

IL PLIO-PLEISTOCENE DELLE MARCHE

G. CANTALAMESSA*, E. CENTAMORE*, U. CHIOCCHINI*, M.L. COLALONGO**, A. MICARELLI*, T. NANNI***, G. PASINI****, M. POTETTI*, F. RICCI LUCCHI**, con la collaborazione di C. CRISTALLINI* & L. DI LORITO*

La successione plio-pleistocenica marchigiana è stata studiata sul terreno, sotto vari aspetti e con criteri diversi, da vari gruppi attivi nell'ultima decade (in particolare, ricercatori delle Università di Ancona, Bologna e Camerino). Sono poi stati resi noti molti dati ricavati dal sottosuolo (CRESCENTI ed altri, 1980, CASNEDI ed altri, 1981) e dall'adiacente sottofondo marino (DONDI, RIZZINI & ROSSI, 1985; ORI, ZITELINI & ROVERI, 1986). L'approccio qui usato per la suddivisione della successione affiorante non è quello classico della litostratigrafia (formazioni, membri, ecc.) e neppure quello, anch'esso basato sulla litologia ma più informale, che distingue "corpi", "orizzonti" o "complessi" arenacei entro successioni a dominante pelitica (NANNI, PENNACCHIONI & RAINONE, 1986).

Si tenterà invece di usare lo stesso criterio della simostratigrafia: distinguere *sequenze deposizionali sensu MITCHUM* ed altri (1977), ovvero pacchi di strati concordanti, separati da superfici di discontinuità e dalle correlative superfici di concordanza là dove la sedimentazione è continua. Ciò allo scopo di poter fare correlazioni con la stratigrafia di sottosuolo basata sulla sismica a riflessione.

Lo stesso approccio è già stato seguito per un tentativo di revisione stratigrafica delle successioni affioranti al bordo della Pianura padana (CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982); faremo qui riferimento ad alcune delle sigle usate in tale lavoro per indicare le sequenze stesse (che, fatte le opportune precisazioni e riserve, si possono considerare come *cicli sedimentari*; vedi introduzione lavori citati).

L'accento è quindi posto sulle principali discontinuità di sedimentazione e discordanze geometriche, che costituiscono i limiti delle sequenze; ovviamente ci si aspetta che le relative lacune possano chiudersi nei depocentri, dove la subsidenza e la sedimentazione erano continue.

Alla base della successione plio-pleistocenica marchigiana abbiamo la discontinuità paraconcordante che separa le argille fossilifere plioceniche (Zone a *Sphaeroidinellopsis* spp. e a *Globorotalia margaritae*) dalle argille scure sommitali del Messiniano (*Formazione a colombacci*). Su questo limite si è già discusso abbastanza perchè valga la pena di soffermarci qui.

Venendo alla discontinuità successiva, usata da RICCI LUCCHI ed altri (1982) per distinguere i due sottocicli P_{1a} e P_{1b} della sequenza infra-pliocenica P_1 , nelle Marche settentrionali, come in altre regioni italiane, essa è riscontrabile all'interno della Zona a *Globorotalia punctulata*. In questa area la parte superiore del Pliocene inferiore P_{1b} poggia (in discontinuità) sul Pliocene inferiore più basso P_{1a} , mentre nella Val Ma-

recchia e in varie parti dell'Appennino Emiliano poggia sulle Liguridi alloctone. L'importanza di questo evento infrapliocenico è stata sottolineata da CREMONINI (1982).

Questa discontinuità è rappresentata anche nelle Marche meridionali, dove però la parte sommitale del Pliocene inferiore poggia direttamente sul Miocene superiore (*Formazione della Laga*) (Fig. 25).

Lungo il margine appenninico, laddove la registrazione sedimentaria è più completa, oltre alla suddetta discordanza se ne può riscontrare un'altra tra P_1 e P_2 (P_2 = Pliocene medio-superiore) comunemente indicata in letteratura come "trasgressione medio-pliocenica".

Le sunnominate discontinuità sono evidenziate da superfici erosive subaeree sugli alti strutturali, soprattutto al margine interno dell'avanfossa (su queste superfici poggiano in trasgressione facies organogene, bioclastiche e terrigene), mentre si attenuano nelle depressioni dove continua la sedimentazione torbiditica, magari cambiando velocità e rapporto sabbia/pelite. L'origine di queste discordanze è verosimilmente tettonica.

La successiva discontinuità si trova entro il Pliocene sommitale nelle Marche meridionali; nelle Marche settentrionali tale lacuna è molto più estesa, poichè inizia nella parte sommitale del Pliocene inferiore o in quella basale del Pliocene medio, e termina presso il *top* del Pliocene superiore (Fig. 25). Questo evento, di origine tettonica (fine dell'ultima fase compressiva nell'Appennino e nelle sue strutture sepolte: PIERI & GROPPI, 1981; CREMONINI & RICCI LUCCHI, 1982), è marcato da erosione subaerea oppure sottomarina (escavazione di canali da parte di flussi gravitativi) a seconda delle zone (cioè, in pratica, della posizione di alto o basso strutturale). Al di sopra di questa discontinuità viene fatta iniziare in Emilia la sequenza Q_m (= Pleistocene inferiore marino *p.p.*).

In questo lavoro viene poi documentata (per la prima volta nell'Italia centro-settentrionale) una discontinuità entro il Pleistocene inferiore marino. Essa separa argille e sabbie dell'Emiliano da argille e sabbie del Siciliano, ed è correlabile con la *regressione emiliana* segnalata da RUGGIERI (1980).

La presenza di depositi siciliani accertati distingue dunque le Marche dall'Emilia, dove alla discontinuità che tronca l'Emiliano seguono depositi continentali e transizionali del Pleistocene medio (ciclo Q_c , RICCI LUCCHI ed altri, 1982).

Anche nelle Marche si riscontra la discordanza che separa il Pleistocene inferiore, francamente marino, da quello medio-superiore, prevalentemente continentale. Quest'ultimo è espresso da depositi prevalentemente grossolani, in parte costieri o marino-marginali, chiamati in genere, non senza ambiguità, "depositi di chiusura", "serie di tetto", "unità regressiva". Poichè non vi è continuità di sedimentazione coi sedimenti sottostanti, il termine "regressivo" è francamente sbagliato;

*Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino
**Istituto di Geologia e Paleontologia - Università di Bologna
***Dipartimento di Scienze dei Materiali e della Terra - Università di Ancona
****Istituto di Geologia Marina - C.N.R. - Bologna

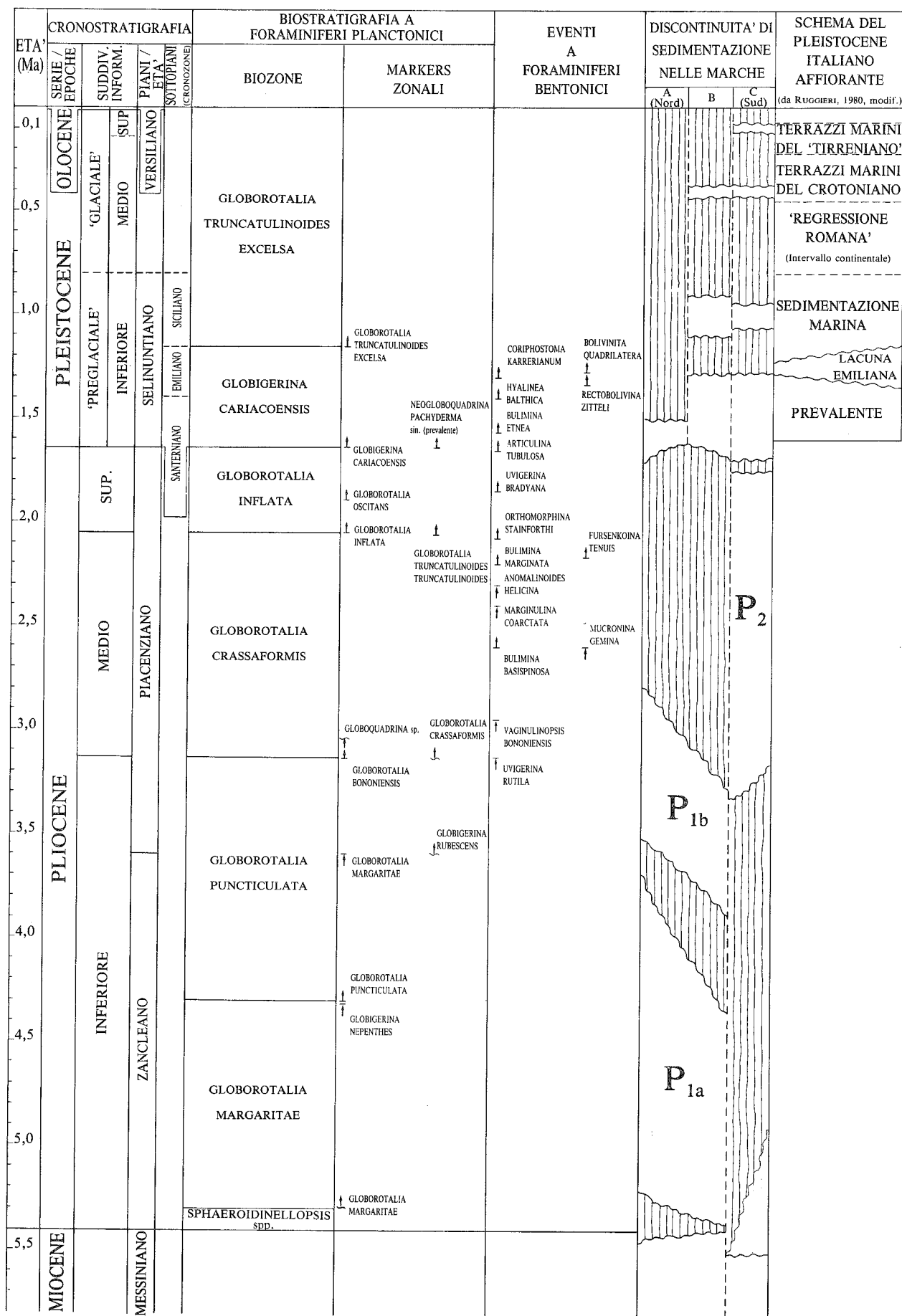


Fig. 25 - Schema stratigrafico del Plio-Pleistocene con distribuzione delle discontinuità di sedimentazione nelle successioni marchigiane.

è la discontinuità ad essi sottostante che ha carattere regressivo (erosivo). D'altra parte, "regressivo" e "trasgressivo" non indicano, rispettivamente, facies continentali e marine, bensì la posizione e il *trend* evolutivo in una successione stratigrafica (vedi RICCI LUCCHI ed altri, 1982). Gli attributi di "chiusura" e di "tetto" restano validi solo se si allude alla fine dell'intera storia sedimentaria dell'avanfossa (o meglio della sua parte più interna) e non dell'ultimo ciclo deposizionale.

Come già accennato, questi depositi grossolani sommitali sono grosso modo correlabili con il ciclo Q_c del margine padano e anche lì sono considerati una o più sequenze distinte da Q_m .

La stratigrafia della regione marchigiana, per quanto riguarda il Plio-Pleistocene, è schematizzata qui dalla descrizione della sequenza P_{1a} e da tre sezioni colonnari, relative ai cicli da P_{1b} a Q_c , rappresentative di altrettante aree; da nord a sud: area o settore a NW dell'Esino (A), area anconetana tra l'Esino e il Musone (B) e area meridionale, tra il Tenna e il Tronto (C) (Figg. 25 e 26). Tra il F. Musone e il F. Tenna esiste una zona in cui i dati sono ancora insufficienti per consentirci una interpretazione definitiva (NANNI ed altri, 1986, Fig. 26).

Prima di illustrare le tre sezioni colonnari nell'ordine sopraelencato si dà un cenno generale sulla sequenza P_{1a} . Successivamente parlando di Pliocene inferiore, si indicherà sempre la sequenza P_{1b} , mentre parlando di Pliocene medio-superiore ci si riferirà alla sequenza P_2 .

Sequenza P_{1a}

La sequenza P_{1a} affiora solo nella parte interna dell'avanfossa marchigiana. Nell'area centro settentrionale la sua base è costituita da peliti grigio-azzurre dello spessore variabile da 200 a 450 m, che giacciono in discontinuità paraconcordante sulle sottostanti *Argille a colombacci* del Messiniano superiore. Superiormente si rinvengono torbiditi pelitico-arenacee, che raggiungono uno spessore di 200 m. Nell'estrema area meridionale, invece, a est di Ascoli Piceno, i depositi del P_{1a} (correlabili con la *Formazione Cellino*) sono rappresentati da torbiditi di mare profondo in continuità stratigrafica e ambientale con le sottostanti torbiditi messiniane della *Formazione della Laga*.

Età e batimetria — Alla base della sequenza P_{1a} le associazioni a Foraminiferi risultano povere e presentano, talora, esemplari di ridotte dimensioni. Tra i planctonici, le forme stratigraficamente più significative sono: *Sphaeroidinellopsis* spp., *Globigerinoides ruber parkeri*, *G. elongatus*, sempre scarsamente rappresentati, e *G. italicus* che di norma risulta più comune; piuttosto frequente è *G. gr. obliquus* (Zona a *Sphaeroidinellopsis* spp.).

Successivamente la microfauna diviene più ricca e, soprattutto per quanto riguarda la frazione bentonica, maggiormente diversificata. Accanto a *Globorotalia margaritae*, che costituisce la specie più significativa, risultano particolarmente diffusi *Globigerinoides gr. obliquus*, *Globigerina bulloides*, *G. apertura* e *G. decoraperta* (Zona a *Globorotalia margaritae*). L'intervallo successivo è caratterizzato dalla presenza di *Globorotalia puncticulata* che di norma ha una notevole diffusione. Altre specie abbastanza comuni sono: *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides gr. obliquus*

(Zona a *Globorotalia puncticulata p.p.*).

