

## FLUTTUAZIONI CLIMATICHE DURANTE IL QUATERNARIO NEL MAR TIRRENO, MEDITERRANEO OCCIDENTALE (CAROTA PC-19 BAN 80)

DONATA VIOLANTI<sup>o</sup>, ELISABETTA PARISI\* & ELISABETTA ERBA\*

*Key-words:* Climatic fluctuations, Tyrrhenian Sea, Quaternary, Foraminifera, Stable isotopes, Calcareous nannofossils.

*Abstract.* Core PC-19, recovered from the central Tyrrhenian Sea (Western Mediterranean) during cruise BAN 80, was investigated with micropaleontological and stable isotopic techniques.

The time interval spans from Late Pleistocene to Holocene; the biostratigraphic framework was provided by calcareous nannofossils. Two biozones (*Emiliana huxleyi* and *E. huxleyi* Acme Zones) and two distinct biohorizons (the *Gephyrocapsa caribbeanica*/*E. huxleyi* abundance reversal and the beginning of *E. huxleyi* Acme) were recognized.

Calcareous nannofossils confirmed to be excellent indicators of surface water mass temperatures: two warm and five cold episodes and five low-salinity events were pointed out.

Planktonic foraminifera were quantitatively analyzed: large fluctuations in abundance were pointed out and a climatic curve was constructed. Data regarding changes of deep water assemblages were provided by benthic foraminifera.

Oxygen and carbon isotopic composition was measured on tests of *Globigerina bulloides* or *Globigerinoides ruber*; isotopic curves were correlated with the faunal climatic one and plotted against the biostratigraphic framework. Isotopic stages 3 and 5 and substages 5a and 5e could be identified whereas stage 1 was recognized only partially.

Climatic zones W, X, Y and Z could be tentatively identified.

The paleoceanographic changes evidenced by the present study are consistent with those known for the eastern Mediterranean: thus Quaternary paleoclimatic and paleoceanographic signals had a large significance at least at regional scale.

### Introduzione.

Il presente lavoro riporta i risultati dello studio micropaleontologico ed isotopico della carota PC-19, proveniente dal Mar Tirreno centrale (Fig. 1). La carota è stata prelevata durante la crociera BAN 80 della nave oceanografica BANNOCK mediante un carotiere a pistone alla profondità di -2485 m, su una piccola collina abissale. Tale collina fa parte del rilievo morfologico, con andamento SE-NO, che si innalza tra il bacino tirrenico occidentale, con profondità

<sup>o</sup> Istituto di Scienze della Terra, Via Verdi 75, 98100 Messina.

\* Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano.

massima intorno a -2800 m, ed il bacino tirrenico sud-orientale, che raggiunge invece i -3500 m (Savelli & Wezel, 1979). Il punto di prelievo dista circa 15 miglia nautiche dal Pozzo DSDP 132 effettuato dalla Glomar Challenger nel Tirreno durante il Leg 13, studiato dal punto di vista micropaleontologico, paleoclimatico, sedimentologico (Nesteroff et al., 1972; Cita et al., 1973; Cita, 1974; Cita et al., 1974; Raffi & Rio, 1979) e isotopico (Thunell & Williams, 1983).

La carota PC-19 è composta da sei sezioni per una lunghezza totale di 678 cm e comprende un intervallo sedimentario che è risultato corrispondente alla parte superiore della carota 1 del Pozzo 132 (sezioni 1, 2 e parte della sezione 3).

Donata Violanti ha condotto l'analisi qualitativa e quantitativa delle faune a Foraminiferi planctonici e bentonici; Elisabetta Parisi ha isolato il materiale necessario per le analisi isotopiche che ha effettuato in collaborazione con la dott. Colette Vergnaud-Grazzini; Elisabetta Erba è responsabile dello studio della nannoflora calcarea.

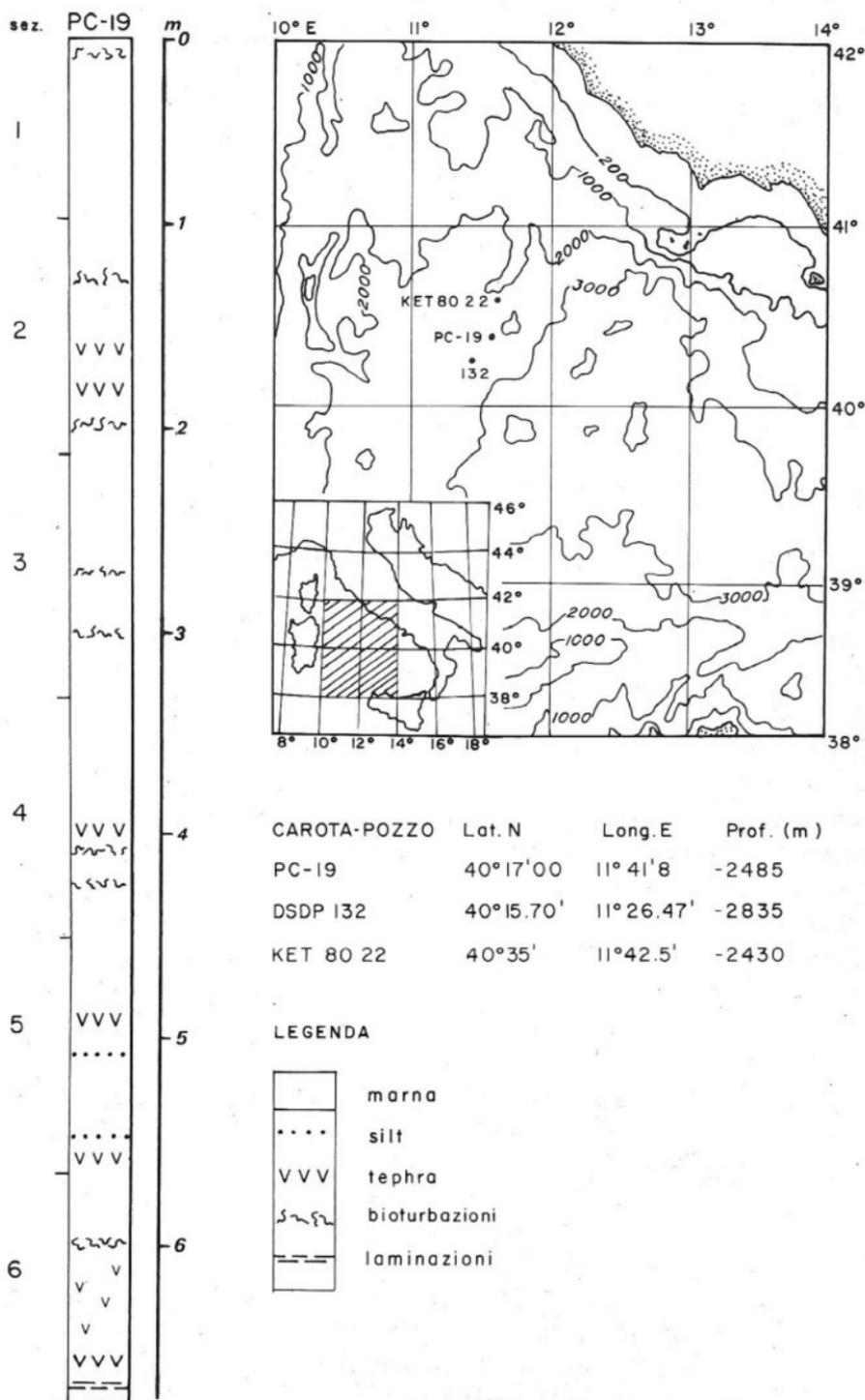
### Litologia.

La carota PC-19, il cui ricupero complessivo è di 678 cm, è costituita in prevalenza da marne di colore grigio verde chiaro e marrone verde chiaro. La colonna litologica della carota PC-19 è illustrata in Fig. 1, dove sono riportate anche la carta batimetrica dell'area di prelievo, le coordinate geografiche e la profondità del carotaggio. Nella stessa figura sono indicate anche coordinate geografiche e profondità del Pozzo DSDP 132 e della carota KET 8022 (Cita et al., 1973; Blanc-Vernet et al., 1983).

Da un punto di vista litologico è possibile distinguerne due parti:

a) la porzione maggiore della carota è caratterizzata, dall'alto verso il basso, da 4 cm di marne ocracee a Pteropodi, cui seguono fino a 537 cm dalla sommità della carota alternanze decimetriche di marne grigio verde chiaro e grigio. I primi decimetri di sedimenti sono parzialmente disturbati da rimaneggiamento, evidenziato dalle osservazioni litologiche effettuate dallo staff di bordo ed in parte confermate dalla presenza di nannofossili calcarei di età più antica. Nella parte superiore della carota, si nota macroscopicamente una bioturbazione diffusa fino a 198 cm dalla sommità; inferiormente le bioturbazioni sono invece limitate a rari livelli centimetrici.

Sono inoltre presenti due livelli, rispettivamente a 272-277 cm ed a 303-310 cm, di colore un po' più scuro e più consolidati dei fanghi sovra- e sotto-



stanti, in via preliminare ipotizzati come livelli sapropelitici; le successive analisi del carbonio organico, effettuate dal Laboratorio AGIP, hanno dato invece risultati negativi, rispettivamente 0,32 e 0,29% di C organico/peso totale; il contenuto è risultato inferiore a quello dei sedimenti normali, assunti come riferimento, che presentano lo 0,81% di C organico/peso totale.

Sono stati individuati sia macroscopicamente che microscopicamente quattro livelli di ceneri e/o vetro vulcanico: 1) a 138–160 cm circa, livello con abbondanti frammenti pomicei piuttosto alterati; 2) a 168–176 cm, livello leggermente gradato e laminato, costituito da aggregati biancastri pomicei di piccole dimensioni e da subordinati vetro vulcanico e minerali, tra cui biotite, orneblenda (Bigioggero & Colombo, com. pers.) e quarzo; 3) a 393 cm, livello di un solo centimetro di spessore e di colore nero con abbondanti granuli minerali (probabili plagioclasti e minerali femici); 4) a 482–493 cm circa, livello spesso 11 cm, di colore bruno rossiccio per la presenza di ossidi di ferro, gradato, costituito da vetro vulcanico in fibre allungate, raggruppate in pacchetti subtrasparenti e da scarsi minerali (biotite);

b) la porzione inferiore della carota PC-19, da 537 cm fino alla sua base, è caratterizzata da livelli decimetrici di marne marrone verde chiaro alternate a marne grigio verde. La bioturbazione è evidente e diffusa, soprattutto tra 597 cm e 678 cm, dove sono visibili anche frequenti lamelle di mica. In questa parte il materiale vulcanico è più abbondante, in particolare nei livelli grigio-scuri. Un solo livello di ceneri è chiaramente identificabile a 565 cm, mentre a partire da 606 cm fino alla base della carota il materiale vulcanico è diffuso e, pur avendo una maggiore concentrazione tra 631–641 cm e tra 666–671 cm, non si identifica in livelli distinti; è costituito da aggregati pomicei biancastri e da scarsi minerali femici di piccole dimensioni.

Rari granuli di quarzo sono limitati ad alcuni campioni sommitali della carota. Laminette di mica si rintracciano negli stessi campioni in cui è presente il quarzo; assenti nelle parti mediane, diventano invece abbondanti nella porzione inferiore della carota.

