoclasti (dominanti quarziti, gneiss e micascisti). La matrice è sempre abbondante e spesso impura; il cemento è calcitico.



Fig. 5 - Calcari «pseudoalberesi» in parte deformati intercalati a peliti argillose nere lucenti nell'Elemento di Prai, litozona a «pseudoalberese» (località Prai, Ovest di Leverone).

Sono stati sezionati numerosi campioni di calcari marnosi a pasta fine («pseudoalberesi») provenienti soprattutto dalla zona tipo (fig. 5, NW di Leverone). Nella maggior parte di essi sono assolutamente dominanti Radiolari spatizzati, talora disposti in livelletti con accenni di gradazione. In due campioni più significativi raccolti presso Gavenola (Madonna Pellegrina) e a Nord di Leverone (Angelo Custode), sono state riconosciute rare Globotruncane rimaneggiate e frequenti Globorotalie ben sviluppate (riferibili con tutta probabilità ad *Acarinina*), che potrebbero suggerire un'età eocenica media per questo orizzonte, in pieno accordo con quella dei sottostanti termini del Flysch di Albenga.

L'intera serie del Flysch di Albenga ha uno spessore approssimativamente valutabile in m 400-450, dei quali circa m 300-350 attribuibili all'insieme di Calcari di Curenna, Arenarie di Leuso e Conglomerati di Ceriale, e circa 50-100 all'Elemento di Prai. L'olistostroma, nel suo punto di massimo spessore, non supera i m 30-40.

Una caratteristica molto appariscente in tutti gli elementi che



Fig. 6 - Paraconglomerato a dominanti elementi di arenarie quarzoso-feldspatiche in eccipiente pelitico al sommo dell'Elemento di Prai, litozona paraconglomeratica (località Prai, sulla strada Leverone-Gavenola).

compongono il Flysch di Albenga è costituita dalle loro evidenti condizioni epimetamorfiche, le quali si accompagnano nei calcari e nelle arenarie a foliazioni penetrative parallele alle superfici di strato (fig. 3) che deformano in modo talora vistoso anche le tanatocenosi e nelle peliti inducono una tipica lucentezza sericea. In particolare, arenarie e calcari detritici prelevati nei Calcari di Curenna (Rio Acquartorta) hanno mostrato in sezione sottile clasti di quarzo con bordi dissolti e plaghe di clorite di neoformazione.

### 3.1.3. *Le Peliti di Ranzo*

Questa formazione, istituita — come si dirà poi — da GALBIATI (1984a), affiora estesamente nell'ambito del livello I fra Aquila d'Arroschia ed il Colle delle Vecchie, dapprima — ad Est — in due fasce distinte, poste l'una a Nord e l'altra a Sud del Flysch di Albenga, e poi in un'unica fascia derivante dalla confluenza delle due precedenti. La ripetizione delle due fasce nella parte orientale (fig. 1, a)

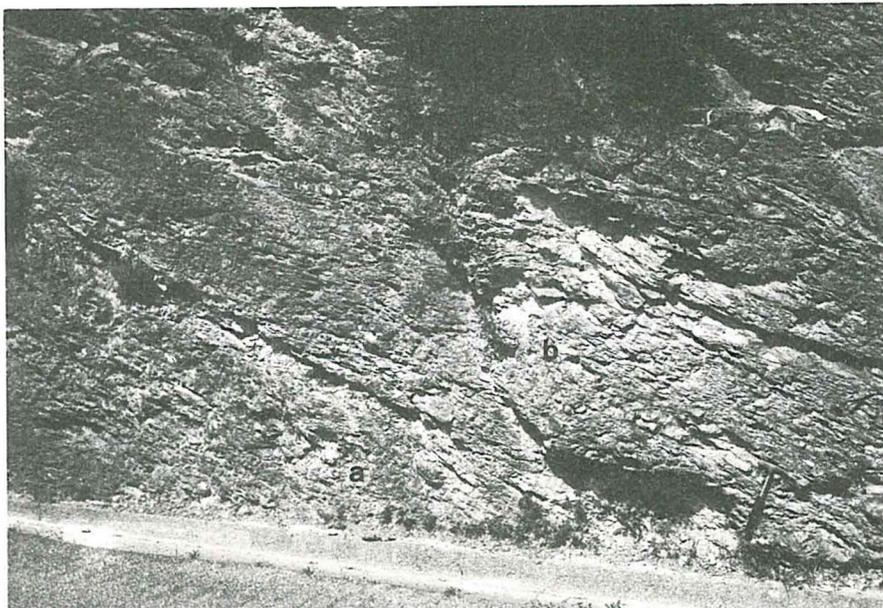


Fig. 7 - Contatto «molle», evidenziato dalla discontinuità inclinata verso destra fra peliti, marne argillose e calcari finemente detritici dell'Elemento di Prai (a) e Peliti di Ranzo (b) (Montà dell'Aquila).

è dovuta a motivi tettonici; la formazione giace infatti normalmente, come mostrano i contatti tettonici «molli» in tutta la zona di Borghetto d'Arroscia-Leverone e Aquila d'Arroscia, immediatamente al di sopra dell'Elemento di Prai del sottostante Flysch di Albenga (fig. 7).

Trattasi di un'associazione di litofacies torbiditiche sottili, costituita da peliti argillose nere con intercalazioni di strati e straterelli di siltiti, quarzareniti finissime e rari calcari detritici a laminazione sottile, caratterizzata da abbondanti impregnazioni manganesifere. L'aspetto della formazione (risultata a noi sterile) è quello tipico dei «complessi di base» dei flysch ad Elmintoidi. In tal senso si sono pronunciati quasi tutti gli autori, anche se diverse sono le interpretazioni sulla sua posizione strutturale (si veda ad esempio: BLOCH e KIENAST, 1963; ROYANT, 1978; GALBIATI, 1984b). A tetto di questo «complesso di base» non è mai reperibile in continuità — in questo livello strutturale — alcuna litofacies peculiare che ne possa permettere l'attribuzione inequivocabile ad uno dei tre flysch ad Elmintoidi. Per i motivi che emergeranno più avanti (ed in particolare

al successivo paragrafo 5.1.) riteniamo però che esso possa essere ragionevolmente assegnato alle cosiddette Peliti di Ranzo costituenti il «complesso di base» della Serie di Alassio-Borghetto.

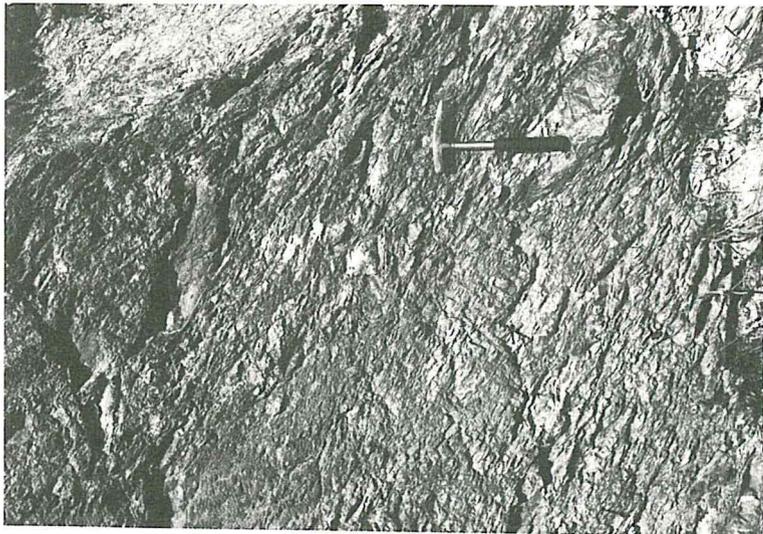
Il suo spessore, nella ristretta zona da noi studiata in dettaglio, non supera i m 20-30; verso Ovest presenta spessori notevolmente superiori, ma ciò è probabilmente dovuto ad accumulo tettonico in situazioni di cerniera di megapieghe. Per un certo spessore al di sopra del contatto «molle» con l'Elemento di Prai, le peliti si presentano molto milonitizzate ed assumono una tessitura simile a quella dell'olistostroma (fig. 8). I piani di milonizzazione sono paralleli o subparalleli ai contatti «molli» e contengono pieghe intrafoliari molto plastiche.

## 3.2. LIVELLO II

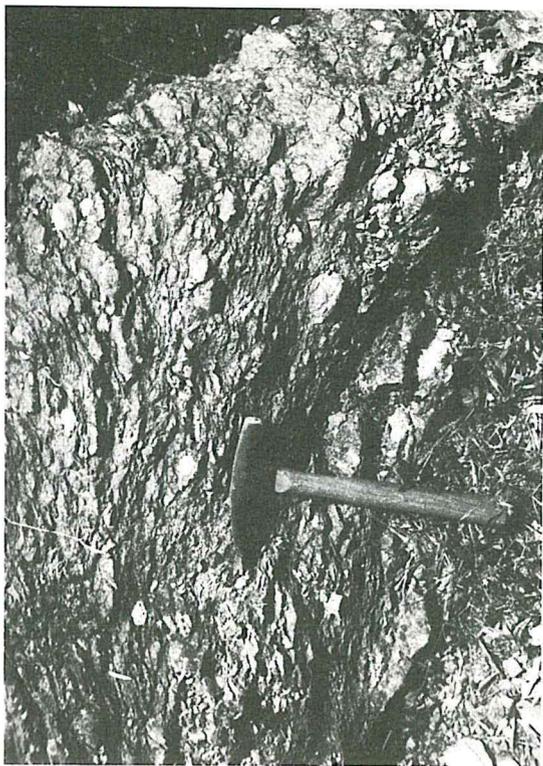
### 3.2.1. *La Formazione di Leverone*

La *Formazione di Leverone* si sviluppa, in zone a noi note, in fascia continua da Villanova d'Albenga fino a Borghetto d'Arroschia. Essa è sempre delimitata alla base da un contatto tettonico discordante che la porta a giacere su vari termini del sottostante livello strutturale (Arenarie di Leuso, Calcari di Curenna, Elemento di Prai), mentre al tetto si trova o in contatto «molle» con peliti manganesefere attribuibili alle Peliti di Ranzo o — dove queste siano elise — in contatto tettonico diretto col soprastante livello strutturale. La sua giacitura è complessivamente omoclinale con immersione a Sud o SSW. Le migliori esposizioni si trovano lungo la strada che collega Villanova d'Albenga a Ligo (Tav. I, B: Villaggio turistico), sotto l'abitato di Leverone, nel tratto iniziale della strada che collega Borghetto d'Arroschia a Gavenola (Rio Calabria) ed a Nord di Aquila d'Arroschia (Tav. I, A).

Questa formazione è stata istituita per la prima volta come elemento litostratigrafico autonomo in BONI e VANOSI (1972) con la locuzione informale di «Membro di Leverone»; essa — datata all'Eocene inferiore — è stata posta da tali autori in continuità stratigrafica coi Calcari di Ubàga (membro più elevato della Serie di Alassio-Borghetto), considerati di età cretacea superiore. All'incirca la stessa formazione è stata attribuita da ROYANT (1978) ad un cosiddetto «*complexe de progression*» della falda del flysch ad Elmintoidi. Successivamente, VANOSI (1980) ha attribuito la Formazione di Leverone



a)



b)

Fig. 8 - Peliti di Ranzo milonizzate presso il contatto «molle» con l'Elemento di Prai (si veda anche la fig. 7; Montà dell'Aquila). Si osservi, soprattutto nell'immagine di destra, come la tessitura acquisita dalla roccia richiami quella di un olistostroma; i frammenti di roccia emergenti dalla matrice pelitica sono però tutti riferibili a quarzareniti fini manganesefere.

ne all'Eocene (medio-superiore?) ed ha ipotizzato che essa possa aver costituito allo stesso tempo la copertura stratigrafica sia dei Calcari di Ubàga che del Flysch di Albenga<sup>(5)</sup>. GALBIATI (1982a; 1985) ha recentemente negato l'esistenza della Formazione di Leverone come elemento a sé, riconducendo le litofacies terziarie raccolte da BONI e VANOSSI (1972) e da VANOSSI (1980) nella Formazione di Leverone ad una particolare litozona della Serie di Alassio-Borghetto (il cosiddetto «livello di S. Pantaleo») (6).

La formazione è agevolmente separabile in due elementi sovrapposti, peraltro non distinti in carta geologica di Tav. I a causa della loro sostanziale affinità litologica, da noi identificati come: a) «Elemento di Leverone-Ligo» (l'inferiore); b) «Elemento di Calabria» (il superiore) (fig. 9).

a) *L'Elemento di Leverone-Ligo* è osservabile con ottime esposizioni al di sotto dell'abitato di Leverone e a Nord di Aquila d'Arroscia (Tav. I, A), nonché ad Ovest di Ligo, nella località Ballau (Tav. I, B e fig. 10); esso è costituito da un'alternanza di strati e banchi di:

— calcari marnosi a pasta fine grigio-celesti, compatti, spesso con base arenitica, a patina di alterazione bianca, simili all'«alberese»;

— calcari detritici a base arenitica, spesso tipicamente budinati e «a lenti»;

— marne fogliettate tenere;

— arenarie grossolane e medie tipo grovacca feldspatica, a cemento calcitico, spesso a base microconglomeratica con elementi anche calcarei, molto micacee (7);

— peliti argillose nere, in lastrine lucenti, più abbondanti verso l'alto;

— brecce e parabrecce poligeniche tipo *grain flow* ad abbondante matrice calcarea, talora ricche di elementi pelitici nerastri, indigeni, e spesso con gradazione inversa alla base.

---

(5) Si vedrà più avanti che tale ipotesi — pur con differenze concettuali spesso sostanziali — ha avuto una conferma nelle nostre ricerche, in quanto entrambe queste formazioni hanno in effetti coperture stratigrafiche in parte affini alla Formazione di Leverone.

(6) Egli è così giunto ad ipotizzare un'età eocenica anche per l'intera Serie di Alassio-Borghetto e ad avvalorare allo stesso tempo una sua supposta eteropia col Flysch di Albenga.

(7) Campioni di arenaria prelevati a Leverone e presso Ligo (Croce Fascetti) hanno mostrato in sezione sottile: quarzo e feldspati abbondantissimi; mica bianca molto diffusa; biotite scarsa; litoclasti quarziticci e calcarei; zircone. La matrice è abbondante e impura; il cemento è calcitico.

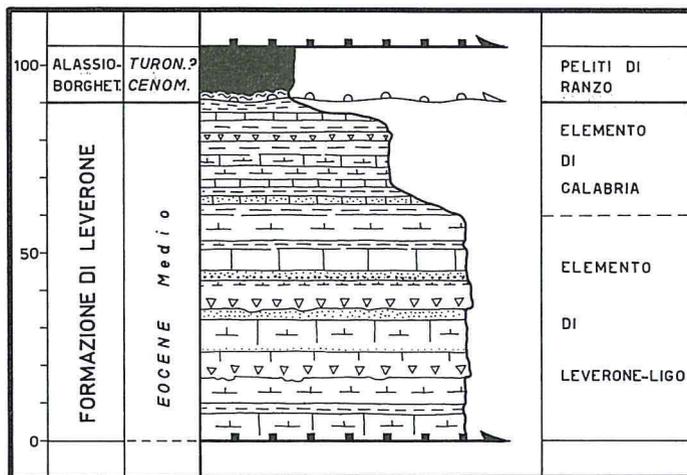


Fig. 9 - Colonna litostratigrafica del livello II.

b) *L'Elemento di Calabria* si osserva in buone esposizioni nel tratto iniziale della strada che collega Borghetto d'Arroscia a Gavenuola (Tav. I, A) e ad Ovest di Ligo (presso il paese e all'inizio della strada che sale da Villanova d'Albenga, Tav. I, B; fig. 11). Esso è costituito da intercalazioni di strati di:

- marne siltose compatte, grigio-azzurre, con intervalli induriti calcareo-marnosi o calcareo-detritici;
- marne fogliettate, tenere, molto fissili;
- peliti argillose nere, in lastrine lucenti;
- arenarie quarzoso-feldspatiche e micacee da fini a finissime;
- microbreccie poligeniche ad elementi prevalentemente carbonatici e matrice calcarea, con abbondanti bioclasti;
- calcari marnosi a pasta fine (come quelli che dominano nel precedente elemento), tipo «alberese».

Solo raramente (Borghetto d'Arroscia, località Calabria) sono state rinvenute facies paraconglomeratiche di olistostroma al tetto di questo elemento.

I due elementi presentano — come si può osservare — un'associazione di litotipi pressoché simile. Essi si distinguono invece nettamente — e per questo motivo si è ritenuto opportuno separarli

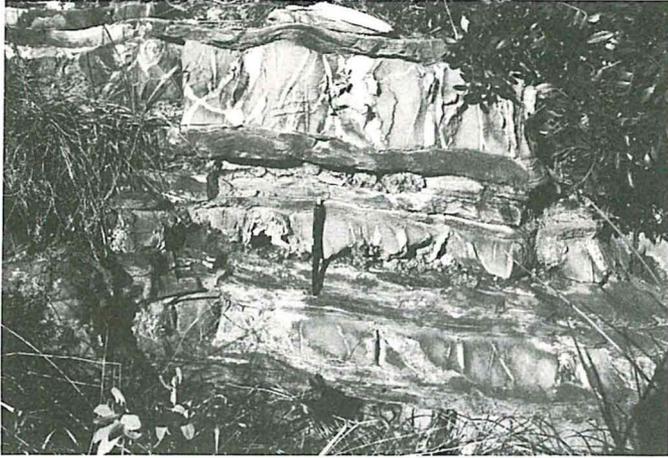


Fig. 10 - Formazione di Leverone, Elemento di Leverone-Ligo: piccola sequenza di calcari detritici a base arenitica e peliti che richiamano alcune litofacies dei Calcari di Ubàga s.s. (Est di Ligo, località Villaggio turistico).



