

E. ANDRI, F. FANUCCI (*)

CARATTERI SEDIMENTOLOGICI E INQUADRAMENTO PALEOGEOGRAFICO DI ALCUNE SERIE PELAGICHE GIURASSICO-CRETACEE:

1) I DIASPRI DI MONTE ALPE (LIGURIA ORIENTALE) (**)

Riassunto — Viene presentata una disamina dei caratteri sedimentologici della formazione dei Diaspri di Monte Alpe (Liguria orientale), mettendo in evidenza l'importanza della risedimentazione per torbida nella genesi della formazione stessa. Tali fenomeni vengono inquadrati in uno degli schemi paleogeografici proposti in relazione alla genesi delle sequenze ofiolitiche: i Diaspri rappresenterebbero una sedimentazione di *transform valley* a partire da materiali originariamente deposti su alti morfologico-strutturali del paleo-oceano ligure, in condizioni di CCD relativamente elevata. L'evoluzione della sedimentazione è indicativa di una certa evoluzione del bacino, forse collegata all'interruzione (o fine) del processo di spreading.

Résumé — *Sédimentologie et paleogéographie de séries pélagiques du Jurassique et du Crétacé: 1 - Les « Diaspri di Monte Alpe » (Ligurie Orientale).* Dans l'analyse des caractères sédimentologiques de la formation des « Diaspri di Monte Alpe » (Ligurie orientale), on fait remarquer le rôle que la resédimentation par courants de turbidité joue dans la genèse de cette formation et, dans le schéma paléogéographique proposé, on a cherché d'expliquer ces phénomènes et la mise en place primaire des ophiolites. Il s'agirait en effet d'une redéposition dans des « transform valleys » de matériaux déposés à l'origine sur les hauts-fonds du paléo-océan ligurien, caractérisé dans le Tithonique par une CCD relativement élevée; l'évolution de la sédimentation liée à celle du bassin correspond probablement à la fin du processus de spreading.

Abstract — *Sedimentological characters and paleogeographic background of some Jurassic-Cretaceous pelagic series: 1) The Monte Alpe Cherts (East Liguria).* An investigation on the sedimentological characters of Monte Alpe Cherts formation (East Liguria) is reported. These characters are largely the product of a re-deposition by turbidity currents, in some transform valleys, of sediments originally deposited on spreading ridge and transform ridges in ligurian paleo-ocean, characterised by CCD

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

(**) Lavoro eseguito con il contributo C.N.R. 79.00011.05/115.4009.

relatively shallow. Evolution of sedimentation is perhaps related to interruption (or end) of spreading process.

Key words — pelagic sedimentation; radiolarite; turbidite; seafloor spreading; Tortonian-Berriasian.

PREMESSA

In questi ultimi anni la formazione dei Diaspri di Monte Alpe, in particolare per quanto riguarda gli affioramenti del settore ligure dell'Appennino settentrionale, è stata oggetto di numerosi studi di carattere geologico, mineralogico e geochimico miranti soprattutto a precisare le caratteristiche dell'ambiente di sedimentazione, anche in rapporto agli studi sulla genesi delle sequenze ofiolitiche. Gli studi sui caratteri più propriamente sedimentologici della formazione sono stati relativamente limitati per quanto diversi Autori avessero segnalato già da tempo interessanti particolarità; recentemente questa lacuna è stata parzialmente colmata da un lavoro a carattere sintetico (FOLK & MC BRIDE, 1978) che giunge a proporre una ricostruzione paleoambientale in contrasto con altre conoscenze sul Dominio Ligure.

D'altro canto, i modelli genetici recentemente proposti per le ofioliti (si veda per tutti CORTESOGNO et alii, 1978, con bibliografia) non spiegano di per sé stessi le anomalie della serie di copertura di dette ofioliti rispetto alle serie attuali di ambienti simili; in particolare non si giustifica l'inversione di posizione stratigrafica tra sedimenti a Radiolari e depositi carbonatici per cui è necessario formulare, in aggiunta, altre ipotesi (JENKINS, 1978).

Si è quindi ritenuto opportuno riesaminare il problema, tenendo conto dei risultati di osservazioni ed analisi effettuate dagli scriventi e si è così pervenuti ad un nuovo inquadramento dei processi responsabili della genesi della formazione in questione. A nostro avviso il problema va visto in un contesto ben più ampio di quello limitato ai soli affioramenti della Liguria orientale, ma non è a caso che tali affioramenti hanno suscitato l'interesse di tanti Autori: la formazione vi si presenta con caratteri tipici ed è analizzabile con relativa facilità. Si intende quindi esporre i risultati preliminari delle nostre indagini, prendendo prevalentemente in esame i caratteri di tali affioramenti e riservandoci di estendere in seguito il discorso anche ad altre formazioni simili e coeve dell'Appennino e delle Alpi.

GENERALITÀ SULLA FORMAZIONE

Richiamiamo brevemente alcuni caratteri d'insieme della formazione in esame significativi ai fini di un suo inquadramento paleogeografico:

- la maggior parte dei contatti con il substrato ofiolitico è di natura stratigrafica; si hanno in maggioranza contatti con basalti, serpentiniti e oficalciti. I contatti con i gabbri sono più rari e recentemente è stato messo in evidenza che si tratta prevalentemente di contatti con brecce gabbriche (Breccia di Bonassola). Sottili livelli silicei si trovano sovente intercalati nelle brecce, tra colate basaltiche o alla base dei basalti stessi. Per quanto tali livelli non facciano a rigore parte della formazione dei Diaspri di Monte Alpe, essi rappresentano le fasi iniziali della fenomenologia responsabile della genesi della formazione stessa e possono venirne considerati « precursori »;
- la formazione è caratterizzata da variazioni di potenza notevoli (0-350 m) anche su scala locale; talvolta essa termina piuttosto bruscamente e viene sostituita, nel ruolo di diretta copertura delle ofioliti, dai Calcari a Calpionelle e dalle Argille a Palombini. Si tratta quindi di una formazione ad andamento discontinuo, lenticolare; le zone di massima potenza si sviluppano perpendicolarmente, almeno in Liguria, all'andamento delle unità tettoniche (DECANDIA & ELTER, 1972) e si situano in corrispondenza delle massime potenze dei basalti e/o delle Brecce;
- il passaggio ai sovrastanti Calcari a Calpionelle è spesso graduale, soprattutto laddove la deposizione dei livelli calcarei inizia precocemente e si manifesta come un'intercalazione tra litotipi delle due formazioni (ANDRI & FANUCCI, 1973).