**ANALISI GRANULOMETRICHE, CONTENUTO IN CARBONATO DI CALCIO,  
ANALISI MICROPALÉONTOLOGICHE,  
OSSERVAZIONI SEDIMENTOLOGICHE E FAUNISTICHE**

(Donata Violanti)

**Materiali e metodi.**

I 139 campioni esaminati sono stati prelevati a 5 cm di distanza uno dall'altro, prendendo un quantitativo di sedimento di circa 2–3 cc. Sono stati seccati, pesati e divisi in due parti: circa un grammo a secco di sedimento è stato

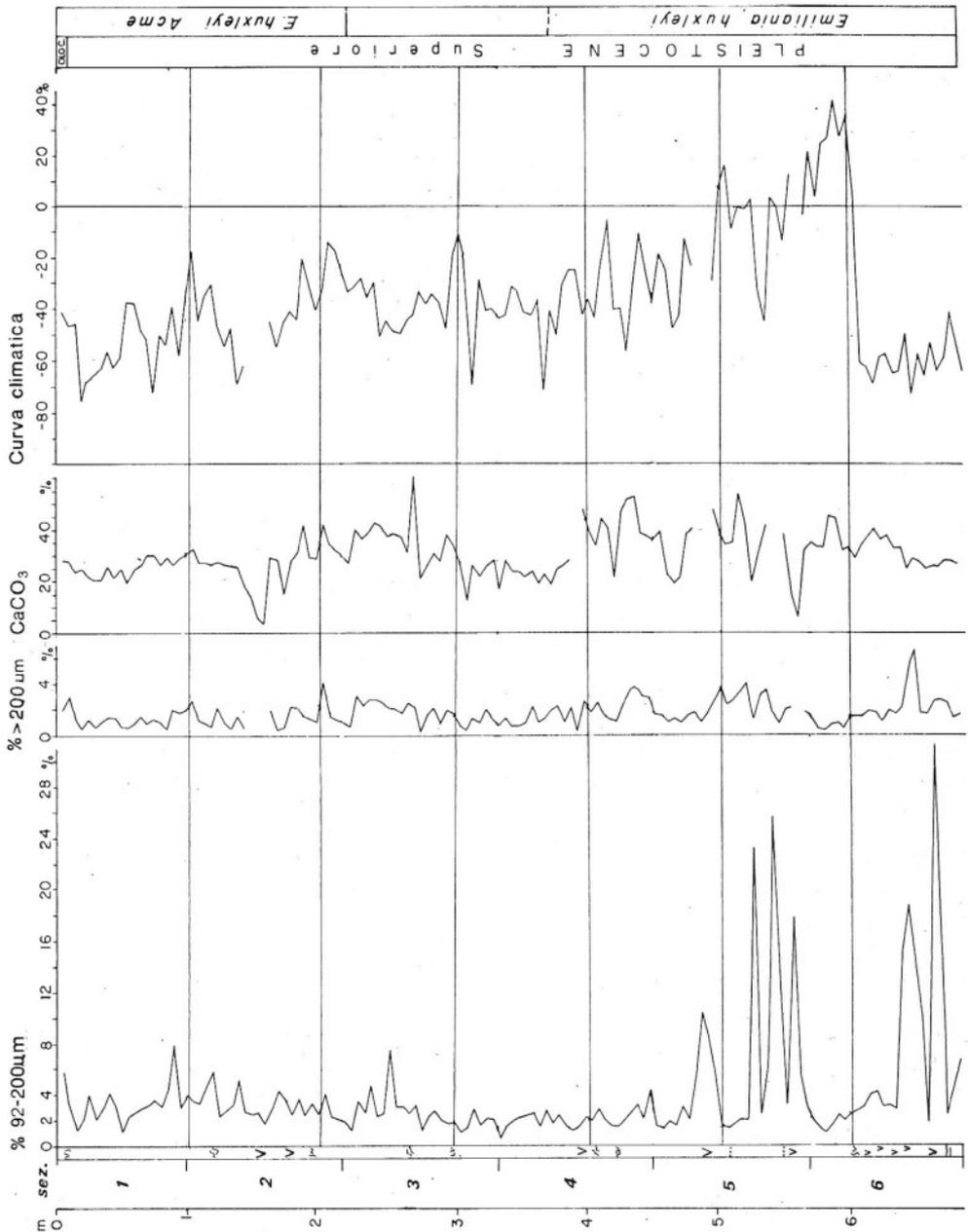


Fig. 2 — Percentuali delle frazioni granulometriche (tra 92 e 200  $\mu\text{m}$  e superiore a 200  $\mu\text{m}$ ), del carbonato di calcio e curva climatica, ottenuta sommando le percentuali degli indicatori caldi (*Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*) con valore positivo e degli indicatori freddi (*Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma*), con valore negativo.

In questa e nelle seguenti figure a sinistra è indicata la colonna litologica della carota PC-19, a destra sono riportate le epoche geologiche e le Zone a Nannofossili calcarei.

utilizzato per l'analisi del carbonato di calcio (effettuata con calcimetro modello Pizzarelli modificato); la parte restante è stata lavata con acqua distillata attraverso due setacci a maglie di 92  $\mu\text{m}$  e di 200  $\mu\text{m}$ , in modo da ottenere frazioni granulometriche confrontabili con quelle già utilizzate nella costruzione di curve faunistiche e climatiche per il Quaternario del Mediterraneo orientale (Cita et al., 1982). I valori in peso delle due frazioni granulometriche sono espressi come percentuali del peso totale (Tab. 1); le analisi micropaleontologiche sono state condotte sulla sola frazione superiore a 200  $\mu\text{m}$  (Tab. 2).

### Analisi granulometriche.

Le percentuali delle due frazioni granulometriche sono espresse graficamente nelle curve riportate in Fig. 2; verranno discusse, come tutte le successive, a partire dalla sommità della carota verso il basso.

La frazione compresa tra 92 e 200  $\mu\text{m}$  (valore medio 4,01%) presenta valori bassi fino a 450 cm circa; solo pochi campioni hanno valori un po' superiori (fino a circa 8%) a 90 cm e 250 cm: è presente infatti una maggior percentuale di materiale fine più cementato, sotto forma di aggregati ricchi di minerali, in particolare mica. Nella parte inferiore della carota la curva mostra fortissime oscillazioni verso valori elevati (fino a quasi il 30%) dovute alla presenza o di mica e materiali vulcanici (490 cm, 545 cm e base della carota), oppure di materiale indisgregato (525 cm, 540 cm, 555 cm e 661 cm).

La curva della frazione superiore a 200  $\mu\text{m}$  (valore medio 1,75%) ha un andamento abbastanza simile a quello della frazione fine; sono stati tuttavia trascurati quattro campioni, il cui residuo era troppo scarso per consentirne l'analisi granulometrica e micropaleontologica (148 cm, 153 cm, 158 cm, 560 cm). Le variazioni nelle percentuali della frazione superiore a 200  $\mu\text{m}$  sono frequenti ma più modeste, soprattutto nella parte inferiore della carota, di quelle riscontrate nella frazione compresa tra 92 e 200  $\mu\text{m}$  che raccoglie la maggior parte dei frammenti di origine vulcanica. Il massimo assoluto della frazione superiore a 200  $\mu\text{m}$ , riscontrato a 646 cm (6,67%), è dovuto alla contemporanea presenza di abbondante residuo organogeno, di ceneri vulcaniche e di mica; questi due ultimi componenti sono sempre presenti nella parte basale della carota.

### Contenuto in carbonato di calcio.

Il contenuto in carbonato di calcio (Fig. 2) è riportato per 135 campioni su 139 totali: infatti nei campioni a 393 cm, 485 cm, 490 cm e 540 cm, provenienti da livelli ricchi di ceneri, è risultato troppo scarso per permetterne una analisi attendibile. Il valore medio del  $\text{CaCO}_3$  (29,81%), calcolato sui campioni analizzati, è confrontabile con quello della parte più alta del Pozzo 132 del Tirreno (circa 30%) indicata come «Unità 1» e riferita al Quaternario glaciale e a parte del Preglaciale (Cita et al., 1974); è anche confrontabile con la media otte-

nuta nella carota 6 (27,08%) e 45 (25,92%) dell'Area 4 del Mar Ionio (Cita et al., 1982).

Il confronto tra le varie curve ottenute dal  $\text{CaCO}_3$  e dalle analisi granulometriche mette in evidenza un andamento generale abbastanza simile, soprattutto per quanto riguarda la frazione più grossolana, costituita spesso in maniera prevalente da gusci carbonatici di Foraminiferi; la correlazione risulta più chiara nella parte centrale della carota, poco disturbata da materiale inorganico. Le curve hanno invece andamento opposto nei livelli ricchi di ceneri con scarsa componente carbonatica organogena. La discrepanza rilevabile alla sommità della carota tra i bassi valori del  $\text{CaCO}_3$  e quelli elevati della frazione superiore a  $200 \mu\text{m}$  (con un massimo relativo del 3% a 10 cm) non è dovuta alla presenza di materiale vulcanico, ma di frammenti grossolani subcilindrici, non carbonatici, probabilmente ricollegabili alle bioturbazioni segnalate nella parte sommitale della carota dallo staff di bordo. In via generale la curva del carbonato di calcio sembra quindi dare un'indicazione abbastanza attendibile della produttività organica.

### Analisi sui Foraminiferi

Le analisi sono state condotte sulla frazione superiore a  $200 \mu\text{m}$  in 135 campioni. Per ognuno di essi sono stati isolati 300–500 esemplari di Foraminiferi, sono state identificate tutte le specie planctoniche e bentoniche ed è stato calcolato il rapporto P/P + B (in genere compreso tra 98% e 100%). Il numero di specie planctoniche determinate è riportato in Fig. 4, la relativa distribuzione, unitamente a quella degli altri organismi presenti (Pteropodi, Ostracodi, Bivalvi, ecc.) e del materiale inorganico (quarzo, mica, aggregati carbonatici, vetro vulcanico) è indicata in Fig. 5. Le specie bentoniche e la loro distribuzione sono riportate in Fig. 4 e 6. I Foraminiferi bentonici sono stati conteggiati sulla frazione superiore a  $200 \mu\text{m}$ ; l'analisi è stata completata determinando anche gli esemplari presenti nella frazione compresa tra 92 e  $200 \mu\text{m}$ , senza tuttavia contarli.

I Foraminiferi planctonici e bentonici permettono di attribuire i sedimenti in studio al Pleistocene (presenza di *Globigerina cariacensis*, *Globorotalia truncatulinoides excelsa*, *Bulimina striata mexicana*, *Articulina tubulosa* ecc.).

Sui Foraminiferi planctonici sono state effettuate analisi quantitative: si sono inizialmente contati tutti gli esemplari delle specie individuate come climaticamente significative in base a numerosi studi paleoambientali, con particolare riguardo al Mediterraneo (Parker, 1958; Ryan, 1972; Cita et al., 1973; Thunell et al., 1977; Cita et al., 1982; inter alii); esse sono suddivisibili in indicatori caldi (*Orbulina universa* d'Orbigny e *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny)) ed in indicatori freddi (*Globigerina bulloides* d'Orbigny, *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg)). Insieme a *N. pachyderma* sono stati conteggiati gli esem-

plari di *N. incompta* Cifelli, spesso non distinta dalla prima specie e considerata di significato paleoambientale simile; per lo stesso motivo insieme a *G. ruber* è stata considerata *G. gomitulus* (Seguenza). Se ne sono quindi calcolate le relative percentuali rispetto al numero totale di Foraminiferi planctonici per campione, riportate singolarmente in Fig. 3 ed utilizzate per la costruzione della curva climatica in Fig. 2, 3, 4.

Con lo stesso metodo è stata calcolata la percentuale di *Neogloboquadrina eggeri* (Rhumbler) (Fig. 4) (1), considerata indicativa di acque a bassa salinità e/o alta produttività. Si è inoltre stimata la frequenza di *Globorotalia inflata* (d'Orbigny), specie temperata, ed infine è stato considerato il numero di specie per campione sia dei Foraminiferi planctonici che bentonici.

### Curve degli indicatori climatici.

Le curve delle percentuali delle specie planctoniche utilizzate come indicatori «caldi» e «freddi» sono riportate in Fig. 3. *O. universa*, considerata come indicatore caldo, è assente o scarsa nella parte superiore della carota, ad eccezione del breve intervallo tra 203–265 cm; è presente con continuità nell'intervallo compreso tra 413–596 cm, ove raggiunge valori un po' più elevati, mentre è sporadica o assente nella parte restante della carota. *G. ruber*, il secondo indicatore caldo, fornisce spesso valori di frequenza piuttosto elevati, pur mostrando anche diverse oscillazioni marcate. Mentre la concordanza tra le curve delle due specie è buona in tutta la metà inferiore della carota, nella metà superiore l'andamento delle due curve è più complesso e differenziato. Come già detto *G. gomitulus* è stata considerata come appartenente al gruppo «*G. ruber*», e quindi conteggiata insieme a quest'ultima come indicatore di clima caldo; sembra tuttavia adattarsi abbastanza bene anche alle acque temperate.