Fig. 11 - Formazione di Leverone, Elemento di Calabria (località Croce Fascetti, a Est di Ligo): intercalazioni di peliti marnoso-argillose e siltose, calcari «pseudalberesi», calcari con granuli, microbreccie nummulitifere e arenarie fini quarzoso-feldspatiche.

con due diverse locuzioni — sia per le caratteristiche sedimentologiche dei vari componenti che per i rapporti quantitativi fra di essi. Nell'Elemento di Leverone-Ligo prevalgono gli strati superiori a m 0,50, con banchi che superano anche i m 2; inoltre, vi sono ben rappresentate torbiditi spesse nelle facies A1 e C (parabrecce e grovacche), mentre fra le torbiditi sottili (calcari marnosi, marne e argilliti), spesso molto voluminose, prevalgono le facies D1-D2. Nell'Elemento di Calabria dominano nettamente strati di potenza inferiore a m 0,30-0,50; le torbiditi spesse sono rare o assenti (sempre comunque riferibili alla facies C) e prevalgono torbide diluite, anche voluminose, nelle facies D1-D2-D3.

Al pari di quanto osservato nel Flysch di Albenga, anche nei litotipi pelitici e calcareo-marnosi della Formazione di Leverone si riconoscono accentuate condizioni epimetamorfiche.

Campioni di microbrecce provenienti dalla zona del Rio Calabria (Borghetto d'Arroschia) hanno rivelato la presenza di frequenti esemplari di *Discocyclusina* in buono stato di conservazione (riconoscibile *D. gr. douvillei*) e subordinatamente esemplari di *Nummulites*, *Miliolidae* e *Globigerinidae*, nonché resti di Echinidi ed Alghe Corallinacee. L'associazione sarebbe indicativa dell'Eocene medio.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa m 90-100, rilevabile nella zona di Ligo. A Leverone è misurabile con una certa sicurezza uno spessore di circa m 70 del solo elemento inferiore (Leverone-Ligo).

### 3.2.2. *Le Peliti di Ranzo*

Peliti di Ranzo in sovrapposizione per contatto «molle» sulla Formazione di Leverone si rinvengono ad Ovest di Ligo, nella zona del Villaggio turistico (lungo la strada Villanova d'Albenga-Ligo) ed in destra del T. Lerrone, fra Garlenda e Marta (Tav. I, B). Il contatto avviene in maniera netta con l'Elemento di Calabria ed è solo constatabile un certo stato di deformazione idroplastica nei livelli marnoso-calcarei di appoggio. Per breve tratto le Peliti di Ranzo si presentano milonitizzate e disorganizzate.

Non ci dilunghiamo ulteriormente sulla descrizione delle litologie, che non si discosterebbe da quella già esposta a proposito del precedente livello I e che sarà del resto approfondita con la trattazione del successivo livello strutturale, il più importante. Basti aggiungere che in questo livello strutturale lo spessore delle Peliti di Ranzo presenti non supera i m 15-20.

### 3.3. LIVELLO III

#### 3.3.1. *Il Flysch di Albenga*

Il *Flysch di Albenga* affiora in questo livello strutturale in due zone: nel settore che va dalla costa — fra Albenga e la Domus Alexinae (Alassio), detta oggi Villa Russi — fino circa a Villanova di Albenga e, ad Ovest, fra Borgo di Ranzo e Caneto (Tav. I, A) <sup>(9)</sup>. Nella prima zona esso è rappresentato dai Calcari di Curenna, dalle Arenarie di Leuso e dall'Elemento di Prai; è limitato a Nord dalla piana del Centa e sostiene a Sud, tramite un contatto «molle», la Serie di Alassio-Borghetto. Nella seconda zona esso è rappresentato dal solo Elemento di Prai e si trova in posizione ribaltata, al nucleo di una grande sinforme in Peliti di Ranzo, dalle quali è separato per contatti «molli» (si veda la successiva fig. 25). Tali contatti «molli» sono osservabili in più punti sulla S.S. Aurelia (presso la Domus Alexinae), a monte di essa (presso C. Canelli) e a Ranzo, presso Costa ed a SE del cimitero.

Non ripeteremo quanto già esposto al paragrafo 3.1.2. circa la litostratigrafia del Flysch di Albenga, affiorante nel livello I, considerato che non vi sono differenze sostanziali (si confronti la fig. 12 con la fig. 2). Val la pena tuttavia di soffermarci qualche momento su un aspetto particolare e di notevole interesse che l'Elemento di Prai assume nella zona alle spalle di Alassio, della quale in fig. 13 è riportato uno stralcio di carta geologica. Su tutto il fronte di affioramento si osserva infatti che immediatamente al di sopra delle Arenarie di Leuso si incontra un primo orizzonte continuo, di spessore pari a circa m 20-40, costituito da:

— breccie e microbreccie poligeniche nummulitifere a matrice carbonatica ed elementi anche arrotondati, spesso ricchi di elementi pelitici indigeni nerastri;

---

<sup>(9)</sup> Gli affioramenti di quest'ultima località sono stati associati da GALBIATI (1984c) alle Peliti di Ranzo.

---

Fig. 12 - Colonna litostratigrafica del livello III, relativamente alla zona compresa fra Marta e Borghetto d'Arroschia. Le tre serie si sovrappongono con polarità congruenti ed i «complessi di base» dei due flysch ad Elmintoidi giacciono sempre su facies pelitiche o paraconglomeratiche terziarie a mezzo di contatti «molli». Nell'ambito delle Quarziti del M. Bignone si è identificata anche la posizione delle Peliti di Pogli Aucrr., la cui entità formazionale è stata mantenuta nelle carte geologiche di Tav. I.

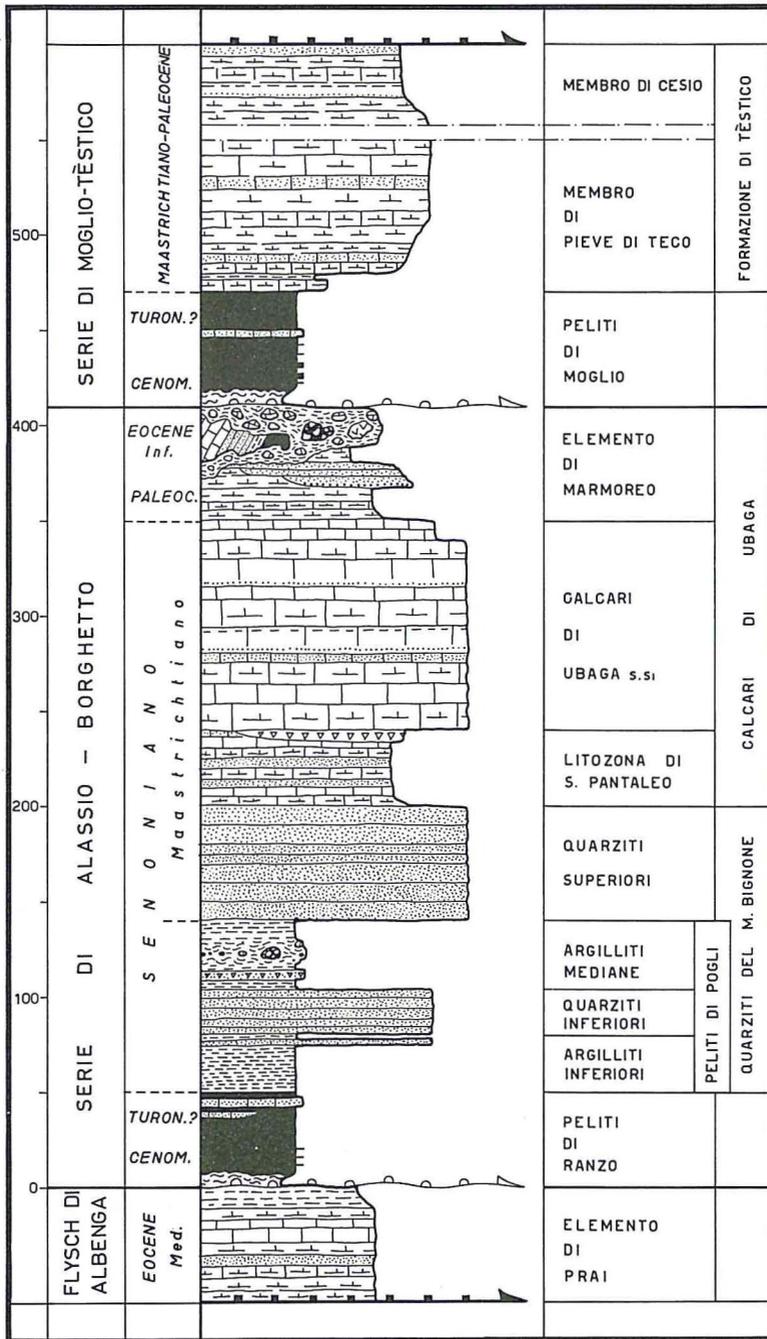


Fig. 12

- calcari «pseudoalberesi» a pasta fine;
- arenarie quarzoso-feldspatiche e micacee.

La grande rassomiglianza di questa associazione di litotipi con quella dell'Elemento di Leverone-Ligo dianzi descritto suggerisce a nostro avviso l'esistenza di uno stretto legame in eteropia fra la porzione alta del Flysch di Albenga e la Formazione di Leverone, la quale potrebbe anzi costituire una variazione laterale dell'Elemento di Prai nell'ambito dello stesso Flysch di Albenga.

Al di sopra, la successione prosegue con un secondo orizzonte prevalentemente pelitico cui si intercalano marne fogliettate, calcari fittamente foliati tipo «Curenna», arenarie finissime e rari strati paraconglomeratici ad elementi prevalentemente calcarei (Elemento di Prai tipico) sul quale si insedia infine il contatto «molle» con la Serie di Alassio-Borghetto.

L'insieme dei due orizzonti è stato attribuito in passato nella zona di Alassio o ai Calcari di Ubàga (BONI e VANOSI, 1972) o parte al Flysch di Albenga e parte ai Calcari di Ubàga (GALBIATI, 1982a; 1984c). In realtà, si può osservare agevolmente che essi — con polarità concordanti — hanno al tetto un contatto «molle» che simula il passaggio stratigrafico alle soprastanti Peliti di Ranzo (zona fra il porto e la Domus Alexinae), mentre a letto passano gradualmente alle Arenarie di Leuso (Domus Alexinae, C. Canelli) (fig. 13).

### 3.3.2. La Serie di Alassio-Borghetto

La Serie di Alassio-Borghetto affiora estesamente dalla costa (Alassio) verso l'interno in direzione WNW, verso il Colle di Nava ed oltre. Nella zona orientale ha i suoi spessori maggiori, mentre verso

---

Fig. 13 - Stralcio di carta geologica della zona a NE di Alassio che illustra la posizione del contatto «molle» fra Serie di Alassio-Borghetto (1-2-3) e Flysch di Albenga (4-5). In quest'ultimo è stato evidenziato (nell'ambito dell'Elemento di Prai) l'orizzonte con breccie poligeniche affine alla Formazione di Leverone. Sono assenti le Peliti di Pogli Aucr. Si osserva inoltre distintamente la sovrapposizione di due scaglie tettoniche nell'ambito della Serie di Alassio-Borghetto.

1: Calcari di Ubàga nella facies conglomeratica di S. Pantaleo; 2: Quarziti del M. Bignone (a: conglomerati inferiori; b: quarziti inferiori; c: conglomerati mediani; d: quarziti superiori); 3: Peliti di Ranzo; 4: Elemento di Prai (a: porzione con breccie poligeniche e calcari; b: peliti argillose e marne); 5: Arenarie di Leuso con intercalazioni verso l'alto di calcari e breccie poligeniche; 6: giaciture di strato (rispettivamente: 10-35°; 35-60°); 7: faglie dirette; 8: contatti tettonici «mollì»; 9: contatti tettonici s.s. di taglio e sovrascorrimento.

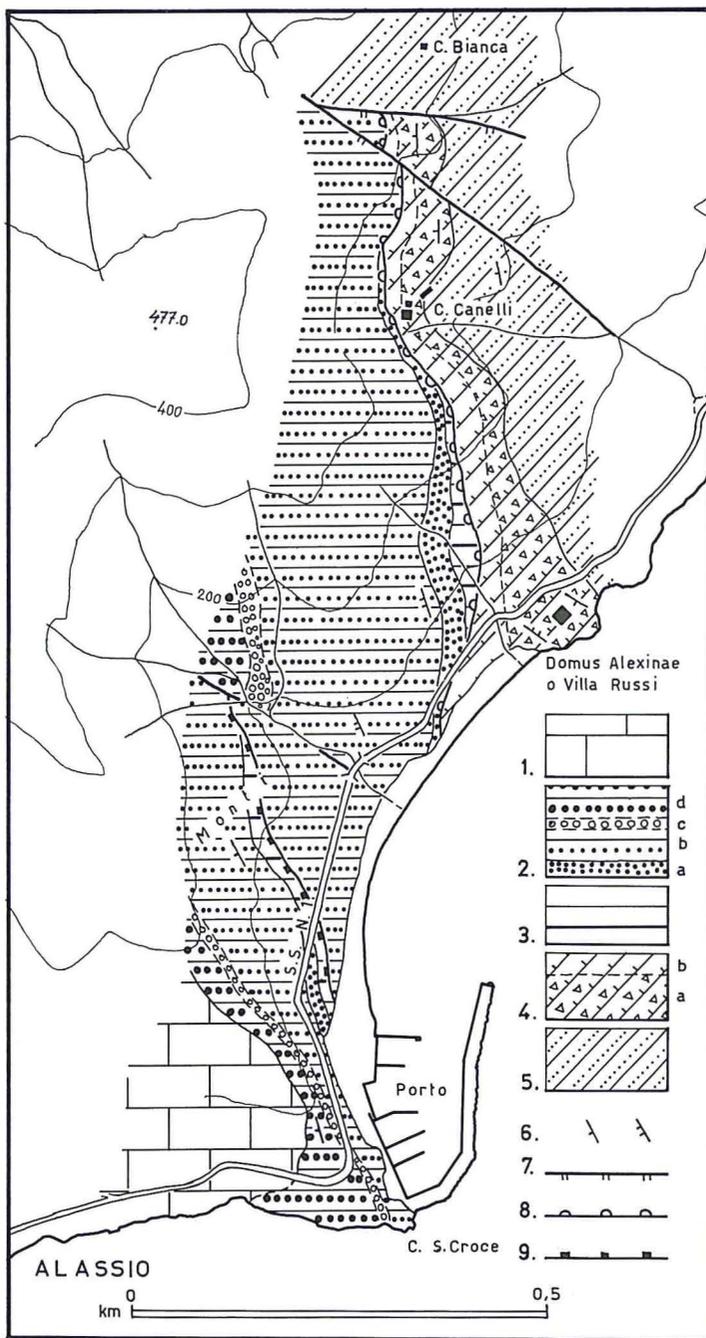


Fig. 13

occidente si riduce progressivamente fino a scomparire. Essa è geometricamente compresa fra due contatti tettonici «mollì» constatabili su tutto il suo sviluppo (fig. 1, a): al letto con l'Elemento di Prai (Flysch di Albenga); al tetto con il «complesso di base» della Serie di Moglio-Tèstico.

La serie è molto ben conosciuta in letteratura, soprattutto per i lavori di LANTEAUME (1968), BONI *et al.* (1971) e BONI e VANOSSI (1972), a seguito dei quali essa ha assunto la sua fisionomia definitiva, con un «complesso di base» pelitico (Peliti di Pogli), una porzione intermedia arenaceo-conglomeratica (Quarziti del M. Bignone) ed una porzione superiore calcareo-marnosa ad Elmintoidi (Calcari di Ubàga). Un apporto recente notevolissimo per la migliore definizione della litostratigrafia, della sedimentologia e dell'assetto strutturale di questa serie si deve a GALBIATI (1982a; 1984a; 1984c; 1984d) e GALBIATI *et al.* (1983). In particolare, si deve a GALBIATI (1984a; 1984c; 1984d) l'identificazione alla base della serie di un complesso pelitico manganesefero, distinto come «Peliti di Ranzo», identico per la litologia alle Peliti di Moglio costituenti il «complesso di base» della Serie di Moglio-Tèstico e avente con la serie stessa «contatti sedimentari» (GALBIATI, 1984a) <sup>(9)</sup>. MARINI e TERRANOVA (1985) hanno contribuito all'ulteriore definizione della litostratigrafia della serie segnalando la presenza al tetto dei Calcari di Ubàga di olistostromi costituiti da elementi provenienti dalla serie stessa e di frammenti basaltici a vari livelli.

La successione completa è composta dal basso dai seguenti elementi litostratigrafici (figg. 12 e 14):

- a) Peliti di Ranzo;
- b) Quarziti del M. Bignone (comprehensive delle Peliti di Pogli AUCTT.);

---

<sup>(9)</sup> In un recentissimo contributo, GALBIATI (1985) ha infine abbandonato la distinzione delle Peliti di Ranzo come formazione a sé, attribuendole a propaggini più avanzate delle Peliti di Moglio, in parte da esse disarticolate, sulle quali si sarebbe deposta nel Terziario la Serie di Alassio-Borghetto, che assumerebbe pertanto il ruolo di un parautoctono.

---

Fig. 14 - Colonna litostratigrafica del livello III, relativamente alla zona di Alassio. Dal confronto con la colonna di fig. 12 emerge soprattutto un maggior carattere di prossimalità delle facies detritiche. Nell'Elemento di Prai sono rappresentate le sequenze di arenarie, calcari e breccie poligeniche che fanno pensare ad una possibile eteropia del Flysch di Albenga con la Formazione di Leverone (si vedano le figg. 9 e 13).