I sedimenti della sequenza in esame sono, pertanto, riferibili alla parte inferiore e medio-superiore del Pliocene inferiore. L'abbondanza dei planctonici e la presenza tra i bentonici di *Cibicoides robertsonianus*, *C. kullenbergi*, *Eggerella bradyi*, *Lenticulina* spp., *Planulina wüllestorfi* e *Vulvulina pennatula* sono indicative di un ambiente batiale.

Sequenze da P_{1b} a Q_c

AREA SETTENTRIONALE

Sequenza P_{1b}

La sequenza pliocenica P_{1b} è ben sviluppata, con spessori variabili tra poche decine e qualche centinaio di metri; argilloso-siltosa alla base, diventa poi più o meno sabbiosa, per interposizione di torbiditi a dispersione assiale (truogoli stretti corrispondenti a sinclinali sin-sedimentarie, COLALONGO ed altri, 1975). Nella zona più interna (Foglio Pergola) la sequenza inizia con torbiditi arenacee alla cui base si rinvengono strati conchigliari (Ripalta, Montale) e lenti di ciottoli perforati da litofagi (S. Pietro) (CENTAMORE ed altri, 1975). Ai massimi spessori di sabbie torbiditiche (che si presentano in alternanze medio-sottili e distinti corpi di tipo "lobo di conoide") corrispondono i depocentri dell'intera unità. Le variazioni laterali di spessore indicano chiaramente un fondo topograficamente irregolare, creato dalla precedente fase deformativa e forse mantenuto instabile da tettonica attiva.

I sedimenti pliocenici P_{1b} dell'area in esame sono ricchi di Foraminiferi planctonici e bentonici prevalentemente non rimaneggiati, caratteristici della Zona a *Globorotalia puncticulata* e, localmente, della porzione basale della Zona a *Globorotalia gr. crassaformis*: pertanto tali sedimenti vanno attribuiti alla parte alta del Pliocene inferiore e al Pliocene medio basso (Fig. 1). L'alta percentuale di Foraminiferi planctonici e la presenza tra i bentonici di *Bolivina albatrossi*, *Cibicoides robertsonianus*, *C. kullenbergi*, *Dentalina filiformis*, *Eggerella bradyi*, *Gyroidina altiformis*, *Lenticulina* spp., *Planulina wüllestorfi*, *Vulvulina pennatula* indicano una profondità di deposizione superiore ai 500 metri.

Sequenza pleistocenica

La sequenza Q_m è qui troncata nell'ambito del Santerniano; essa inizia con argille sabbiose, cui seguono immediatamente sabbie organizzate in distinti corpi tabulari-lenticolari (Sa in Fig. 26), di 8-12 m di spessore ciascuno, separati da intercalazioni fini e internamente costituiti da strati amalgamati spessi, oppure in pacchi di spessore modesto (*bedset*) più sottilmente stratificati e fini.

Sabbie e alternanze pelitico-arenacee mostrano strutture e facies torbiditiche; all'interno dei corpi più potenti si riconoscono sequenze "positive" (*fining-up*) e "negative" (*coarsening-up*), nonché "cicli di compensazione" topografica (MUTTI & SONNINO, 1981).

Tutto ciò è il prodotto di flussi gravitativi densi e confinati entro depressioni; queste ultime potevano essere canali scavati su un fondo liscio dalle correnti stesse oppure, più verosimilmente, elementi morfotettonici entro cui il "richiamo gravitativo" faceva insaccare le sabbie torbiditiche. Questa topografia sotto-

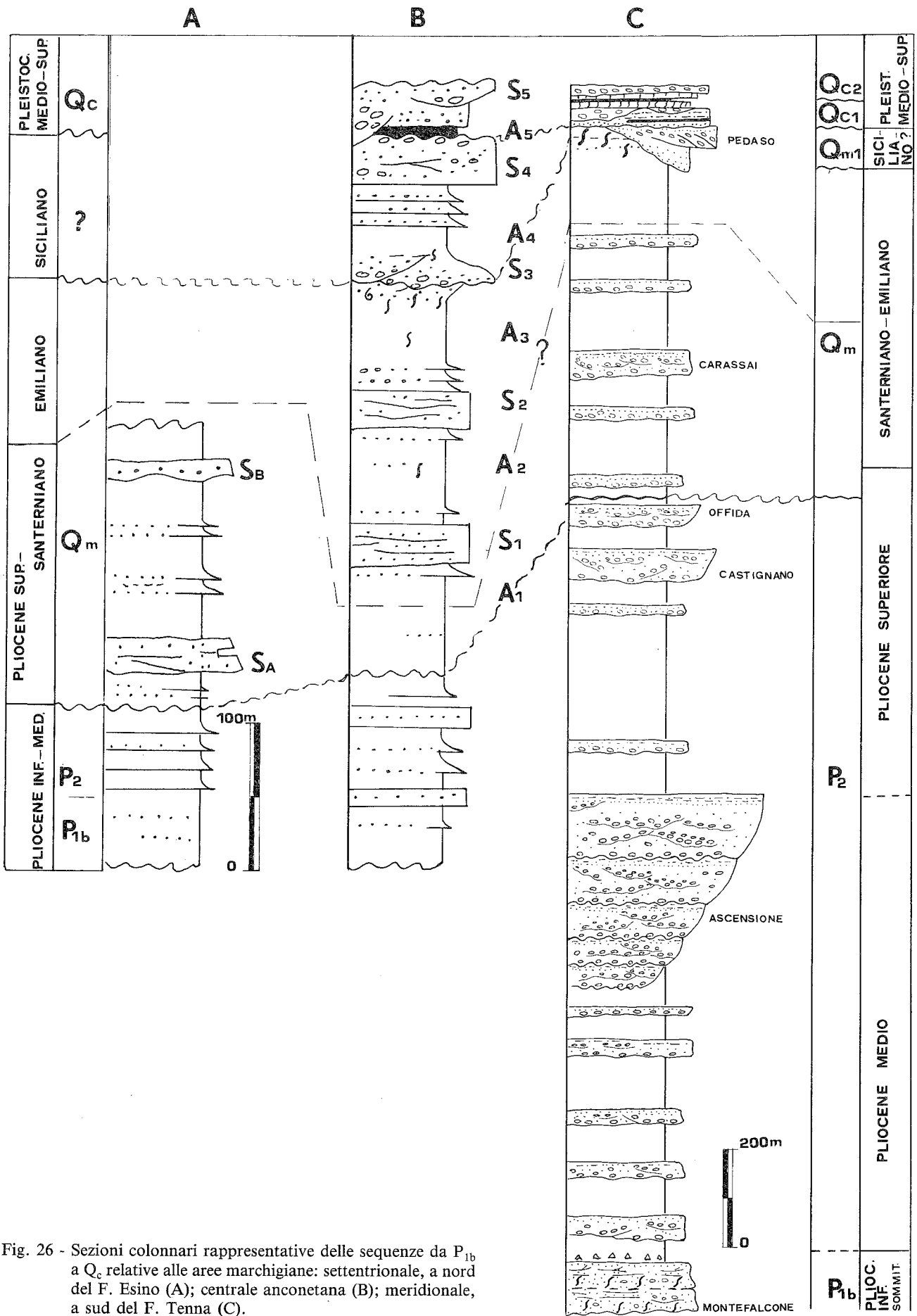


Fig. 26 - Sezioni colonnari rappresentative delle sequenze da P_{1b} a Q_c relative alle aree marchigiane: settentrionale, a nord del F. Esino (A); centrale anconetana (B); meridionale, a sud del F. Tenna (C).

marina tende ad essere lisciata col tempo, mentre la sedimentazione diventa sempre piú fine; i corpi sabbiosi piú alti (S_6 in Fig. 26) sono infatti piú fini e meno confinati (tipo *sheet*).

Non è possibile accertare, in quest'area, quando siano avvenuti l'inversione del *trend* subsidente e l'emersione, in quanto mancano i depositi del ciclo Q_c e sono assenti depositi di acqua bassa alla sommità delle argille batiali santerniane.

Età — La sequenza sopra descritta è trasgressiva sul Pliocene inferiore-alto o sul Pliocene medio-basso, e inizia con sedimenti del Pliocene superiore sommitale o santerniani (Fig. 25, colonna 9, A). Infatti campioni raccolti in alcune località nella parte basale contengono associazioni microfaunistiche caratterizzate dalla presenza di: *Globorotalia inflata*, *Globigerina calabra*, *Globigerina cf. calida calida*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. ruber*, *Neogloboquadrina dutertrei* (tra i Foraminiferi planctonici); *Bulimina elegans marginata*, *Globobulimina pyrula pseudospinescens*, *Uvigerina bradyana*, *U. mediterranea* (tra i Foraminiferi bentonici). In tali campioni non è presente alcun fossile tipicamente quaternario. La porzione basale della sequenza va pertanto attribuita al Pliocene superiore sommitale.

Altrove, nella porzione basale della sequenza sono stati rinvenuti, oltre a molti dei Foraminiferi sopra menzionati, anche numerosi esemplari di *Globigerina cariacensis*, *Articulina tubulosa*, *Bulimina etnea* (tra i Foraminiferi) e di *Cytheropteron alatum*, *C. punctatum*, *C. rotundatum*, *Semicytherura calabra* e *Tuberculoocythere quadrituberculata* (tra gli Ostracodi). La presenza di questi microfossili e l'assenza di *Hyalinea baltica* consentono di affermare che, in alcune località, la sequenza inizia con il Santerniano.

Nella porzione medio-superiore si rinvencono associazioni microfaunistiche del tutto simili all'ultima menzionata, caratterizzate cioè soprattutto dalla presenza di *Globigerina cariacensis* e dalla assenza di *Hyalinea baltica*. Pertanto la sedimentazione si chiude nel Santerniano.

Batimetria — Negli intervalli argillosi sono stati riconosciuti diversi Foraminiferi bentonici batimetricamente significativi, tra cui: *Articulina tubulosa*, *Bolivina albatrossi*, *Cibicidoides kullenbergi*, *Globobulimina* spp., *Gyroidina altiformis*, *Gyroidinoides delicata*, *Hoeglundina elegans*, *Karrerella gaudryinoides*, *Planulina ariminensis*, *Uvigerina mediterranea*, Nodosaridi. Negli intervalli argillosi piú bassi sono presenti, tra gli Ostracodi, *Agrenocythere pliocenica* (tipico della psicosfera) e *Zabythocypris antemacella*. Tali microfossili indicano una profondità non inferiore ai 500 metri. Le sabbie intercalate a queste argille sono, come si è detto, di origine torbiditica, e quindi compatibili con la batimetria suddetta.

Per ulteriori dettagli sulla biostratigrafia e la batimetria della sequenza in oggetto si rimanda a COLALONGO ed altri (in stampa).

AREA ANCONETANA

La successione è qui piú completa che nell'area precedente.

Sequenza P_{1b}

E' del tutto simile a quella descritta per il settore

piú a nord, per quanto riguarda sia l'età sia la batimetria dei sedimenti; anche i caratteri sedimentologici sono gli stessi già descritti, a parte variazioni locali del rapporto medio sabbia/pelite; in media la frequenza delle torbiditi è minore.

Sequenze pleistoceniche

I sedimenti pleistocenici di quest'area erano stati suddivisi da COLALONGO ed altri (1979), in cinque "cicli deposizionali" costituiti da alternanze di orizzonti sabbiosi e pelitici considerati come unità litostratigrafiche informali; erano denotate con la lettera A le porzioni argillose dei cicli, con S le porzioni sabbiose. A_1 e S_1 formavano il ciclo piú basso, e così via (Fig. 26) La successione era considerata continua per i primi quattro cicli, con oscillazioni della linea di costa non necessariamente legate a variazioni del livello relativo del mare (ipotesi dei cosiddetti "autocicli" sedimentologici" di carattere locale: variazioni di posizione di canali e foci deltizie lungo la linea di costa, ecc.). Il quinto ciclo risultava separato dagli altri da una marcata superficie di erosione subaerea. In questa sede si evidenzia un'altra discordanza erosiva, che passa alla base dell'orizzonte sabbioso etichettato come S_3 . I cicli vengono perciò revisionati individuando tre sequenze pleistoceniche: la prima raggruppata A_1, S_1, A_2, S_2, A_3 ; la seconda raggruppata S_3, A_4, S_4 ; la terza A_5 e S_5 . Le varie "unità" (A_1, S_1 , ecc.) vengono pertanto retrocesse al rango di "cicli minori".

COLALONGO ed altri (1979) attribuiscono genericamente questi cicli al Pleistocene. COLALONGO ed altri (in stampa) hanno cercato di datare a livello di sottopiani le varie "unità" pelitiche e sabbiose costituenti tali cicli, sia riesaminando le associazioni a Foraminiferi e Ostracodi già analizzate da COLALONGO ed altri (1979), sia studiando le microfaune di ulteriori campioni. Sono riassunte brevemente qui di seguito le interpretazioni cronostatigrafiche e paleoambientali di COLALONGO ed altri (in stampa).

Unità A_1

Età — Nella parte basale di questa unità sono state rinvenute, solo in qualche località, associazioni microfaunistiche poco significative, che possono essere attribuite al Pliocene superiore sommitale o al Pleistocene basale. Nella porzione inferiore-media dell'unità A_1 sono presenti numerosi esemplari di *Globigerina cariacensis*, spesso associati ad esemplari di *Bulimina etnea*; manca invece del tutto *Hyalinea baltica*. La porzione inferiore-media dell'unità A_1 (esclusa forse la parte basale nelle località suddette) si può quindi attribuire con certezza al Santerniano.

Nella porzione superiore dell'unità A_1 sono presenti, oltre ai Foraminiferi sopra ricordati, anche sporadici esemplari di *H. baltica*; non è stato rinvenuto invece alcun esemplare di *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. La porzione superiore dell'unità A_1 è quindi ascrivibile all'Emiliano.

Sono state riconosciute inoltre diverse specie di Ostracodi che compaiono in Italia nel Pleistocene basale, tra cui *Cytheropteron alatum*, *C. punctatum*, *C. rotundatum*, *Polycopse demulderi*, *Semicytherura calabra*.