Da quanto esposto risulta che la deposizione dei Diaspri appare, almeno parzialmente, condizionata dai fenomeni responsabili della genesi dei basalti e delle Brecce e che si è verificata all'interno di depressioni in cui si erano già accumulate notevoli potenze di materiale grossolano per fenomeni di carattere sedimentario (CORTE-SOGNO et alii, 1978). Il quadro che si ricava da queste considerazioni è ben lontano da quello di un deposito pelagico di ambiente « tranquillo ». Se si eccettuano le parti carbonatiche delle oficalciti, di origine discussa, e i rari livelletti calcarenitici intercalati nelle Brecce (CORTE-SOGNO et alii, 1978), non vi sono notizie di una sedi-

mentazione carbonatica che precedeva quella silicea come avviene negli oceani attuali.

LITOTIPI E LORO RAPPORTI

Per la descrizione dettagliata dei caratteri petrologici dei litotipi si rimanda al lavoro di FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO (1969); vogliamo qui sottolineare che i litotipi in esame derivano dall'associarsi di tre principali frazioni sedimentarie:

- materiali derivanti da degradazione subacquea delle ofioliti;
- fanghi a radiolari che un processo di trasformazione postdeposizionale può ridurre a materiali silicei senza tessiture organogene (FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO, 1968);
- « active ridge sediments » (BONATTI et alii, 1976).

Frazioni a cui si può attribuire un'origine diversa (es. terrigene) sono presenti in misura minore.

Tali materiali, associandosi in varia maniera danno origine a litotipi che vanno da un'arenaria ofiolitica a una radiolarite tipica; in particolare, il detrito ofiolitico più grossolano si associa alle altre frazioni in due modi distinti:

- in strati a varia composizione esso costituisce l'intervallo basale gradato e/o un intervallo laminato di sequenze torbiditiche (fig. 1);
- in strati argillitici a basso tenore in silice non detritica (quando è presente) è invece meno abbondante e disperso uniformemente nella matrice.

I litotipi non sono distribuiti a caso nella formazione, ma si presentano organizzati in livelli ricorrenti che costituiscono generalmente delle successioni, talora complete, talora mancanti di uno o più termini, in relazione alle condizioni locali del bacino di sedimentazione, di modo che taluni di essi risultano eteropici tra di loro. Non riteniamo possibile elevare detti livelli al rango di membri anche in considerazione del loro significato locale (nell'ambito degli affioramenti liguri), relativamente alla varietà che la formazione presenta nelle diverse aree di affioramento. I loro caratteri possono essere così sintetizzati (CORTESOGNO, LUCCHETTI & PENCO, 1979):



Fig. 1 - Sequenza torbiditica in uno strato del livello 2. L'intervallo basale gradato è costituito da detrito ofiolitico.

- 1) livello costituito prevalentemente da strati arenacei gradati a clasti cloritici;
- 2) livello a strati di varia composizione, mangesifero, con arenarie poligeniche; vi si rinvencono mineralizzazioni listate, tronchi silicizzati e noduli;
- 3) livello caratterizzato da alternanze di strati relativamente ricchi in pelite, policromi, con strati silicei poco pigmentati (fig. 2);
- 4) livello sommitale costituito da strati policromi con una certa aliquota di carbonati.

Ricorrono maggiormente i livelli 2 e 3 al punto da caratterizzare l'intera formazione in diversi affioramenti. In particolare, il livello 2 può presentarsi con facies diverse: le differenze riguardano prevalentemente la ricorrenza di orizzonti a basso tenore in silice non detritica e l'abbondanza di materiale ofiolitico grossolano; ad esempio, una delle facies in questione è caratterizzata da veri e propri megaritmi.



Fig. 2 - Aspetto della formazione dei Diaspri a Ponte di Lagoscuro (livello 3).

In una disamina dei caratteri della formazione dei Diaspri non vanno dimenticate alcune particolarità di notevole interesse:

- resti silicizzati di *Araucaria* sp. nel livello 2 (CORTESOGNO & GALLI, 1974);
- presenza di foraminiferi bentonici, caratteristici di profondità ridotte, associati ai materiali clastici poligenici del livello 2.

CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DELLA FORMAZIONE

Si è già accennato al fatto che la formazione in esame presenta numerosi ed evidenti esempi di strutture di tipo torbidity; tra le strutture trans-facciali abbiamo già segnalato graded beddings e laminazioni parallele ed ondulate macroscopicamente evidenti a causa della presenza di materiale detritico relativamente grossolano. Laminazioni di vario tipo sono riconoscibili, a livello macroscopico, anche quando si alternano lamine a diverso tenore in pelite (GARRISON, 1974); sono presenti anche strutture del tipo « starved ripples » (FOLK & MC BRIDE, 1978).