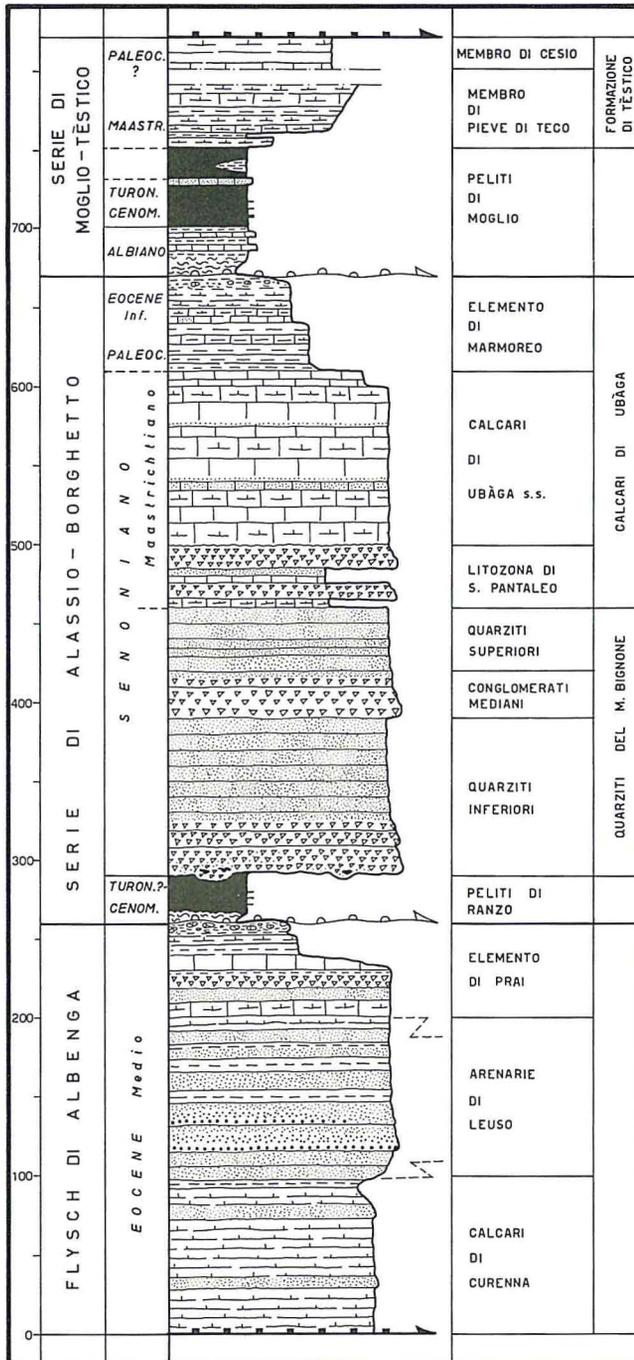


Fig. 14

- c) Calcari di Ubàga;
- d) Elemento di Marmoreo.

I primi tre elementi sono noti nella letteratura più recente, mentre il quarto viene da noi introdotto per la prima volta ed identifica la porzione terziaria del flysch<sup>(10)</sup>.

a) Le *Peliti di Ranzo* affiorano estesamente in tutta la zona di Ranzo, tra Bonfigliara e Ponterotto, ove possono essere osservate nel loro aspetto più tipico ed in ottime esposizioni (Tav. I, A). Trattasi di peliti argillose, scagliose o in lastrine, cui si intercalano siltiti, arenarie quarzose finissime e rari calcari detritici grigi a grana grossa. Tutto il complesso è impregnato da ossidi di ferro e manganese che gli conferiscono un tipico colore nerastro con spalmature brune. Non è rara la presenza — nella parte basale della formazione, presso il contatto «molle» inferiore — di frammenti e blocchi di selci chiare (grigie o verdine), probabilmente derivate per sostituzione metasomatica da calcari, dei quali spesso conservano la morfologia stratoide. Le intercalazioni siltitiche, quarzarenitiche e calcareo-detritiche hanno di norma spessori subdecimetrici, ma non di rado raggiungono i m 0,30-0,40. Solo sporadicamente è possibile riconoscere set di strati continui ed integri, in quanto le notevoli disarmonie tettoniche legate alla diversa competenza dei vari litotipi hanno indotto lo smembramento degli strati più rigidi.

A causa dei fitti ripiegamenti disarmonici subiti dalla formazione è difficile stabilire una sua litostratigrafia precisa. La dislocazione dei vari litotipi in rapporto al limite stratigrafico superiore indurrebbe a pensare che le quarzareniti si trovino nella sua parte bassa, mentre nella porzione alta prevarrebbero le argilliti franche con le rare intercalazioni di calcari detritici.

Nella formazione dominano sequenze torbiditiche Tb-e, Tc-e e Td-e, riferibili alla facies D2 o D3 a causa della forte predominanza della frazione pelitica (GALBIATI, 1984c). Il suo spessore raggiunge a Bonfigliara, nell'area di più cospicuo affioramento, i m 40-50.

La campionatura dei calcari detritici non ha dato alcun esito ai fini della datazione delle *Peliti di Ranzo*. Per l'analogia con gli omologhi «complessi di base» dei flysch ad Elmintoidi si può attribuire ad esse un'età cenomaniano-turoniana(?) (LANTEAUME, 1968).

---

<sup>(10)</sup> Si ricorda che già in VANOSI (1980) è stata ipotizzata l'esistenza di una porzione sommitale terziaria della Serie di Alassio-Borghetto, però identificata dall'autore nella Formazione di Leverone.

b) La formazione delle *Quarziti del M. Bignone* è stata recentemente revisionata da GALBIATI (1982a; 1984c; 1984d), che ha inglobato in essa le peliti varicolori (verdine con arrossamenti) fino ad allora considerate una formazione a sé come Peliti di Pogli (BONI *et al.*, 1971; BONI e VANOSI, 1972) e interpretate come il «complesso di base» del soprastante flysch ad Elmintoidi della Serie di Alassio-Borghetto (LANTEAUME, 1968). In realtà, come vuole GALBIATI (1982a e successivi contributi), nella zona di Ranzo-Borghetto d'Arroscia, ove la serie è più completa, si può osservare che tali peliti si interdigitano con la base delle quarziti ed è agevole riconoscere così i quattro orizzonti che l'autore citato distingue dal basso in «argilliti inferiori», «quarziti inferiori», «argilliti mediane» e «quarziti superiori» (fig. 12) <sup>(1)</sup>.

Le «*argilliti inferiori*», costituite da peliti argillose giallo-verdine, a laminazione fitta piano-parallela con abbondanti patine manganesifere, sono pressoché prive di intercalazioni significative. Esse passano insensibilmente in basso alle Peliti di Ranzo, come è possibile osservare in tutta la zona a monte di Ranzo, e non è sempre agevole cartografare un limite fra le due. Verso il sommo esse si arricchiscono di fiammate color rosso-vinaccia; tali orizzonti varicolori segnano di solito il passaggio al successivo orizzonte quarzítico.

Le «*quarziti inferiori*» sono costituite da ortoquarziti grigio-rosate da fini a molto fini, con grani arrotondati e prive di matrice, a patina di alterazione giallastra e rossastra; hanno cemento calcitico e strati di norma inferiori ai m 0,40-0,50 cui si intercalano giunti di argilliti verdine costituenti talora anche il 50-60% del totale.

Le «*argilliti mediane*» sono costituite da peliti argillose verdine, massicce, solo raramente e comunque scarsamente manganesifere, che contengono intercalazioni abbastanza frequenti di straterelli di quarziti e microconglomerati. Una peculiarità di questo orizzonte è quella di contenere livelli di olistostromi (GALBIATI, 1984c), nei quali sono presenti elementi provenienti dalle sottostanti Peliti di Ranzo, frammenti di paraconglomerati a matrice pelitica (riferibili a preesistenti olistostromi?) e rari frammenti di basalti (C. Roveira, ad Est di Marmoreo: MARINI e TERRANOVA, 1985).

---

<sup>(1)</sup> Al fine di non complicare eccessivamente il disegno, in carta geologica di Tav. I si è però preferito conservare le locuzioni formali di Peliti di Pogli Aucrr. («argilliti inferiori», «quarziti inferiori» e «argilliti mediane») e Quarziti del M. Bignone (comprendente del solo termine delle «quarziti superiori»).



Fig. 15 - Megastrato di conglomerato poligenico posto alla base delle Quarziti del M. Bignone (cosiddetto «conglomerato inferiore» da GALBIATI, 1982a) che erode e canalizza le sottostanti Peliti di Ranzo. Lembi di queste ultime si trovano anche inglobate nel conglomerato stesso (zona a NE di Alassio, sulla carrareccia per C. Canelli; si veda anche la fig. 13).

Le «*quarziti superiori*» sono litologicamente simili alle «*quarziti inferiori*». Se ne distinguono per l'ispessimento complessivo della facies, che induce una maggior potenza degli strati, un aumento della granulometria (con abbondante presenza di conglomerati poligenici ad elementi anche carbonatici) ed una drastica diminuzione dei giunti pelitici.

Nell'area di Alassio la serie manca delle argilliti verdine (Peliti di Pogli AUCTT.) e si osserva le quarziti appoggiarsi con vistosi fenomeni di erosione, per il tramite di conglomerati poligenici molto grossolani e ricchi di matrice, direttamente sulle Peliti di Ranzo (zona del porto di Alassio, figg. 13 e 15). In questo settore GALBIATI (1982a) avrebbe identificato in un orizzonte di conglomerati poligenici posto entro il corpo delle quarziti (e denominato «*conglomerati mediani*», fig. 14) l'equivalente in facies prossimale delle «*argilliti mediane*» presenti nei settori occidentali.

Procedendo dal settore di Alassio a quello di Ranzo-Borghetto

d'Arroscia è quindi possibile constatare un progressivo e generalizzato assottigliamento delle facies, che passano da ambienti prossimali ad ambienti via via più distali. GALBIATI (1984c) ha riconosciuto nel primo settore una netta dominanza delle facies A, B e C (in evidente sequenza positiva) e nel secondo una prevalenza di facies C o D anomale a causa del ridotto spessore degli strati e della granulometria. Le quarziti andrebbero a costituire, per lo stesso autore, un piccolo apparato di conoide a bassa efficienza di trasporto con direzioni delle paleocorrenti disperse verso i quadranti settentrionali (da NW a ENE).

Secondo LANTEAUME (1968), la presenza di Rosaline e Globotruncane di varie specie in livelletti di microbreccie presumibilmente campionati nelle «argilliti inferiori» ne stabilirebbero un'età senoniana inferiore-coniaciana(?), mentre le «quarziti superiori» raggiungerebbero un Maastrichtiano probabile.

Lo spessore delle Quarziti del M. Bignone varia sensibilmente da Est ad Ovest, in quanto i diversi elementi si rastremano nell'ambito della conoide, fino a scomparire localmente. D'accordo con GALBIATI (1982a; 1984c), riteniamo che esse non superino i m 200-230 nel loro punto di massimo sviluppo verticale (zona di Alassio).

c) La formazione dei *Calcari di Ubàga* costituisce un elemento molto continuo nell'ambito della serie ed affiora tipica e ben esposta nella zona di Ubàga, in destra del T. Arroscia. È costituita da due elementi, dei quali l'inferiore è stato denominato «Livello o litozona di S. Pantaleo» da GALBIATI (1982a; 1984c) e GALBIATI *et al.* (1983), ed il superiore può essere identificato come Calcari di Ubàga s.s. (figg. 12 e 14).

La *Litozona di S. Pantaleo* costituisce il passaggio transizionale fra le Quarziti del M. Bignone ed i soprastanti Calcari di Ubàga s.s. La migliore esposizione si ha nei pressi di Borghetto d'Arroscia, presso la piccola cappella di S. Pantaleo (Tav. I, A). Trattasi di alternanze fitte di strati medio-sottili di quarziti, calcari marnosi con granuli, microconglomerati e giunti pelitici. Il suo spessore non supera i m 40. Verso Est, nella zona di Alassio avente caratteri prossimali, dominano nettamente i banchi conglomeratici<sup>(12)</sup>.

---

(12) Si è accennato nel paragrafo 3.2.1. al fatto che GALBIATI (1982a; 1985) ha attribuito la Formazione di Leverone (terziaria) a questa litozona, ciò che lo ha portato a ringiovanire tutta la Serie di Alassio-Borghetto. Per quanto le associazioni litologi-

I *Calcari di Ubàga s.s.* si sviluppano al di sopra della Litozona di S. Pantaleo iniziando con marne e calcari marnosi cui si intercalano ed amalgamano strati di conglomerati poligenici a matrice calcarea. Segue poi una successione ritmica di strati e banchi di calcari marnosi grigio-azzurri spesso a base arenitica, calcari detritici a grana grossa e marne più o meno calcaree, di tipo ardesiaco. Al sommo della formazione gli strati diminuiscono improvvisamente di spessore, nell'ambito di una decina di metri, e tale caratteristico livello a strati medio-sottili segna il passaggio al successivo elemento stratigrafico. In più zone (Borghetto d'Arroscia, Arma, Marmoreo) si riconoscono abbondantissime tracce di Elmintoidi e Fucoidi.

La formazione è molto avara di fossili. In calcari marnosi della Litozona di S. Pantaleo sono state da noi rinvenute rare Globigerine, *Heterohelicidae* e Rotalidi. LANTEAUME (1968) segnala la presenza alla base dei Calcari di Ubàga di rare Rosaline, le quali ne stabilirebbero un'età maastrichtiana. Campioni da noi prelevati a Leverone, circa m 2 al di sopra dell'orizzonte più alto a strati sottili dei Calcari di Ubàga s.s., hanno rivelato la presenza di frequenti Globorotalie a carena acuta di tipo paleocenico-eocenico inferiore; la formazione dovrebbe pertanto essere confinata nella parte alta del Cretacico superiore.

La facies sedimentaria complessiva è riferibile secondo GALBIATI *et al.* (1983) e GALBIATI (1984c) alla facies D2 e indicherebbe un tipico deposito di piana bacinale. Lo spessore della formazione è di circa m 100-120 nelle aree a noi note, ma non si può escludere che esso possa raggiungere i m 200 (BONI *et al.*, 1971).

d) *L'Elemento di Marmoreo* affiora estesamente nella zona omonima (fra Castellaro e Maremo) e nella zona di Marta, in Val Lerro-ne (Tav. I, B). Esso è distintamente separabile in due orizzonti aven-

---

che dei due elementi si somiglino, riteniamo tuttavia che questa attribuzione (e di conseguenza l'identificazione della Formazione di Leverone con parte della Serie di Alassio-Borghetto) non sia giustificata né da elementi litologici, né da elementi stratigrafici. Riguardo al primo aspetto, è facile appurare che nella Litozona di S. Pantaleo i litotipi arenacei sono esclusivamente costituiti da ortoquarziti identiche a quelle del sottostante membro delle Quarziti del M. Bignone, mentre nella Formazione di Leverone si incontrano solo grovacche feldspatiche. Riguardo al secondo aspetto, ci risulta che i litotipi calcarei e microconglomeratici della Litozona di S. Pantaleo sono sterili o forniscono microfaune cretache superiori, mentre quelli della Formazione di Leverone forniscono sistematicamente microfaune eoceniche medie.

ti caratteristiche del tutto peculiari: l'inferiore, a dominante marnoso-calcareo; il superiore, paraconglomeratico in facies di olistostroma.

L'orizzonte inferiore è costituito da un'alternanza di strati medi e sottili di:

- calcari marnosi a pasta fine, grigia o grigio-nocciola, e patina di alterazione bianca, simili all'«alberese», cosiddetti «pseudoalberesi»;
- marne più o meno impure;
- calcari detritici grigi a grana grossa;
- peliti argillose nere e argilloso-marnose;
- arenarie arcosiche, molto micacee, a cemento calcitico<sup>(13)</sup>.

Verso l'alto l'orizzonte è più ricco di litofacies sottili e si presenta interessato da *slumpings* e da deformazioni allo stato plastico degli strati calcarei, richiamando — al pari di quanto già osservato per l'Elemento di Prai — alcune litofacies marnoso-argillose del Complesso di Canetolo. A seconda delle zone si può constatare una presenza più o meno abbondante di arenarie arcosiche. In particolare, nei settori occidentali esse affiorano in strati isolati sottili ed a grana molto fine, mentre nei settori orientali costituiscono set organizzati in sequenze asimmetriche complessivamente positive a strati più spessi e granulometria più grossolana. Molto interessanti si rivelano al proposito gli affioramenti del Rio Paravenna, di Marmoreo (Castellaro e Poggio) e di Maremo Sottano (Tav. I, B), che raggiungono spessori di oltre m 30-40 con banchi superiori al metro<sup>(14)</sup>.

Dal punto di vista sedimentologico, si ha assoluta prevalenza di facies D2-D3; i set arenacei sono riferibili a facies B e C-D, anomale nella parte alta per il ridotto spessore di strati e granulometria.

Una fitta campionatura dei calcari marnosi tipo «alberese» ha fornito risultati apprezzabili solo in pochi campioni raccolti presso il contatto con i sottostanti Calcari di Ubàga s.s., lungo la strada che conduce a Leverone. L'associazione microfaunistica presente è varia: si hanno diverse specie di *Globo truncana* (G. tipo *stuartifor-*

---

(13) L'esame in sezione sottile di campioni di arenarie raccolti nelle zone di Marmoreo e di Paravenna ha rivelato la presenza di quarzo abbondantissimo; plagioclasti e subordinati k-feldspati; mica bianca molto diffusa e biotite; litoclasti rari (prevalentemente quarzificati e calcarei); zircone. La matrice è sempre scarsa; il cemento è calcitico.