*G. bulloides*, utilizzata come indicatore di clima freddo insieme a *N. pachyderma*, è generalmente la specie dominante nella fauna planctonica, raggiungendo anche il 63% del totale della fauna (con massimo assoluto a 20 cm). I valori minimi si riscontrano invece in corrispondenza dei picchi di abbondanza degli indicatori caldi. Oltre alla variazione quantitativa, *G. bulloides* mostra anche una apprezzabile variazione morfologica, che sembra controllata climaticamente. Questo aspetto verrà discusso più ampiamente nelle osservazioni sulla distribuzione e morfologia delle specie planctoniche presenti. La curva di *N. pa-*

(1) Molti autori considerano *Neogloboquadrina eggeri* (Rhumbler, 1901) sinonimo più recente di *Neogloboquadrina dutertrei* (d'Orbigny, 1839) (Parker, 1962; Kennett & Srinivasan, 1983; Raffi & Sprovieri, 1984) dando quindi priorità a quest'ultima. Altri autori (Cita & Chierici, 1962; Saito et al., 1981) riconoscono entrambe le specie, pur fornendone diagnosi differenti. Gli esemplari da noi esaminati corrispondono strettamente all'illustrazione data da Rhumbler per *Globigerina eggeri*, mentre si discostano dalla figura dell'olotipo di *Globigerina dutertrei* data da d'Orbigny. Seguendo i criteri distintivi di Cita & Chierici (1962), che tengono conto delle diagnosi originali, gli esemplari esaminati sono stati attribuiti a *N. eggeri* (= *G. eggeri* Rhumbler).

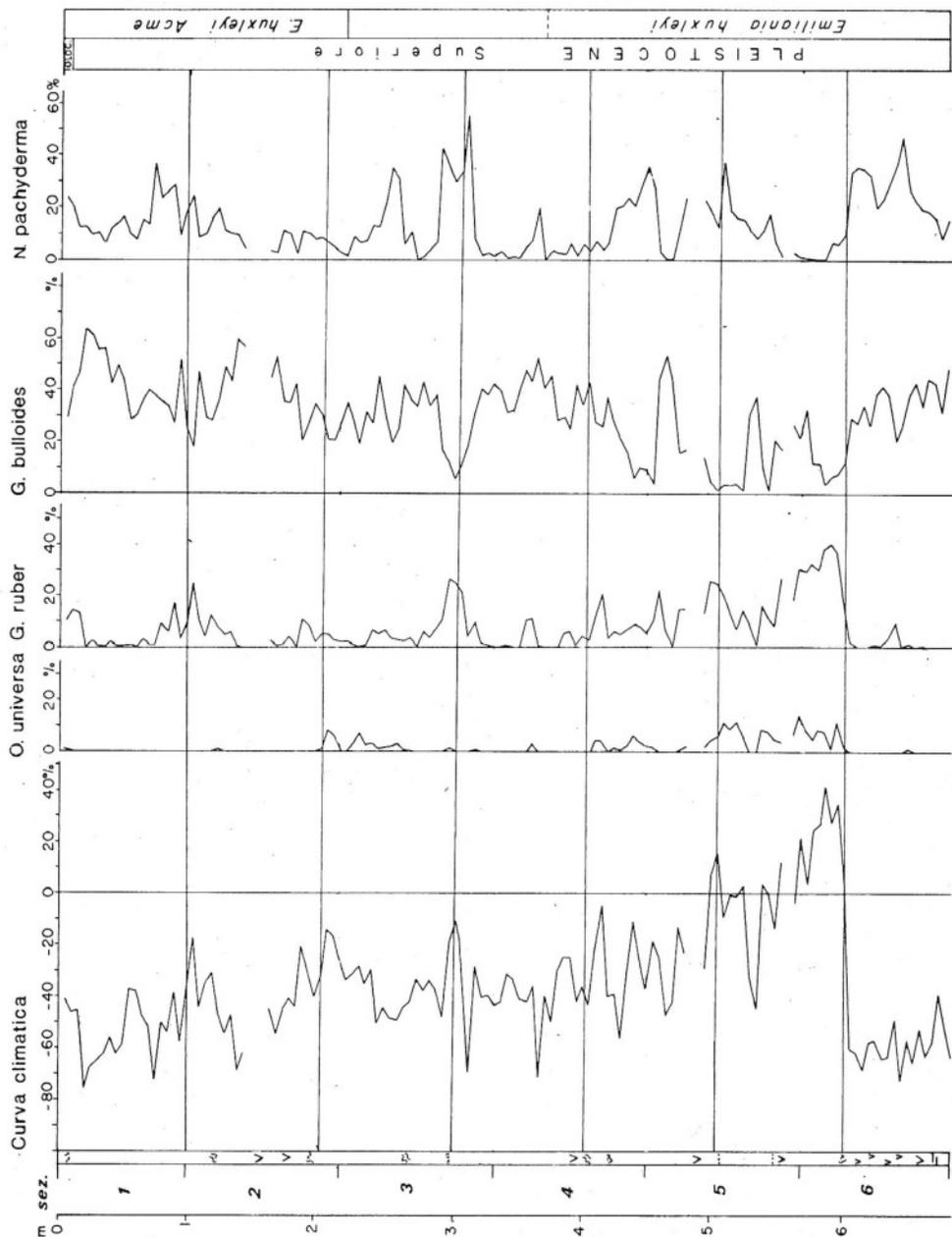


Fig. 3 — Percentuali degli indicatori climatici caldi (*Orbulina universa*, *Globigerinoides ruber*) e freddi (*Globigerina bulloides*, *Neogloboquadrina pachyderma*) utilizzati per la costruzione della curva climatica, riportata a sinistra nel diagramma.

*chyderma*, specie tipicamente «fredda», rappresentata nella carota da gusci in prevalenza destrorsi, ha un andamento peculiare rispetto a quello di *G. bulloides*; le oscillazioni e l'andamento generale delle due curve sono a volte simili (soprattutto alla base della carota), ma più spesso hanno andamento opposto: ad esempio a 255 cm, a 295–315 cm ed a 433–455 cm.

### Curva climatica.

La curva climatica (Fig. 2, 3, 4) è stata ottenuta sommando le percentuali degli indicatori caldi (a cui è stato attribuito valore positivo) e le percentuali

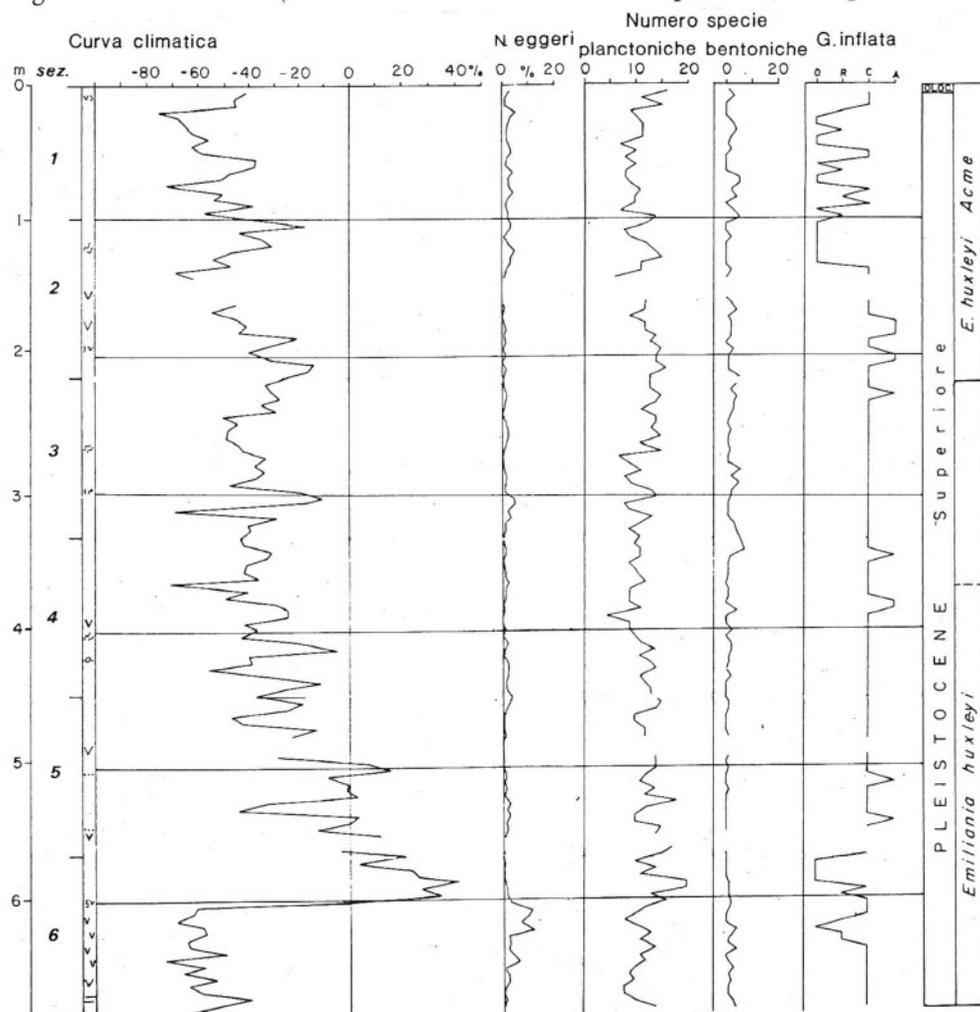


Fig. 4 - Percentuali di *Neogloboquadrina eggeri*, numero delle specie planctoniche e bentoniche, frequenza semiquantitativa di *Globorotalia inflata* (R = rara, C = comune, A = abbondante); la curva climatica è riportata a sinistra nel diagramma.

degli indicatori freddi (con valore negativo) (Fig. 3). Essa è caratterizzata da valori negativi, di significato quindi «freddo», dalla sommità fino a 495 cm circa. Le oscillazioni fredde più marcate sono però raggiunte nella parte sommitale, in cui si trova il massimo assoluto di  $-75$  (a 20 cm); nelle sezioni sottostanti i valori freddi sono intercalati ad episodi tendenti a condizioni più temperate: un primo intervallo temperato culmina infatti a 103 cm; il tratto compreso tra 188 cm e 240 cm mostra un massimo relativo di  $-14$ ; un picco temperato di breve durata compare a 305 cm. A partire da 383 cm fino a 500 cm i campioni presentano nette oscillazioni, ma nel complesso dimostrano una tendenza verso valori meno freddi.

Il solo intervallo della curva climatica in cui sono frequenti i valori positivi, indicativi di clima caldo, è compreso tra 500 cm e 601 cm ed è suddiviso in due parti da una breve oscillazione fredda. Probabilmente anche l'intervallo a partire da 300 cm fino a 500 cm, mediamente il più prossimo allo zero della curva climatica, potrebbe far parte dell'episodio caldo e rappresentarne la porzione più temperata.

La parte basale della curva, sottostante all'episodio caldo, ha valori costantemente negativi, intorno a  $-60$ , e limitate oscillazioni; il cambiamento climatico è netto, senza transizione.

Si può quindi concludere, seguendo l'ordine temporale, che il clima freddo ed uniforme della parte più antica della carota è rapidamente sostituito da un episodio caldo, interrotto da oscillazioni fredde di minor durata, che ne individuano stadi differenti. In seguito, ma in modo graduale, la curva torna a segnalare condizioni fredde, con numerose oscillazioni ed almeno tre episodi più miti, raggiungendo il massimo assoluto negativo nella parte più alta. Dallo studio micropaleontologico appare tuttavia evidente che gli effetti più marcati del clima freddo non si verificano nella porzione più recente, interessata inoltre da rimaneggiamento, ma nella parte basale della carota, caratterizzata da maggiore uniformità climatica.

La curva climatica è solo in parte correlabile con la curva del carbonato di calcio (Fig. 2): si può intravedere tuttavia una certa relazione tra i valori del carbonato superiori alla media (29,81%) e quelli negativi più prossimi allo zero della curva climatica. Nel complesso la concordanza appare più evidente nella parte intermedia della curva climatica, meno disturbata da materiale inorganico (ceneri, mica, ecc.).

Se si confrontano poi insieme le curve dei singoli indicatori e la curva climatica, risulta evidente una certa corrispondenza tra i valori positivi, o comunque più vicini a valori intermedi della curva climatica, e l'intervallo di massima frequenza di *O. universa*, che secondo la nostra interpretazione corrisponderebbe ad episodi di clima caldo o temperato-caldo. Va inoltre fatto rilevare che alcuni dei massimi relativi di *G. ruber* si registrano in corrispondenza di percen-

tuali più elevate di *N. pachyderma*: il più evidente, ad esempio, si nota a 300–310 cm, in uno dei livelli di marne relativamente consolidate.