A livello microscopico si osservano:

- laminazioni dovute ad alternanze di orizzonti a fillosilicati con orizzonti a soli Radiolari (FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO, 1968);
- gradazioni di resti di Radiolari;
- concentrazioni di minerali di manganese nelle porzioni basali degli strati (CORTESOGNO, LUCCHETTI & PENCO, 1979), rilevabili anche a livello macroscopico; come meccanismo di arricchimento di mineralizzazioni di questo tipo in sedimenti pelagici BERGER (1974) aveva già proposto una risedimentazione al di sotto della CCD, a partire da depositi di dorsale oceanica.

Per quanto riguarda le strutture inter-facciali, non sempre è agevole analizzarle a causa della frequenza con cui, sulle superfici limite degli strati, si manifestano strutture nodulari generatesi nel corso della diagenesi, che disturbano l'originario assetto delle superfici stesse. Tali strutture nodulari non sono da assimilare ad altre, presenti prevalentemente in livelli argillitici, di origine diversa (CORTESOGNO, LUCCHETTI & PENCO, 1979). Esistono anche, in vari strati, noduli di formazione tardiva, il cui sviluppo ha disturbato il sedimento inglobante al punto da fratturarlo (infilled tension cracks).

Tornando alle strutture sindeposizionali, alla base degli strati più ricchi in detrito ofiolitico si osservano con relativa frequenza: flute-casts, impact-casts e, più rari, groove-casts e strutture da ostacolo (figg. 3-4-5); strutture da corrente e da carico, meno ben definite, si rinvencono con frequenza notevole (figg. 6-7). Non si tratta generalmente di strutture molto marcate: nella maggioranza dei casi esse assumono caratteri che le avvicinano a strutture basali di strati torbiditici che iniziano con un intervallo a grana fine o a strutture interlaminari.

Nella formazione in esame sono molto frequenti tracce di attività organica come: piste di locomozione, gallerie di limivori e tracce di natura diversa; esse sono generalmente rilevabili come controimpronte alla base degli strati (figg. 7-8-9).

In tutta la formazione ricorrono frequentemente fenomeni di rimobilizzazione gravitativa postdeposizionale (slumpings).

Dal punto di vista sedimentologico i diversi strati possono essere raggruppati in 4 categorie:

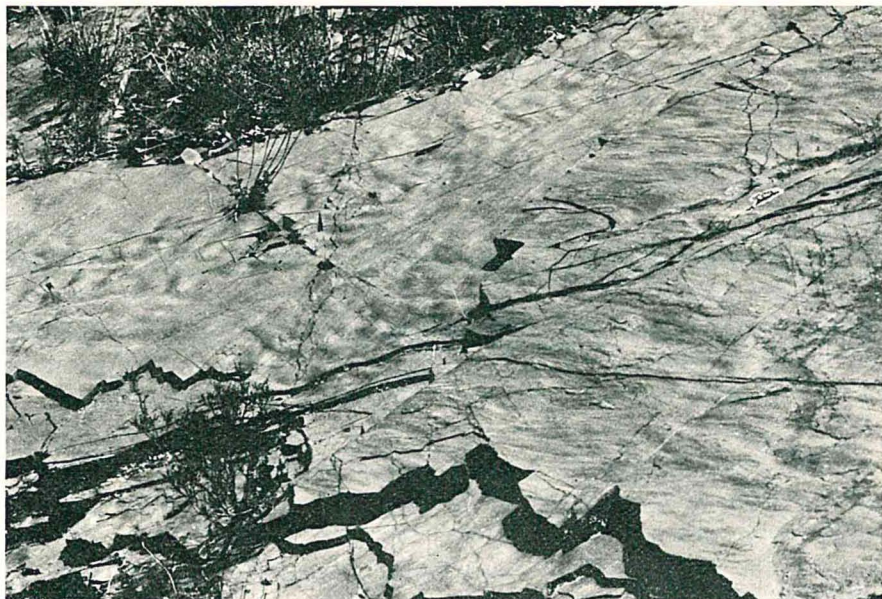


Fig. 3 - Strutture da corrente (flute-casts). Rocchetta di Vara.



Fig. 4 - Strutture da corrente (controimpronte) di piccole dimensioni; campione proveniente dalla Val Graveglia.



Fig. 5 - Controimpronta di solco di trascinamento (groove-cast). Rocchetta di Vara.

- a)* strati costituiti da detrito ofiolitico (monogenico o poligenico) a varia granulometria con gradazione più o meno regolare;
- b)* strati con forte abbondanza di componente pelitica, in cui le varie componenti sono frammiste in maniera omogenea;
- c)* strati di varia composizione (componente pelitica sempre meno abbondante che nel caso precedente), a forte pigmentazione, in cui le componenti sono associate secondo sequenze torbiditiche;
- d)* strati radiolaritici e selciosi a scarsa pigmentazione.



Fig. 6 - Superfici di strato con strutture di vario tipo. Rocchetta di Vara.