(14) Gli affioramenti maggiori di queste arenarie sono stati attribuiti da BONI e VANOSI (1972) e da GALBIATI (1984c) alle Quarziti del M. Bignone.



Fig. 16 - Olistostroma ad olistoliti prevalentemente calcarei entro l'Elemento di Marmoreo (Marmoreo, località Poggio della Croce).

*mis*, *G. gr. lapparenti* o *G. l. tricarinata*, *G. stuarti* e *G. sigali*), probabile presenza di *Praeglobotruncana*, foraminiferi biseriali (*Buliminidae?*) e rotaliformi (*Cibicides*). Accanto a queste forme rimaneggiate sono presenti esemplari di *Globorotalia* a carena acuta (probabile *G. gr. aragonensis*) che permetterebbero di attribuire a questo orizzonte un'età non più giovane dell'Eocene inferiore.



Fig. 17 - Olistostroma a prevalenti elementi calcarei al tetto dell'Elemento di Marmoreo (si veda anche lo schizzo di fig. 19; località Frantoio Chiappa). Il martello è appoggiato su un olistolite di calcare «pseudoalberese».

L'orizzonte superiore, paraconglomeratico, chiude la sedimentazione della Serie di Alassio-Borghetto (figg. 16 e 17). Esso affiora con i suoi spessori più cospicui a Marmoreo (Castellaro); si segue con continuità verso Ovest fino a Pornassio, mentre verso Est scompare bruscamente all'altezza del Rio Paravenna. Più ad Est, nella zona di Marta, la sua presenza è segnalata solo da rari cogoli calcarei e calcareo-detritici isolati.

Esso è costituito da peliti argillose nerastre, spesso leggermente marnose, che presentano le strutture di deformazione idroplastica tipiche dell'eccipiente degli olistostromi. All'interno di questo eccipiente pelitico si trovano olistoliti di varia pezzatura (da millimetrica a pluridecametrica), più o meno addensati a seconda delle zone e costituiti dai seguenti litotipi (MARINI e TERRANOVA, 1985):

— calcari marnosi, calcari criptocristallini e calcari detritici di tipo banale, spesso deformati allo stato plastico (fig. 18); essi formano la maggior parte del volume degli olistoliti sull'intera area di affioramento; tali litotipi sono ragionevolmente da riferire sia al sottostante orizzonte marnoso-calcareo che ai Calcari di Ubàga s.s.;



Fig. 18 - Blocco di breccia intraformazionale formatasi a spese di calcari «pseudoalberesi», disperso nell'olistostroma dell'Elemento di Marmoreo (pressi di Paravenna).

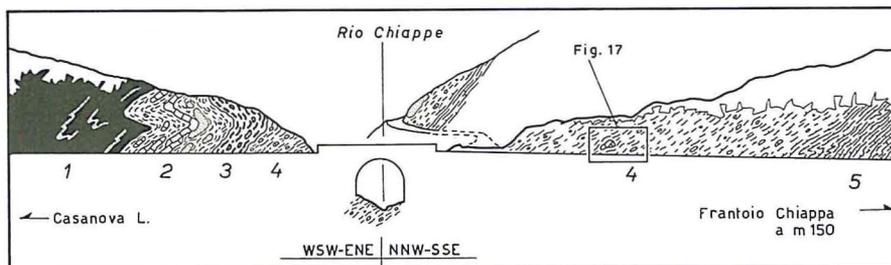


Fig. 19 - Schizzo mostrante in prospetto visto da Sud il contatto «molle» fra Peliti di Moglio ed olistostroma dell'Elemento di Marmoreo (Frantoio Chiappa, Val Lerrone). Lo sviluppo della sequenza è di circa m 200.

**1:** peliti manganesifere con quarzareniti finissime (Peliti di Moglio); **2:** strati disarticolati di calcari «pseudoalberesi», calcareniti e arenarie arcoseche provenienti dall'Elemento di Marmoreo; **3:** lembo di peliti verdine con frammenti di selce riferibile alle Peliti di Pogli AUCT.; **4:** olistostroma con olistoliti prevalentemente calcarei (si veda la fig. 17); **5:** marne siltose e marne fogliettate indurite.

— arenarie micacee, arcoseche, simili a quelle descritte nel sottostante orizzonte marnoso-calcareo;

— calcari marnosi, ortoquarziti e peliti argillose (verdine e nere, queste ultime manganesifere) in spezzoni isolati, fino alla dimensione di blocchi, o in complessi di strati ancora organizzati, riferibili senza ombra di dubbio ai vari termini dell'intera Serie di Alassio-Borghetto (fig. 19);

— peliti nerastre sminuzzate formanti caratteristiche nuvole nell'eccepiante dell'olistostroma e definite da GALBIATI (1984c) come «peliti a fiocchi»;

— selci chiare in frammenti di varie dimensioni, probabilmente derivanti dalla silicizzazione di frammenti calcarei e calcareo-detritici;

— blocchi di breccie a matrice pelitica nerastra, riferibili a spezzoni di preesistenti olistostromi, composte da soli elementi calcarei, o da frammenti di basalti, breccie basaltiche esplosive, diaspri e calcari (figg. 20 e 21).

L'olistostroma induce talora vistosi fenomeni di erosione sull'orizzonte sottostante. È possibile constatare ciò nel tratto iniziale della strada che collega Garlenda a Paravenna (fig. 22), ove l'olistostroma incide con angoli bassi le arenarie, preceduto da un corpo canalizzato in facies A2, o nella zona di Maremo (all'attacco della strada per Maremo Soprano), ove erode e sfrangia strati di marne calcaree e argillose. Questo orizzonte paraconglomeratico è stato attribuito in

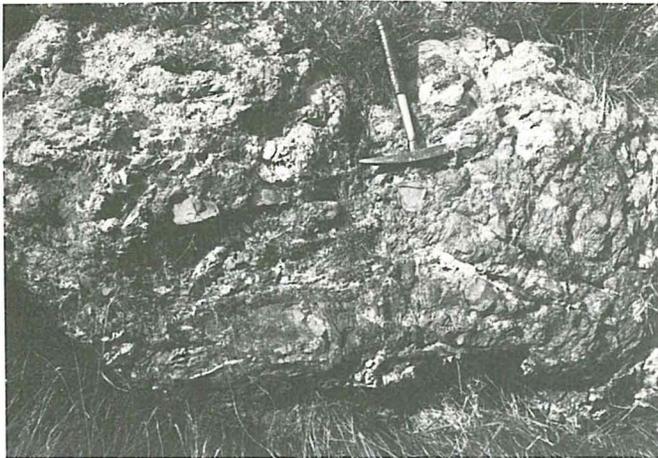


Fig. 20 - Blocco di breccia poligenica a matrice pelitica ed elementi di basalti, diaspri e calcari disperso nell'olistostroma posto al tetto dell'Elemento di Marmoreo (Marmoreo, località Fontanazza) (Tav. I, A).

passato alle Peliti di Moglio (HACCARD, 1961; 1965; LANTEAUME, 1968; BONI *et al.*, 1971; GALBIATI e VANOSI, 1984; GALBIATI, 1984d), probabilmente a causa della presenza degli elementi basaltici che ne avrebbero indicato una pertinenza ligure.

Il suo spessore effettivo varia da pochi metri ad almeno m 30-40 nelle zone di Marmoreo (ove la sua grande estensione areale è dovuta ad un raddoppio per piega) e Pornassio.



Fig. 21 - Particolare di un blocco di breccia basaltica esplosiva entro l'olistostroma (Est di Castellaro, nella località citata in HACCARD, 1961; 1965) (Tav. I, B).

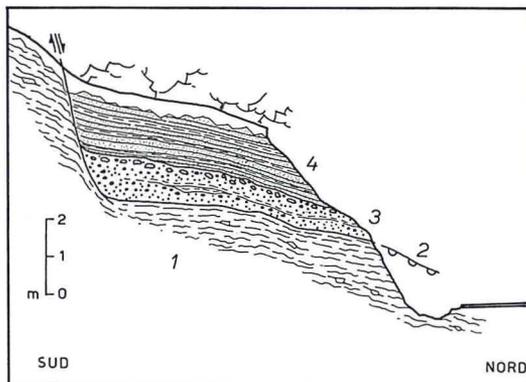


Fig. 22 - Schizzo raffigurante il contatto di sovrapposizione «molle» fra Peliti di Moglio (in basso) ed arenarie quarzoso-feldspatiche intercalate nella parte alta dei Calcari di Ubàga (Elemento di Marmoreo; strada per Paravenna). La serietta è rovesciata.

1: peliti manganesifere con quarzareniti finissime (Peliti di Moglio) milonizzate, che simulano la tessitura dell'olistostroma; 2: contatto «molle»; 3: paraconglomerato poligenico derivante da un flusso per colata; 4: torbiditi arenacee sottili (intercalazioni di arenarie e peliti).

### 3.3.3. La Serie di Moglio-Tèstico

La Serie di Moglio-Tèstico affiora con continuità fra Alassio ed il Colle delle Vecchie, rispettando l'andamento e l'assetto geometrico degli altri complessi fliscioidi (fig. 1, a). Essa è separata a letto dalla Serie di Alassio-Borghetto per il tramite del già citato contatto tettonico «molle», mentre al tetto sovrascorre su di essa il Flysch di Sanremo-M. Saccarello. La serie è tradizionalmente divisa in due formazioni, delle quali l'inferiore a dominante argillosa detta Peliti di Moglio e la superiore a dominante marnosa detta Formazione di Tèstico (HACCARD, 1961; LANTEAUME e HACCARD, 1962; LANTEAUME, 1968) (fig. 14).

a) Le *Peliti di Moglio* affiorano in buone esposizioni alle spalle di Alassio ed in destra della Val Lerrone, fra Paravenna e Casanova Lerrone (Tav. I, B). Sono costituite in prevalenza da peliti argillose e siltiti, quarzareniti finissime e calcari detritici grigi a grana grossa in un'associazione del tutto identica a quella già descritta per le Peliti di Ranzo. Nella sola zona di Moglio compaiono al loro interno anche livelli fortemente arrossati. Presso il bivio per la Madonna della Guardia (fra le località Villa Filippi e Poggetto) esse si arric-

chiscono alla base di strati di calcisiltiti e calcari marnosi a pasta fine, finemente detritici, simili agli «pseudopalombini» intercalati negli Scisti Manganesiferi della Val Lavagna; lo spessore di questo livello non supera i m 15-20 (fig. 14). Per quanto l'assetto complessivamente complicato da pieghe impedisca il rilievo di sequenze molto estese, riteniamo che anche all'interno delle Peliti di Moglio sia possibile ricostruire una successione litostratigrafica simile a quella già descritta per le Peliti di Ranzo, con l'aggiunta del livello a «pseudopalombini». Alcune sequenze rilevate nel Rio Carpenèa (in destra del T. Lerrone) permetterebbero inoltre di identificare nell'ambito della porzione pelitico-quarzarenitica una prevalenza di strati spessi nella parte bassa (con strati superiori a m 0,50) e sottili nella parte alta.

Le Peliti di Moglio si adagiano mediante un contatto «molle» (fig. 23) sull'orizzonte paraconglomeratico dell'Elemento di Marmoreo o — quando questo manchi — direttamente sulle marne argillo-



Fig. 23 - Contatto «molle» fra Peliti di Moglio milonitizzate (sopra) e marne dell'Elemento di Marmoreo (sotto); il mozzicone di matita al centro della fotografia è posto sul contatto. L'anastomosi fra i due termini è perfetta, con locali episodi di compenetrazione e amalgamazione (Castellaro, località Chiarretta).

se (Marta). Per spessori variabili da pochi metri a m 20-30 esse si presentano presso il contatto basale vistosamente milonitizzate e assumono una tessitura — come già osservato per le Peliti di Ranzo — indistinguibile a prima vista da quella dell'olistostroma. È però abbastanza agevole la loro separazione, poiché gli elementi presenti nella milonite appartengono esclusivamente alle peliti stesse (quarzeniti finissime e calcari detritici), mentre nell'olistostroma si rinvencono solo o soprattutto elementi provenienti dalla Serie di Alassio-Borghetto.

La loro età, al pari di quella delle Peliti di Ranzo, non può superare il Cenomaniano-Turoniano(?) (LANTEAUME, 1968). Riteniamo improprio il loro parziale ringiovanimento al Terziario proposto da BONI e VANOSI (1967; 1972) e accettato da GALBIATI (1985) in quanto esso è stato basato (come risulta dalle indicazioni cartografiche fornite in BONI e VANOSI, 1967) su campionature effettuate in termini calcareo-marnosi attribuiti da tali autori ai «complessi di base», ma appartenenti in realtà ai sottostanti substrati tettonici terziari (Elemento di Marmoreo o Elemento di Prai, a seconda che si tratti delle Peliti di Moglio o delle Peliti di Ranzo)<sup>(15)</sup>. Campioni di calcari marnosi a pasta fine provenienti dall'orizzonte a «pseudopalombini», raccolti nei pressi del bivio per la Madonna della Guardia (strada per Caso, fra le località Poggetto e Villa Filippi), hanno rivelato frequentissimi Radiolari calcitizzati con prevalenza di forme tondeggianti, rari foraminiferi planctonici a piccole dimensioni (fra i quali probabili *Praeglobotruncana* e *Rotalipora*). In un solo campione è stato riconosciuto un esemplare ben conservato di *Calpionella* (probabile *C. elliptica*). Dato lo scarso contenuto microfaunistico, l'attribuzione dell'orizzonte campionato può essere solo indicativa: esso, corrispondente alla porzione inferiore delle Peliti di Moglio, potrebbe sconfinare nella parte alta del Cretacico inferiore (Albiano probabile).

Lo spessore delle Peliti di Moglio non supera nelle aree di più esteso affioramento i m 40-50; esse appaiono talora più potenti in quanto si trovano accumulate tettonicamente, vuoi in seguito al loro trasporto tettonico, vuoi entro cerniere di megapieghe.

b-c) La *Formazione di Tèstico*, della quale ci occupiamo solo mar-

---

<sup>(15)</sup> Questa datazione ha indotto GALBIATI (1985) a ipotizzare inoltre un'eteropia fra Peliti di Moglio e Formazione di Testico che riteniamo non giustificata dai rapporti riscontrabili sul terreno fra le due formazioni.

ginalmente, è stata suddivisa da BONI e VANOSSÌ (1972) in due elementi, dei quali l'inferiore (il *Membro di Pieve di Teco*) costituito da torbiditi marnoso-arenacee ed il superiore (il *Membro di Cesio*) da torbiditi pelitico-arenacee o solo arenacee. La sua età comprenderebbe l'intervallo Cretacico superiore-Paleocene, in quanto gli autori citati segnalano nel membro superiore rare Globorotalie di tipo paleocenico.

### 3.4. LIVELLO IV

Questo livello è costituito dalla sola unità del *Flysch di Sanremo-M. Saccarello*. Esso affiora fra la costa (da Bordighera a Laigueglia) ed il M. Alpetta, nella zona Sud-Est di Limone Piemonte, ove si riduce progressivamente fino a scomparire (fig. 1, a). Verso ENE si appoggia con un contatto tettonico sulla parte sommitale della Serie di Moglio-Tèstico, mentre verso occidente si sovrappone ai termini più alti della zona delfinese-provenzale e sugli «*schistes à blocs*» in posizione subbrianzonese.

Per la litostratigrafia accurata di questo flysch si rimanda ai lavori specifici più recenti di LANTEAUME (1956; 1968), BONI e VANOSSÌ (1961), VANOSSÌ (1965) e SAGRI (1981; 1984). È noto che esso si compone di quattro elementi così sovrapposti dal basso (fig. 24 e successivamente fig. 30):

a) un «complesso di base» a dominante argillosa, fortemente manganesifero, con siltiti e quarzareniti finissime, detto *Peliti del Colle S. Bartolomeo* identico alle già descritte *Peliti di Ranzo* e *Peliti di Moglio*; in diversi settori, la sua parte sommitale è caratterizzata da 10-15 metri di argilliti varicolori (verdi e rosso-vinaccia); verso la base si incontra — soprattutto nella zona *Colle S. Bartolomeo-Cesio* — un orizzonte di circa m 15-20 a leggera componente argilloso-marnosa con intercalazioni di strati di calcari a pasta fine grigi (tipo «pseudopalombino»), a patina di alterazione giallastra, e calcari detritici finemente laminati;

b) un complesso arenaceo (le *Arenarie di Bordighera*, SAGRI, 1981), costituito da alternanze ritmiche di strati di grovacche feldspatiche, di norma preceduto da un caratteristico orizzonte straterellato formato da intercalazioni fitte di arenarie, calcari arenacei e peliti; questo complesso arenaceo manca nelle porzioni orientali della serie;

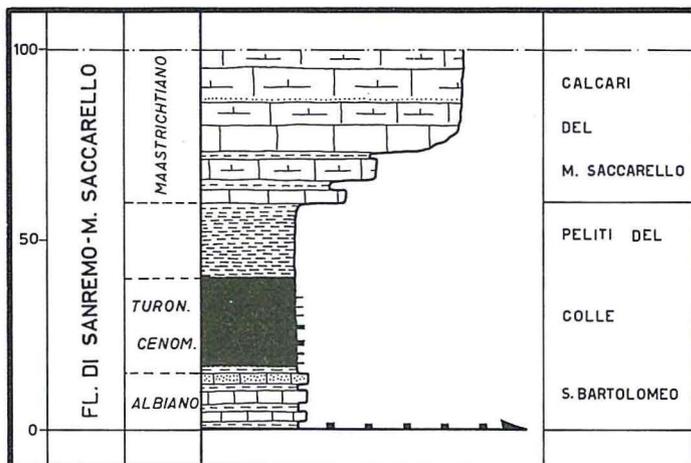


Fig. 24 - Litostratigrafia della porzione inferiore del Flysch di Sanremo-M. Saccarello (livello IV) relativa alla zona del Colle S. Bartolomeo, nella quale è evidenziato l'orizzonte a «pseudopalombini» di probabile età albiانا.

c) un complesso calcareo-marnoso ad Elmintoidi (i *Calcari del M. Saccarello*), formante il grosso della serie e costituito da alternanze ritmiche di calcari marnosi, marne calcaree, arenarie e peliti, in parte eteropico delle precedenti arenarie;

d) un complesso marnoso-argilloso (il *Flysch di Sanremo*), costituito da prevalenti peliti argilloso-marnose e da calcari marnosi ed arenarie.