La relazione tra le specie calde e le specie fredde sembra più diretta e facilmente interpretabile negli intervalli ben definiti climaticamente — decisamente caldi o decisamente freddi —, con aumento complessivo delle faune calde e diminuzione delle fredde nel primo caso, ed inversamente nel secondo. Al contrario nei periodi di fluttuazione tra queste fasi meglio definite, le diverse specie hanno un andamento più complesso; in alcuni casi ad esempio si verificano bruschi cali di *G. bulloides* ed aumenti quasi contemporanei di forme dal significato climatico discordante, quali *N. pachyderma* e *G. ruber*. Si possono evidenziare inoltre periodi prettamente temperati, in cui *G. bulloides* costituisce oltre il 50% della fauna a scapito degli altri indicatori climatici. *G. bulloides* sembra quindi legata a condizioni temperate o temperato-fredde, piuttosto che a clima decisamente freddo.

#### Distribuzione di *Neogloboquadrina eggeri* (Rhumblér).

*N. eggeri* (Rhumblér), determinata in base ai criteri proposti da Cita & Chierici (1962), è stata utilizzata da numerosi autori come indicatore di acque a bassa salinità (Ruddiman, 1971; Cita, Chierici et al., 1973; Thunell et al., 1977; Vergnaud—Grazzini et al., 1977; Cita et al., 1982). Recentemente è stata collegata a condizioni di alta produttività in aree di risalita (Srinivasan & Kennett, 1976). È rara nei sedimenti quaternari del Mediterraneo occidentale ed in particolare in quelli del Pozzo 132, mentre è molto abbondante nei livelli sapropelitici S-6 e S-8 dello Ionio e del Mediterraneo orientale, dove raggiunge il 50% della fauna complessiva. Nei campioni della carota PC-19 è spesso presente con pochi esemplari di piccole o medie dimensioni. Le percentuali sono in genere inferiori al 2–3%, ma raggiungono il 4,5% ed il massimo assoluto dell'11% rispettivamente a 310 cm e a 621 cm (Fig. 4). Sia l'andamento generale che i valori massimi sono confrontabili con quanto segnalato per il Pozzo 132 (Cita et al., 1974), in cui *N. eggeri* (= *Neogloboquadrina dutertrei*) presenta le percentuali più elevate in livelli con tracce di stagnazione (Carota 1, Sez. 2, 22 cm e 35 cm).

#### Frequenza di *Globorotalia inflata* (d'Orbigny).

La curva di frequenza di *G. inflata* è pure riportata in Fig. 4. Tale curva è stata ottenuta in base ad una stima semiquantitativa della sua abbondanza espressa nel modo seguente:

- rara (R) — circa 1–2%
- comune (C) — circa 10%
- abbondante (A) — maggiore del 15–20%.

Di conseguenza la curva è confrontabile solo in parte ed in modo indiretto con le altre curve già discusse, calcolate tutte su base strettamente quantitativa.

L'analisi di *G. inflata* è stata infatti introdotta successivamente, come possibile fonte di ulteriori informazioni sulle risposte della fauna planctonica alle variazioni del clima e della circolazione marina. *G. inflata* è stata considerata (Imbrie & Kipp, 1971) come specie caratteristica dell'associazione subtropicale e della associazione ai margini di circuito, definite nell'Atlantico. Bè & Tolderlund (1971) e successivamente Kipp (1976) la considerano come specie tipica della zona di transizione tra le masse d'acqua subpolari e subtropicali, assimilabile alla zona temperata. Con riferimento al Mediterraneo, Thunell (1978) considera *G. inflata*, insieme a *G. bulloides*, elemento predominante dell'associazione di transizione, ben rappresentata nei sedimenti superficiali del Mediterraneo, che raggiunge i valori massimi nello Stretto di Sicilia, nel Mare di Alboran e nel Tirreno meridionale.

I dati a disposizione per la carota PC-19 hanno ovviamente solo un valore indicativo, ma ugualmente confermano il significato di *G. inflata* come specie temperata, anche nel Pleistocene superiore del Mediterraneo (Blanc-Vernet & Pastouret, 1969). La curva di *G. inflata* ha infatti un andamento complessivamente vicino a quello di *G. bulloides* e la maggior parte dei suoi picchi è in corrispondenza con episodi temperati, mentre le frequenze più basse si sono riscontrate sia nei tratti più freddi che in quelli più caldi. Nei campioni esaminati è inoltre la specie meglio rappresentata tra quelle appartenenti al genere *Globorotalia*, sia come numero di esemplari per campione che come frequenza complessiva nella carota. Il suo valore come indicatore paleoambientale appare buono, ma è tuttavia evidente la necessità di dati più strettamente quantitativi per un'utilizzazione ai fini paleoambientali.

#### Distribuzione, diversità specifica e morfologia delle specie planctoniche.

La distribuzione delle specie planctoniche è riportata in Fig. 5, in cui sono indicati anche la direzione d'avvolgimento di *N. pachyderma*, gli altri organismi eventualmente presenti (Pteropodi ecc.), il materiale inorganico e le strutture sedimentarie (bioturbazioni) rinvenuti nei singoli campioni. Le specie planctoniche sono indicate nella figura in ordine di comparsa, a partire dalla sommità della carota verso il basso; gli indicatori climatici sono raggruppati a parte. *G. truncatulinoidea excelsa*, tipica forma pleistocenica, è assente nella maggior parte dei campioni, molto rara anche in quelli dell'intervallo caldo. Generalmente abbondante nel Mediterraneo orientale, questa specie è sporadica nei periodi temperati del Quaternario nel Mediterraneo occidentale (Blanc, Blanc-Vernet & Le Campion, 1972). *Globigerinoides conglobatus*, *G. sacculifer* e *G. trilobus* sono legate alle variazioni climatiche calde, ma solo la prima è stata individuata in quantità apprezzabile. *Globigerinita glutinata*, come *Globigerina falconensis*, è tra le specie più comuni; spesso è abbondante e sembra indipendente dalle oscillazioni climatiche. *G. cariacensis*, altra specie indicativa di età pleistoceni-

ca, è rara nella maggior parte dei campioni, assente o sporadica nell'intervallo caldo; troppo scarsa quindi per definirne il significato paleoclimatico. *Globorotalia scitula* raggiunge percentuali abbastanza elevate ed è diffusa prevalentemente negli intervalli freddi o temperato-freddi.

*Globigerina digitata*, *G. praedigitata*, *G. bermudezi*, *G. rubescens*, *Globigerinoides helacinus*, *G. tenellus* e *G. elongatus* sono specie sporadiche, troppo scarse per permettere correlazioni con le oscillazioni climatiche.

Un altro elemento considerato nello studio della fauna della carota PC-19 è il numero di specie planctoniche per campione, riportato nella curva relativa in Fig. 4. Le variazioni della diversità specifica si correlano direttamente con l'andamento della curva climatica: agli intervalli più freddi (negativi) della curva climatica corrispondono diminuzioni nel numero delle specie, particolarmente evidenti alla sommità ed alla base della carota, in cui si hanno circa 10 specie per campione (minimo assoluto di 6 specie a 143 cm).

Viceversa nei periodi caldi o temperato-caldi il numero di specie aumenta per la presenza di forme meno tolleranti climaticamente, quali *Hastigerina siphonifera*, *H. pelagica*, *Globigerinoides sacculifer*, *Globigerina calida* ecc., e raggiunge il valore massimo di 20 specie nei campioni del picco più caldo della curva climatica a 586 cm e 591 cm. Nell'intervallo compreso tra 98 cm e 220 cm circa il valore medio del numero di specie si mantiene più elevato rispetto a quelli immediatamente sopra- e sottostanti, anche se non raggiunge le punte massime dell'intervallo più caldo. In corrispondenza la curva climatica appare più spostata verso lo zero indicando un intervallo abbastanza mite. Il livello vulcanico compreso tra 168 cm e 176 cm interrompe la continuità dei valori sopra discussi, impedendo di definire esattamente il punto preciso della variazione climatica; tuttavia sia dalla curva climatica che da quelle dei singoli indicatori e del numero di specie planctoniche si può ipotizzare che esso si trovi al di sotto del livello vulcanico stesso.

La variabilità morfologica degli esemplari di *G. bulloides* sembra direttamente collegata alle variazioni climatiche: durante gli episodi caldi prevalgono i gusci grandi, con parete sottile, camere globose avvolte secondo una spira allargata, suture depresse, ombelico ampio, apertura ad arco ben sviluppato. Negli intervalli più freddi dominano invece i gusci di piccole e medie dimensioni con parete spessa, camere compatte strettamente avvolte, suture poco marcate ed apertura bassa e stretta. Sono presenti tutti i gradi intermedi tra le due forme estreme, soprattutto negli episodi temperati. *N. pachyderma* è rappresentata in maggioranza da individui destrogiri, come in genere nel Mediterraneo. Scarsi esemplari levogiri sono però presenti negli intervalli più freddi (intorno a 128 cm, a 245 cm, a 646 cm).

#### Foraminiferi bentonici.

La distribuzione delle specie bentoniche nei singoli campioni della frazio-

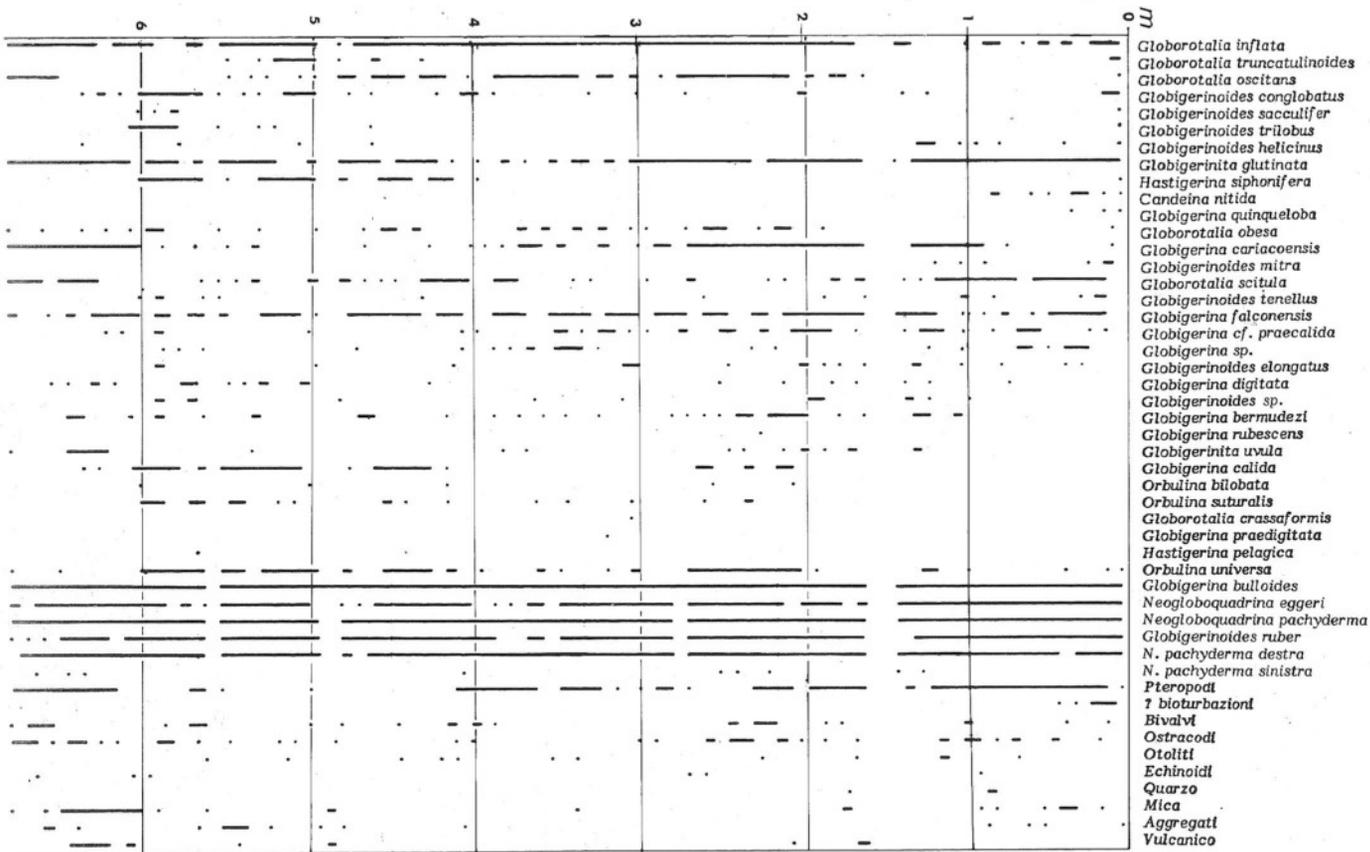


Fig. 5 — Distribuzione delle specie di Foraminiferi planctonici, di altri organismi presenti e del materiale inorganico nella carota PC-19. Le specie planctoniche sono indicate in ordine di comparsa, a partire dalla sommità della carota; a parte sono raggruppati gli indicatori climatici.

ne superiore a 200  $\mu\text{m}$  è indicata in Fig. 6; il numero di specie determinate è riportato nella curva relativa in Fig. 4. Tutte le specie identificate sono ampiamente note in letteratura e tipiche di associazioni batiali (Parisi, 1981, 1982).