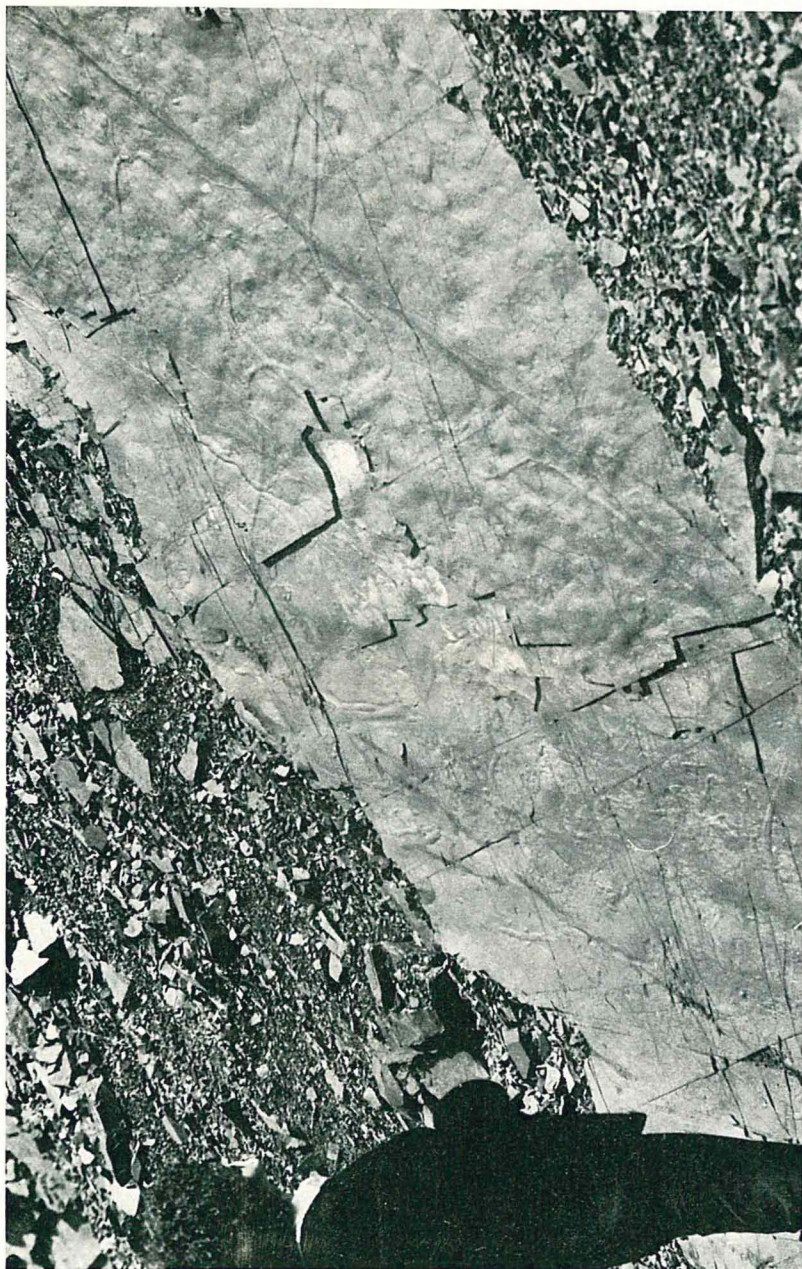


Fig. 7 - Superfici di strato con strutture da corrente e piste. Rocchetta di Vara.



Fig. 8 - Calchi di piste di vario tipo e bioturbazioni. Rocchetta di Vara.

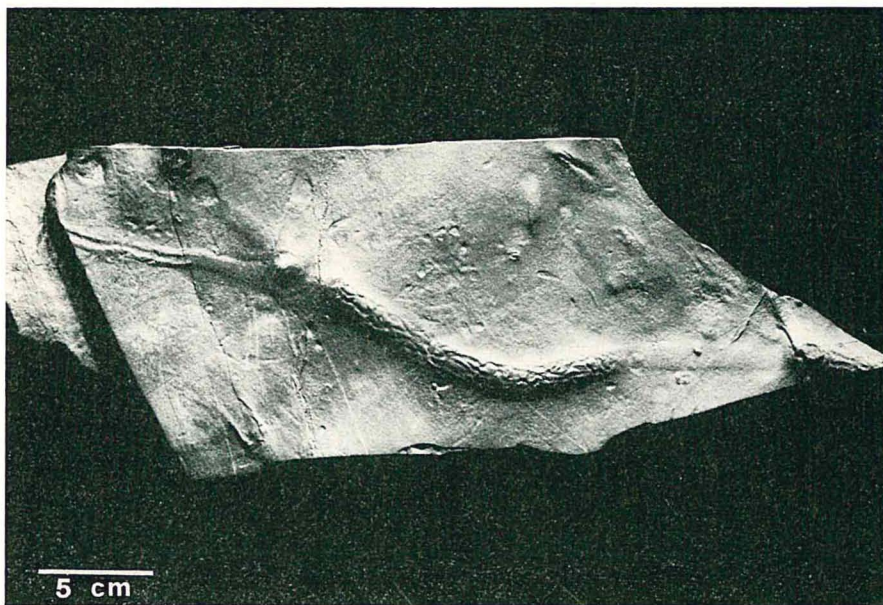


Fig. 9 - Calchi di piste convergenti di Gasteropode e di Oloturia (?).