Secondo SAGRI (1981) le Arenarie di Bordighera sono da attribuire ad un apparato di conoide a bassa efficienza di trasporto proteso verso la piana bacinale. VANOSSI (1965), partendo da considerazioni petrografiche e sedimentologiche, ha identificato nel massiccio sardocorso la zona di alimentazione del materiale terrigeno delle arenarie. In precedenza, KUENEN *et al.* (1957) avevano indicato una provenienza delle paleocorrenti in strati arenacei, rilevate però prevalentemente nel complesso ad Elmintoidi, da SW e SSW. Secondo SAGRI (1984) sono inoltre rilevabili, in strati calcareo-marnosi, paleocorrenti provenienti da WNW e ESE.

LANTEAUME (1956) ha datato per primo al Cretacico il flysch ad Elmintoidi, fino ad allora ritenuto eocenico. Secondo tale autore (si veda anche in LANTEAUME, 1968) il «complesso di base» avrebbe un'età cenomaniano-turoniana, mentre la soprastante porzione di serie

non dovrebbe superare il Maastrichtiano per la presenza al suo interno di varie specie di *Globotruncana* e di prismi di Inocerami. In alcuni campioni di calcari marnosi a pasta fine tipo «pseudopalombino» raccolti al Colle S. Bartolomeo sono state da noi riconosciute associazioni miste, nelle quali dominano Radiolari completamente calcitizzati a forma sferica e a dimensioni relativamente piccole e spicole di spugne. Più o meno frequenti sono inoltre piccoli esemplari di *Globigerina* a parete spessa, rari esemplari di *Praeglobotruncana* e probabile presenza di *Rotalipora*. Al pari di quanto osservato nelle Peliti di Moglio, in alcuni campioni sono state rinvenute rare *Tintinnidae* non ben riconoscibili, ad eccezione di un esemplare di *Calpionella*, che solitamente è presente nel Cretacico inferiore. L'associazione sopra descritta potrebbe indicare un'età compresa fra l'Albiano e la parte bassa del Cenomaniano anche per la porzione inferiore di questo «complesso di base».

#### 4. Assetto strutturale

L'assetto strutturale dei flysch è stato in passato oggetto di analisi soprattutto da parte di HACCARD *et al.* (1972), BONI e VANOSSI (1972) e VANOSSI (1980). Salvo diversità nei dettagli, questi autori hanno attribuito la responsabilità dell'attuale assetto strutturale delle varie unità all'individuazione di una grande piega a scala regionale rovesciata a Sud, complicata da strutture minori, per causa della quale sarebbe avvenuto un ribaltamento generalizzato della Serie di Alassio-Borghetto (posta sul fianco intermedio della piega stessa); successivamente, la piega si sarebbe frazionata, secondo superfici subparallele al piano assiale principale, in segmenti avanscorrenti nella stessa direzione. Secondo VANOSSI (1980) le strutture così accavallate sono infine interessate da un'energica fase retrovergente.

Di recente, GALBIATI (1982a) e GALBIATI *et al.* (1983) hanno contribuito, con un'analisi strutturale di dettaglio su zone significative, a definire le varie fasi deformative e la loro cronologia relativa. prescindendo dalla scala di realizzazione delle strutture, gli eventi deformativi illustrati da questi autori riflettono abbastanza fedelmente quelli descritti da VANOSSI (1980). In particolare, essi individuano tre fasi deformative, delle quali: la prima, più penetrativa delle seguenti, produce pieghe isoclinali o subisoclinali con vergenza verso l'esterno (Sud e SSW); la seconda si manifesta con una fase di taglio

a superfici poco inclinate e con trasporto ancora verso l'esterno, che fraziona l'edificio in varie «scaglie»; la terza si materializza con una prevalente scistosità di frattura ed ha vergenza verso l'interno (Nord e NNE), opposta alle precedenti. Nello schizzo di sezione di fig. 25, che illustra una situazione strutturale rappresentativa di tutta la zona da noi studiata, sono riconoscibili tutte e tre queste fasi.

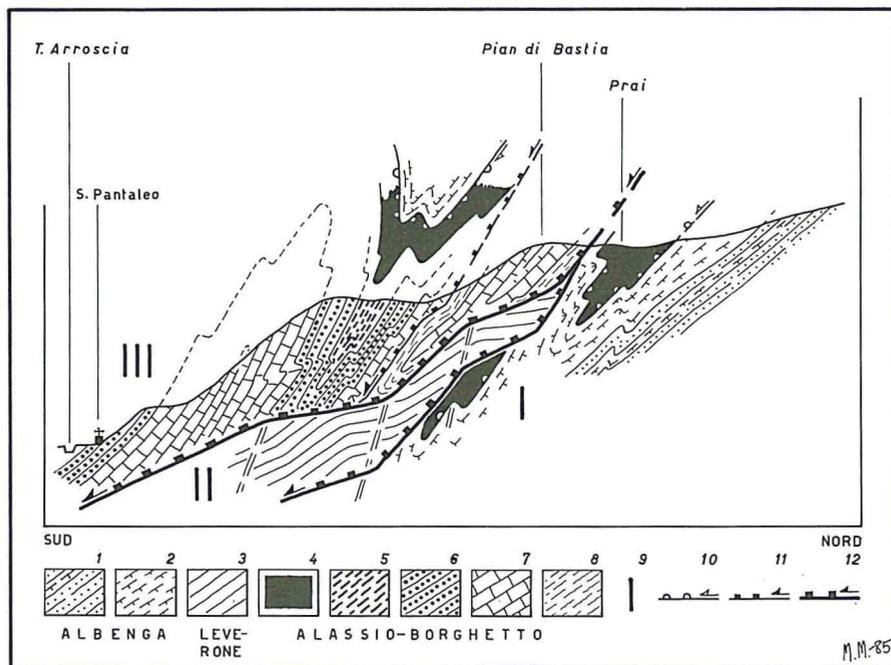


Fig. 25 - Schizzo di sezione schematica non in scala, tracciata in direzione Sud-Nord nella parte occidentale di Tav. I, A, che rappresenta la situazione strutturale ricorrente in tutta la zona studiata. E ben evidente la sovrapposizione dei tre livelli strutturali maggiori I, II e III, separati da superfici di taglio principali immergenti a Sud.

All'interno del livello strutturale più alto è possibile riconoscere due scaglie sovrapposte di Alassio-Borghetto, separate da superfici di taglio secondarie. Le pieghe (sinformi e antiformi) sono riferibili alla fase Sud-vergente («avanvergente» di VANOSI, 1980). Le superfici di sovrascorrimento sono interessate da deformazioni ricollegabili alla fase «retrovergente» (op. cit.). Non è stato possibile rappresentare nello schizzo la fase plicativa precoce submeridiana, poiché ha asse parallelo alla sezione.

1: Arenarie di Leuso; 2: Elemento di Prai; 3: Formazione di Leverone; 4: Peliti di Ranzo; 5: Peliti di Pogli AUCTT.; 6: Quarziti del M. Bignone; 7: Calcari di Ubàga s.s.; 8: Elemento di Marmoreo; 9: livelli strutturali maggiori; 10: contatti «moll»; 11: contatti tettonici di sovrascorrimento secondari; 12: contatti tettonici di sovrascorrimento principali.

Le nostre indagini di tipo strutturale si trovano ancora ad un approccio preliminare. Le prime osservazioni, sviluppate nel corso dei rilevamenti di dettaglio finalizzati alla ricostruzione della litostratigrafia, ci hanno permesso tuttavia di raccogliere alcuni elementi che non si inseriscono in maniera soddisfacente nel quadro deformativo illustrato dagli autori citati sopra. Si è visto che la distinzione dei contatti tettonici in «mollì» e tettonici s.s. consente di isolare vari complessi strutturali omogenei, definiti dai quattro livelli strutturali illustrati. L'esame e dell'assetto delle varie unità litostratigrafiche e delle deformazioni coinvolgenti i due tipi di contatti permette di riconoscere quanto segue:

— l'assetto della Serie di Alassio-Borghetto, confrontato con quello delle unità di letto e di tetto, non giustifica il richiamo ad un suo ribaltamento generalizzato, invocato dagli autori citati; è infatti sempre constatabile una polarità coerente negli spezzoni delle diverse serie saldati dai contatti «mollì», a riprova che esse si sono sovrapposte le une alle altre in posizione normale; tutte le serie presentano al loro interno lembi ribaltati di varia estensione, però in funzione della geometria delle deformazioni per piega a sviluppo pluri-tettonometrico o chilometrico, le quali interessano tutto l'edificio, soprattutto attribuibili — come si dirà — alle due prime fasi;

— i piani di milonizzazione delle peliti mangesifere contengono strutture plicative molto plastiche assimilabili a pieghe intrafoliari, presumibilmente realizzatesi nella fase di trasporto tettonico delle falde e da ritenersi pertanto come le più antiche (fig. 26);

— i contatti «mollì» sono coinvolti, al pari di quanto accade per le superfici litologiche interne alle unità sopra e sottostanti, in pieghe isoclinali molto plastiche, fino a pluri-tettonometriche o chilometriche, prive di scistosità, con asse submeridiano (direzione media N20-N40) e con senso di asimmetria vario, ora a WNW, ora a ESE; pieghe di tale tipo, a tutte le scale, sono osservabili in numerose località (si veda ad esempio la fig. 28, nonché la carta di Tav. I, B) e non sono state mai segnalate dagli autori precedenti;

— gli stessi contatti «mollì» risultano poi deformati da pieghe subsoclinali o mediamente aperte coricate verso Sud, con asse circa E-W, e scistosità molto penetrativa immersa a Sud; esse producono rovesciamenti di entità fino a chilometrica e sono state ben rappresentate nei vari contributi di GALBIATI (1982a; 1984c) e GALBIATI *et al.* (1983);



Fig. 26 - Piegia isoclinale che giace su piani di foliazione milonitica nelle Peliti di Moglio prossime al contatto «molle» col sottostante olistostroma (Castellaro, località Chiaretta).

— i contatti tettonici s.s. di taglio, riferibili alla seconda fase di VANOSI (1980) e GALBIATI *et al.* (1983), sono deformati solo dalla fase «retrovergente», che si manifesta con prevalenti crenulazioni a varia scala, ma non provoca rovesciamenti significativi, essendo le pieghe molto aperte — seppure acute — e la scistosità molto inclinata (figg. 27 e 29);

— tutto l'edificio risulta infine interessato da una fase di *kin-kink* non molto appariscente a scistosità subverticale; ad essa sono associati *décrochements* destri e sinistri ad andamento subortogonale circa N-S ed E-W, i quali suddividono vistosamente il territorio

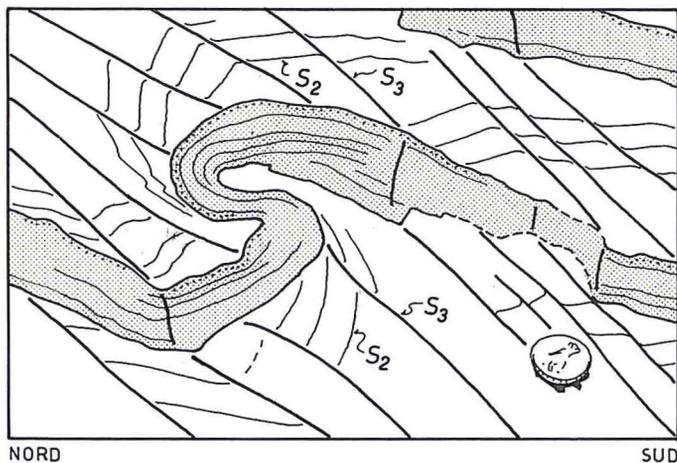


Fig. 27 - Lo schizzo (da fotografia) mostra uno straterello di quarzareniti fini intercalate a peliti (Peliti di Moglio) su cui incide la scistosità  $S_2$ , crenulata dalla scistosità «retrovergente»  $S_3$ , qui molto energica. La piega è congruente con  $S_3$ .

in una tipica configurazione a *centuriatio* che controlla la morfologia e l'idrografia.

L'interferenza fra le strutture ad asse submeridiano con quelle ad asse circa E-W è rilevabile con grande evidenza in tutto l'areale che va da Ligo a Marmoreo, nell'ambito della Serie di Alassio-Borghetto (Tav. I, B).

## 5. Discussione

### 5.1. POSIZIONE SPAZIALE E LIMITI INFERIORE E SUPERIORE DELLE SERIE FLISCIODI

Al fine di meglio inquadrare gli elementi di discussione che intendiamo utilizzare per proporre una nostra soluzione ai rapporti paleogeografici e strutturali esistenti fra i vari flysch, riteniamo opportuno affrontare subito il problema della loro collocazione spazio-temporale. Nella fig. 30 sono state disposte le varie unità secondo una sinopsi palinspastica orientata con l'esterno a sinistra e l'interno a destra<sup>(16)</sup>. Essa è stata costruita riferendosi all'attuale sovrappo-

<sup>(16)</sup> Val la pena di sottolineare che nel Cretacico superiore l'esterno è presumibilmente rappresentato dalla paleo-Europa, posta a NW o WNW (TRÜMPY, 1960; LANTEAUME, 1963; ecc.).

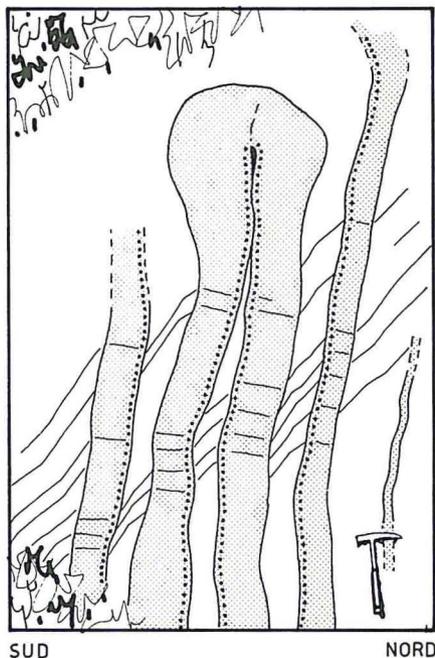


Fig. 28 - Piega isoclinal serrata entro le Peliti di Moglio, riferibile ad una piega A1, intersecata da una scistosità S2 visibilmente deformata (strada per Maremo inferiore; da fotografia).

posizione geometrica delle unità schematizzata in fig. 1, b e considerando che gli elementi strutturalmente via via più elevati dovevano trovarsi in origine in posizioni via via più interne (LANTEAUME, 1963). La disposizione dei bacini che ne discende soddisfa appieno — come emergerà dalla discussione — tutte le situazioni di carattere litostratigrafico e strutturale descritte al paragrafo precedente e riconoscibili sul terreno<sup>(17)</sup>. La successione originaria dei bacini (o sottobacini) dall'esterno all'interno è dunque la seguente: Flysch di Albenga (e relativo substrato prepiedmontese); Formazione di Leverone (con substrato incerto); Serie di Alassio-Borghetto (con substrato «labile» piemontese o ligure); Serie di Moglio-Tèstico (con substrato ligure scollato); Flysch di Sanremo-M. Saccarello (con substrato ligure scollato).

<sup>(17)</sup> Una disposizione analoga è stata riproposta recentemente anche da GALBIATI e VANOSI (1984) dopo che VANOSI (1980) aveva ipotizzato una posizione più interna e distale per la Serie di Moglio-Tèstico.

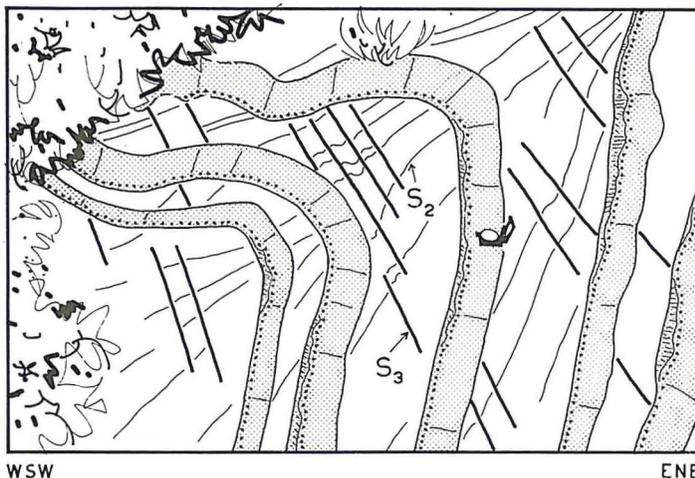


Fig. 29 - Interferenza fra strutture delle fasi Sud-vergente (S2) e «retrovergente» (S3) nelle Peliti di Moglio (Alassio, località Ebra; da fotografia).

In tutti i flysch — con la sola eccezione della Formazione di Leverone — è identificabile (od ipotizzabile) un substrato. Nel Flysch di Albenga esso è costituito da porzioni (erose?) della successione prepiemontese triassico-cretacica inferiore di Arnasco-Castelbianco. Non abbiamo elementi per affermare se la deposizione del flysch sia avvenuta su una serie ancora autoctona, oppure su un lembo prepiemontese sradicato e già in traslazione; ciò è però influente ai fini della soluzione dei problemi che ci siamo prefissi.