La fauna bentonica fino a 90 cm circa è costituita da agglutinanti profondi (*Eggerella bradyi*, *Karrerella bradyi*, *K. novangliae*), da *Quinqueloculina padana*, rarissime *Pyrgo* (*P. comata*, *P. depressa*), *Bulimina costata* e *Cibicoides pseudoungerianus*. *Articulina tubulosa* e *Miliolinella subrotunda*, tipiche specie batiali (Parisi, 1982) segnalate anche in livelli sapropelatici (Vismara Schilling, 1984), non sono invece presenti. Questa associazione comprende tipiche specie fredde «nord-atlantiche», quali *K. bradyi*, *K. novangliae* e *P. comata*, presenti nel Mediterraneo nel glaciale Würm, non più rinvenute nell'Olocene ed assenti anche nell'interglaciale Riss-Würm (Blanc-Vernet, Sgarrella & Acquaviva, 1984).

A partire da 90 cm verso il basso gli agglutinanti sono assenti; si registra un aumento dei Miliolidi (*Quinqueloculina* spp., *M. subrotunda*, *P. depressa*, *P. comata*) accompagnati da *C. pseudoungerianus*. Questo tipo di fauna si arricchisce nei campioni successivi, fino a 138 cm circa, con più numerose specie di *Pyrgo* ed alcune di *Bulimina* (*B. inflata*, *B. striata mexicana*); in due soli campioni è presente *Cassidulina neocarinata*.

Nell'intervallo caldo tra 430–581 cm la fauna bentonica si impoverisce fino quasi a sparire. Nella parte basale, fredda, della carota si diversifica e si differenzia da quelle sovrastanti per la presenza di *A. tubulosa*, per la maggior frequenza di *Pyrgo* spp. e di *Gyroidinoides* spp. *Quinqueloculina* spp. è assente. *Cibicoides pseudoungerianus*, quasi costantemente presente nella metà superiore della carota, non è stata individuata nella parte inferiore.

*Bulimina* spp., sporadica nei campioni basali della carota, è stata rinvenuta in modo apprezzabile solo tra 300–310 cm.

Anche nella frazione compresa tra 92–200  $\mu\text{m}$  i bentonici sono molto scarsi. In genere sono relativamente più abbondanti gli esemplari di *M. subrotunda* e *A. tubulosa*; *G. neocarinata* è rappresentata in un maggior numero di campioni, accompagnata da *C. laevigata*. Sono stati inoltre identificati rarissimi esemplari di *Robertina translucens* a 198 cm.

#### Altri organismi.

I gusci e/o i frammenti di scheletri di altri organismi contenuti nella frazione superiore a 200  $\mu\text{m}$  sono riportati in Fig. 5. Gli Pteropodi sono presenti in quasi tutta la carota mancando solo negli intervalli caldi o temperato-caldi; sono abbondanti negli intervalli freddi. Altri organismi come Ostracodi, gusci giovanili di Bivalvi, frammenti di Echinoidi sono rari e distribuiti sporadicamente. Nella parte sommitale della carota, fino a 45 cm circa, sono presenti frammenti non carbonatici, di forma irregolarmente tubolare, che sono stati interpretati come tracce di bioturbazione.



### Correlazioni con aree limitrofe.

La curva climatica della PC-19 è direttamente confrontabile con quelle ottenute da altri autori in aree vicine, quali il Pozzo DSDP 132 (Cita et al., 1973; Cita et al., 1974) e la carota KET 8022 (Blanc-Vernet et al., 1983; Blanc-Vernet et al., 1984) (Fig. 7), in cui è ben documentato il Pleistocene Superiore e l'Olocene. La carota PC-19 sembra corrispondere alla parte superiore della carota 1 del Pozzo 132, dalla sua sommità fino a parte della Sez. 3. Le oscillazioni climatiche sono infatti ben correlabili, anche se nel presente studio è stato preso in esame un numero ridotto di specie climaticamente indicative. Le curve dei singoli indicatori comuni - *G. bulloides*, *N. pachyderma*, *G. ruber*, *N. eggeri* - presentano un andamento simile in PC-19 e nel Pozzo 132. Non sembra invece effettuabile il confronto delle variazioni di *G. inflata* a causa delle diverse metodologie seguite (quantitativa nel Pozzo 132, semiquantitativa in PC-19). Anche le modificazioni della fauna bentonica possono essere paragonate solo in modo limitato: tuttavia numerose specie, tipiche dei fondi batiali, sono comuni; inoltre in entrambe le carote è stato notato il calo o l'assenza dei Foraminiferi bentonici nei livelli con abbondante materiale vulcanico. La documentazione sedimentaria dell'Olocene sembra mancare nella carota PC-19, come nel Pozzo 132: la presenza delle specie bentoniche «nord-atlantiche» nella parte sommitale della carota concorda con il significato freddo della curva climatica relativa allo stesso intervallo. Tuttavia l'accento di un miglioramento climatico nel campione più superficiale potrebbe essere prova di una conservazione molto limitata di sedimenti olocenici.

Anche in PC-19 sembra possibile indicare gli stadi climatici caldi 3 e 5, definiti da Emiliani (1955), e le zone climatiche Z, Y, X e W (Fig. 8) (Ericson & Wollin, 1968). Ben evidente è soprattutto lo stadio 5, di maggiore durata e dal clima più caldo, in cui le oscillazioni della curva climatica permettono di distinguere anche i sottostadi 5a e 5e. Il sottostadio 5a è stato definito in base alla contemporanea presenza di un massimo relativo della curva climatica, di più elevate percentuali degli indicatori caldi, in particolare di *G. ruber*, del carbonato di calcio e della diversità specifica. Il sottostadio 5e è caratterizzato dai valori positivi più elevati: corrisponde infatti in tutte le curve studiate al più marcato episodio caldo dello stadio 5. Oscillazioni fredde di breve durata sono evidenti nell'ambito dello stadio 5, ma la definizione di ulteriori sottostadi nella curva in esame non appare sufficientemente attendibile. Lo stadio 3, come anche nella curva ottenuta per il Pozzo 132, è molto più breve e più temperato del precedente; anche in questo stadio è apprezzabile un certo aumento del numero di specie planctoniche. La porzione sommitale della carota non sembra conservare traccia evidente dello stadio 1, a cui vengono riferiti i sedimenti olocenici.

La curva climatica della carota PC-19 presenta una buona concordanza anche con quella ottenuta dalla carota KET 8022 (Fig. 7). Gli Autori vi hanno

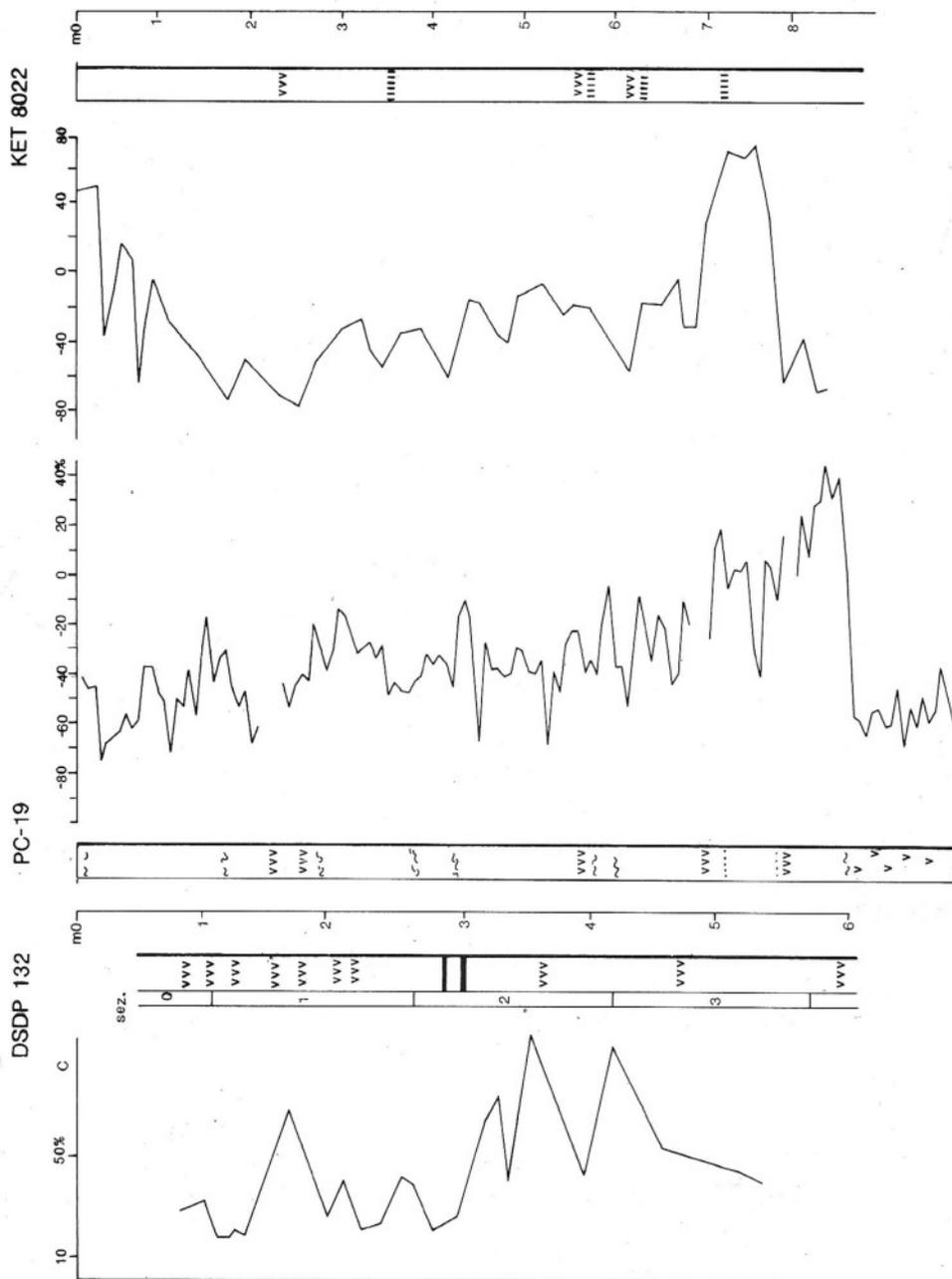


Fig. 7 - Confronto tra le curve climatiche e le colonne litologiche della parte superiore del Pozzo DSDP 132 (Cita et al., 1974), della carota PC-19 e della carota KET 8022 (Blanc-Vernet et al., 1983). Le colonne litologiche sono riportate in scale metriche differenti. C = caldo.

distinto fasi climatiche corrispondenti all'Olocene, al glaciale Würm e all'interglaciale Riss-Würm; la fase più calda, l'unica con valori decisamente positivi della curva climatica, è seguita da un progressivo riscaldamento già durante l'interglaciale. Lo stesso andamento, nonostante alcune differenze nella metodologia seguita per la costruzione della curva, è presente nella curva climatica della PC-19 in cui è particolarmente evidente l'intervallo caldo. La carota KET 8022 conserva una più ricca documentazione dell'Olocene, ma nel complesso la lunghezza complessiva delle due carote e la velocità di sedimentazione calcolabile appaiono simili.