Batimetria — Nelle argille A_1 affioranti nella parte centro-settentrionale dell'area sono stati riconosciuti

numerosi esemplari di *Agrenocythere pliocenica*: pertanto queste argille devono essersi deposte a una profondità non inferiore ai 500 metri. Tale profondità sembra confermata dal rapporto plancton/bentos e dall'associazione a Foraminiferi bentonici. Le argille A₁ affioranti presso il margine meridionale dell'area (tra S. Maria Nuova e Osimo) sembrano essersi deposte a profondità minori.

Unità S₁, A₂, S₂, A₃

Età — Le microfaune a Foraminiferi ed Ostracodi rinvenute nell'unità A₂ sono molto simili a quelle della porzione superiore dell'unità A₁. Nell'unità A₂ si osserva però una maggiore frequenza di *Hyalinea baltica* e la presenza di rari individui di *Coryphostoma karrierianum* e *Bolivinita quadrilatera* (assenti nell'unità A₁), due forme che nelle sezioni italiane compaiono generalmente poco al di sopra della comparsa di *Hyalinea baltica*. Non sono stati rinvenuti esemplari di *Globorotalia truncatulinoides excelsa*.

I Foraminiferi in situ e gli Ostracodi dell'unità A₃ sono, per la maggior parte, gli stessi che si rinvennero nella parte superiore delle unità A₁ e A₂. In particolare, *Hyalinea baltica* è molto rara e *Globorotalia truncatulinoides excelsa* è del tutto assente. Pertanto le unità A₂ e A₃ vanno attribuite all'Emiliano.

Le microfaune delle unità S₁ e S₂, generalmente povere, non consentono una datazione a livello di sottopiano. Tuttavia, essendo stratigraficamente comprese tra la parte superiore dell'unità A₁ e l'unità A₃, cioè fra depositi di età emiliana, anche le unità S₁ e S₂ devono essere attribuite all'Emiliano.

Batimetria — Le tanatocenosi indicano che l'unità A₂ si dovrebbe essere deposta ad una profondità di 200-300 metri, la parte basale dell'unità A₃ ad una profondità di circa 100-200 m e la parte stratigraficamente più alta di questa unità a meno di 50 m (COLALONGO ed altri, in stampa).

Le tanatocenosi delle unità S₁ e S₂ sono scarsamente indicative anche dal punto di vista batimetrico. Come vedremo, i caratteri sedimentologici di queste unità consentono di interpretarle come sabbie di tempesta, sedimenti che nelle piattaforme attuali si trovano normalmente tra 0 e 100 m ed eccezionalmente tra 100 e 150 m di profondità.

Unità S₃, A₄, S₄

Età — Nell'unità S₃ sono presenti rari esemplari di *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. Tra gli Ostracodi vanno segnalati *Aurila (Cimbourila) puncticrucata*, *Celthia quadridentata* e *Costa edwardsii edwardsii*. Nelle successioni italiane *Aurila (Cimbourila) puncticrucata* compare nell'Emiliano, e tutte e tre le forme sopra citate scompaiono presso il tetto del Siciliano (RUGGIERI, 1980). Pertanto attribuiamo l'unità S₃ al Siciliano.

Il microfossile cronostatigraficamente più significativo rinvenuto nelle unità A₄ e S₄ è *Globorotalia truncatulinoides excelsa* (che compare alla base del Siciliano ma si estende fino all'attuale); perciò, tenendo conto solo delle tanatocenosi (a Foraminiferi e ad Ostracodi), non si può stabilire se i sedimenti costituen-

ti queste due unità si sono depositi, del tutto o in parte, durante il Siciliano o il post-Siciliano.

Si deve però tener presente quanto segue: 1) lungo le coste italiane e in Sicilia affiorano successioni plio-pleistoceniche nelle quali i sedimenti francamente marini più recenti appartengono al Siciliano; 2) all'interno della sequenza S₃-A₄-S₄ non si riscontrano, come già si è detto, discordanze erosive; d'altro canto nelle successioni italiane finora studiate in dettaglio non sono state generalmente riscontrate lacune stratigrafiche all'interno del Siciliano; 3) il tetto dell'unità S₄ corrisponde a una marcata superficie di discontinuità, con chiare tracce di erosione subaerea; d'altro canto, nelle successioni marine italiane emerse, si osserva una importante lacuna stratigrafica tra i sedimenti del Siciliano e i sedimenti più antichi del "Pleistocene glaciale" (Fig. 25, colonna 10). Tenendo conto di questa analogia, è possibile attribuire al Siciliano anche le unità A₄ e S₄.

Batimetria — Dall'esame delle tanatocenosi risulta che le unità S₃, A₄ e S₄ si sono deposte in acque marine molto basse (profondità inferiore a 50 m; COLALONGO ed altri, in stampa).

Unità A₅ e S₅

Età — Nell'unità A₅, separata dalla precedente S₄ tramite una netta superficie erosiva, è stata rinvenuta una fauna oligotipica: i Foraminiferi planctonici sono assenti; i Foraminiferi bentonici sono rappresentati essenzialmente da *Ammonia beccarii tepida* (prevalente), *A. beccarii beccarii* e *Nonion depressulum*; gli Ostracodi sono rappresentati unicamente da esemplari di *Cyprideis torosa littoralis*. Questa associazione faunistica rivela la presenza di un ambiente tipicamente lagunare in cui la profondità delle acque non superava i 50 metri, ma non consente di datare l'unità A₅.

E' opportuno sottolineare a questo punto che la successione pleistocenica affiorante nei dintorni di Ancona presenta notevoli analogie con lo schema stratigrafico proposto da RUGGIERI (1980); cfr. colonna 9B con colonna 10 della Fig. 25.

Infatti, nella successione pleistocenica esposta sulle terre emerse italiane si riconoscono, secondo RUGGIERI (1980), a partire dal basso:

- sedimenti marini del Siciliano;
- lungo intervallo continentale ("Regressione Romana");
- sedimenti marini interglaciali (coperture di terrazze) del "Crotoniano" e/o del "Tirreniano".

Nella successione pleistocenica affiorante nei dintorni di Ancona si riconoscono, a partire dal basso:

- sedimenti marini del Siciliano (unità S₃, A₄, S₄);
- intervallo continentale (testimoniato dalle tracce di erosione subaerea al tetto dell'unità S₄);
- sedimenti lagunari (unità A₅).

Pertanto si ritiene plausibile che la fase continentale, verificatasi prima della deposizione dell'unità A₅, corrisponda, grosso modo, alla "Regressione Romana" di RUGGIERI (1980); quindi attribuiamo, seppur con qualche riserva, i sedimenti dell'unità A₅ a un interglaciale del "Crotoniano" o, meno probabilmente, del "Tirreniano" (*sensu* RUGGIERI ed altri, 1976 e RUGGIERI, 1980). Per una più ampia discussione su questo argomento si rimanda a COLALONGO ed altri (in stampa).

In accordo con COLALONGO ed altri (1979), l'unità S₅ si è deposta in continuità con A₅ e perciò appartiene alla stessa sequenza.

Osservazioni sedimentologiche

Sequenza santeriano-emiliana (Q_m)

La discontinuità su cui appoggia è interpretata come l'effetto di un importante sollevamento dell'Appennino (ne erano esclusi solo certi bassi strutturali più esterni): vedi CREMONINI & RICCI LUCCHI (1982), ORI, ZITELINI & ROVERI (1986); PIERI & GROPPI (1981); RICCI LUCCHI (1985). Questa fase tettonica ha determinato erosione anche sotto il livello del mare, soprattutto ad opera di correnti di torbida; la discordanza non va perciò interpretata ovunque come indizio di emersione, specialmente dove a essa seguono sedimenti batiali e torbiditici, come nelle Marche settentrionali e meridionali (aree A e C). Si noti che nell'area anconetana mancano intercalazioni sabbiose significative nelle argille santeriane. Sabbie compaiono solo nell'Emiliano, sotto forma di corpi abbastanza tabulari e ben stratificati (vedi S₁ e S₂ di COLALONGO ed altri, 1979). Da lontano la stratificazione di questi corpi appare pian-parallela e regolare ma, a un esame più ravvicinato, mostra una giustapposizione di lenti appiattite e cunei sabbiosi più o meno cementati, cui si intercalano sottili strati e "veli" pelitici che spesso sigillano piccoli *ripples* da onda. La geometria della stratificazione e della laminazione associata indica deposizione e modellamento del fondo da parte di moto ondo-so di tempesta in ambiente neritico (vedi *hummocky cross-bedding* a scala piccola e media; *flat festoons* di RICCI LUCCHI ed altri, 1981, ecc.).

E' difficile stimare la profondità di deposizione delle "sabbie di piattaforma" che si trovano in questa sequenza; occorrerebbe conoscere il regime meteo-marino del tempo o qualche elemento della paleotopografia. Nelle piattaforme attuali, strati sabbiosi di tempesta consistenti si possono trovare fino a profondità di 100-150 m nei casi estremi, tra 10 e 100 in quelli più normali. Assumendo i 100 metri come valore orientativo, si tratta allora di spiagiare le variazioni batimetriche che si hanno pas-

sando dalla sedimentazione delle argille, le cui faune danno indicazioni di alcune centinaia di metri, a quella delle sabbie, in particolare da A₁ a S₁ dove pare si registri un bel "salto", da almeno -500 m a -100 m. Poiché le escursioni eustatiche non superano di regola 150 m, è necessario invocare, almeno per questo caso, un sollevamento tettonico dell'area. Il successivo passaggio A₂-S₂ potrebbe anche essere attribuito ad un'oscillazione eustatica, stante che la batimetria delle argille A₂, sulla base delle faune, è di circa 200-300 m.

Dunque, in questa sequenza, è presente un ciclo minore di possibile influenza eustatica e un altro, forse non tanto "minore" (ma occorrerebbe accertarne la continuità areale) controllato dalla tettonica.

La discontinuità al tetto della sequenza santeriano-emiliana è evidenziata da una superficie erosiva ben visibile solo in alcune cave (Fig. 27); data la discontinuità di affioramento e la geometria canali-forme, essa era stata precedentemente interpretata come l'espressione di locali canali distributori deltizi (COLALONGO ed altri, 1979). In questa sede, i canali vengono visti come l'espressione di una fase erosiva regionale. Il loro riempimento (dato da sabbie organogene, localmente ciottolose, con strutture trattive e gradato-laminate da tempesta) rappresenta la successiva trasgressione, base della sequenza siciliana, anziché un evento regressivo come si era ritenuto in precedenza.

La sequenza siciliana (Q_{m1})

La parte siciliana della successione (Q_{m1} in Fig. 26) è distinta come sequenza deposizionale da Q_m, ma appartiene anch'essa al Pleistocene inferiore marino.

Tale sequenza è un bell'esempio di ciclo sedimentario "classico", con depositi grossolani sia alla base sia al tetto. E' l'unica che mostri uno sviluppo deposizionale della fase regressiva sotto forma di "sequenza negativa" o *shallowing-up*; qui si osserva il passaggio da alternanze sabbioso-siltose (tempestite di piattaforma e *offshore*) a sabbie ciottolose di *shoreface* (spiaggia sommersa) e battigia. Le lenti e i "nastri" di ciottoli allineati che si trovano in queste sabbie mostrano chiari segni di elaborazione e dispersione litorale: ripu-

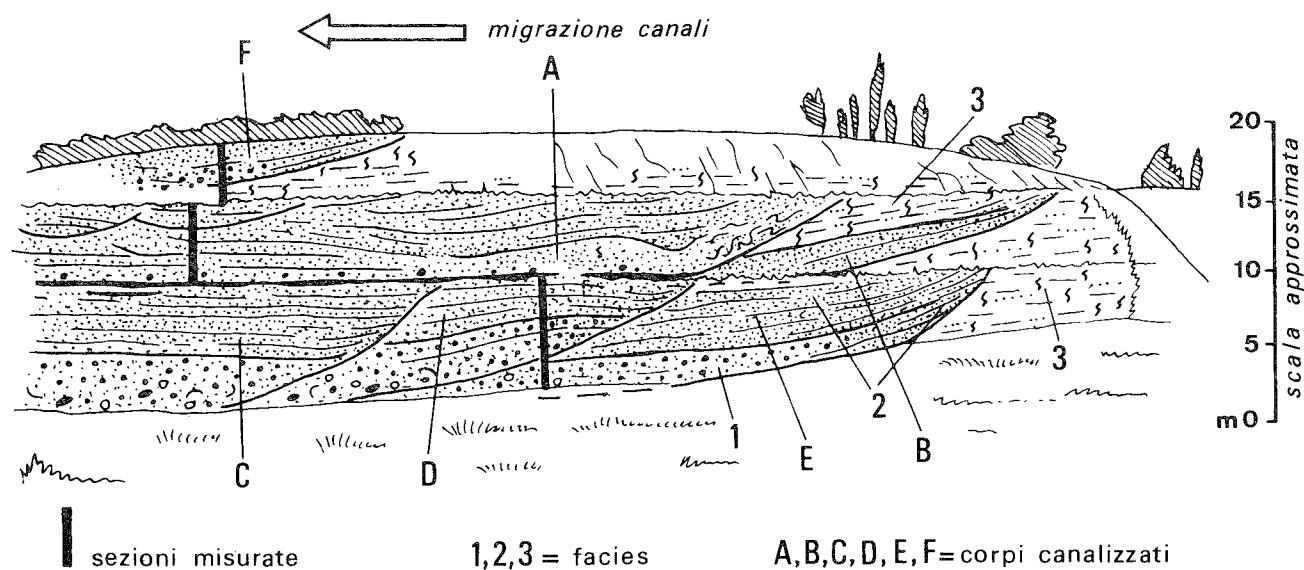


Fig. 27 - Canali a riempimento sabbioso-conglomeratico, con base erosiva concava, incisi in alternanze siltoso-argillose (disegno ripreso da foto).

limento, selezione di forma e di granulometria, tappezzamento di superfici erosive piatte o a doccia, ecc. Le strutture visibili nelle sabbie (*truncated wave ripples*, laminazione a basso angolo, ecc.) sono coerenti con questa interpretazione.