Nella Serie di Alassio-Borghetto, il «complesso di base» ad affinità ligure pone le premesse per collocare tale serie in corrispondenza o in vicinanza di un substrato a crosta oceanica od ex-oceanica; a confortare tale attribuzione v'è la presenza a più livelli entro la Serie di Alassio-Borghetto di clasti di basalti e di breccie basaltiche e diasprigne. Esso è però molto ridotto e non si rinvengono mai i livelli albiani(?) a «pseudopalombini» che — come è noto — sono normali nelle serie basali dei flysch interni della Liguria orientale certamente deposti su sezioni oceaniche prefliscioidi radicate. Ciò può essere inteso in due modi: o pensando che il substrato sia stato comune con quello degli altri flysch interni e che gli scollamenti siano avvenuti nel Terziario a livelli stratigrafici molto alti dei «complessi di base»; o ipotizzando che il «complesso di base» di questa serie sia stato trasgressivo su un substrato «labile», tettonico, che

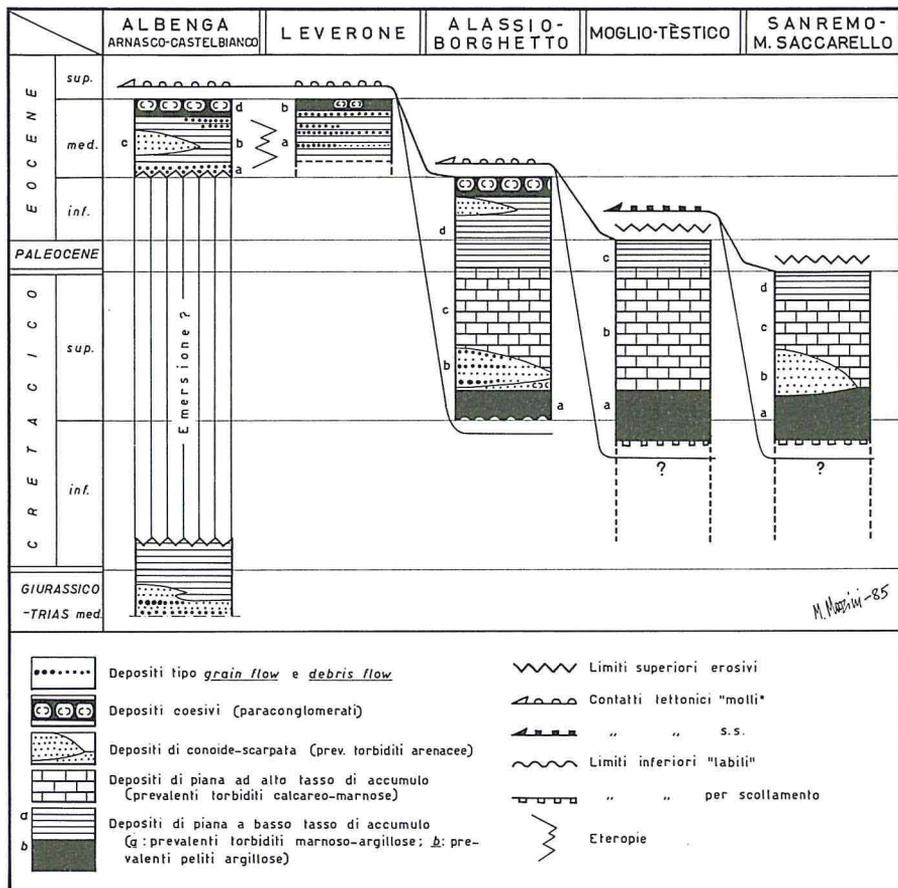


Fig. 30 - Disposizione palinspastica presunta delle serie fliscioidi (l'esterno è a sinistra) con la distinzione delle associazioni di facies sedimentarie. Le lettere minuscole a fianco delle singole colonnine richiamano i vari elementi trattati nel paragrafo 3. È evidentissimo il *décalage* cronostratigrafico dei vari flysch procedendo dall'esterno all'interno.

potrebbe essere ricercato, ad esempio, in porzioni di crosta oceanica piemontese o ligure deformate e in via di seppellimento nella zona di *trench* intraoceanico. Quest'ultima possibilità comporterebbe — per questa serie — la creazione per sostituzione di un nuovo substrato, diverso da quello originario, a partire da un certo momento, forse collocabile nel Cenomaniano (in età eoalpina), analogamente a quanto proposto da GALBIATI e VANOSI (1984).

Nell'ambito del «complesso di base» della Serie di Moglio-Tèstico

e del Flysch di Sanremo-M. Saccarello si conserva invece una porzione inferiore con caratteri simili alle litofacies a «pseudopalombini» della Val Lavagna. Questo orizzonte, di probabile età albiana, potrebbe testimoniare l'esistenza di un loro originario legame stratigrafico con un substrato prefliscioide oceanico radicato, ciò che giustificherebbe ancor più la loro posizione interna rispetto al flysch ad Elmintoidi di Alassio-Borghetto.

Il limite superiore delle cinque serie fliscioidi invita ad altre considerazioni. Si osserva innanzitutto che il tetto dei vari flysch è via via più giovane procedendo dal più interno al più esterno (fig. 30): nel Flysch di Sanremo-M. Saccarello esso non è più recente del Maastrichtiano (LANTEAUME, 1968); nella Serie di Moglio-Tèstico esso giunge al Paleocene (BONI e VANOSI, 1972); nella Serie di Alassio-Borghetto abbiamo riconosciuto termini più giovani fino a paleocenico-eocenici inferiori; nella Formazione di Leverone e nella Serie di Albenga sono note datazioni fino all'Eocene medio. V'è poi da notare che mentre i flysch di Sanremo-M. Saccarello e Moglio-Tèstico non presentano al tetto alcun altro elemento «stratigraficamente» sovrapposto, quelli di Alassio-Borghetto, Leverone ed Albenga sono viceversa sigillati da contatti tettonici «mollì» sinsedimentari. In base al *décalage* cronostratigrafico ed al tipo di «chiusura» dei vari bacini, ci pare ragionevole ipotizzare che il limite superiore dei primi due flysch (più interni) sia stato segnato da un'emersione (paleocenica per il Flysch di Sanremo-M. Saccarello ed eocenica inferiore per la Serie di Moglio-Tèstico), e quello degli altri tre (più esterni) sia stato segnato da un blocco della sedimentazione dovuto al sopraggiungere delle falde gravitative (nell'Eocene inferiore per Alassio-Borghetto e nell'Eocene medio per Leverone e Albenga). La progressione degli eventi dall'interno all'esterno è molto evidente.

È sulla base del quadro così tratteggiato che abbiamo ritenuto ragionevole attribuire alle Peliti di Ranzo i lembi di «complessi di base» che si incontrano nei livelli strutturali I e II, avulsi da porzioni fliscioidi identificabili (si veda la fig. 1). L'originaria contiguità del bacino di Alassio-Borghetto rispetto a quello di Albenga-Leverone rende infatti plausibile una più immediata sovrapposizione del primo sul secondo. Per poter attribuire gli stessi lembi di «complessi di base» alle Peliti di Moglio o alle Peliti del Colle S. Bartolomeo sarebbe necessario infatti ipotizzare lo scavalcamento del bacino di Alassio-Borghetto da parte dei flysch di Moglio-Tèstico e Sanremo-M. Saccarello prima che la Serie di Alassio-Borghetto prendesse la

sua definitiva posizione entro il bacino di Albenga in sedimentazione (evento testimoniato dalla situazione strutturale del livello III). Tale possibilità non è però sostenibile con alcuno dei dati stratigrafici e strutturali in nostro possesso.

## 5.2. LE FACIES ARENACEO-CONGLOMERATICHE

Litofacies arenaceo-conglomeratiche di vario tipo sono diffuse a tutti i livelli — come si è visto — nei vari flysch, sia in strati isolati che in sequenze torbidityche organizzate. Nei flysch ad Elmintoidi sono noti nell'ambito del Cretacico superiore gli apparati di conoide delle Arenarie di Bordighera (SAGRI, 1981) e delle Quarziti del M. Bignone (GALBIATI, 1982a; 1984c), il primo alimentato con clasti quarzoso-feldspatici e micacei dal massiccio sardo-corso ed il secondo alimentato soprattutto con clasti di rocce cristalline e calcaree dal dominio prepiemontese (VANOSSI, 1980). Una peculiarità di queste conoidi è quella di avere uno sviluppo molto limitato ed una media granulometrica grossolana, ciò che secondo SAGRI (1981) e GALBIATI (1984c) permette di inquadrarle nella tipologia delle conoidi «a bassa efficienza di trasporto» *sensu* MUTTI (1979) e le porrebbe in un ambito paleogeografico prossimo ad un margine continentale attivo (SAGRI, 1981; ABBATE e SAGRI, 1984), probabilmente molto ristretto e ripido. Nella Serie di Moglio-Tèstico non si incontrano apparati dello stesso tipo, ma solo strati isolati di arenarie fini-finissime di composizione simile a quella delle Arenarie di Bordighera, però abbondanti solo nella sua porzione più alta. Tale caratteristica potrebbe suggerire una sua collocazione lontano dal margine, in posizione tuttavia raggiungibile da torbide quarzoso-feldspatiche e micaee provenienti dal massiccio sardo-corso, e quindi contigua a quella del Flysch di Sanremo-M. Saccarello.

Nell'ambito delle serie di Albenga e Leverone e della porzione terziaria della Serie di Alassio-Borghetto, sono note le sequenze di grovacche feldspatiche delle Arenarie di Leuso e di arcosi dell'Elemento di Marmoreo, più sviluppate le prime e molto ridotte le seconde, mentre strati isolati di grovacche si trovano nell'Elemento di Leverone-Ligo. Questi apparati, anch'essi riferibili a conoidi o a piccoli lobi isolati, la cui zona di alimentazione non può che essere ricercata nel massiccio sardo-corso — al pari di quanto osservato per le torbidity cretache superiori dello stesso tipo, delle quali conservano le stesse direzioni di paleocorrente — coesistono nel Flysch

di Albenga e nella Formazione di Leverone con apporti di clasti poligenici di origine prepiemontese e/o brianzonese interna(?), di solito molto grossolani e immaturi, e con probabile provenienza laterale rispetto alle torbide principali quarzoso-feldspatiche. Gli stessi apporti hanno invece un'alimentazione esclusivamente quarzoso-feldspatica nell'Elemento di Marmoreo della Serie di Alassio-Borghetto. Tale difformità degli apporti può essere giustificata da variazioni intercorse nell'Eocene nei rapporti spaziali fra aree bacinali ed aree emerse, come prova — d'altra parte — l'insediamento di un nuovo bacino di sedimentazione fortemente subsidente, rappresentato dal Flysch di Albenga, in trasgressione sul margine prepiemontese posto all'esterno, a WNW o NW. Questa progradazione eocenica dei bacini verso l'esterno ha portato all'allontanamento relativo del bacino di Alassio-Borghetto dalle terre emerse prepiemontesi (o brianzonesi liguri interne), col conseguente taglio degli apporti clastici poligenici verso di esso.

### 5.3. LE SEQUENZE TORBIDITICHE SOTTILI DEL CRETACICO SUPERIORE

Nelle porzioni calcareo-marnose dei flysch ad Elmintoidi si ripetono potenti sequenze torbiditiche sottili prevalentemente calcaree in facies D2-D3 che pongono i flysch stessi in un ambiente di piana bacinale ad alto tasso di accumulo (SAGRI, 1981; 1984). Nei Calcari del M. Saccarello e nei Calcari di Ubàga si rilevano di norma strati con spessori notevoli e megasequenze che raggiungono i m 6-8, mentre nel Membro di Pieve di Teco (Serie di Moglio-Tèstico) prevalgono strati medi o sottili. Ciò può significare che mentre nei primi due la sedimentazione di torbide anche voluminose avveniva in ambienti ristretti, probabilmente in fosse allungate, nel terzo essa si esprimeva su areali aperti, con maggiori probabilità di dispersione.

### 5.4. LE FACIES SOTTILI E PARACONGLOMERATICHE TERZIARIE

Le porzioni sommitali della Serie di Alassio-Borghetto, della Formazione di Leverone e del Flysch di Albenga sono globalmente caratterizzate da un'associazione di facies sedimentarie sottili e diluite molto simili fra loro, rispettivamente identificabili negli elementi di Marmoreo, Calabria e Prai. In esse — ed in particolare negli elementi di Prai e Calabria — prevalgono facies emipelagatiche nerastre, talora convergenti per litologia con le peliti dei «complessi di

base», analoghe alle facies pelitiche di chiusura ben note in vari flysch dell'Appennino.

Di fondamentale interesse sono gli orizzonti paraconglomeratici in facies di olistostroma che sigillano definitivamente la sedimentazione di tali facies sottili nella Serie di Alassio-Borghetto e nel Flysch di Albenga. Si è visto che gli olistostromi sono costituiti da matrice pelitica (emipelagitica) *nella quale si concentrano frammenti litici la cui provenienza va sempre ricercata nelle sottostanti serie di appartenenza*: negli olistostromi dell'Elemento di Marmoreo vi sono frammenti rappresentativi di tutta la Serie di Alassio-Borghetto (MARINI e TERRANOVA, 1985); negli olistostromi dell'Elemento di Prai vi sono frammenti rappresentativi della parte più alta del Flysch di Albenga. Nei primi sono noti anche rari frammenti di basalti, di breccie basaltiche e diasprigne, nonché di precedenti olistostromi. La particolarità che gli olistostromi siano stati alimentati pressoché integralmente dalle relative serie di appartenenza, e non dalle falde gravitative che oggi vi si adagiano sopra tramite dei contatti «molli»<sup>(18)</sup>, *testimonia che la loro derivazione è intrabacinale*, dovuta all'insorgere nei rispettivi bacini di forti condizioni di instabilità che hanno portato alla mobilitazione di sezioni più o meno profonde di serie. Questa instabilità può intendersi sia come localizzata sui fianchi di ampie «rughe» che come generalizzata a vaste porzioni dei bacini, probabilmente le più esterne. Entrambe le ipotesi sarebbero avvalorate in maniera soddisfacente dal fatto che il tappeto di olistostromi non è continuo e che il contatto «molle» che segue al loro accumulo si trova ad interessare in leggera discordanza anche vari altri termini sottostanti, evidentemente scoperti dal denudamento dovuto alle frane sottomarine. In ogni caso, l'accumulo degli olistostromi ha preceduto l'arrivo per scivolamento delle falde gravitative e potrebbe aver rappresentato il sintomo del manifestarsi, nelle aree occupate da questi bacini terziari, di accentuate depressioni crostali capaci di richiamare le falde stesse.

Se si confrontano le successioni all'interno dei vari livelli strutturali, nonché lo schema sinottico di fig. 30, e ricordando quanto discusso nel paragrafo 4.2. circa la cronostratigrafia delle varie serie, si può ricostruire una progressione di questi eventi che conduce ancora dall'interno verso l'esterno. È infatti la Serie di Moglio-Tèstico,

---

<sup>(18)</sup> Si ricordi che GALBIATI (1984a; 1985) attribuisce agli olistostromi il ruolo di «precursori» delle falde liguridi.

forse già gravata del Flysch di Sanremo-M. Saccarello, che dapprima scivola nel bacino della Serie di Alassio-Borghetto (contatto «molle» eocenico medio fra Peliti di Moglio ed Elemento di Marmoreo), mentre in un secondo tempo la Serie di Alassio-Borghetto (col suo carico costituito dalla Serie di Moglio-Tèstico) scivola nei due bacini — contigui, o addirittura identificabili in un unico bacino — della Formazione di Leverone e del Flysch di Albenga (contatti «molli» eocenici medi fra Peliti di Ranzo ed Elemento di Calabria e fra Peliti di Ranzo ed Elemento di Prai).

#### 5.5. IL QUADRO DEFORMATIVO E L'EVOLUZIONE TETTOGENETICA

Come si è anticipato al paragrafo 4, non abbiamo dati di campagna sufficienti per discutere esaurientemente questo argomento. Tuttavia, gli elementi di osservazione richiamati permettono di identificare preliminarmente le seguenti fasi e di ricostruire il seguente ipotetico quadro deformativo:

a) una *prima fase*, molto precoce, probabilmente separabile in una subfase sin- ed in una subfase post-falde, sarebbe da identificare con la traslazione gravitativa delle falde verso ed entro i bacini terziari; la sua direzione di trasporto tettonico è WNW o NW, Europa-vergente, ed è più o meno concordante con quella proposta da ROYANT (1978) per la falda di Arnasco-Castelbianco;

b) una *seconda fase*, identificabile nella «fase 1» di GALBIATI *et al.* (1983), si manifesta al momento dell'individuazione della polarità della catena, in quanto provoca pieghe Sud-vergenti (cosiddette «avanvergenti») coricate a Sud o SSW;

c) una *terza fase*, sul prolungamento della precedente («fase 1b» di GALBIATI *et al.*, 1983), smembra l'edificio secondo piani di taglio poco inclinati ancora «avanvergenti», i quali individuano i quattro livelli strutturali principali;

d) una *quarta fase*, («fase retrovergente» di VANOSI, 1980 o «fase 2» di GALBIATI *et al.*, 1983) crenula tutte le strutture precedenti; essa ha ancora direzione circa E-W o WNW-ESE, ma è asimmetrica a Nord e NNE;

e) una *quinta fase*, di probabile età plio-pleistocenica, si collega a deformazioni regionali di tipo rotazionale (MARINI, 1984).