Il confronto tra i livelli di tephra presenti in PC-19, nel Tirreno (Keller et al., 1978; Keller, 1981; Paterne, 1985) e nel Mediterraneo orientale (Thunell et al., 1979; Blechschmidt et al., 1982) con le fasi eruttive più importanti dell'area campana e delle Eolie (Chiesa et al., in stampa; Gillot & Villari, 1980) permette di ipotizzare alcune correlazioni almeno per due dei livelli individuati. In particolare il livello di vetro fibroso (482-493 cm) è risultato estremamente simile, sia come aspetto che come minerali presenti, ad altro rintracciato in affioramenti del versante tirrenico della Sicilia orientale (Milazzo) (1) ed attribuito al vulcanesimo eoliano (Villari, comunicazione personale). Potrebbe pertanto essere correlato per la sua posizione stratigrafica, rispetto alla curva climatica, al tephra X-3 dello stadio 5 (Keller et al., 1978).

Tutti gli altri livelli, che hanno aspetto e composizione simili tra di loro, potrebbero essere attribuiti al vulcanesimo campano; solo le ceneri a 168-176 cm, ricoperte da circa 20 cm di materiali pomicei alterati probabilmente ritrasportati, sono state in prima ipotesi correlate all'attività dell'Isola d'Ischia.

## GEOCHIMICA DEGLI ISOTOPHI STABILI DELL'OSSIGENO E DEL CARBONIO

(Elisabetta Parisi)

L'analisi degli isotopi stabili dei gusci dei Foraminiferi fossili contenuti nei sedimenti di mare profondo costituisce un eccellente metodo quantitativo, che permette di ricostruire le variazioni paleoclimatiche e paleoceanografiche con grande dettaglio, soprattutto dal Terziario ad oggi. La composizione isotopica del carbonio e dell'ossigeno dei gusci di questi organismi marini è infatti influenzata dalle condizioni ambientali e rende possibile la ricostruzione di una stratigrafia isotopica che delinei una evoluzione paleoambientale.

Il rapporto  $^{18}O/^{16}O$  nel carbonato di calcio dei gusci dei Foraminiferi fornisce informazioni sui fattori climatici ed oceanografici del passato, in particolare sulla temperatura e sulla struttura termica degli oceani, sul volume delle

masse glaciali (Shackleton, 1967) ed in parte anche sulla salinità dell'acqua del mare.

Il rapporto  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  è un buon indicatore della produttività primaria, nonché della ripartizione della  $\text{CO}_2$  fra i due principali serbatoi naturali (carbonati e carbonio organico) (Broecker, 1971; Kroopnick et al., 1970).

A seguito delle prime curve sulle temperature isotopiche del Pleistocene del Mediterraneo pubblicate da Emiliani (1955 a, b) una gran quantità di nuovi dati è stata ottenuta ed ha delineato sempre più chiaramente il quadro climatico del Mediterraneo nell'ultimo milione di anni (Cita et al., 1977; Vergnaud—Grazzini et al., 1977; Williams & Thunell, 1979; Vergnaud—Grazzini et al., 1986, ecc.). Curve isotopiche sono state ottenute anche per alcuni pozzi effettuati nell'ambito del DSDP, in particolare nel Tirreno per il Pozzo 132 (Thunell & Williams, 1983) che tuttavia presenta una successione sedimentaria incompleta nella parte superiore (Olocene e parte del Pleistocene Superiore sono assenti).

Scopo di questo studio è l'utilizzo delle misure isotopiche al fine di chiarire alcuni aspetti dell'evoluzione delle masse d'acqua tirreniche nel Pleistocene Superiore e nell'Olocene.

#### Materiali e metodi.

53 campioni della carota PC-19 sono stati scelti per le analisi isotopiche del carbonio e dell'ossigeno effettuate a Parigi presso il Dipartimento di Géologie Dynamique dell'Università Pierre et Marie Curie.

Dalla frazione di sedimento  $> 92 \mu\text{m}$  sono stati isolati 30–40 esemplari di *Globigerina bulloides*, il cui habitat è attualmente compreso fra 50 e 200 m di profondità (Hemleben & Spindler, 1983). In alcuni casi si è reso necessario l'utilizzo di ultrasuoni per eliminare eventuali incrostazioni sui gusci.

In assenza di *G. bulloides* (nei livelli a 505 cm, 515 cm, 525 cm, 576 cm, 596 cm) è stato prelevato un pari numero di esemplari di *Globigerinoides ruber*, il cui habitat è attualmente compreso fra 0 e 30 m.

Le analisi isotopiche del carbonato sono state effettuate seguendo le procedure analitiche proposte da Shackleton & Opdyke (1973).

La  $\text{CO}_2$  è stata ottenuta mediante reazione con acido ortofosforico al 100% a  $50^\circ\text{C}$  sotto vuoto ed è stata analizzata con uno spettrometro di massa VG Micromass 602 D. I risultati, espressi in  $\delta\text{‰}$  sono stati calibrati sullo standard internazionale PDB (Epstein et al., 1953). La precisione analitica dello standard di laboratorio è di  $\pm 0,08\text{‰}$  per il  $\delta^{18}\text{O}$  e di  $\pm 0,06\text{‰}$  per il  $\delta^{13}\text{C}$ .

#### Risultati.

I risultati ottenuti dalle analisi spettrometriche sono esposti in Tab. 3 ed espressi graficamente in Fig. 8. I valori del  $\delta^{18}\text{O}$  variano da  $+6,22\text{‰}$  (a cm 295) a  $-0,98\text{‰}$  (su *G. ruber* nel campione a cm 596). I valori del  $\delta^{13}\text{C}$  presentano

fluttuazioni di minore ampiezza comprese fra +1,41‰ (misurate su *G. ruber* a cm 505) e -1,49‰ (a cm 35).

CAMPIONE cm	$\delta^{18}\text{O}\%$ vs PDB	$\delta^{13}\text{C}\%$ vs PDB	CAMPIONE cm	$\delta^{18}\text{O}\%$ vs PDB	$\delta^{13}\text{C}\%$ vs PDB
10	+3,60	-0,34	297	+3,99	-0,59
20	+3,21	-0,75	295	+6,22	-0,82
22	+2,79	-0,78	315	+5,95	-0,22
32	+3,64	-0,73	325	+3,52	-0,47
35	+2,07	-1,49	333	+4,76	-0,50
43	+4,05	-0,59	363	+3,62	-0,50
45	+3,21	-0,75	378	+3,63	-0,01
55	+3,27	-0,67	388	+3,54	-0,30
62	+2,68	-0,59	398	+2,96	-0,41
65	+3,95	-0,29	408	+3,02	-0,22
72	+3,55	-0,59	418	+2,26	-0,64
75	+3,15	-0,90	428	+3,51	-0,46
82	+3,37	-0,69	438	+1,90	-0,64
90	+3,27	-0,42	450	+1,70	-0,71
96	+3,11	-0,59	475	+1,94	-0,81
98	+3,34	-0,26	480	+2,22	-0,71
118	+2,60	-0,41	495	+1,28	-1,24
128	+3,07	-0,37	505	+1,14	+1,41
138	+1,25	-1,59	515	+1,24	+1,26
183	+4,63	-0,67	525	+0,64	+0,56
193	+3,34	-0,52	565	-	-0,25
303	+3,37	-0,10	576	+0,90	+0,74
215	+3,34	-0,52	596	-0,98	+0,82
225	+3,41	-0,18	631	+3,42	-0,52
240	+2,98	-0,15	636	+3,32	-0,55
270	+2,95	-0,61			
280	+2,91	-0,81			

Tab. 3 - Valori isotopici del carbonio e dell'ossigeno misurati su gusci di *Globigerina bulloides* e di *Globigerinoides ruber*, espressi in  $\delta$  ‰ vs PDB nella carota PC-19.

#### Composizione isotopica dell'ossigeno.

In base ai dati isotopici dell'ossigeno sono stati riconosciuti gli stadi isotopici 3 e 5 (Emiliani, 1955 a). Dati gli evidenti segni di rimaneggiamento nella parte superiore della carota, non è stato invece possibile ottenere una accurata e credibile risoluzione dei livelli più recenti di età olocenica.

Lo stadio isotopico 5 è ampio e ben definito; la fase di massimo riscaldamento coincide con il sottostadio 5e (-0,98‰).

In corrispondenza del limite tra le zone climatiche X e Y (tra circa 290 e 340 cm) il rapporto isotopico dell'ossigeno subisce un accentuato incremento (fino a +6,22‰), in relazione con il deterioramento climatico connesso con lo stadio isotopico 4. Tale incremento segna anche l'inizio di una fase di raffreddamento rispetto ai massimi caldi raggiunti nello stadio 5, che perdurerà per tutto il resto del Pleistocene Superiore.

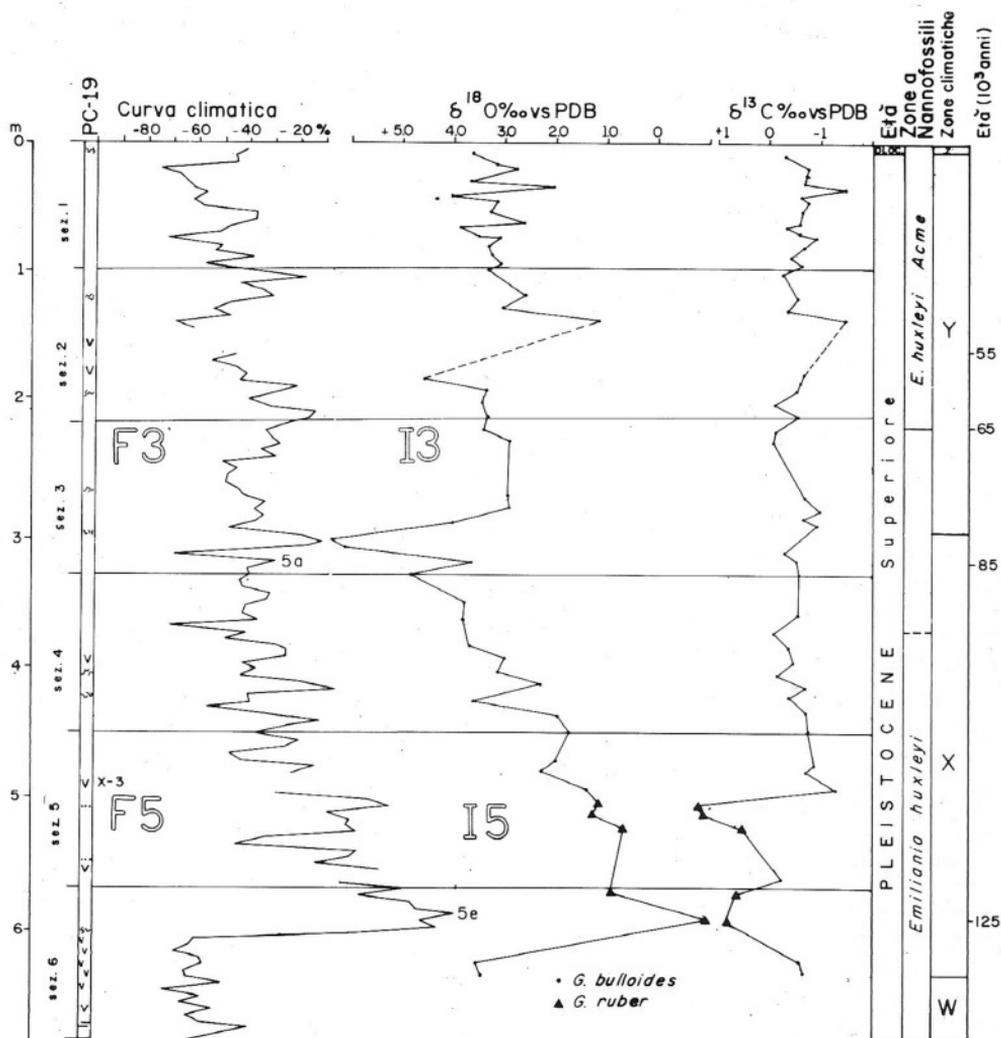


Fig. 8 — Curva climatica faunistica e curve isotopiche dell'ossigeno e del carbonio ottenute su gusci di *Globigerina bulloides* e *Globigerinoides ruber*, con l'indicazione degli stadi e sottostadi individuati. A sinistra del disegno viene riportata la colonna litologica della carota; a destra sono indicate le epoche geologiche, le Zone a Nannofossili calcarei, le zone climatiche di Ericson & Wollin (1968) e le età in migliaia di anni da oggi.