Le sabbie sommitali della sequenza siciliana sono incise, come si è detto, da forme d'erosione subaerea (gradini, terrazze, ecc.) e cementate negli ultimi centimetri da CaCO_3 ; alla parte cementata, che forma una specie di *crostone*, sono "saldate" conchiglie marine che appartengono verosimilmente alla successiva sequenza.

Il Pleistocene medio-superiore (Q_c)

È rappresentato qui da una sola sequenza, il "quinto ciclo" (A_5-S_5) di COLALONGO ed altri (1979). Sul *crostone* di cui sopra si trovano argille verdi con faune d'acqua salmastra e poi sabbie fini; il tutto interpretato come un'associazione di facies lagunare dagli Autori citati; tale interpretazione è qui mantenuta. In particolare le sabbie S_5 rappresenterebbero depositi di *crevasse* fluviale che invadevano lagune costiere.

Nella parte sud dell'area anconetana, presso Castelfidardo e il Musone, le peliti siciliane, con le loro sottili intercalazioni di sabbie di frangia litorale, sono ripetutamente intagliate da canali, dapprima piccoli e concavi (tipo *scour* effimeri), poi più grossi (fino a 2-3 m di profondità e vari metri di larghezza) e piatti, che richiamano un sistema fluviale intrecciato (*braided*). Tutti questi canali sono riempiti da ghiaie, più "sporche" delle precedenti (abbondante matrice sabbiosa), meno classate, i cui ciottoli mostrano un minor grado di orientazione; si tratta di ruditi meno "organizzate". Lo schema di Fig. 28 dà un'idea della geometria di questi corpi canalizzati.

Non mancano tuttavia strutture trattive, anche se solo accennate (laminazione, ecc.). La facies non è risedimentata, ma piuttosto di aspetto fluviale; tra i ciottoli prevalgono i litotipi ben riconoscibili delle formazioni calcareo-selciose mesozoiche umbro-marchigiane.

Questi depositi grossolani si diradano e scompaiono rapidamente sui due lati del Musone; essi testimoniano evidentemente l'esistenza di un paleo-alveo o di

una paleo-foce del Musone stesso (depositi di conoide alluvionale o delta-conoide). È però ancora dubbio se rappresentino la chiusura del ciclo sedimentario siciliano (non ricoprendo un'unica e ben definita superficie d'erosione potrebbero essere eteropiche dei ciottoli litorali) o l'inizio di quello successivo (Q_c). Il passaggio graduale a sabbie verso l'alto favorirebbe la seconda ipotesi (ma poi uno spesso suolo a "calcinelli" impedisce di discernere un'ulteriore evoluzione). Le ghiaie del paleo-Musone sarebbero così eteropiche delle argille verdi; mancano però positive evidenze paleontologiche in proposito.

AREA MERIDIONALE

Nell'area compresa tra il F. Tenna, a N, e il F. Tronto, a S, affiora una successione marina plio-pleistocenica più continua e di spessore maggiore delle successioni settentrionali, costituita dal basso verso l'alto da: a) sabbie e conglomerati basali, b) depositi pelitici in cui sono intercalati: c) corpi clastici grossolani, d) sabbie e conglomerati di tetto. In tale successione sono state misurate tre sezioni stratigrafiche parallele e sezioni sedimentologiche nei corpi grossolani più rappresentativi.

La sezione più completa è quella misurata lungo l'allineamento Force-Ripatransone, mentre quella più a S, tra il M. dell'Ascensione e S. Benedetto del Tronto, è servita da controllo; la terza, a N, interessa solo la parte basale della successione ed è stata misurata ad ovest di Massa Fermana.

Poiché nell'area in esame la successione è diversa e relativamente più monotona di quelle descritte nelle altre due aree, in quanto vi è meno variabilità di facies, è preferibile descrivere le principali facies e le sequenze.

Sono state distinte tre sequenze: sequenza P_2 , che comprende anche la P_{1b} poiché non si notano discontinuità; sequenza Q_m ; sequenza di tetto (Q_{m1} ; Q_{c1} ; Q_{c2}).

Sequenza P_2

La sequenza P_2 inizia con sabbie, contenenti ciottoli, discordanti sulla *Formazione della Laga* piegata

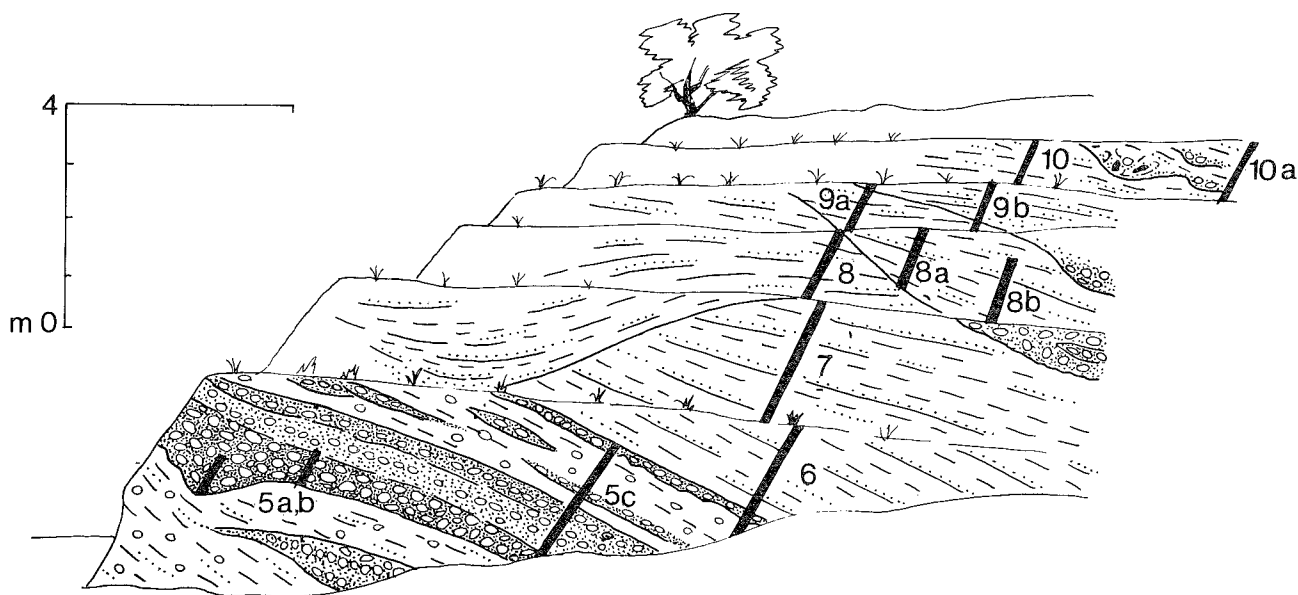


Fig. 28 - Canali a riempimento conglomeratico-sabbioso incisi in peliti lagunari (disegno ripreso da foto).

ed erosa. La parte basale è caratterizzata da intensa bioturbazione che oblitera completamente le strutture deposizionali. Queste sono evidenti nella parte medio-superiore, dapprima con laminazione piano-parallela e ondulata, successivamente con stratificazione gibbosa (*hummocky*).

Tali sedimenti sono attribuibili a depositi di spiaggia emersa, intertidale e sommersa con frequenti strati di tempesta; all'interno della sequenza sabbiosa si riconoscono eventi trasgressivo-regressivi minori. Spessore da 20 m a 60 m.

Dalle sabbie si passa a peliti intensamente bioturbate e ricche in macrofossili (*Ostrea*, *Venus*, *Chlamys*, *Pseudamussium*), con rari strati di tempesta, attribuibili a depositi di piattaforma.

La sequenza continua ancora con sedimenti pelitici dello spessore di ≈ 2300 m entro cui sono intercalati, a varie altezze stratigrafiche, depositi clastici grossolani che costituiscono singoli orizzonti di spessore molto limitato oppure corpi composti, frequentemente amalgamati, il cui spessore arriva anche a 500 m. Tra questi ultimi i piú importanti sono quelli di M. dell'Ascensione, di Rotella, di Colle Cilestrino, di Castignano e di S. Vittoria in Matenano che costituiscono, nell'insieme, un unico orizzonte composito.

I corpi in questione sono costituiti da depositi canalizzati e non canalizzati. I primi, formati da conglomerati poligenici o da sabbie, hanno una marcata geometria lenticolare, la base erosiva ed uno spessore limitato (15-40 m) rispetto alla larghezza (70-1500 m) (Fig. 29). Gli strati di conglomerati poligenici, fortemente eterometrici, con scarsa matrice sabbiosa e di tipo *clast-supported* (WALKER, 1982), presentano spesso gradazione inversa alla base e normale nella restante porzione. Il tetto degli strati è troncato da superfici di erosione. Talora i ciottoli sono allineati, con gli assi maggiori disposti trasversalmente alla direzione di corrente; piú raramente sono embriciati, con angoli inferiori a 10° . Essi sono formati prevalentemente dai litotipi calcarei delle formazioni giurassico-paleogeniche umbro-marchigiane e, in misura minore, da litofacies calcareo-marnose ed arenacee mioceniche.

Le caratteristiche morfometriche dei ciottoli, prevalentemente arrotondati e con appiattimento non elevato, sono quelle delle ghiaie fluviali. A luoghi si osservano ciottoli con fori di Litodomi e con Lamellibranchi di acque sottili; tali caratteri indicano rielaborazione in ambiente di spiaggia.

I corpi conglomeratici sono caratterizzati da stratificazione incrociata concava a grande scala. I conglomerati passano a tetto (talora lateralmente) a depositi sabbiosi in strati medio-spessi a geometria lenticolare (Fig. 30), che formano sequenze positive. Si tratta di strati torbiditici con sequenze di Bouma $T_{a/cd}$ e T_{cd} .

I depositi grossolani rappresentano il riempimento di canali di tipo anastomizzato, ad opera di correnti di torbida ad alta densità, con carico in prevalenza ghiaioso (che si depositava al centro del canale), subordinatamente sabbioso (CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986).

I depositi non canalizzati sono costituiti da alternanze pelitico-sabbiose, in strati da medi a molto sottili, con lamine piane e incrociate, e da peliti "varvate" (Fig. 31). Tali depositi rappresentano facies di chiusura dei singoli cicli, di margine di canale e di tracimazione. Essi presentano sempre base graduale e geome-

tria generalmente tabulare anche su lunghe distanze. L'organizzazione e la forma geometrica dei corpi grossolani mutano nel tempo in relazione a variazioni della morfologia sottomarina. Queste si possono considerare come effetti della tettonica sinsedimentaria, abbastanza intensa nel Pliocene medio-superiore.

I canali sono localizzati a varie altezze stratigrafiche, con la parte piú depressa sullo stesso allineamento; sui margini sono molto frequenti ed evidenti accumuli da *slumpings* (Fig. 32). Essi rappresenterebbero perciò "canali strutturali", impostati lungo linee tettoniche trasversali, già attive durante il Miocene (RICCI LUCCHI, 1975; CANTALAMESSA ed altri, 1980, 1981, 1982; CENTAMORE ed altri, 1982a, 1982b; CENTAMORE & CHIOCCHINI, in stampa), che convogliavano e favorivano lo scorrimento dei flussi gravitativi ad alta concentrazione.

Durante il Pliocene medio-superiore, i clasti immessi in piú punti del bacino attraverso i suddetti "canali strutturali", venivano intrappolati in una depressione longitudinale e deviati verso NW, nella parte piú profonda del bacino stesso (Figg. 33 e 34).

Sezioni trasversali alla depressione mostrano chiaramente la giacitura *onlap* dei corpi grossolani sui depositi pelitici; quelli conglomeratici o sabbiosi occupano la parte centrale e piú profonda della depressione, mentre quelli piú fini affiorano lungo il bordo sudoccidentale del bacino, che rappresenta anche un margine della depressione stessa (Fig. 33).

Procedendo in senso assiale sotto corrente (verso NW), le litofacies si assottigliano, le granulometrie diventano piú fini ed i corpi grossolani si sfrangiano dentro le peliti.

La depressione si è formata per effetto di una fase compressiva del Pliocene medio-superiore (riattivante probabilmente *thrusts* infrapliocenici), accompagnata anche da faglie trascorrenti (ANTINORI ed altri, 1983), che dislocavano, tra l'altro, alcuni dei corpi grossolani piú antichi (ad es. il corpo di M. Moro).

Età — L'associazione rinvenuta nei livelli pelitici dei depositi basali della sequenza P_2 è povera e costituita quasi esclusivamente da Foraminiferi bentonici, riferibili per lo piú ad *Ammonia beccarii*, *Criboelphidium decipiens*, *Elphidium* spp., *Florilus* spp. I planctonici sono rari, in cattivo stato di conservazione e per lo piú rinneggiati; sono presenti, inoltre, numerosi frammenti di Lamellibranchi. Tale associazione non fornisce elementi per una definizione cronostratigrafica dell'unità in esame. La presenza, comunque, di *Globorotalia margaritae* e di *G. puncticulata* tra le forme considerate rimaneggiate e l'associazione riscontrata nelle peliti immediatamente sovrastanti, indicativa della parte sommitale del Pliocene inferiore, consentono di riferire tali depositi alla parte alta del Pliocene inferiore stesso.

La microfauna rinvenuta nel resto della sequenza P_2 dell'area in esame, così come anche nella Q_m , non risulta distribuita in modo uniforme, essendo soggetta a controlli ecologici. La collocazione dei limiti biostratigrafici, pertanto, ha comportato spesso notevoli difficoltà.