Come si vede, rispetto alle ipotesi di evoluzione tetto-genetica

fin qui proposte dai vari autori citati, il quadro sopra tratteggiato permetterebbe di rilevare una differenza sostanziale. L'individuazione per sovrascorrimento delle falde costituirebbe infatti un fenomeno precoce di tipo eminentemente gravitativo; esso sarebbe sinsedimentario rispetto alle porzioni terziarie dei flysch e *sarebbe avvenuto in progressione da Est ad Ovest in due momenti successivi, man mano che i bacini terziari progradavano verso la paleo-Europa*: dapprima Moglio-Tèstico su Alassio-Borghetto; quindi Alassio-Borghetto (col suo carico di falde) su Albenga-Leverone. Tale ipotesi contrasta in tutto o in parte con quelle di HACCARD *et al.* (1972), VANOSI (1980) e GALBIATI *et al.* (1983), che ricorrono ad una megapiega regionale per spiegare lo scavalco di alcune unità da parte di altre. In particolare, VANOSI (1980) e GALBIATI *et al.* (1983) identificano la realizzazione delle falde con la fase di taglio e sovrascorrimento «avvergente» (o Sud-vergente). A nostro parere, invece, le traslazioni ed i raccorciamenti più cospicui (dell'ordine delle decine di chilometri) debbono essersi realizzati nella prima fase tettonogenetica sinsedimentaria Europa-vergente, mentre gli spostamenti delle masse nelle successive fasi Sud-vergenti debbono essere stati per forza di cose di portata relativamente limitata, come mostrerebbe l'ordine di grandezza delle strutture maggiori ad esse attribuibili, e comunque collegati a locali rovesciamenti e avanscorrimenti.

#### 5.6. RAFFRONTI COI FLYSCH DELLA LIGURIA ORIENTALE

Esaminiamo brevemente quali affinità o differenze più marcate sia possibile rilevare fra i flysch in discussione e quelli della Liguria orientale, in parte già adombrate in passato dagli autori (si veda ad esempio: HACCARD *et al.*, 1972; GRANDJACQUET e HACCARD, 1978).

Il Flysch di Sanremo-M. Saccarello ha una spiccata affinità coi flysch del M. Antola e del M. Caio per quanto riguarda il membro calcareo-marnoso ad Elmintoidi (Calcari del M. Saccarello=Calcari del M. Antola=Calcari del M. Caio) ed il «complesso di base» (Peliti del Colle di S. Bartolomeo=Argilliti di Montoggio-Argille a palombini del M. Veri). Se ne discosta per la presenza dell'elemento arenaceo delle Arenarie di Bordighera, che lo avvicina all'area continentale paleoeuropea; d'altra parte, nel flysch del M. Caio — e, molto subordinatamente, in quello del M. Antola — in posizione pressoché simile si trovano facies arenacee e paraconglomeratiche a composizione mista sialica ed ofiolitica (Complesso di Casanova), che li avvi-

cinano a sezioni oceaniche in surrezione, in posizione interna. È ragionevole pensare che questi tre flysch ad Elmintoidi si trovassero in continuità spaziale verso il centro del bacino.

La Serie di Moglio-Tèstico presenta affinità litologiche e sedimentologiche sconcertanti con le successioni della Val Polcevera e della Val Lavagna (Peliti di Moglio=Argilliti di Montanesi=Scisti Manganesiferi; Formazione di Tèstico=Formazione di Ronco-Ardesie del M. Verzi *p.p.*). Un elemento di distinzione è tuttavia costituito dal complesso arenaceo delle Arenarie del M. Ramaceto, che approssimano la serie della Val Lavagna a settori interni e simili a quelli ipotizzati per i flysch del M. Caio (e del M. Antola). Le Arenarie del M. Ramaceto contengono infatti clasti ofiolitici (seppure nettamente subordinati) frammisti ad elementi sialici.

La Serie di Alassio-Borghetto non trova corrispondenti nella Liguria orientale. Ciò è del resto giustificato dalla posizione paleogeografica particolare assunta da tale serie, che è di «transizione» fra settori interni ex-oceanici e margine prepiemontese.

## 6. Conclusioni

Sulla base delle osservazioni e dei dati descritti e discussi ai paragrafi precedenti, si possono trarre le seguenti sintetiche notazioni conclusive.

A) La Serie di Moglio-Tèstico ed il Flysch di Sanremo-M. Saccarello, fino ad oggi compresi rispettivamente nel Cretacico superiore-Paleocene(?) (VANOSI, 1980) e nel Cretacico superiore (LANTEAUME, 1963; 1968), si arricchiscono di termini basali albiani(?) analoghi agli orizzonti a «pseudopalombini» dell'Unità del Göttero (Val Lavagna e Val Polcevera), riconoscibili in alcune località nella porzione inferiore dei loro «complessi di base». L'estensione delle due serie al Cretacico inferiore ne consolida l'appartenenza paleogeografica al dominio dei flysch interni radicati su fondo oceanico ad affinità liguride.

B) Al sommo del flysch ad Elmintoidi della Serie di Alassio-Borghetto sono state identificate facies di chiusura pelitiche (con calcari «pseudoalberesi» ed arenarie) e paraconglomeratiche di età terziaria, riferibili al Paleocene-Eocene inferiore. Esse sono in parte affini a litofacies che ricorrono al sommo del Flysch di Albenga e

della Formazione di Leverone, le quali però sono di età eocenica e ricchissime di clasti immaturi provenienti dal Prepiemontese (e/o dal Brianzonese Ligure interno?)<sup>(19)</sup>.

I livelli paraconglomeratici di olistostroma contengono elementi provenienti dalle sottostanti serie di appartenenza (Alassio-Borghetto ed Albenga). Trattasi pertanto di olistostromi «intraformazionali», che hanno rimaneggiato porzioni di bacino rese instabili per motivi tettonici, e non già di «precursori» delle falde liguridi. Orizzonti a tessitura di olistostroma presenti nella parte inferiore dei «complessi di base» e fin qui assimilati ad olistostromi debbono in realtà essere riferiti a orizzonti milonitici legati al trasporto tettonico delle falde.

C) Viene confermata l'affinità di dominio paleogeografico fra le serie di Alassio-Borghetto ed Albenga, proposta da VANOSI (1980). La Serie di Alassio-Borghetto possiede alcune caratteristiche che la legano al dominio ligure fino a tutto il Cretacico superiore, come: il suo «complesso di base» pelitico; la presenza a vari livelli di clasti basaltici; la sequenza torbidity calcareo-marnosa ad Elmintoidi. Altri elementi caratteristici la legano al margine paleoeuropeo, come: la presenza di ortoquarziti, probabilmente alimentate da quarziti verfeniane o dal Verrucano, e di clasti immaturi di rocce calcaree e cristalline di pertinenza prepiemontese (nella porzione cretacica); le grovacke quarzoso-feldspatiche e le arcosi di probabile alimentazione sardo-corsa (nella porzione terziaria). Si deve concludere che la Serie di Alassio-Borghetto ha occupato una posizione «di transizione» fra il dominio oceanico (o meglio: ex-oceanico, probabilmente su un substrato tettonicamente «labile») ed il dominio prepiemontese dal Cretacico superiore all'Eocene inferiore; di più, la differente qualità dell'alimentazione dei clasti nelle due epoche lascia pensare che essa fosse più prossima al margine prepiemontese nel Cretacico superiore che non nell'Eocene inferiore. A partire da quest'ultima epoca, infatti, sul margine prepiemontese si insedia il bacino di Albenga (Eocene medio), il quale pertanto si frappone fra il continente ed il bacino di Alassio-Borghetto, cui in questo momento è più prossimo il massiccio sardo-corso coi suoi rifornimenti di materiale siatico. Così, mentre il Flysch di Albenga è da attribuire al dominio

---

<sup>(19)</sup> Si ricordi che già in VANOSI (1980) è stata intuita la presenza di un complesso terziario (identificato dall'autore nella Formazione di Leverone) al tetto delle serie di Albenga e Alassio-Borghetto.

prepiemontese in senso stretto, la Serie di Alassio-Borghetto può essere attribuita (almeno provvisoriamente) ad un dominio «piemontese esterno», nel senso di VANOSI (1980).

D) L'insediamento nell'Eocene medio del Bacino del Flysch di Albenga all'esterno del bacino di Alassio-Borghetto, su aree marginali che precedentemente avevano alimentato con clasti quest'ultimo bacino, permette di ricostruire un processo di progradazione terziaria dei bacini verso l'esterno che verrà interrotto solo dal sopraggiungere delle falde gravitative.

E) Al culmine delle facies pelitiche e paraconglomeratiche terziarie che chiudono i flysch di Alassio-Borghetto, Leverone e Albenga si riconoscono contatti tettonici sinsedimentari (cosiddetti «contatti molli») con «complessi di base» delle serie fliscioidi geometricamente sovrastanti. In particolare, è ricostruibile una successione (il livello strutturale III) nella quale dal basso si ha la sovrapposizione dei seguenti complessi: Flysch di Albenga—contatto «molle»—Serie di Alassio-Borghetto—contatto «molle»—Serie di Moglio-Tèstico. Disponendo all'interno il termine strutturalmente più elevato (come proposto da LANTEAUME, 1963) si risale ai rapporti di contiguità fra le varie serie come risultano dall'accostamento descritto, considerato anche che la loro polarità si è conservata normale nel corso degli scivolamenti. Di più, dall'età di queste facies di chiusura è possibile ricostruire la progressione degli scivolamenti gravitativi, verificatisi per scollamento all'altezza dei «complessi di base» (fig. 30): dapprima la Serie di Moglio-Tèstico è scivolata nel bacino di Alassio-Borghetto bloccandone la sedimentazione nell'Eocene inferiore (età dell'Elemento di Marmoreo); quindi, entrambe appilate sono scivolate nel bacino di Albenga, bloccandone la sedimentazione nell'Eocene medio (età dell'Elemento di Prai).

F) Gli scivolamenti gravitativi delle falde sono responsabili delle maggiori traslazioni. Esse sarebbero avvenute in direzione circa WNW, come testimonierebbe l'esistenza di pieghe isoclinali molto plastiche, fino a chilometriche, con asse submeridiano. Su queste deformazioni sin-falda ed Europa-vergenti si sono poi sovrapposte le fasi Sud-vergenti e «retrovergenti» ad asse circa E-W od WNW-ESE, materializzatesi con l'individuazione della polarità di questo tratto di catena e legate ad una tettonica di tipo attivo.

Sulla scorta di queste considerazioni, abbiamo schematizzato in

fig. 31 la possibile configurazione paleogeografica assunta da questa porzione occidentale dell'orogeno alpino ed una sua possibile evoluzione tetto-genetica in due momenti successivi, fissati al Cretacico superiore (fig. 31, A) ed all'Eocene inferiore-medio (fig. 31, B). Per il posizionamento del margine continentale paleoeuropeo ci siamo ispirati all'ormai classica configurazione proposta da TRÜMPY (1960) e ripresa dalla maggior parte degli autori (LANTEAUME, 1963; 1968; KERCKHOVE, 1969; GALBIATI e VANOSSI, 1984; ABBATE e SAGRI, 1984; ecc.).

Nel Cretacico superiore si ha — in settori interni — la subduzione di porzioni di crosta oceanica piemontese-ligure e di lembi di margine prepiemontese ad essa contigui (Gruppo di Voltri e Zona Sestri-Voltaggio). Si formano fosse allungate, subparallele(?) alla traccia del piano di subduzione, lungo le quali si sedimentano i flysch ad Elmintoidi, così disposti dall'interno all'esterno: Sanremo-M. Saccarello, Moglio-Tèstico, Alassio-Borghetto<sup>(20)</sup>. Gli apporti principali avvengono in direzione circa SSW-NNE secondo l'asse maggiore delle fosse (sialici dal massiccio sardo-corso e carbonatici da piattaforme sommerse poste a Nord). Il bacino di Alassio-Borghetto è prossimo al dominio prepiemontese e riceve da esso cospicui apporti laterali costituiti da clasti poligenici immaturi. Il bacino di Moglio-Tèstico si trova più lontano dalle aree continentali ed è posto su zone leggermente rilevate rispetto agli altri due flysch, depositi in fosse allungate e ristrette; infatti: sono rarissimi al suo interno, al limite «complesso di base»/flysch, gli orizzonti varicolori di ossidazione; gli strati di torbiditi calcaree sono di spessore ridotto, ciò che giu-

<sup>(20)</sup> Si è visto che solo il Flysch di Sanremo-M. Saccarello e la Serie di Moglio-Tèstico conservano dei probabili collegamenti colle porzioni cretacicche inferiori dell'originario bacino oceanico, mentre la Serie di Alassio-Borghetto è probabilmente «trasgressiva» su un substrato tettonico labile.

Fig. 31 - Ricostruzione ipotetica, molto schematizzata, della paleogeografia della zona ligure-piemontese e del contiguo margine paleoeuropeo al Cretacico superiore (a) ed all'Eocene inferiore-medio (b). Per la descrizione si veda nel testo.

**AB:** Alassio-Borghetto; **MT:** Moglio-Tèstico; **SS:** Sanremo-M. Saccarello; **A:** Albenga; **L:** Leverone.

**1:** cigli di piattaforme continentali e di alti strutturali sommersi; **2:** fianchi di depressioni; **3:** direttrici degli apporti carbonatici; **4:** direttrici degli apporti arenacei quarzoso-feldspatici; **5:** direttrici degli apporti laterali immaturi dal margine paleoeuropeo; **6:** distacchi e direttrici di scivolamento gravitativo delle falde di Sanremo-M. Saccarello e Moglio-Tèstico.

Il tratteggio discontinuo indica aree interne (Gruppo di Voltri, Zona Sestri-Voltaggio, ecc.) presuntivamente emerse a partire dall'Eocene.



stificherebbe una maggior dispersione delle torbide su areali «aperti»; non si riconoscono al suo interno apparati di conoide, che invece definiscono negli altri due flysch la loro prossimalità alla scarpata e l'esistenza di accentuate depressioni bacinali, necessarie allo smistamento ed all'accumulo dei clasti.

Nell'Eocene si assiste al basculamento di tutto il settore considerato con un asse conforme a quello delle fosse allungate. Si ha l'innalzamento delle porzioni più interne, probabilmente legato all'esumazione delle unità di alta pressione e l'affondamento relativo del dominio prepiemontese. Il bacino di Alassio-Borghetto è per un certo lasso di tempo ancora in sedimentazione, fino all'Eocene inferiore, ma è ormai lontano dal margine paleoeuropeo, dal quale non può più ricevere apporti per l'interposizione del bacino di Albenga; l'alimentazione clastica prevalente è infatti ora sialica e giunge da SSW. Il bacino di Albenga, che si è andato ad impostare in trasgressione rapida sul margine prepiemontese nell'Eocene medio, forma una fossa allungata, come accadeva nella fase precedente per il bacino di Alassio-Borghetto; esso riceve apporti sialici e calcarei secondo l'asse principale presunto del bacino SSW-NNE e apporti laterali (poligenici e immaturi) dal margine continentale. Il bacino della Formazione di Leverone è probabilmente a NNE, più lontano dal massiccio sardo-corso e più prossimo al margine prepiemontese.

Il movimento di bascula del dispositivo così descritto induce nella prima fase (Eocene inferiore) lo scollamento al livello dei «complessi di base» dei flysch di Moglio-Tèstico e Sanremo-M. Saccarello ed il loro scivolamento gravitativo verso i settori esterni, con vergenza paleoeuropea. Può darsi che essi si siano accavallati ancor prima, forse nel Paleocene; solo in un secondo tempo, nell'Eocene inferiore, così appilati, essi sarebbero poi scivolati nel contiguo bacino di Alassio-Borghetto bloccandone la sedimentazione, preannunciati da forti condizioni di instabilità della porzione sommitale del bacino stesso (facies paraconglomeratiche).

L'accentuazione del movimento di bascula induce l'insediamento all'esterno delle falde stesse del bacino subsidente di Albenga e provoca un ulteriore scollamento al livello del «complesso di base» della Serie di Alassio-Borghetto (la quale sopporta in questo momento il carico delle altre due unità fliscioidi). Avvenuto questo secondo scollamento, la pila dei tre flysch ad Elmintoidi scivola infine nel bacino di Albenga (o Albenga-Leverone), richiamata dalla depressione venutasi a creare in corrispondenza di esso e bloccandone la se-

dimentazione nell'Eocene medio. Il carico della pila delle falde induce in questa fase il leggero metamorfismo (anchimetamorfismo?) riconoscibile soprattutto in alcune litofacies del Flysch di Albenga. Alla fine del periodo è già definita l'intera pila delle falde (sovrapposte con polarità normale ed in ordine cronostratigrafico inverso), che verrà poi strutturata in modo coerente dalle fasi deformative successive, le quali rispetteranno però l'attuale asse della catena.

#### RINGRAZIAMENTI

Dobbiamo un vivo ringraziamento alla Prof. Camilla Pirini Radrizzani per l'accurato studio micropaleontologico di numerosissime sezioni sottili <sup>(2)</sup>. Un particolare segno di riconoscenza va anche a Bruno Messiga per la revisione di parecchie sezioni sottili di arenarie. Siamo grati infine a Benito Galbiati per le stimolanti discussioni avute in occasione di alcune escursioni nel corso degli anni 1983 e 1984.