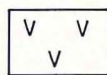
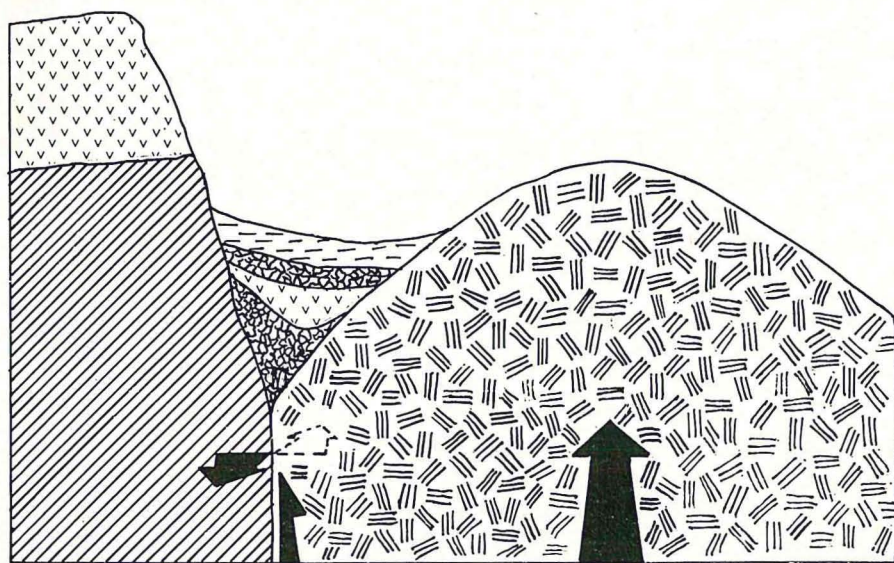
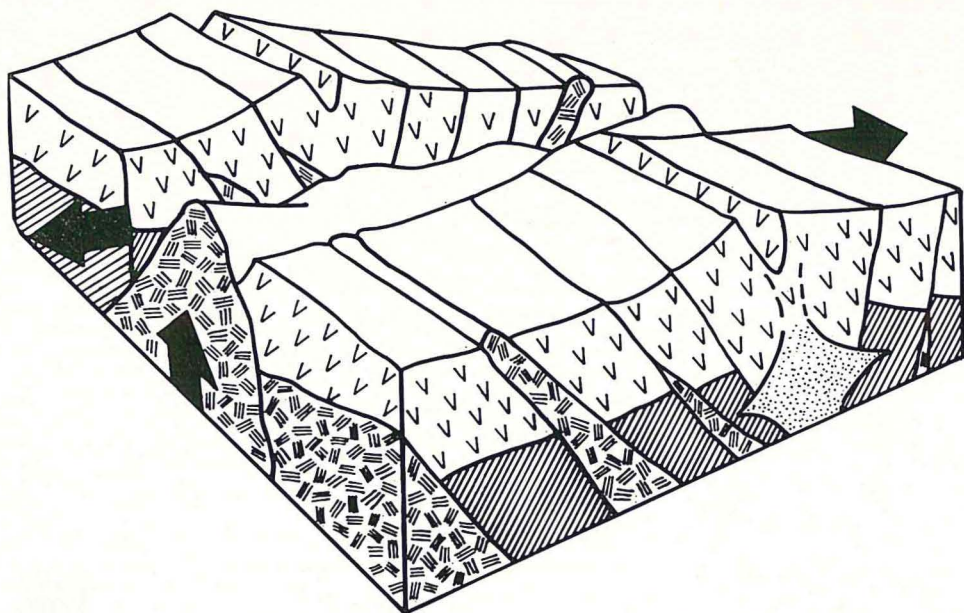
I vari livelli della formazione sono costituiti dall'associazione di strati di più categorie, ad eccezione del livello 1 formato esclusivamente da strati di categoria *a*, monogenici.

In base ai caratteri sedimentologici precedentemente descritti, solo gli strati di tipo *b* possono, a nostro avviso, essere considerati di deposizione « normale »; beninteso essi possono rappresentare nient'altro che il prodotto dell'accumulo, operato da processi diversi, di materiali prevalentemente pelitici, nelle depressioni in cui si raccolgono anche i depositi torbidity.

La presenza di materiale detritico poligenico (ofiolitico) negli strati di tipo *c* suggerisce per questi ultimi (e per gli *a* poligenici) una provenienza da aree di alto morfologico caratterizzate da un substrato a natura variabile, mentre gli strati *d* ed *a* monogenici possono rappresentare aree di alimentazione con substrato omogeneo (probabilmente serpentinitico).

A grandi linee le caratteristiche sedimentologiche della formazione in esame sembrano ben inquadrabili nell'ambito di uno dei modelli studiati per spiegare i caratteri delle associazioni ofiolitiche (si veda CORTESOGNO et alii, 1978, con bibliografia): nell'intervallo di tempo caratterizzato dall'effusione dei basalti e dalla deposizione delle Brecce e dei Diaspri la geosinclinale alpino-appenninica può essere assimilata ad un bacino allungato con un settore centrale a crosta oceanica (paleo-oceano ligure) caratterizzato dalla presenza di una dorsale attiva interessata da numerose faglie normali e trasformati (fig. 10) lungo le quali risalgono per diapirismo masse di rocce ultramafiche in via di serpentinizzazione. Lungo le faglie trasformanti si impostano importanti depressioni (transform valleys) in cui si raccolgono le colate basaltiche e i depositi detritici e pelagici rimobilizzati grazie all'attività delle faglie stesse. Il fango organogeno, presente ovunque, si raccoglie sia nelle depressioni, in cui si accumulano con relativa rapidità materiali di altro tipo, che sugli alti dove il suo indice di accumulo è, in rapporto alle altre frazioni, mediamente più elevato.

L'originario ambiente di deposizione del materiale che costituisce gli strati *c* andrebbe così ricercato nei tronconi di dorsale, probabilmente nelle « tasche » che si generano sui loro fianchi per azione delle faglie dirette e in cui possono raccogliersi un po' tutte le frazioni in misura variabile; i materiali degli strati *a* monogenici e *d* proverrebbero invece dagli alti morfologico strutturali di natura serpentinosi che si impostano lungo le faglie trasformi (transform ridges).



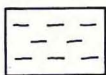
BASALTI.



SERPENTINITI.

GABBRI E FACIES ASSOCIATE;
COMPLESSI FILONIANI.

SERBATOIO MAGMATICO.



DIASPRI.



BRECCE.

Fig. 10 - Schema paleogeografico dell'ambiente di deposizione dei Diaspri. La dorsale in espansione è interessata da faglie trasformanti lungo le quali risalgono per diapirismo masse serpentinitiche e si impostano importanti depressioni (da GIANELLI e PRINCIPI, 1977, mod.).