Dato che i *markers* zionali possono risultare rari, sporadicamente presenti o concentrati in determinati livelli, per porre i suddetti limiti sono stati presi in considerazione eventi che hanno interessato sia i Foramini-

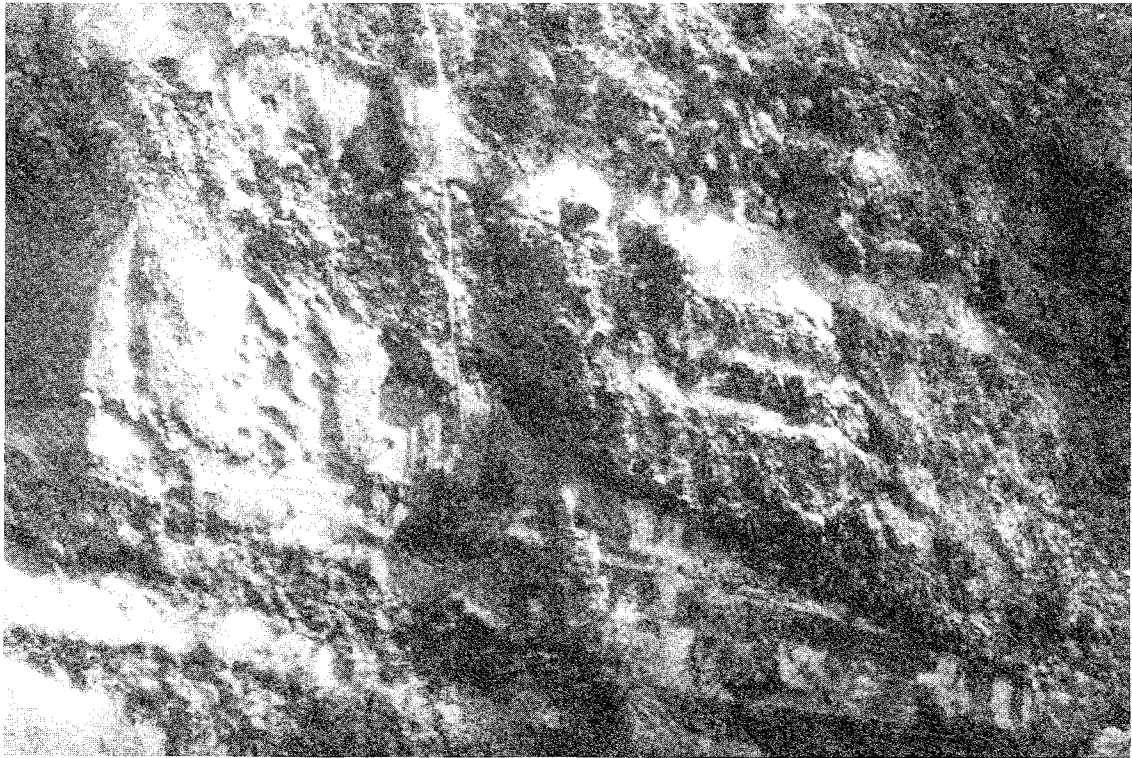


Fig. 29 - Strati conglomeratici con geometrie lenticolari e contatti basali erosivi (da CANTALAMESSA & CHIOCCINI, 1986).



Fig. 30 - Sequenza sabbiosa con evidente *trend* positivo degli strati, nel corpo composto di Offida; le sabbie sono laterali alle ruditi di Fig. 29 (da CANTALAMESSA & CHIOCCINI, 1986).

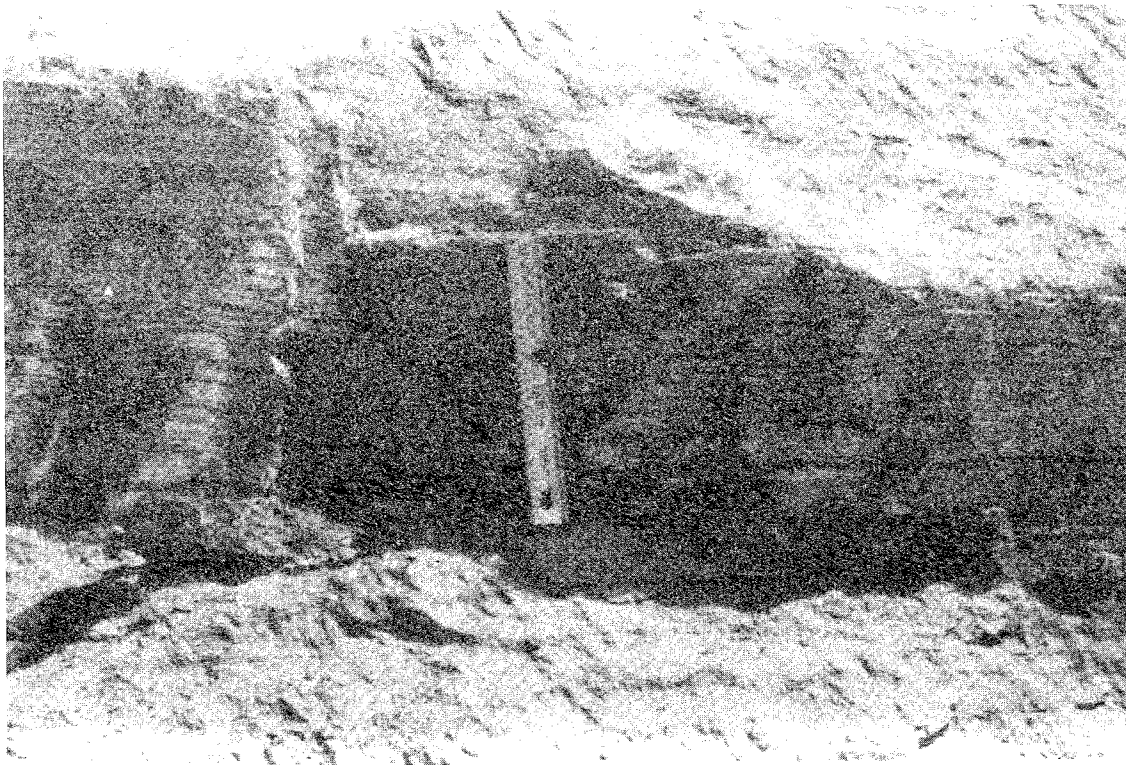


Fig. 31 - Peliti "varvate" rappresentanti *facies* di margine di canale, laterali ai depositi di figure 29 e 30, e di riempimento di canale (da CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986).

niferi planctonici sia quelli bentonici ed i caratteri complessivi delle associazioni microfaunistiche.

Nella parte inferiore della sequenza in esame, l'associazione è costituita per lo più da *Globorotalia puncticulata padana*, *G. puncticulata puncticulata*, *G. aff. bononiensis*, *G. acostaensis acostaensis*, *Globigerina apertura*, *G. bulloides*, *G. quinqueloba*, *Globigerinoides obliquus obliquus*, *G. obliquus extremus*, *G. ruber* e *Orbulina universa* (parte sommitale della Zona a *Globorotalia puncticulata*).

La parte media della sequenza è caratterizzata dalla presenza di *Globorotalia aemiliana*, *G. acostaensis acostaensis*, *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*, *G. falconensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *G. ruber* e *Orbulina universa*.

A tali forme si aggiungono *Globorotalia bononiensis* nei livelli basali e *G. crassaformis* nella parte superiore. Tra le forme bentoniche stratigraficamente significative vanno ricordate *Bulimina basispinosa* e *B. marginata*, le cui comparse si verificano rispettivamente nella parte inferiore ed in quella superiore dell'intervallo: in questi ultimi livelli si verifica inoltre la scomparsa di *Anomalinoidea helicinus* (Zona a *Globorotalia gr. crassaformis*).

La parte superiore della sequenza è caratterizzata dalla presenza di *Globorotalia inflata*: questa forma, sporadica nei livelli basali, diventa comune nella parte superiore dove risulta associata a *G. oscitans*.

I planctonici più comuni, oltre a quelli citati, sono: *Globigerina bulloides*, *Globigerinoides ruber* e *Orbulina universa*.

Tra i bentonici significativa è la presenza sin dalla base di *Orthomophina stainforthi* (Zona a *Globorotalia inflata*).

La definizione biostratigrafica dei sedimenti del ciclo P₂ permette di affermare che la loro età si estende, nell'area in esame, dal Pliocene inferiore sommitale al Pliocene superiore.

Per quanto riguarda la definizione cronostratigrafica dei corpi clastici grossolani, intercalati nei sedimenti pliocenici della sequenza P₂, si può dire quanto segue. L'inizio della sedimentazione del corpo del M. dell'Ascensione, in una zona piuttosto localizzata e più depressa, è riferibile alla base del Pliocene medio (base della Zona a *Globorotalia gr. crassaformis*) e continua per tutto il Pliocene medio, estendendosi arealmente verso N e verso E.

I corpi conglomeratici di Rotella, Colle Cilestrino, Castignano e S. Vittoria in Matenano risultano tutti ubicati alla stessa altezza stratigrafica e sono correlabili con il terzo livello conglomeratico del M. Ascensione.

Essi sono da riferire alla parte alta del Pliocene medio e precisamente all'intervallo compreso tra la comparsa di *Bulimina marginata* e quella di *Globorotalia inflata*.

Batimetria — Per quanto riguarda i depositi basali, le forme *in situ* denotano una deposizione in ambiente litorale. Nel resto della successione l'evoluzione delle microfaune soprattutto bentoniche evidenzia un progressivo e abbastanza rapido approfondimento dell'ambiente di sedimentazione.

Dall'associazione rinvenuta nei depositi basali si passa infatti ad associazioni degli ambienti dapprima infralitorale-circularitorale ed infine di quello batiale (profondità ≈ 500 m). A parte piccole oscillazioni, tale profondità si mantiene costante fino alla sommità dell'unità in esame.



Fig. 32 - *Slumping* nelle peliti "varvate" ai margini di un canale (da CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986).

In particolare alla base dei depositi pelitici, dove le forme di ambiente litorale, quale *Ammonia*, *Florilus* ecc., risultano via via meno frequenti fino a scomparire, l'associazione caratteristica è costituita prevalentemente da: *Bolivina* spp., *Cassidulina neocarinata* e *Valvulineria bradyana*. In maniera subordinata si rinvencono *Bulimina* spp., *Uvigerina peregrina*, *Cibicides* spp., *Melonis* spp., *Textularia* spp. e *Sigmoilopsis* spp.

Successivamente si nota un incremento di *Bulimina*, *Uvigerina*, *Cibicides*; acquistano una certa importanza anche *Bigenenerina nodosaria*, *Gyroidina soldanii*, *Planulina ariminensis*, *Nodosariidae*, mentre scompare *Valvulineria bradyana*.

Procedendo verso l'alto, un ulteriore incremento di profondità è denotato dalla presenza pressochè costante, anche se di norma con rari individui, di *Bolivina albatrossi*, *Cibicides kullenbergi* e *C. robertsonianus*; ben rappresentati risultano sempre *Praeglobobulimina* spp. e *Planulina ariminensis*.

Sequenza Q_m

La sequenza Q_m inizia nella parte sommitale del Pliocene superiore, subito dopo la fase regressiva evidenziata dalla deposizione dei corpi grossolani di Offida e di Montalto delle Marche.

Nella parte inferiore e media predominano i sedimenti pelitici, che presentano le stesse caratteristiche litologiche della sequenza P_2 ; il limite Plio-Pleistocene è stato indicato solo sulla base del contenuto microfaunistico.

Oltre i già citati corpi di Offida e di Montalto delle Marche, sono intercalati a varie altezze altri orizzonti grossolani, i più importanti dei quali sono quelli di Castorano, Cossignano, Petritoli e Carassai.

I corpi clastici rappresentano sempre il riempimento di canali strutturali (Figg. 35 e 36) o facies di traccimazione e di intercanale. Poiché è cessata quasi del tutto la fase compressiva descritta in precedenza, con conseguente colmamento della depressione, la deposizione dei sedimenti clastici grossolani avviene solo lungo linee trasversali, che rimangono sempre attive (Fig. 37).

Nella parte superiore affiorano peliti intensamente bioturbate e ricche in Lamellibranchi e Gasteropodi (*Ostrea*, *Venus*, *Pecten*, Gasteropodi, ecc.), di piattaforma. La sequenza Q_m si chiude con sabbie, legate da passaggi graduali, tramite alternanze argilloso-sabbiose, alle sottostanti peliti. I depositi sabbiosi sono intensamente bioturbati alla base e, a luoghi, riccamente fossiliferi; nella parte medio-superiore presentano laminazione piano-parallela, e stratificazione incrociata anche concava, talora con ciottoli allineati.

Si tratta di depositi d'ambiente variabile, da spiaggia sommersa a battigia fino a spiaggia emersa.

Età — Alla base della sequenza in esame si riscontra la presenza delle forme già rinvenute nella porzione superiore dell'intervallo sottostante.

Successivamente ad esse si associano: *Globigerina cariacensis*, *G. aff. calida calida*, *G. calida calida*, *G. calabra* (tra i Foraminiferi planctonici), *Bulimina elegans marginata* e *B. etnea* (tra i Foraminiferi bentonici).

Nella porzione superiore si nota una rarefazione e successiva scomparsa dei planctonici sopra elencati, mentre tra i bentonici, che ormai mostrano una tendenza all'oligotipia, compare *Hyalinea balthica*. Di norma questa ultima specie è presente sporadicamente e con rari individui (Zona a *Globigerina cariacensis*).

Complessivamente l'età dei sedimenti Q_m si estende dal Pliocene superiore sommitale all'Emiliano.

I corpi conglomeratici di Montedinove-Montalto e Offida, intercalati nei sedimenti del ciclo Q_m , sono riferibili al Pliocene superiore sommitale (Zona a *Globorotalia inflata*, parte superiore).