#### BIBLIOGRAFIA

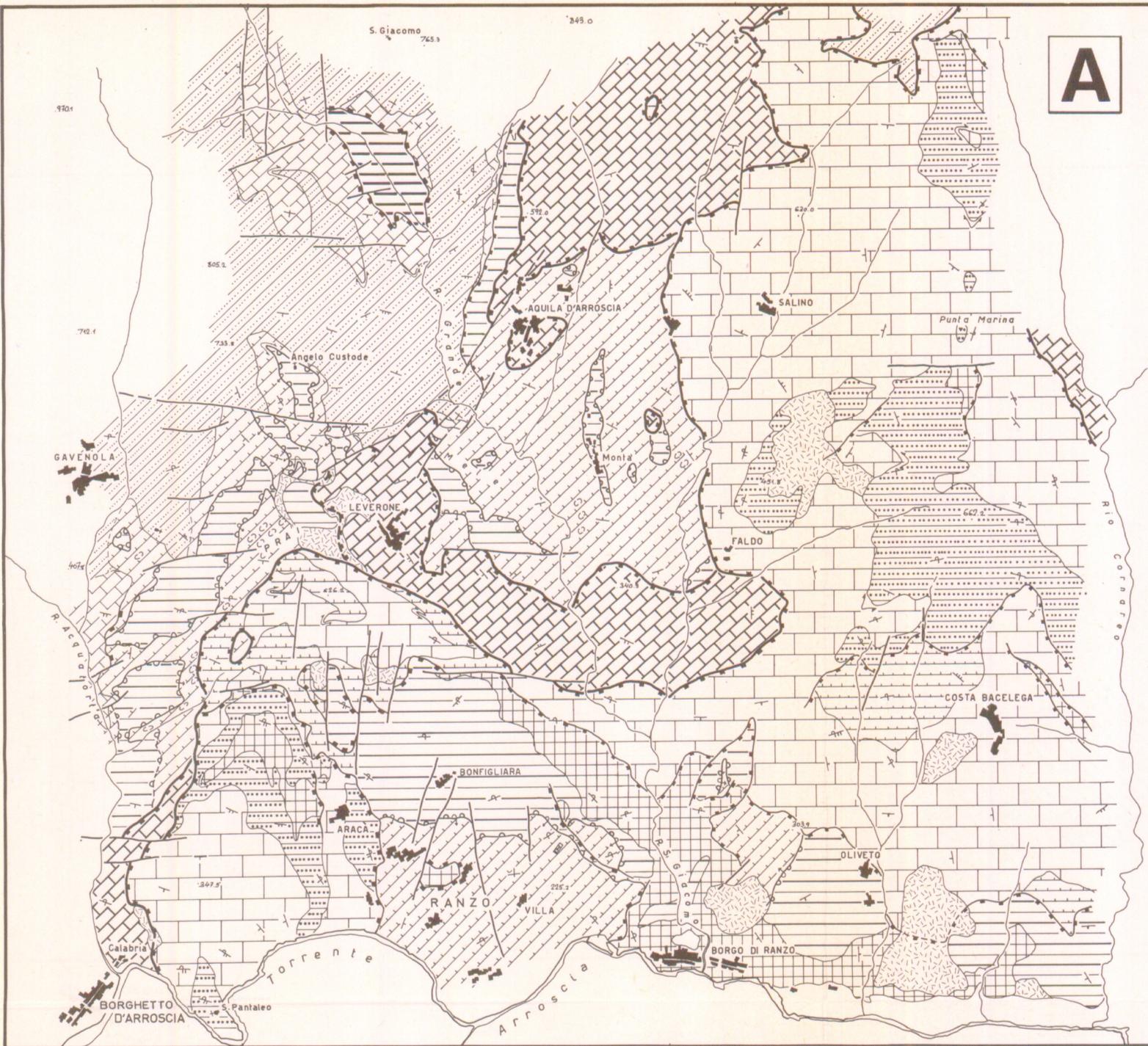
- ABBATE E., SAGRI M. (1984) - Le unità torbiditiche cretacee dell'Appennino settentrionale ed i margini continentali della Tetide. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24** (1982), 115-126.
- BLOCH J.-P., KIENAST J.-R. (1963) - Présence de lambeaux de Flysch à Helminthoïdes dans les hauts massifs occidentaux des Alpes ligures italiennes. *C. R. Somm. Soc. Geol. France*, **3**, 31-32.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R., VANOSI M. (1971) - Note illustrative della Carta Geologica d'Italia 1 : 100.000, Foglio 92-93 «Albenga-Savona». *Serv. Geol. d'It.*, Roma, 142 pp.
- BONI A., VANOSI M. (1961) - Ricerche e considerazioni sul flysch della Liguria occidentale. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **11**, 31-178.
- BONI A., VANOSI M. (1967) - Nuovi elementi paleontologici per la datazione dei terreni compresi tra la «Formazione ad Elmintoidi» s.s. ed il «Brianzone Ligure» s.l. (Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **17**, 167-176.
- BONI A., VANOSI M. (1972) - Carta geologica dei terreni compresi tra il Brianzone Ligure s.l. ed il Flysch ad Elmintoidi s.s. *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **23**, tav. 24.
- GALBIATI B. (1982a) - Nuovi dati e considerazioni sull'elemento di Borghetto d'Arroscia (Alpi liguri). *Rend. Soc. Geol. It.*, **4** (1981), 339-341.
- GALBIATI B. (1982b) - Nuovi dati e considerazioni sull'elemento di Arnasco (Alpi Marittime). *Rend. Soc. Geol. It.*, **4** (1981), 343-345.
- GALBIATI B. (1984a) - Contatti sedimentari tra terreni liguridi e terreni prepiemontesi, nelle Alpi liguri. *Rend. Soc. Geol. It.*, **6** (1983), 5-6.

---

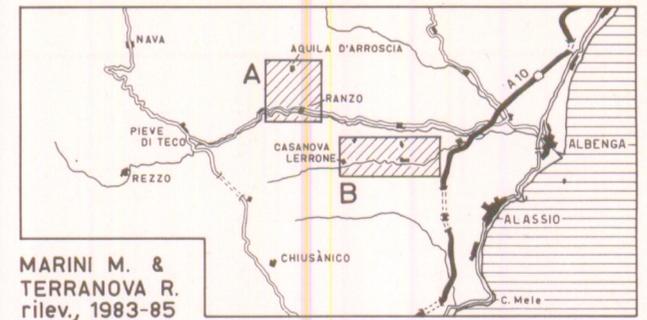
<sup>(2)</sup> La documentazione micropaleontologica sarà oggetto di una specifica nota di prossima pubblicazione.

- GALBIATI B. (1984b) - Le successioni flyschoidi («Flysch ad Elmintoidi della Liguria occidentale» AUCT). In: «Fascicolo introduttivo», *Conv. Soc. Geol. It.* «Geologia delle Alpi liguri», Pavia-Genova 11-16 giugno 1984, 43-46.
- GALBIATI B. (1984c) - III giorno. In: «Guida all'escursione, Parte I». *Conv. Soc. Geol. It.* «Geologia delle Alpi liguri», Pavia-Genova 11-16 giugno 1984, 83-125.
- GALBIATI B. (1984d) - Le unità flyschoidi di Borghetto e Moglio-Tèstico: rapporti con le unità contigue ed evoluzione tettonico-sedimentaria. *Conv. Soc. Geol. It.* «Geologia delle Alpi liguri», Pavia-Genova 11-16 giugno 1984, in stampa.
- GALBIATI B. (1985) - L'Unità di Borghetto ed i suoi legami con quella di Moglio-Tèstico (Alpi liguri): conseguenze paleogeografiche. *Riv. It. Paleont. Strat.*, **90** (2) (1984), 205-226.
- GALBIATI B., OXILIA M., SENO S. (1983) - Aspetti stratigrafici e strutturali dell'elemento di Borghetto d'Arroschia (Alpi Marittime). *Riv. It. Paleont. Strat.*, **89** (1), 119-134.
- GALBIATI B., VANOSSI M. (1984) - Problemi di paleogeografia e paleogeodinamica. In: «Fascicolo introduttivo», *Conv. Soc. Geol. It.* «Geologia delle Alpi liguri», Pavia-Genova 11-16 giugno 1984, 47-57.
- GRANDJACQUET C., HACCARD D. (1978) - Position structurale et rôle paléogéographique de l'unité du Bracco au sein du contexte ophiolitique liguro-piémontais (Apennin-Italie). *Bull. Soc. Géol. France*, 1977, 7e s., **19**, 901-908.
- HACCARD D. (1961) - La série du flysch de Moglio-Tèstico de la nappe du flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *C. R. Acad. Sc.*, **252**, 3609-3611.
- HACCARD D. (1965) - Nouvelles données sur les spilites de la série de Moglio; nappe du Flysch à Helminthoïdes des Alpes maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e s., **7**, 147-151.
- HACCARD D., LORENZ C., GRANDJACQUET C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennins (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 309-341.
- KUENEN P.H., FAURE-MURET A., LANTEAUME M., FALLOT P. (1957) - Observations sur les flyschs des Alpes Maritimes françaises et italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 6e s., **7**, 11-26.
- KERCKHOVE C. (1969) - La «zone du Flysch» dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géol. Alpine*, **45**, 5-204.
- LANTEAUME M. (1956) - Observations sur le flysch de la Ligurie occidentale (prov. d'Imperia, Italie). *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 199-202.
- LANTEAUME M. (1958) - Schéma structural des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Bull. Soc. Géol. France*, 6e s., **8**, 651-674.
- LANTEAUME M. (1963) - Considérations paléogéographiques sur la patrie supposée des nappes de Flysch à Helminthoïdes des Alpes et des Apennins. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e s., **4** (5) (1962), 627-643.
- LANTEAUME M. (1968) - Contribution à l'étude géologique des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Mém. p.s. Carte Géol. France*, 405 pp.
- LANTEAUME M., HACCARD D. (1962) - Stratigraphie et variations de faciès des formations constitutives de la nappe du flysch à Helminthoïdes des Alpes Maritimes franco-italiennes. *Boll. Soc. Geol. It.*, **80** (3) (1961), 101-113.

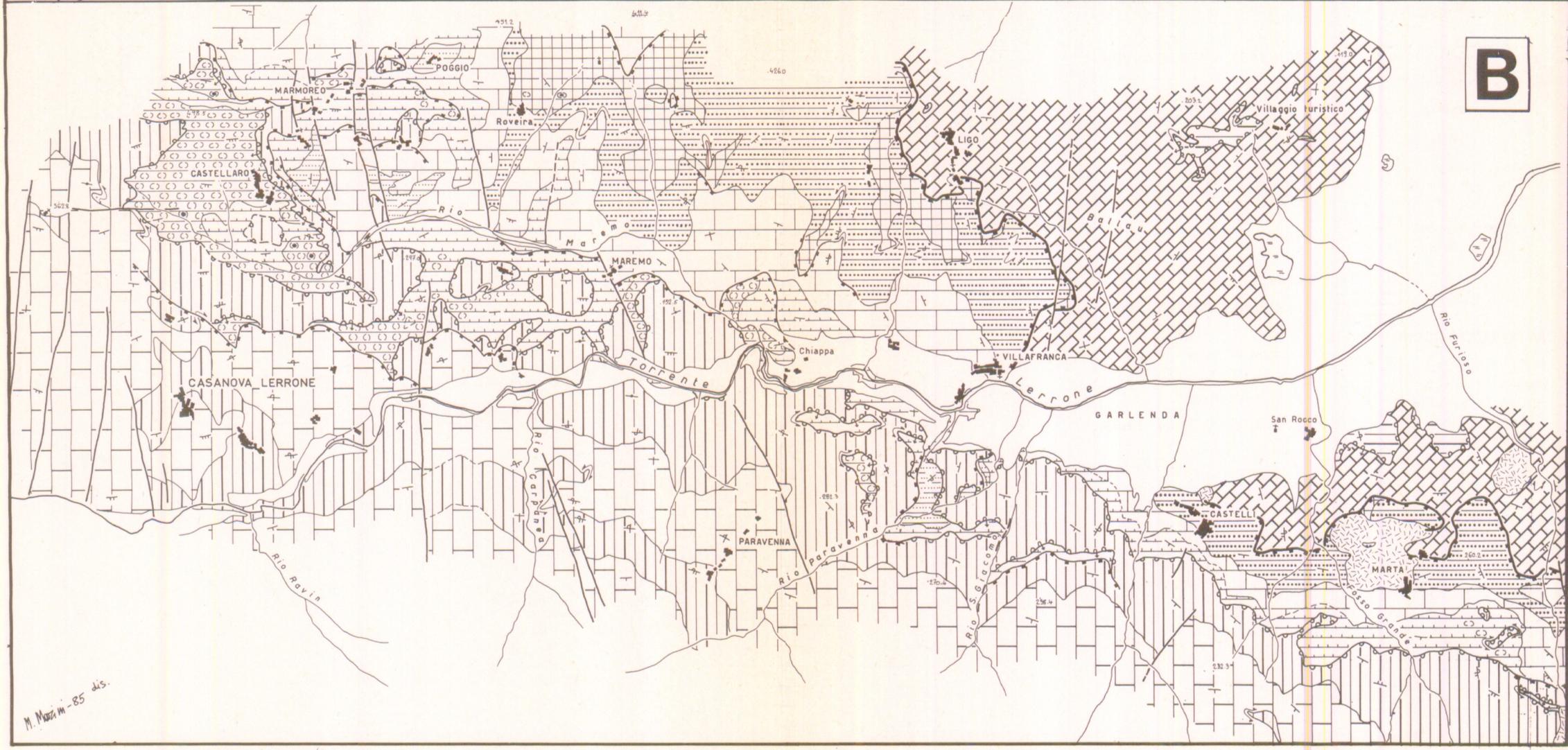
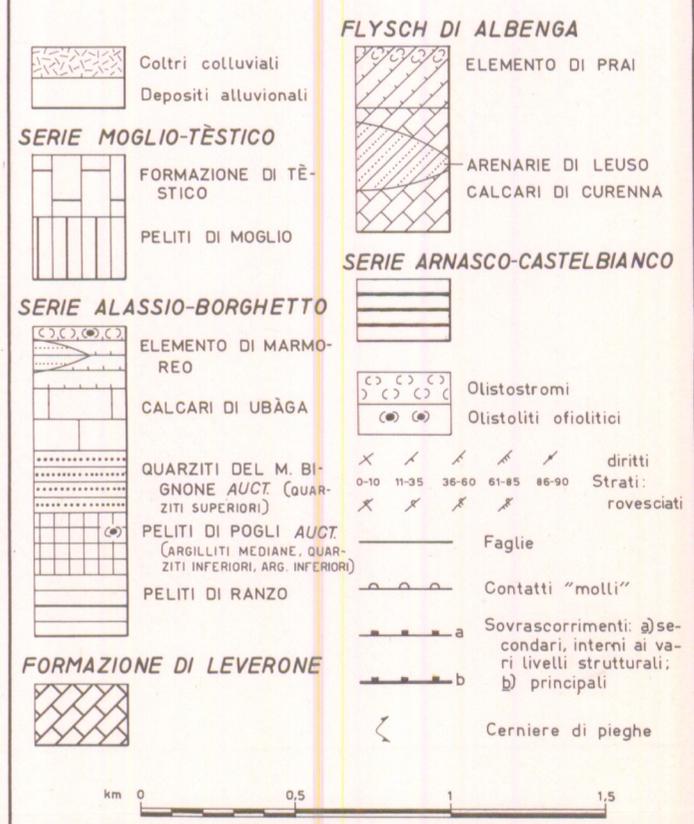
- MARINI M. (1984) - Le deformazioni fragili del Pliocene in Liguria. Implicazioni nella geodinamica alpina. *72° Congr. Soc. Geol. It.*, 12-14 settembre 1984, in stampa.
- MARINI M., TERRANOVA R. (1985) - Osservazioni sugli olistostromi presenti nei flysch della Liguria occidentale (valle del T. Arroscia). Problemi e prospettive interpretative. *Boll. Soc. Geol. It.*, **104**, 143-150.
- MUTTI E. (1979) - Turbidites et cônes sous-marins profonds. In: HOMEWOOD P. (Ed.), *Sédimentation detritique (fluviale, littorale et marine)*. *Inst. Géol. Univ., Fribourg*, 353-419.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1972) - Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 161-199.
- MUTTI E., RICCI LUCCHI F. (1975) - Turbidite facies and facies associations. In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of Northern Apennines, *IX Intern. Congr. Sedim. Nice*, libro guida A-II, 21-36.
- ROYANT G. (1978) - La nappe d'Arnasco-Castelbianco, témoin possible de l'ensemble austro-alpin en Ligurie centrale. *Bull. Soc. Géol. France*, 7e s., **20**, 103-107.
- ROYANT G., LANTEAUME M. (1973) - Définition de la série pennique interne d'Arnasco-Castelbianco (Alpes ligures). Mise en évidence, dans cette série, de phénomènes tectogénétiques jurassiques. *C. R. Acad. Sc.*, **276**, 3093-3096.
- SAGRI M. (1981) - Le arenarie di Bordighera: una conoide sottomarina nel bacino di sedimentazione del flysch ad Elmintoidi di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale). *Boll. Soc. Geol. It.*, **99** (1980), 205-226.
- SAGRI M. (1984) - Stratimetria e sedimentologia nelle torbiditi di piana di bacino del Flysch di San Remo (Cretaceo superiore, Liguria occidentale). *Conv. Soc. Geol. It.* «Geologia delle Alpi liguri, Pavia-Genova 11-16 giugno 1984, in stampa.
- TRÜMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the central and western Alps. *Bull. Geol. Soc. America*, **71**, 843-908.
- VANOSSI M. (1965) - Studio sedimentologico del Flysch ad Elmintoidi della Valle Argentina (Liguria occidentale). *Atti Ist. Geol. Univ. Pavia*, **16**, 36-71.
- VANOSSI M. (1980) - Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la Mer Ligure: un aperçu schématique. *Mem. Sc. Geol.*, **34**, 101-142.
- (ms. pres. il 30 aprile 1985; ult. bozze il 15 gennaio 1986)



**CARTA GEOLOGICA DI SETTORI DELLE VALLI ARROSCIA E LERRONE (Alpi Marittime liguri)**



MARINI M. & TERRANOVA R. rilev., 1983-85



M. Marini - 85 dis.