La stessa attività tettonica che condiziona la morfologia delle aree di sedimentazione è responsabile, oltre che della risedimentazione per torbida dei materiali degli strati di tipo *a*, *c* e *d*, anche delle mobilizzazioni postdeposizionali (slumpings). Le torbide in questione dovevano presentare spesso caratteri particolari (ad es. sottoalimentazione), tuttavia sembra di potere riconoscere, come si è visto nell'ambito dei livelli 2 e 3, delle facies diverse interpretabili come distali e prossimali rispetto alle aree di alimentazione.

Per quanto riguarda le alternanze tra orizzonti di diverso colore di cui trattano numerosi Autori come di un carattere tipico della formazione in esame, esse si presentano soprattutto nel livello 3 e talora ricorrono anche nel 2; nell'ottica di questo lavoro esse possono essere imputate a ricorrenze ritmiche di strati *d* in successioni di strati *c* (o viceversa). Qualora si abbia a che fare con alternanze varicolori di soli strati *c*, queste possono, a nostro avviso, essere spiegate da una prevalenza primaria di pigmenti rossi o verdi nelle aree alimentatrici di questo tipo di torbide o da un diverso comportamento dei pigmenti rispetto alla rimobilizzazione. Va tenuto presente, inoltre, che spesso la colorazione verdechiaro di uno strato o di una sua porzione è imputabile ad allontanamento diagenetico o post-diagenetico dei pigmenti ferrici, originariamente prevalenti (es. variazioni di colore lungo fratture).

COMPOSIZIONE PRIMARIA DEI SEDIMENTI

Si è visto che la frazione silicea non detritica dei sedimenti in esame deve essere considerata originariamente organogena anche quando manchino evidenti tessiture organiche (FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO, 1968); sorge allora il problema di giustificare la deposizione di un fango pelagico pressoché privo di componenti carbonatiche.

Originariamente ai Diaspri liguri era stato attribuito un significato paleoambientale analogo a quello dei fanghi a Radiolari attuali. Successivamente con lo sviluppo delle conoscenze, tale interpretazione era stata posta in dubbio da diversi Autori (FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO, 1968; LEONI, 1974) anche sulla base di dati petrologici e geochimici. Recentemente gli sviluppi delle conoscenze sugli ambienti pelagici hanno fornito agli specialisti numerosi argomenti per riconsiderare il problema sotto una diversa ottica.

Nuovi modelli sono stati escogitati per spiegare le anomalie della serie di copertura delle ofioliti appenniniche e di altre serie simili rispetto alle serie depositatesi recentemente sui fianchi di una dorsale oceanica attiva; la differenza riguarda soprattutto la successione di facies silicee e carbonatiche che risulta inversa rispetto a quella che si osserva sul fondo degli oceani attuali.

Alcuni dei modelli in questione considerano i Diaspri come un deposito di dorsale attiva relativamente « matura » (JENKYN, 1978, con bibliografia) in un bacino in cui la CCD era relativamente poco elevata (3.000 m o meno) a causa di particolari condizioni paleo-oceanografiche (upwelling); il cambiamento di facies (da sedimenti prevalentemente silicei a sedimenti carbonatici) sarebbe da porsi in relazione ad un incremento della CCD da attribuirsi all'accresciuta produttività in plancton calcareo degli oceani dell'epoca. Altri vorrebbero spiegare tale cambiamento invocando un sollevamento del bacino, cosa che non si accorda con tutte le altre conoscenze sull'evoluzione del bacino stesso. Per quanto i modelli in questione appaiano meno discutibili di altri proposti in passato, occorre nondimeno sottolineare che:

- non vengono sufficientemente discusse le caratteristiche paleogeografiche del bacino;
- non vengono considerate le implicazioni dei processi di risedimentazione per torbida che interessano tutta la serie di copertura delle ofioliti liguri.

Prima di approfondire la discussione, vogliamo mettere in evidenza alcuni aspetti di tale serie che riteniamo significativi:

- i carbonati non sono del tutto assenti dalla formazione dei Diaspri di Monte Alpe; in Liguria orientale essi compaiono nelle porzioni superiori di detta formazione con percentuali sino al 30-50% (FRANZINI, GRATZIU & SCHIAFFINO, 1968). In altre zone (es. Isola d'Elba) essi ricorrono in tutta la formazione con percentuali non trascurabili;
- i livelli calcarei dei sovrastanti Calcarei a Calpionelle e Argille a Palombini rappresentano torbiditi pelagiche; essi sono caratterizzati da un costante arricchimento in silice non detritica rispetto a facies coeve dello stesso tipo. I massimi arricchimenti si osservano alla base dei Calcarei a Calpionelle in quegli strati che si intercalano nel livello sommitale dei Diaspri;

- gli interstrati delle due formazioni sovrastanti i Diaspri sono praticamente privi di carbonati; vi compaiono talora livelli selciosi (PERRIN, 1974; FANUCCI, 1970). I rari interstrati marnosi sembrano in realtà da riavvicinare agli strati torbiditici.

Numerosi indizi (DECANDIA & ELTER, 1972; ANDRI & FANUCCI, 1975) portano a ritenere che gran parte delle torbide calcaree provenga da piattaforme pelagiche o da scarpate, del tutto indipendenti dalle aree di provenienza delle torbide silicee, interessate da fenomeni di collasso.

L'incremento in carbonati al tetto della formazione dei Diaspri non sembra essere un fatto peculiare degli affioramenti liguri, ma un carattere comune a diverse formazioni coeve dello stesso tipo.

A questo punto occorre discutere i caratteri paleogeografici del dominio ligure: si è visto che nell'ottica del modello prescelto, le aree di raccolta dei sedimenti possono essere considerate come transform valleys alimentate dai tronconi di dorsale e dalle transform ridges. Tra le transform valleys degli oceani attuali, solo le più importanti e profonde sono caratterizzate da batimetrie superiori a quelle del livello di compensazione dei carbonati (es. frattura Romanche nell'Atlantico equatoriale); nella maggior parte dei casi il fondo delle depressioni in questione è interessato da depositi carbonatici, talvolta precocemente diagenizzati, disturbati da slumpings e altri fenomeni analoghi.