Batimetria — Nei sedimenti basali di questo ciclo si riscontra la stessa associazione bentonica rinvenuta nella parte superiore della sequenza sottostante. Qui si nota una maggiore frequenza delle forme profonde (*Bolivina albatrossi*, *Cibicides kullenbergi*, *Planulina ariminensis*, *Pyrgo* spp., *Nodosariidae* e rari esemplari di *Articulina tubulosa* e *Hoeglundina elegans*) e di una ge-

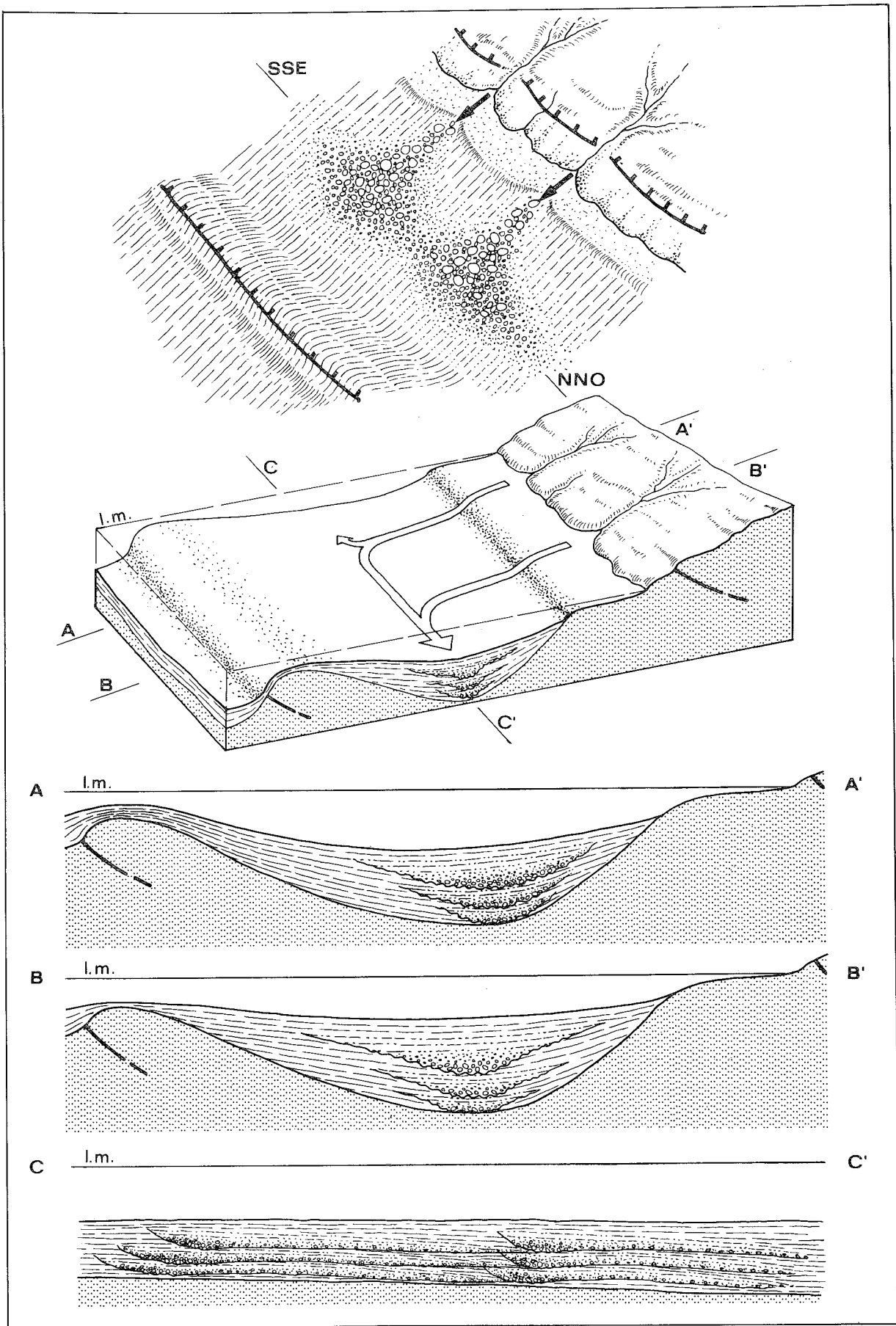


Fig. 33 - Controllo tettonico sulla fisiografia dell'area a sud del F. Tenna e sulla distribuzione dei sedimenti torbiditici durante il Pliocene medio-superiore.



Fig. 34 - Corpo arenaceo-conglomeratico di S. Vittoria in Matenano, intercalato nelle peliti della sequenza P_2 . Da notare evidenti fenomeni di canalizzazioni, con assi dei canali diretti NNW-SSE.

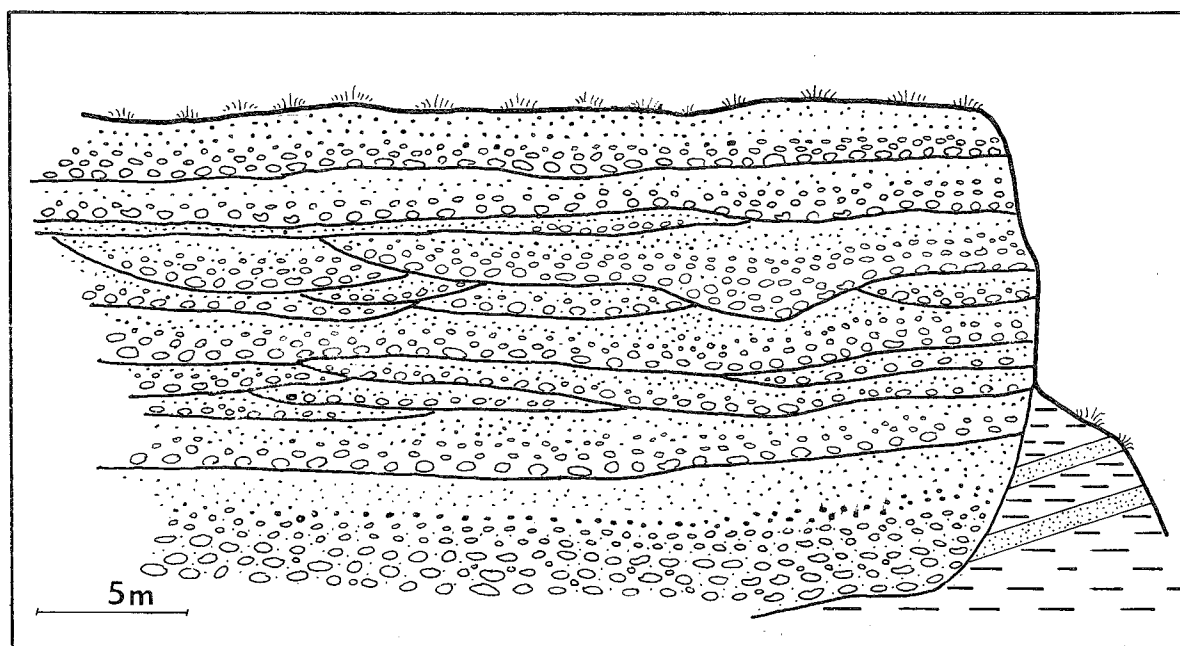


Fig. 35 - Sequenza di strati conglomeratici con stratificazione incrociata concava, che costituiscono il riempimento di un canale "strutturale". Il contatto basale del corpo conglomeratico sulle peliti è erosivo. (da CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986).

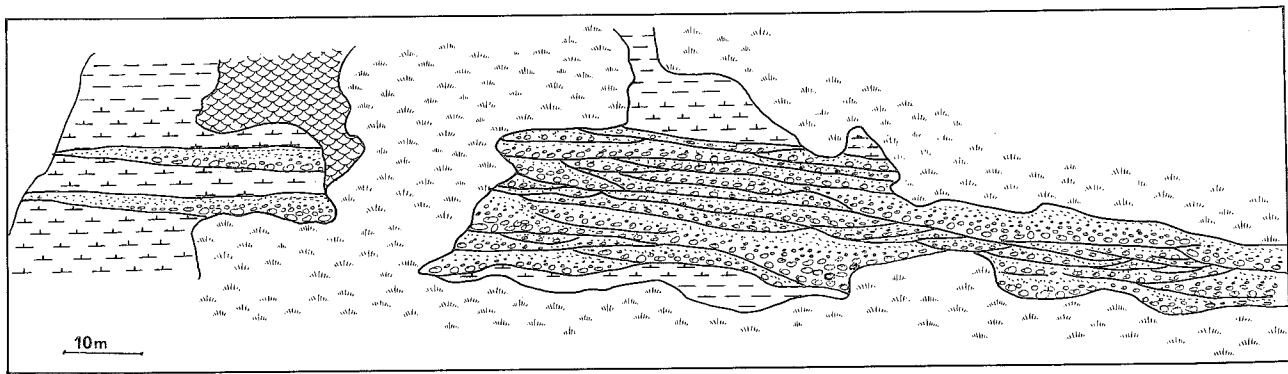


Fig. 36 - Stratificazione incrociata-concava, nei conglomerati con brusche chiusure laterali nelle peliti "varvate" (da CANTALAMESSA & CHIOCCHINI, 1986).

nerale predominanza della frazione planctonica su quella bentonica. Questo farebbe pensare che l'ambiente sia qui leggermente più profondo rispetto a quello definito per la porzione superiore del ciclo P_2 .

Nelle peliti dell'area di Villa Potenza (Macerata), oltre ai Foraminiferi citati, sono stati rinvenuti dei Pesci. Questo ritrovamento, insieme alle osservazioni di carattere sedimentologico fatte in precedenza, confermerebbe che l'area in esame rappresenta la parte più profonda della depressione, con scarso ricambio al fondo.

Nella porzione superiore la microfauna evolve indicando ambienti via via meno profondi, fino a quelli di tipo litorale. Infatti si nota una progressiva scomparsa di forme profonde e un aumento marcato di quelle indicative di profondità inferiori (ricomparsa di *Valvulineria bradyana*, *Quinqueloculina* spp. ecc.) fino ad arrivare al top della sequenza dove le associazioni risultano costituite prevalentemente da *Ammonia beccarii*, *Elphidium* spp. e *Florilus* spp.

Nell'intervallo corrispondente alla porzione superiore della sequenza P_2 ed a quella inferiore della sequenza Q_m sono stati esaminati numerosi campioni allo scopo di studiarne anche il contenuto in Nannofossili calcarei⁽¹⁾. Tale studio ha messo in evidenza che tutti i campioni esaminati contengono Nannofossili calcarei, spesso in abbondanza ed in buono stato di preservazione. Tuttavia le associazioni sono dominate da forme sicuramente rimaneggiate (cioè a distribuzione stratigrafica esclusivamente prepliocenica) e da forme ad ampia distribuzione stratigrafica per cui non è stato possibile effettuare una classificazione biostratigrafica di dettaglio del materiale studiato. L'unica conclusione che può essere tratta con sicurezza sull'età dell'intervallo in esame è che essa sia almeno piacentiana. Questa conclusione è basata sulla presenza, praticamente in tutti i campioni esaminati, di *Pseudoemiliana lacunosa*, la cui comparsa approssima l'estinzione di *Globorotalia margaritae* nelle sezioni italiane. Seppur con una maggiore incertezza, si può anche sostenere un'età medio-pliocenica avanzata per la porzione inferiore dell'intervallo in esame, dove sono pre-

senti (oltre a *Pseudoemiliana lacunosa*) rari e discontinui *Discoaster surculus*, *D. brouweri* e *D. asymmetricus*. Una simile associazione può indicare la Zona a *Discoaster pentaradiatus* di RAFFI & RIO (1979), correlabile con la parte alta della Zona a *Globorotalia crassaformis* di COLALONGO & SARTONI (1979). Questi risultati sono perfettamente concordanti con quelli ottenuti sulla base delle associazioni a Foraminiferi.

I nannofossili calcarei non evidenziano invece (a differenza dei Foraminiferi) la presenza del Pleistocene nelle sezioni esaminate. A questo proposito è necessario un breve commento per spiegare questa apparente contraddizione. Nell'ambito dei Nannofossili calcarei l'evento che meglio approssima il limite Pliocene/Pleistocene come definito nella sezione Vrica (AGUIRRE & PASINI, 1986), è la comparsa di *Gephyrocapsa oceanica* s.l. (RIO ed altri, 1985). Questa tuttavia segue di un breve intervallo di tempo la comparsa di *Globigerina cariacensis* ed è relativamente rara nel tratto iniziale della sua distribuzione; è pertanto possibile che le sezioni in esame (dove sono state notate forme di *Gephyrocapsa* transizionali a *G. oceanica*) rappresentino un Pleistocene del tutto inferiore, durante il quale *G. oceanica* non era ancora comparsa o era molto rara. Sembra altamente improbabile un'età Pleistocenica avanzata (Santerniano alto o Emiliano) in quanto *G. oceanica* è una forma ampiamente distribuita nei sedimenti italiani di questo intervallo di tempo e mai ne è stata notata l'assenza, sia in sezioni di mare basso che di mare profondo.

Sequenza di tetto (Q_{m1} , Q_{c1} , Q_{c2})

Al momento è trattata come una sequenza composta, in cui non sono ancora bene definite e chiare le suddivisioni e le relazioni stratigrafiche; sembrano comunque individuabili per lo meno tre cicli.

La base è nettamente discordante ed ha carattere erosivo sui depositi più antichi. Si ha poi una prima sequenza rappresentata in basso da un orizzonte ghiaioso, con spessori e facies variabili da zona a zona; superiormente, a luoghi, da sabbie e sabbie ciottolose, talora da argille verdi con Gasteropodi, ricche di crostoni travertinosi. Si tratta di un corpo con una marcata geometria cuneiforme, caratterizzato da spessori maggiori verso mare e da un evidente assottigliamento verso l'interno.

Nell'area compresa tra Pedaso e Torre di Palme il corpo ghiaioso, dello spessore complessivo di circa

⁽¹⁾I risultati preliminari delle analisi e le considerazioni in questa sede riportate sono di D. Rio dell'Istituto di Geologia dell'Università di Parma, che qui sentitamente si ringrazia.