In base alla velocità di sedimentazione, ritenuta costante tra la deposizione del Tufo di M. Epomeo (X-3) ed il sottostadio 5a, l'età della base della Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* è stata stimata a  $65.000 \pm 7000$  anni B.P., calcolando il punto medio tra i due campioni fra i quali si è verificato l'evento.

La linea tratteggiata nella parte superiore della Zona ad *Emiliana huxleyi* indica la posizione dell'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *E. huxleyi*.

Lo stadio isotopico 3 si presenta articolato in almeno due cicli di minore ampiezza che si sovrappongono in parte alle ciclicità individuate mediante le curve climatiche faunistiche. Nell'intervallo attribuito allo stadio 3 tuttavia, un tratto della curva risulta incompleto a causa della presenza di un livello di cenere vulcanica.

La curva del  $\delta^{18}O$  nella carota in esame è spostata di circa l'1‰ verso valori più positivi rispetto ai dati relativi al Mediterraneo orientale ottenuti su *G. bulloides* (Thunell & Williams, 1983). Ciò è in accordo col regime termico osservato anche attualmente nel Tirreno, ove sono state registrate temperature a 100–200 m di profondità comprese fra 14°C e 14,9°C (De Castro Coppa et al., 1980).

L'ampiezza delle variazioni (4,97‰, escludendo i dati ottenuti da *G. ruber*) è invece paragonabile a quanto osservato nelle carote più o meno coeve del Mediterraneo orientale. Il valore dell'escursione è debolmente inferiore rispetto alle curve costruite su *G. ruber* che, come già accennato, occupa un habitat più superficiale ed è quindi maggiormente soggetta all'influenza delle variazioni termiche. Attualmente inoltre il termoclino nell'area tirrenica non supera mai i 30 m di profondità (De Castro Coppa et al., 1980) e ciò permette ragionevolmente di supporre che, fra 50 e 200 m, le temperature non subiscano ampie oscillazioni, neppure in relazione alle variazioni stagionali.

La Fig. 9 mostra il confronto tra le curve isotopiche dell'ossigeno delle carote PC-19 e KET 8022 (studiata da Blanc-Vernet et al., 1983).

Nella carota KET 8022 sono stati individuati gli stadi isotopici 1, 3 e 5 ed i sottostadi 5a, 5c, 5e. Esiste una buona correlazione tra le due carote nell'ambito dello stadio 5 e della parte bassa dello stadio 3, nonostante che i valori di  $\delta^{18}O$ ‰ per la carota KET 8022 presentino variazioni più ristrette. Come già accennato lo stadio 1 non è riconoscibile nella carota PC-19. Nella Fig. 9 sono state inoltre indicate le colonne litologiche delle due carote e delle sezioni 1, 2 e 3 della carota 1 del Pozzo DSDP 132, che saranno discusse a p. 548.

#### Composizione isotopica del carbonio.

La composizione isotopica del carbonio dei gusci dei Foraminiferi rispecchia le variazioni del rapporto  $^{13}C/^{12}C$  del bicarbonato disciolto, nonché il grado di associazione del carbonato, cioè il rapporto  $HCO_3^-/CaCO_3$  (Broecker, 1971). L'effetto globale della temperatura è di fatto trascurabile, essendo stato stimato a 0,035‰/°C (Arthur et al., 1983).

Per quanto riguarda il rapporto  $^{13}C/^{12}C$  del bicarbonato disciolto nelle acque marine, esso è generalmente arricchito in  $^{13}C$  in seguito alla rimozione di  $^{12}C$  operata dagli organismi autotrofi fotosintetici che vivono in superficie (effetto vitale) (Kroopnick et al., 1970). Il rapporto  $^{13}C/^{12}C$  nei gusci carbonatici

dipende quindi in gran parte dalla biomassa presente nelle acque in cui il guscio si è formato, ossia dalla produttività primaria (Broecker, 1971).

In numerosi tratti della curva relativa alla carota studiata (Fig. 8) si osserva una correlazione diretta fra i valori relativi al  $\delta^{13}\text{C}$  e al  $\delta^{18}\text{O}$ . Secondo quanto detto, tale correlazione può essere spiegata considerando l'influsso della produt-

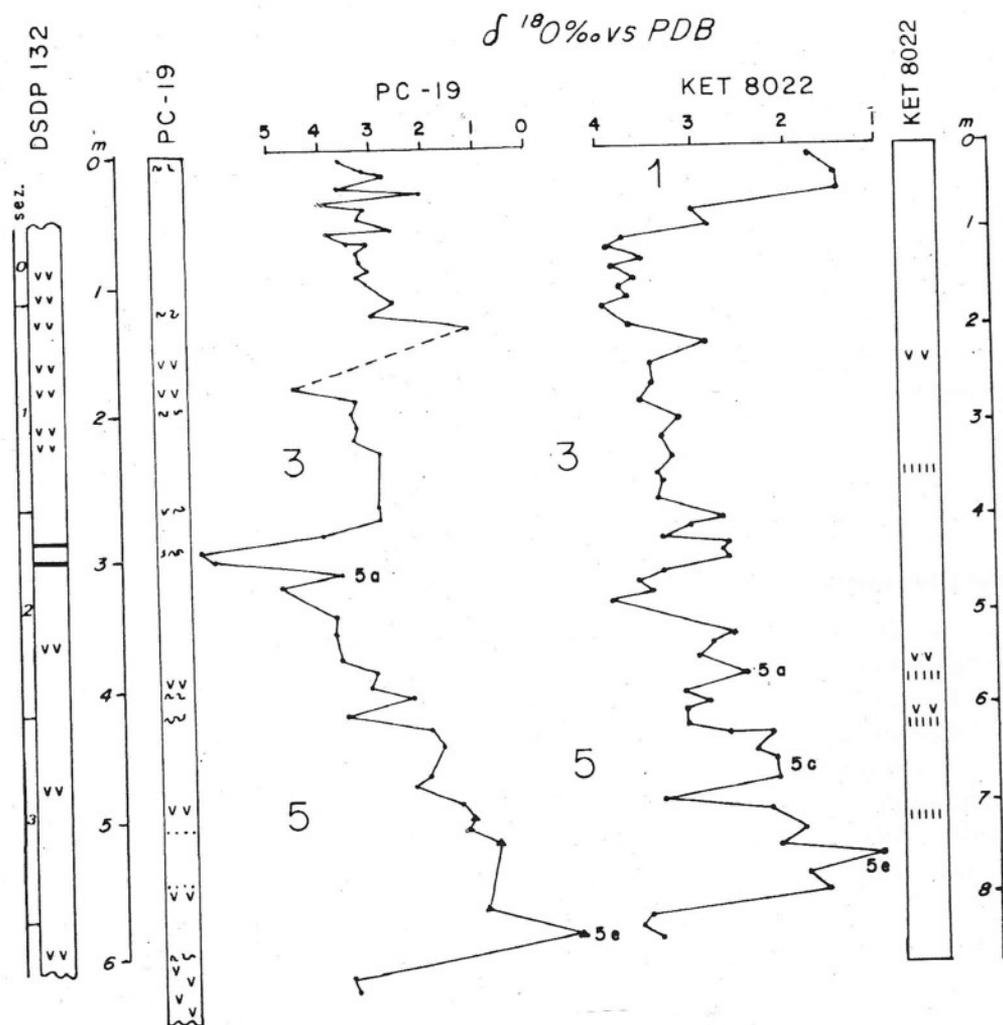


Fig. 9 - Curve isotopiche dell'ossigeno nelle carote PC-19 (presente lavoro) e KET 8022 (Blanc-Vernet et al., 1983, con dati di Duplessy) ottenute su gusci di *G. bulloides*; colonne litologiche delle due carote e delle sezioni 1, 2 e 3 della carota 1 del Pozzo DSDP 132.

Nel Pozzo 132 (Cita et al., 1974) sono stati considerati come «sapropel» gli intervalli di colorazione brunastra contenenti associazioni anomale ricche in *N. eggeri*, qui indicati con due linee nere nella sezione 2. Nella carota 8022 sono evidenziati con barrette verticali gli intervalli ricchi in palygorskite.

tività organica primaria, particolarmente abbondante durante i periodi climatici freddi, quando cioè è più attiva la circolazione termoalina.

L'habitat di *G. bulloides* (50–200 m) è tuttavia in gran parte più profondo rispetto allo strato d'acqua nel quale si ha la massima attività degli organismi fotosintetici ed un conseguente appesantimento isotopico. Ciò potrebbe far supporre:

1) l'esistenza di una circolazione subsuperficiale in grado di rimescolare almeno i primi 200 m d'acqua;

2) oppure l'esistenza di una corrente di risalita di acque ricche in  $^{12}\text{CO}_2$  derivata dall'ossidazione della materia organica in profondità.

Entrambi questi fenomeni non sono peraltro conosciuti nell'attuale assetto idrologico del Tirreno centrale.

Nella parte più antica della carota, secondo dati ottenuti su *G. ruber*, a temperature maggiori (valori più negativi dell'ossigeno) corrispondono valori più positivi del carbonio; tale indizio di una maggior produttività è giustificabile con un aumento dell'apporto di nutrienti da parte dei fiumi durante gli interglaciali.

## OSSERVAZIONI SUI NANNOFOSSILI CALCAREI

(Elisabetta Erba)

### Materiali e metodi.

Lo studio dei Nannofossili calcarei è stato effettuato su 13 campioni analizzati sia al microscopio ottico polarizzatore che al microscopio elettronico a scansione. I sedimenti non sono stati preparati con alcun reagente, nè sono state applicate tecniche di arricchimento o concentrazione dei Nannofossili.

I risultati presentati derivano dall'analisi semiquantitativa effettuata al microscopio ottico polarizzatore adottando la metodologia di Raffi & Rio (1979). Sebbene questa tecnica di osservazione ponga dei limiti allo studio tassonomico dei Nannofossili calcarei a causa della minore risoluzione, si è preferito l'utilizzo del microscopio ottico polarizzatore per l'ampia diffusione di questa metodologia tra gli studiosi, per la facilità e la velocità di preparazione e di analisi, in accordo con Rio (1982).

Di ogni campione sono stati preparati quattro vetrini, in cui sono stati osservati almeno 100 campi (per un totale di  $\geq 3000$  esemplari) a 1250 ingrandimenti. Per il significato delle attribuzioni semiquantitative (abbondante, comune, frequente, raro) si rimanda alla didascalia della Fig. 10.

Lo schema biostratigrafico si basa sui precedenti lavori di Martini (1971), Bukry (1973, 1975), Gartner (1977), Müller (1978), Raffi & Rio (1979), Berggren et al. (1980), Okada & Bukry (1980), Blechschmidt et al. (1982).

	E. huxleyi Acme										Emiliania huxleyi									
60 +2 B	R	R A	R	R D	R	R F R	R	R F R	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
103 +3 B		R r R C	R	D	R	R F C	R	R R	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
121 +3 B		C/A R C	R D	R	R	R C C/A	R	R	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
188 +3 B		R R C	F D	R	R	R C C F	R	R F	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
258 +3 B		C/A C C F	R A R R	R	R	R C C A C/A	R	R F	r	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
305 +3 B		F C C F	R C	R	R	R A C R	R	R	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
361 +3 B	r	C A C/A	R F/C	R	R	R F A R	r	R	r F R/F	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
433 +3 B	R	F r A C C	R R	R	R	R C R A C R R	F F	R R	r F R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
505 +3 B	C	R r A C C	R R R R	R	R	R A F/C R	F F R F R/F	R R	R R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
535 +3 B	R R R	R A C C	R R R R	R R R	R	R A C R	F	R R	R R	R R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
586 +3 B	R/F	F A C F	R F R R	R R R	r	C A R	F R/F	F	R R	R R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
616 +3 B		A A R	R R R C F	C R A A	R F	R	R	R	R	R	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

Fig. 10 — Distribuzione di Nannofossili calcarei, di altri organismi e di minerali nella carota PC-19. Per le stime semiquantitative si è adottata la metodologia di Raffi & Rio (1979): ABBONDANZA TOTALE: + 3 = più di 30 esemplari per campo; + 2 = circa 20 esemplari per campo. CONSERVAZIONE: B = buona. ABBONDANZA DELLE SINGOLE SPECIE: A = abbondante, più di un esemplare per campo; C = comune, 1 esemplare ogni 10 campi; F = frequente, 1 esemplare in più di 10 campi; R = raro, pochissimi esemplari in 100 campi circa; D = dominante viene qui utilizzato per indicare la netta prevalenza di una specie:  $\geq 15$  esemplari per campo; r = rimaneggiato. A destra vengono riportate le Zone a Nannofossili: la linea punteggiata nella parte superiore della Zona ad *Emiliania huxleyi* indica l'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *E. huxleyi*.