Si tenga comunque presente che la posizione « normale » della CCD poteva differire, negli oceani del Tetonico, da quella attuale: a questo proposito BERGER & VON RAD (1972) e BERGER & WINTERER (1974) propongono per il Giurassico superiore profondità intorno ai 3500 m. Si faccia quindi l'ipotesi che il paleo-oceano ligure fosse abbastanza ampio e caratterizzato da batimetrie e dislivelli relativamente considerevoli e si ammetta inoltre che il processo di rimobilizzazione dei sedimenti e la loro conseguente deposizione al di sotto della CCD possa causare un certo arricchimento in silice non detritica per dissoluzione della frazione carbonatica (tale possibilità appare verificata, nel caso in esame, dal notevole arricchimento in silice delle prime torbide dei Calcari a Calpionelle).

Con queste premesse i dati esposti possono essere inquadrati come segue:

- inizialmente, in uno stadio immaturo dell'evoluzione del bacino, si hanno sporadiche deposizioni di fanghi calcarei (?);

- successivamente inizia nelle depressioni, ormai ampiamente al di sotto della CCD, la deposizione di sedimenti pelitici la cui frazione organogena è totalmente silicea;
- contemporaneamente ha inizio sugli altofondi la deposizione di fanghi pelagici (unitamente ad altri materiali) forse già più o meno arricchiti in silice a seconda delle locali condizioni batimetriche e/o oceanografiche, che possono arricchirsi ulteriormente in frazione silicea a causa della rimobilizzazione, sino alla completa sparizione, nei casi limite, della frazione carbonatica;
- l'incremento che la frazione carbonatica subisce al tetto dei Diaspri può essere giustificato da un'accresciuta produttività in plancton calcareo del bacino (JENKYNs, 1978) senza variazione di altre condizioni.

Verosimilmente, con le prime torbide calcaree inizia una nuova fase di evoluzione del bacino caratterizzata da collasso dei margini; se si considera che livelli pelitici policromi ricollegabili ai Diaspri si intercalano ancora nel livello basale dei Calcarei a Calpionelle e poi scompaiono definitivamente, si può ipotizzare che tale fase di collasso sia da porsi in relazione ad una subsidenza dell'intero bacino determinatasi per attenuazione e interruzione (o fine) del processo di spreading.

Con questo schema ipotetico si giunge a giustificare le caratteristiche principali della formazione dei Diaspri partendo da assunti che occorre però verificare in dettaglio. Il più importante riguarda l'estensione e le batimetrie del paleo-oceano ligure: molte tra le particolarità sedimentologiche della serie di copertura delle ofioliti dell'Appennino settentrionale sembrano indicare una relativa vicinanza di margini continentali alle aree di raccolta dei sedimenti in questione, a meno di non ammettere con ELTER & PERTUSATI (1973) la presenza di microcratoni addirittura addossati alla dorsale, cosa che non risolve comunque il problema dell'ampiezza del bacino (porzione a crosta oceanica). Per quanto vi siano divergenze tra gli Autori che si sono occupati del problema, quasi tutti concordano nel ritenere tale ampiezza non eccessiva. Questo fatto non infirma, a nostro avviso, la validità del modello paleogeografico prescelto: se si vuol dar credito, infatti, a recenti ricostruzioni di massima concernenti tutta l'area mediterranea (BIJU-DUVAL, DECOURT & LE PICHON, 1976), l'andamento della dorsale doveva risul-

tare, nel Dominio ligure al limite Giurassico-Cretaceo, sghebo rispetto all'allungamento del bacino; in questo caso si possono avere transform valleys di notevole importanza anche tra margini continentali ravvicinati, in condizioni ottimali per ricevere anche materiali provenienti dai margini stessi. Occorre comunque prendere in considerazione (anche tenendo presenti i microfossili segnalati nei livelli basali) che, almeno inizialmente, le aree in questione fossero caratterizzate da batimetrie relativamente ridotte; bacini di estensione ridotta, circondati da aree continentali hanno, normalmente, una CCD più elevata rispetto alle aree oceaniche (BERGER & WINTERER, 1974; BOSELLINI & WINTERER, 1975), ma non si può escludere a priori che sia necessario ammettere per la CCD un decremento rispetto ai valori « normali », quali che essi fossero, per giustificare i caratteri della formazione dei Diaspri. Allo stato attuale delle conoscenze non ci si può spingere ad indagare sulla effettiva necessità di simile ammissione né, tanto meno, ad indicare la causa di un tale, eventuale, fenomeno: ci limiteremo a ricordare che, oltre ai processi collegati all'upwelling, esistono altri fenomeni di natura varia che possono dar luogo ad un decremento della CCD nelle acque di un bacino a caratteri oceanici di estensione relativamente ridotta; si vedano a questo proposito la rassegna presentata da BLANCHET (1976) a proposito delle serie di copertura delle ofioliti nelle Dinaridi e le considerazioni svolte da STEINBERG et alii (1977). In quest'ottica l'approfondimento del livello di compensazione dei carbonati al limite Giurassico-Cretaceo potrebbe essere considerato semplicemente come una conseguenza dell'ampliamento del bacino.

CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

Con quanto esposto non si pretende certamente di aver esaurito le complesse problematiche sollevate dai caratteri della formazione dei Diaspri di Monte Alpe: restano da chiarire ancora diversi interrogativi riguardanti la formazione stessa e il confronto tra questa ed altre formazioni simili e coeve di margine continentale. Tra l'altro non sono stati sufficientemente discussi, in questa sede, taluni aspetti (fossili vegetali) in quanto è da verificare il loro rapporto con i processi di risedimentazione descritti.