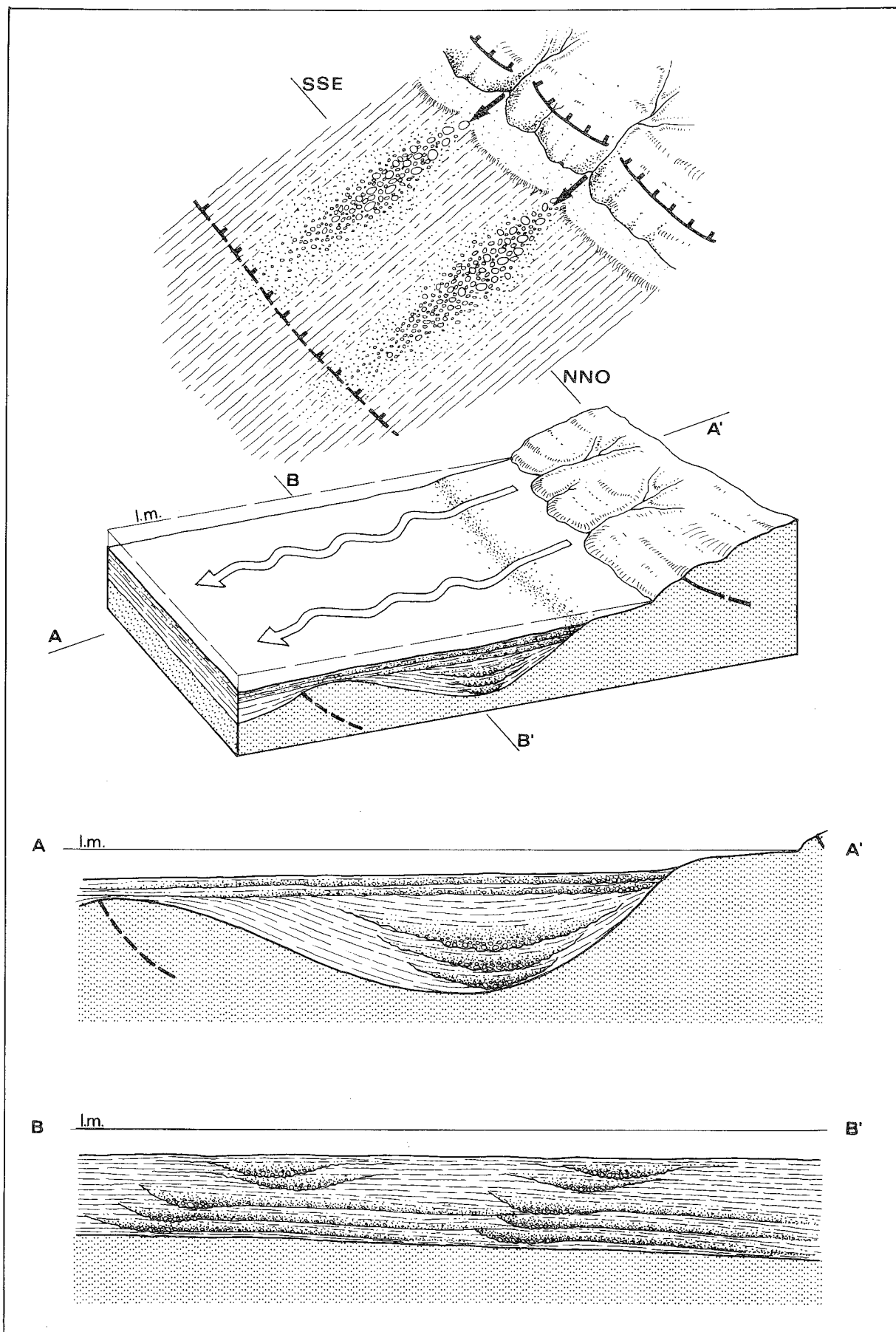


Fig. 37 - Fisiografia dell'area a sud del F. Tenna e distribuzione delle torbiditi durante il Pleistocene inferiore.

10-15 m, presenta un'organizzazione in strati *bottom set*, *foreset*, e *top set* con una tipica giacitura *off lap* indicativa di spiagge in avanzamento verso mare (RAI-NONE ed altri, 1981; MASSARI ed altri, 1986). In altri termini si tratta di un corpo progradazionale; esso poggia su sabbie con strutture di spiaggia.

Superiormente si rinvengono sabbie con stratificazione incrociata a basso angolo, indicative di un ambiente di spiaggia sommersa.

Verso l'interno, tra Ripatransone e Montefiore all'Aso, l'orizzonte ghiaioso, a geometria pressochè tabulare e con spessori minori, presenta caratteri fluvio-deltizi. Al di sopra si rinvengono lenti di argille verdi con Gasteropodi, dello spessore massimo di 10 m; sopra le argille si hanno depositi travertinosi, anche essi con Gasteropodi, e sabbie fini talora a laminazione parallela, con sottili intercalazioni di marne calcaree biancastre. Questi depositi indicherebbero ambienti di stagno costiero e di laguna.

Al di sopra della precedente successione si osserva un corpo grossolano caratterizzato da base erosiva e costituito in prevalenza da ghiaie poligeniche eterometriche di ambiente di conoide o di piana alluvionale.

In esso si intercala, con geometria pressochè tabulare, un livello di limi scuri dello spessore di 2-4 m, argille scure screziate e livelli travertinosi o concrezionati, indicativo di una fase trasgressiva caratterizzata da sovralluvionamento con formazione di paludi.

Infine alla sommità della successione si rinviene un paleosuolo rosso, dello spessore di 1,2 metri, sui cui talora giacciono altri depositi ghiaiosi di ambiente continentale. Il paleosuolo talora taglia anche i depositi più antichi fino al livello delle argille verdi.

Le argille verdi con Gasteropodi possono essere tentativamente correlate con le argille verdastre A₅ dell'area anconetana ("Crotoniano") e con certi livelli a Gasteropodi del ciclo Q_c del reggiano e del parmense (CREMASCHI, 1982).

In tal caso il corpo in avanzamento sopra citato e le sabbie associate, al cui tetto sono ubicate le argille in oggetto, sarebbero l'equivalente dell'orizzonte S₄ dell'anconetano, che qui è stato compreso nella sequenza siciliana Q_{m1}.

I limi ed i depositi travertinosi superiori che non hanno un corrispondente nell'area anconetana, potrebbero essere messi in relazione con episodi fluvio-lacustri del Pedepennino emiliano (CREMASCHI, 1982). Si tratta in ogni caso di un orizzonte interessante, poichè indicherebbe un innalzamento del livello marino (anche se in facies continentale). Come tale dovrebbe essere associato ad un periodo di clima più caldo (Tirreniano?, Fig. 25).

Riassumendo, la successione di tetto può essere suddivisa, sulla base delle suddette considerazioni, nel seguente modo, dall'alto verso il basso: una sequenza Q_{m1} (corpo ghiaioso di Pedaso-Ripatransone) che potrebbe costituire il tetto del Pleistocene inferiore (Siciliano); una sequenza Q_{c1}, francamente continentale, corrispondente al "Crotoniano" (?), il cui marker è costituito da argille verdi a Gasteropodi; una sequenza Q_{c2}, anche essa continentale, caratterizzata dal livello limoso-travertinoso superiore e probabilmente riferibile al Tirreniano.

Q_{c1} e Q_{c2} corrisponderebbero al "ciclo Q_c" del margine padano-appenninico.

Per la definizione del paleosuolo rosso con le ghiaie associate, invece, gli studi sono tuttora in corso.

CONSIDERAZIONI SUL PLIO-PLEISTOCENE MARCHIGIANO

Nella regione marchigiana il Pliocene inizia quasi generalmente con una trasgressione particolare: ai depositi messiniani di *lago-mare* (*Argille a colombacci*) succedono peliti grigio-azzurre di ambiente batiale; solo nella parte del *bacino della Laga* ubicata a S del F. Tronto, continua la deposizione torbiditica di mare profondo con le stesse caratteristiche del membro postevaporitico della *Formazione della Laga* messiniana.

Successivamente la sedimentazione torbiditica interessa anche l'area centro-settentrionale, con apporti da W, lungo "canali strutturali" (CENTAMORE ed altri, 1978).

Nella parte medio-superiore della Zona a *Globorotalia puncticulata* (Pliocene inferiore) la tectogenesi appenninica raggiunge il suo acme ed anche l'area marchigiana esterna viene corrugata.

Subito dopo (parte alta della Zona a *Globorotalia puncticulata*) riprende la sedimentazione marina nell'avanfossa plio-pleistocenica: ulteriori compressioni, legate probabilmente alla riattivazione dei *thrusts* del Pliocene inferiore, ne condizionano l'evoluzione sedimentaria creando, tra l'altro, delle depressioni longitudinali. Faglie trasversali, talora con caratteri di trascorrenza, oltre a favorire lo scorrimento dei flussi gravitativi verso il bacino, provocano lo smembramento dell'avanfossa marchigiana in tre aree principali: area settentrionale (a nord del F. Esino), area centrale anconetana (tra il F. Esino e il F. Musone) e area meridionale (a sud del Musone).

Nella parte più interna e più profonda della prima area (*bacino di Montecalvo in Foglia*), dove si era incanalata la *colata della Val Marecchia*, al di sopra di peliti si depositano sabbie e ciottolami, che formano un apparato di delta-conoide con apporto da W (ARDANESE ed altri, 1982; CAPUANO ed altri, in stampa).

Verso l'esterno si sviluppa un'altra depressione longitudinale relativamente profonda, in cui si depositano, tra la parte alta del Pliocene inferiore e la base del Pliocene medio, oltre le peliti, torbiditi con dispersione assiale. In entrambe le zone non affiorano depositi del Pliocene superiore.

Nell'area centrale i caratteri sedimentari sono pressochè simili a quelli dell'area settentrionale, ad eccezione di una minore frequenza delle torbiditi, indicativa di una zona relativamente più rialzata della prima.

Nell'area meridionale, invece, dopo la trasgressione marina caratterizzata da depositi di ambiente litorale, si instaura per tutto il Pliocene medio-superiore un'attiva subsidenza lungo una fascia ad andamento longitudinale, prossima alla catena, con sedimentazione continua in ambiente fino a epibatiale. Dal margine interno appenninico vengono convogliati attraverso "canali strutturali" trasversali, e successivamente smistati verso NW, sedimenti torbiditici anche grossolani, che si "insaccano" nella depressione con giaciture *onlap* (Fig. 33).

Tra la parte alta del Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore, dopo la fine della fase compressiva precedentemente descritta, la subsidenza differenziale

si attenua e le depressioni sono pressochè colmate (Fig. 37). L'area centrale pur essendo relativamente profonda, come è indicato dal rinvenimento di forme batiali, costituisce un alto strutturale, in quanto non è raggiunta dalla sedimentazione torbiditica, che caratterizza invece l'area settentrionale e quella meridionale. Il depocentro settentrionale rappresenta la propaggine del tratto padano-romagnolo dell'avanfossa appenninica, mentre quello meridionale corrisponde al tratto marchigiano-abruzzese, individuatosi nel Miocene superiore (*bacino della Laga*) e migrato poi nell'Adriatico.

La continuità dell'avanfossa è pertanto interrotta, nell'area centrale anconetana, da un "alto", entro cui si sviluppano depressioni o "sinclinali" minori.

I depositi del "Pleistocene glaciale" (all'incirca equivalenti, nel loro insieme, a Q_c del margine appenninico-padano) sono assenti a N dell'Esino, ri-

dotti (con la sola parte inferiore = "Crotoniano"?) nell'anconetano, ben sviluppati a S, con vari indicatori di "bassa energia"; questi ultimi depositi indicano, più o meno direttamente, innalzamenti del livello di base, connessi con periodi a clima più caldo.

Nel Pleistocene medio-superiore si sviluppano movimenti verticali differenziati lungo faglie trasversali, sia tra le tre aree principali, sia all'interno di queste ultime. Nell'insieme si osserva una disposizione a gradinata, in cui l'area settentrionale costituisce l'elemento più rialzato e l'area meridionale quello più ribassato. In particolare alternativamente all'interno di quest'ultimo è possibile individuare blocchi ribassati e rialzati, ad andamento antiappenninico.

Tale assetto strutturale ha condizionato vistosamente la sedimentazione nell'area in questione, con la deposizione di sequenze diverse da zona a zona e l'impostazione dell'attuale reticolo idrografico.

Tavola II - Foraminiferi planctonici più significativi del Plio-Pleistocene marchigiano.

Figg. 1a-b — *Globigerinoides elongatus* (D'ORBIGNY) ($\times 95$).

Figg. 2a-b — *Globigerinoides italicus* MOSNA & VERCESI ($\times 140$).

Fig. 3b — *Sphaeroidinellopsis subdehiscens subdehiscens* BLOW ($\times 180$).

Figg. 4a-b — *Globigerinoides ruber parkeri* BORSETTI & CATI ($\times 85$).

Figg. 5b, 6c, 8c, 9a, 10b — *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ.
(Figg. 5b, 8a $\times 90$; Fig. 6c $\times 95$; Fig. 9a $\times 120$; Fig. 10b $\times 75$).

Fig. 7c — *Sphaeroidinella dehiscens* (PARKER & JONES) ($\times 185$).

Figg. 11b, 12c — *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) ($\times 100$).

Figg. 13b, 14c — *Globorotalia bononiensis* DONDI.
(Fig. 13b $\times 100$; Fig. 14c $\times 90$).

Figg. 15b, 16b-c — *Globorotalia aemiliana* COLALONGO & SARTONI.
(Fig. 15b $\times 90$; Figg. 16b-c $\times 70$).

Figg. 17c, 18b — *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER).
(Fig. 17c $\times 100$; Fig. 18b $\times 90$).

Fig. 19c — *Globorotalia oscitans* TODD ($\times 115$).

Figg. 20c, 21c — *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY).
(Fig. 20b $\times 95$; Fig. 21c $\times 80$).