Vogliamo comunque sottolineare, in conclusione, che gli aspetti

apparentemente peculiari della serie di copertura delle ofioliti dell'Appennino ligure sembrano in realtà rappresentare un esempio tipico di una situazione che si è riprodotta ampiamente nello spazio e nel tempo; il loro studio assume quindi una notevole importanza, sia in relazione alla conoscenza di tutto un insieme di processi sedimentari, sia in relazione alla evoluzione di bacini simili al paleo-oceano ligure. Si può già intravedere, nella letteratura, una differenziazione tra serie di bacini marginali e bacini oceanici di neoformazione. Tutto ciò si inserisce nel quadro di una nuova concezione dei depositi pelagici come indicatori di situazioni paleogeografiche e geodinamiche diverse.

OPERE CITATE

- ANDRI E., FANUCCI F. (1973) - Osservazioni sulla litologia e stratigrafia dei Calcarei a Calpionelle Liguri. *Boll. Soc. Geol. It.*, **92**, 161-192.
- ANDRI E., FANUCCI F. (1975) - La risedimentation dei Calcarei a Calpionelle Liguri. *Boll. Soc. Geol. It.*, **94**, 915-925.
- BERGER W. H. (1974) - Deep-sea sedimentation. In: *The Geology of continental margins*. C.A. Burke and C.L. Drake Eds., Springer. New York.
- BERGER W. H., VON RAD V. (1972) - Cretaceous and cenozoic sediments from the Atlantic Ocean. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Gov. Printing Off. - Washington*, **14**, 787-954.
- BERGER W. H., WINTERER F. L. (1974) - Plate Stratigraphy and the fluctuating carbonate line. In: *Pelagic sediments on land and under the sea. Spec. Publs. int. Ass., Sediment.*, **1**, 11-48.
- BIJU-DUVAL B., DERCOURT J., LE PICHON X. (1976) - From the Tethys ocean to the Mediterranean sea: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system. Intern. Symp. on the structural history of the Mediterranean basins, Split. 25-29 oct. 1976. B. Bijou-Duval and L. Montadert, Eds., Technip, Paris, 143-164.
- BLANCHET R. (1976) - Bassins marginaux et Tethys alpine: de la marge continentale au domaine océanique dans les Dinarides. International symposium on the structural history of the Mediterranean basins. Split 25-29 october 1976. B. Bijou-Duval and L. Montadert, Eds., Technip, Paris, 47-72.
- BONATTI E., ZERBI M., KAY R., RYDELL H. (1976) - Metalliferous deposits from the apennines ophiolites: mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading center. *Bull. geol. Soc. Am.*, **87**, 83-94.
- BOSELLINI A., WINTERER E. L. (1975) - Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model. *Geology*, **3**, 279-282.
- CORTESOGNO L., GALLI M. (1974) - Tronchi fossili nei Diaspri della Liguria Orientale. *Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova*, **80**, 142-156.
- CORTESOGNO L., LUCCHETTI G., PENCO A. M. (1979) - Le mineralizzazioni a manganese nei Diaspri delle ofioliti liguri: mineralogia e genesi. *Rend. Soc. It. Min. e Petr.*, **35** (1), 151-197.

- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G., VENTURELLI G. (1978) - Le brecce ofiolitiche della Liguria Orientale: nuovi dati e discussione sui modelli paleogeografici. *Ofoliti*, **3** (213), 99-160.
- DECANDIA F. A., ELTER P. (1972) - La zona ofiolitifera del Bracco nel settore compreso tra Levante e Monte Zatta (Liguria Or.). *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 503-540.
- ELTER P., PERTUSATI C. (1973) - Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulle relazioni con l'arco delle Alpi Occidentali. *Mem. Soc. Geol. It.*, **12**, 359-371.
- FANUCCI F. (1970) - Ricerche nei termini inferiori della serie Giurassico-Cretacea dell'alta Val di Vara. *Tesi di laurea, inedita*, Fac. Sc. Mat. Fis. Nat. Univ. Genova.
- FOLK R., MC BRIDE E. F. (1978) - Radiolarites and their relation to subjacent « oceanic crust » in Liguria, Italy. *Jour. of Sed. Petr.*, **48** (1), 154-206.
- FRANZINI M., GRATZIU C., SCHIAFFINO L. (1968) - I sedimenti silicei non detritici dell'Appennino centro-settentrionale. 1 - La formazione dei Diaspri di Reppia (Genova). *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Ser. A, **75** (1), 154-206.
- GARRISON R. E. (1974) - Radiolarian cherts, pelagic limestones and igneous rocks in eugeosynclinal assemblages. *Int. Sed. Ass. Spec. Pub.*, 1-34.
- GIANELLI G., PRINCIPI G. (1977) - Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone. *Boll. Soc. Geol. It.*, **96** (1-2), 53-58, 1 f., 1 t.
- JENKYN H. C. (1978) - Pelagic environments. In: *Sedimentary Environments and facies*. Ed. M.G. Reading. Blackwell Scientific Publications. London.
- LEONI L. (1974) - Le rocce silicee non detritiche dell'Appennino centro-settentrionale. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, *Mem.*, Ser. A, **81**, 187-221.
- PERRIN M. (1974) - Contribution à l'étude géologique de l'île d'Elbe (Italie). *Tesi Università di Caen*.
- STEINBERG M., DESPRAIRIES A., FOGELGESANG J. F., MARTIN A., CARON D., BLANCHET R. (1977) - Radiolarites et sédiments hypersilicieux océaniques: une comparaison. *Sedimentology*, **24**, 547-563.

(mes. pres. il 10 aprile 1980; ult. bozze il 15 novembre 1980)