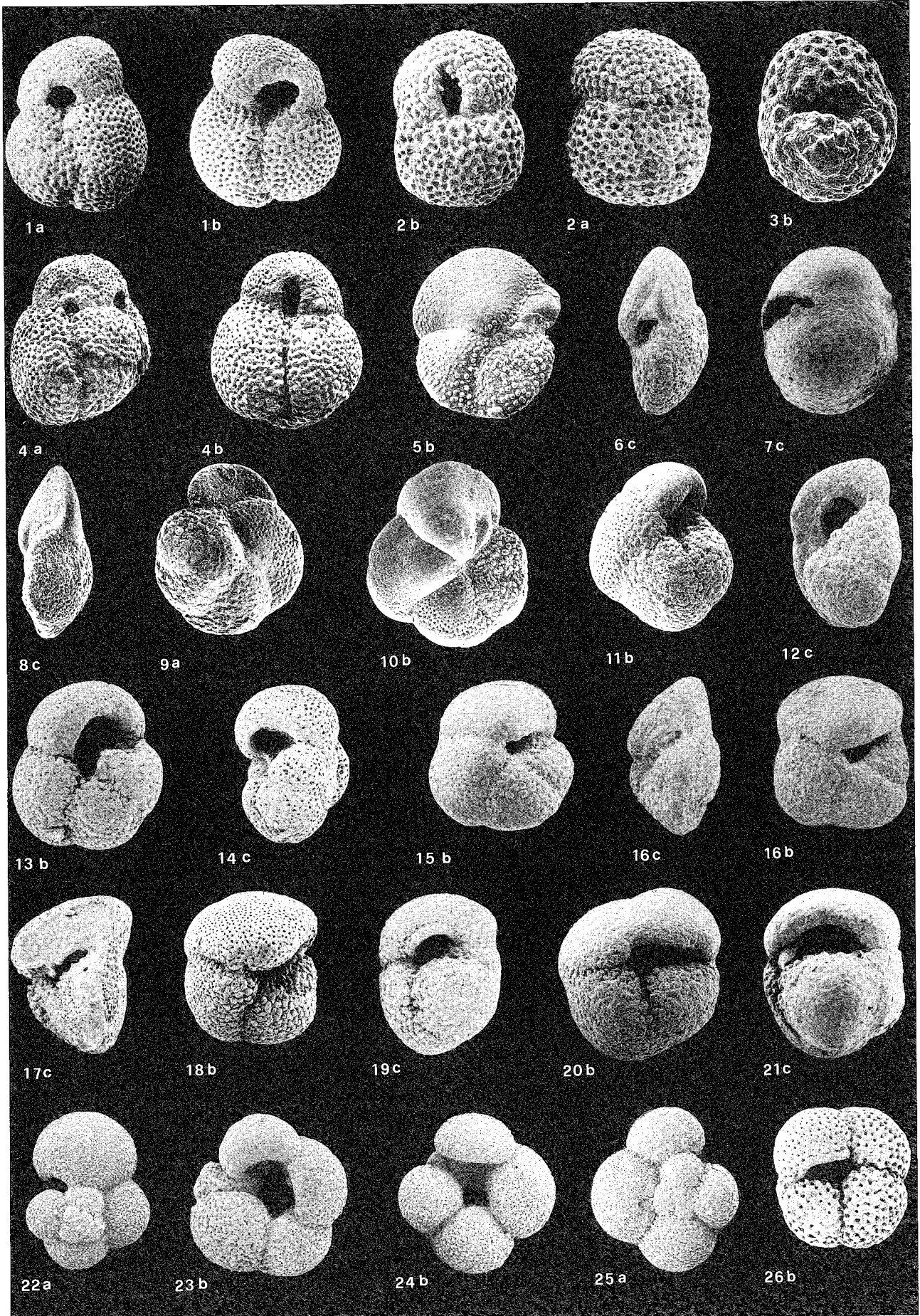
Fig. 22a — *Globigerina aff. calida calida* PARKER ($\times 40$).

Fig. 23b — *Globigerina umbilicata* ORR & ZAITZEFF ($\times 80$).

Figg. 24b, 25a — *Globigerina calabra* COLALONGO & SARTONI.
(Fig. 24b $\times 45$; Fig. 25a $\times 55$).

Fig. 26b — *Globigerina pachyderma* (EHRENBERG) ($\times 135$).

Per tutte le figure: a, lato dorsale; b, lato ventrale; c, veduta laterale.



BIBLIOGRAFIA

- AGUIRRE E. & PASINI G. (1985) - *The Plio-Pleistocene boundary*. Episodes, **8** (2).
- ANTINORI A., CALAMITA F., DEIANA G. & PIERUCCINI U. (1983) - *Primi dati mesostrutturali sui depositi postorogenici dell'avanfossa marchigiana*. Atti della riunione su "Meccanismi deformativi nelle catene perimediteranee: stato di avanzamento delle ricerche e problematiche emerse". Firenze, 5 dicembre 1983.
- ARDANESE L.R., CESTARI G., MARTELLI G. & PICHEZZI R.M. (1982) - *Indagini sulla stabilità dei versanti nel bacino pliocenico di Montecalvo in Foglia (Marche settentrionali) - parte prima: studi geologici*. Geol. Appl. e Idrogeol., **17**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., GIARDINI G., MARCHETTI P., PONTONI F. & POTETTI M. (1981) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 9) Il bacino della Laga tra il F. Potenza ed il F. Fiastrone - T. Fiastrella*. Studi Geol. Camerti, **7**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., DI LORITO L., MICARELLI A. & POTETTI M. (1983) - *I depositi terrigeni Neogenico-Quaternari affioranti tra il F. Potenza ed il F. Tronto*. Studi Geol. Camerti, numero speciale, Riun. del Gruppo di Sedim. del C.N.R., Camerino - S. Benedetto del Tronto, 26-29 settembre 1983.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A. & POTETTI M. (1982) - *Tectonic-sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin during the Upper Miocene - Lower Pliocene (Central-Southern Marche)*. Mem. Soc. Geol. It., **24**.
- CANTALAMESSA G., CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., MICARELLI A., POTETTI M., DI LORITO L., LEONELLI M., PESARESI A., TADDEI L. & VENANZINI D. (1980) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" torbiditici del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 8) Il bacino della Laga tra il F. Fiastrone-T. Fiastrella ed il T. Fluvione*. Studi Geol. Camerti, **6**.
- CANTALAMESSA G. & CHIOCCHINI U. (1986) - *Caratteri sedimentologici dei depositi ruditici e sabbiosi del Pliocene medio-superiore tra gli abitati di Castignano e di Offida (Ascoli Piceno)*. Riun. del Gruppo di Sedim. del C.N.R., Ancona 5-6-7 giugno 1986.
- CAPUANO N., TONELLI G. & VENERI F. (in stampa) - *Evoluzione paleogeografica del margine appenninico del pesarese durante il Pliocene inferiore e medio*. Boll. Soc. Geol. It..
- CASNEDI R., CRESCENTI U., D'AMATO C., MOSTARDINI F. & ROSSI U. (1981) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo molisano*. Geol. Romana, **20**.
- CENTAMORE E., CATENACCI V., CHIOCCHINI M., CHIOCCHINI U., JACOBACCI A., MARTELLI G., MICARELLI A. & VALLETTA M. (1975) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Note illustrative del Foglio 291, Pergola*. Serv. Geol. d'It.
- CENTAMORE E. & CHIOCCHINI U. (in stampa) - *Le unità torbiditiche della Marnoso-Arenacea nell'alta Valle Tiberina*. Studi Geol. Camerti, **10**.
- CENTAMORE E., CHIOCCHINI U., CIPRIANI N., DEIANA G. & MICARELLI A. (1978) - *Analisi dell'evoluzione tettonico-sedimentaria dei "bacini minori" del Miocene medio-superiore nell'Appennino umbro-marchigiano e laziale-abruzzese: 5) Risultati degli studi in corso*. Mem. Soc. Geol. It., **18**.
- CENTAMORE E., COLTORTI M., DRAMIS F., CANTALAMESSA G., D'ANGELO S., DI LORITO L., SACCHI L. & SPOSATO A. (1982) - *Aspetti neotettonici e geomorfologici del Foglio 133-134, Ascoli Piceno-Giulianova*. Pubbl. n. **513** del P.F. Geodinamica, C.N.R.
- CENTAMORE E., DEIANA G., MICARELLI A., CANTALAMESSA G., POTETTI M., DI LORITO L., LEONELLI M., MARCHETTI P., PESARESI A., PONTONI F., TADDEI L. & VENANZINI D. (1982) - *Evoluzione tettonica della porzione Nord-Occidentale del Bacino della Laga dal Messiniano al Quaternario*. Pubbl. n. **513** del P.F. Geodinamica, C.N.R.
- COLALONGO M.L., CREMONINI G., FABBRI P. & RICCI LUCCHI F. (1975) - *Studio sedimentologico-biostratigrafico di alcune sezioni pleistoceniche nei dintorni di Offagna (Ancona)*. Geol. Romana, **14**.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & PASINI G. (in stampa) - *Il bacino quaternario pedeappenninico marchigiano tra i fiumi Esino e Musone*.
- COLALONGO M.L., NANNI T. & RICCI LUCCHI F. (1979) - *Sedimentazione ciclica nel Pleistocene anconetano*. Geol. Romana, **18**.
- COLALONGO M.L. & SARTONI S. (1979) - *Schema biostratigrafico per il Pliocene e il basso Pleistocene in Italia*. Nuovi contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, Pubbl. n. **251** del P.F. Geodinamica, C.N.R.
- CREMASCHI M. (1982) - *La Formazione fluviolacustre del Pleistocene inferiore e medio nel pedeappennino emiliano*. In: *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*, Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali.
- CREMONINI G. (1982) - *Il Substrato autoctono e alloctono nell'Appennino romagnolo*. In: *Guida alla Geologia del margine appenninico-padano*, Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali.
- CREMONINI G. & RICCI LUCCHI F. (1982) - *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali.
- CRESCENTI U., D'AMATO C., BALDUZZI A. & TONNA M. (1980) - *Il Plio-Pleistocene del sottosuolo Abruzzese-Marchigiano tra Ascoli Piceno e Pescara*. Geol. Romana, **19**.
- DONDI L., RIZZINI A. & ROSSI P. (1985) - *Recent geological evolution of the Adriatic Sea*. In: DANIEL D.J. & WERD F.C. eds., Springer-Verlag, New York.
- MASSARI F., POREA G., RAINONE M., VEDOVATO L. & VIVALDA P. (1986) - *Elementi di sedimentologia delle paleospiege pleistoceniche delle Marche*. Gruppo di Sedim. del C.N.R., Ancona 5-6-7 giugno 1986.
- MITCHUM R.M., VAIL P.R. & THOMPSON S. (1977) - *The depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis*. In: *Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration*, A.A.P.G. Mem., **25**.

- MUTTI E. & SONNINO M. (1981) - *Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes*. 2nd Europ. Reg. Meet. I.A.S., Bologna.
- NANNI T., PENNACCHIONI E. & RAINONE M. (1986) - *Il bacino quaternario marchigiano*. Riun. Gruppo Sedim. del C.N.R., Ancona 5-6-7 giugno 1986.
- ORI G.G., ZITELLINI N. & ROVERI M. (1986) - *Sedimentazione plio-quaternaria nell'Adriatico centrale*. Riun. Gruppo Sedim. del C.N.R., Ancona 5-6-7 giugno 1986.
- PIERI L. & GROPPI G. (1981) - *Subsurface geological structure of the Po Plain*. Pubbl. n. 414 del P.F. Geodinamica - C.N.R.
- RAINONE M., NANNI T., ORI G.G. & RICCI LUCCHI F. (1981) - *A prograding gravel beach in Pleistocene fan delta deposits south of Ancona, Italy*. I.A.S. 2nd Eur. Meet., Bologna.
- RAFFI I. & RIO D. (1979) - *Calcareous nannofossils biostratigraphy of DSDP site 132-Leg 13 (Tyrrhenian Sea - Western Mediterranean)*. Riv. It. Paleont., **85**, 1.
- RICCI LUCCHI F. (1985 a) - *Influence of transport processes and basin geometry on sand composition*. In: ZUFFA G.G. ed., *Provenance of arenite.*, Reidel Pubbl. Co.
- RICCI LUCCHI F. (1985b) - *Syn-orogenic deposits of a migrating basin system in the NW Adriatic foreland: examples from Emilia-Romagna region, northern Apennines*. In: ALLEN P.H., HOMEWOOD P. & WILLIAMS G. eds., *Excursion Guidebook*, Int. Symp. on Foreland basins, Fribourg.
- RICCI LUCCHI F., COLALONGO M.L., CREMONINI G., GASPERI G., JACCARINO S., PAPANI G., RAFFI S. & RIO D. (1982) - *Evoluzione sedimentaria e paleogeografica nel margine appenninico*. In: Guida alla Geologia del margine appenninico-padano. Soc. Geol. It., Guide Geologiche Regionali.
- RICCI LUCCHI F., COLELLA A., ORI G.G. & OGLIANI F. (1981) - *Pliocene fan deltas of the intra-apenninic basin*. Bologna. Excursion n. 4, II European Regional Meeting, 1981, IAS.
- RIO D., BACKMAN J. & RAFFI I. (1986) - *Calcareous Nannofossils biochronology and the Plio-Pleistocene boundary*. Univ. di Parma, preprint.
- RUGGIERI G. (1980) - *Sulla distribuzione stratigrafica di alcuni ostracodi nel Pleistocene italiano*. Boll. Soc. Paleont. Str., **19**.
- RUGGIERI G., BUCCHERI G., GRECO A. & SPROVIERI R. (1976) - *Un affioramento di Siciliano nel quadro della revisione della stratigrafia del Pleistocene inferiore*. Boll. Soc. Geol. It., **94**.
- WALKER R.G. (1982) - *Hummocky and swaley cross stratification*. In: Clastic units of the Front Ranges, Foothills and Plains in the Area between field, B.C. and Drumheller, Alberta (Ed. by R.G. Walker). Int. Ass. Sediment. Excursion 21a, Gdbk.