Per il presente studio si è seguita in particolare la zonazione di Gartner (1977), largamente utilizzata negli studi biostratigrafici del Quaternario basati sui Nannofossili calcarei. Lo schema biostratigrafico dell'Autore può tuttavia suscitare perplessità in quanto le zone di abbondanza, o di acme, possono riflettere un forte controllo ecologico locale (North American Commission on Stratigraphic Nomenclature, 1983).

## Risultati

La nannoflora studiata, sempre molto abbondante, presenta discreta diversità specifica e buono stato di conservazione; l'associazione è molto simile a quella descritta da Bartolini (1970) per il bacino di Alboran.

Nella Fig. 10 è riportata la distribuzione dei Nannofossili calcarei, nonché quella di altri organismi e dei minerali presenti nei campioni analizzati.

I campioni da 1 a 188 cm dalla sommità della carota sono riferibili alla Zona di Acme di *Emiliana huxleyi*, mentre la nannoflora presente da cm 258 a 616 è attribuibile alla Zona ad *Emiliana huxleyi*.

Di seguito vengono riportate le osservazioni riguardanti le nannoflore delle due biozone identificate.

### Zona ad *Emiliana huxleyi*.

**Definizione.** Intervallo compreso tra la prima comparsa di *Emiliana huxleyi* e l'inizio di *E. huxleyi* dominante (Gartner, 1977).

**Osservazioni.** *Emiliana huxleyi*, già presente nel campione più antico studiato, è sempre piuttosto rara nella parte inferiore di questo intervallo, mentre nella sua porzione superiore diventa gradualmente comune (cm 361) e successivamente abbondante (cm 258).

La nannoflora è composta da comuni/abbondanti *Gephyrocapsa oceanica* e *Gephyrocapsa caribbeanica*, comuni piccole *Gephyrocapsae*, *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus* e *Calcidiscus leptoporus*, frequente *Syracosphaera pulchra*. *Rhabdosphaera clavigera*, rara a 616 cm, diviene comune nella parte alta dell'intervallo, associata a frequenti *Scyphosphaera apsteini* e *S. recurvata*. Solitamente rara o assente, *Braarudosphaera bigelowi* è rara/frequente tra 616 cm e 305 cm e diventa comune/abbondante a cm 258. *Syracosphaera histrica*, *Pontosphaera multipora*, *Scapholithus fossilis*, *Cristallolithus* sp. e *Coccosphaera* sp. sono sempre presenti anche se piuttosto rare.

L'unità corrisponde alla porzione inferiore della zona NN21 (Martini, 1971), alla porzione inferiore della zona CN15 (Bukry, 1975; Okada & Bukry, 1980) ed alla Zona ad *E. huxleyi* di Raffi & Rio (1979).

**Ritrovamento.** Dal cm 616 al cm 258.

Età. Pleistocene Superiore (Martini, 1971; Bukry, 1975; Gartner, 1977; Raffi & Rio, 1979; Okada & Bukry, 1980). Gartner (1977) attribuisce a questa zona un'età compresa tra 270.000 e 70.000 anni da oggi.

#### Zona di Acme di *Emiliana huxleyi*.

Definizione. Intervallo caratterizzato da *Emiliana huxleyi* dominante (Gartner, 1977).

Osservazioni. *Emiliana huxleyi* diventa la forma decisamente dominante a partire da cm 188 fino alla sommità della carota; *Gephyrocapsa oceanica* diviene comune/frequente e *Gephyrocapsa caribbeanica* rara. La nannoflora è composta da comune *Helicosphaera carteri* e frequente *Coccolithus pelagicus*; *Calcidiscus leptoporus* decresce gradualmente in abbondanza fino a diventare piuttosto rara alla sommità dell'intervallo. *Syracosphaera pulchra* è rara, *Braarudosphaera bigelowi* è rara/frequente. *Cristallolithus* sp., sempre rara, è costantemente presente.

Questa unità corrisponde alla porzione superiore della zona NN21 (Martini, 1971) ed alla porzione superiore della zona CN15 (Bukry, 1975; Okada & Bukry, 1980).

Ritrovamento. Dal cm 188 al cm 1.

Età. Pleistocene Superiore—Olocene (Gartner, 1977); l'Autore attribuisce a questa zona un'età compresa tra 70.000 anni da oggi e l'Attuale.

#### Considerazioni.

Nell'intervallo di tempo rappresentato dai sedimenti della carota PC-19 (Pleistocene Superiore—Olocene), due sono gli eventi registrati nei Nannofossili calcarei: l'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *Emiliana huxleyi* e l'inizio dell'Acme di *Emiliana huxleyi*.

Come già puntualizzato precedentemente, l'analisi semiquantitativa è stata condotta al microscopio ottico polarizzatore e la classificazione delle *Gephyrocapsae* è stata basata sui precedenti lavori di Gartner (1977) e Rio (1982). Vengono pertanto qui attribuiti alle *Gephyrocapsae* i placoliti caratterizzati da un ponte o da una sbarra diagonale che attraversa l'area centrale.

Sono stati classificati come *G. oceanica* tutti gli esemplari di dimensioni comprese tra 3,5 e 5,5  $\mu\text{m}$  caratterizzati da un'area centrale aperta, ben evidente; *G. caribbeanica* comprende pure forme di dimensioni simili (tra 3,5 e 5,5  $\mu\text{m}$ ), ma con area centrale molto limitata. Tutti gli esemplari di dimensioni inferiori ai 3,5  $\mu\text{m}$  sono stati classificati come «piccole *Gephyrocapsae*», in accordo con Rio (1982).

*Emiliana huxleyi* è una specie non facilmente distinguibile al microscopio ottico polarizzatore, soprattutto all'inizio della sua distribuzione, a causa delle dimensioni estremamente ridotte e della bassissima frequenza. Di conseguenza

la sua presenza nei campioni più antichi è stata attentamente controllata mediante l'analisi al microscopio elettronico a scansione.

A partire dal campione più antico (cm 616) fino a cm 433, *Emiliana huxleyi* è sempre presente con un numero molto limitato di esemplari; a cm 361 mostra invece un aumento nella frequenza e diviene dominante dal cm 188 fino alla sommità della carota. Al contrario *Gephyrocapsa caribbeanica* decresce bruscamente in abbondanza nei 188 cm superiori della carota, mostrando una distribuzione inversa rispetto ad *Emiliana huxleyi*.

L'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *Emiliana huxleyi* – definita da Thierstein et al. (1977) come il livello in cui *E. huxleyi* comincia a divenire più frequente – sembra avvenire in corrispondenza del cm 361 dove *E. huxleyi* mostra un netto incremento. In Fig. 11 è illustrata la sequenza degli eventi in esame.

Il confronto tra la carota PC-19 ed il Pozzo DSDP 132, considerato come la successione di mare profondo più completa del Pleistocene nel Mediterraneo, mette in evidenza alcune differenze. In base allo studio del Pozzo DSDP 132, Raffi & Rio (1979) propongono una zonazione del Quaternario del Mediterraneo basata sui Nannofossili calcarei in cui non viene distinta la Zona di Acme di *Emiliana huxleyi*, intesa come biozona la cui base coincide con l'inversione in abbondanza tra *G. caribbeanica* ed *E. huxleyi* (Raffi & Rio, 1979; Rio, comunicazione personale, 1986). Secondo gli AA. infatti detto evento non sarebbe

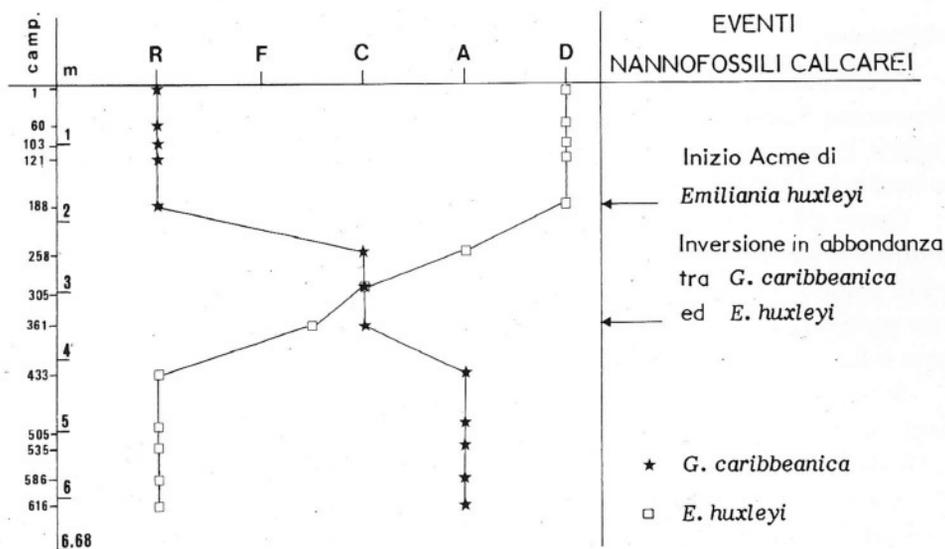


Fig. 11 – Abbondanza relativa di *Gephyrocapsa caribbeanica* e di *Emiliana huxleyi* nella carota PC-19 (R = raro; F = frequente; C = comune; A = abbondante; D = dominante). Per il significato quantitativo di tali classi si veda la Fig. 10).

mai stato documentato in questa regione. Nei sedimenti recuperati con la carota PC-19 la nannoflora registra invece con chiarezza l'evento in oggetto; tuttavia l'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *Emiliania huxleyi* e l'inizio dell'Acme di *E. huxleyi* (Acme inteso come intervallo caratterizzato da *E. huxleyi* dominante nell'associazione a Nannofossili calcarei) si verificano in modo graduale.

Le variazioni della nannoflora riscontrate nei campioni studiati, permettono di identificare dei livelli caratterizzati da picchi relativi di abbondanza di altri Nannofossili (Fig. 12). Nella Zona di Acme di *Emiliania huxleyi*, al cm 121, sono stati riscontrati netti incrementi di *Braarudosphaera bigelowi* e di *Coccolithus pelagicus*; *Helicosphaera carteri* mostra un picco di abbondanza a 60 cm. Livelli di più elevata frequenza di *Scyphosphaera apsteini*, *S. recurvata* e *Thoracosphaera saxea* (cm 505), di *Rhabdosphaera clavigera* e *Helicosphaera carteri* (cm 361), di *Helicosphaera carteri* e *Coccolithus pelagicus* (cm 616), di *Braarudosphaera bigelowi* e *Coccolithus pelagicus* (cm 258) sono presenti nella Zona ad *Emiliania huxleyi*.

Queste fluttuazioni di abbondanza, confrontate con le variazioni riscontrate nei Foraminiferi planctonici e con la curva climatica, hanno messo in evidenza cambiamenti paleoceanografici piuttosto marcati.

Le *Scyphosphaerae*, forme di acque temperato-calde (Rade, 1975), mostrano incrementi di frequenza congiuntamente a *Thoracosphaera saxea*, un taxon che può indicare anch'esso acque relativamente calde (Müller, 1978). Due picchi relativi di queste forme sono registrati a cm 505 e a cm 586, in corrispondenza dei quali la curva climatica mostra i due massimi relativi più «caldi» di tutta la sequenza analizzata. Anche i valori isotopici dell'ossigeno indicano dei picchi «caldi» in questi due livelli ed in particolare a 586 cm si registra il valore più negativo del  $\delta^{18}O$  (più caldo) della curva isotopica. Le variazioni di abbondanza delle *Scyphosphaerae* sono inoltre direttamente proporzionali a quelle registrate da *Orbulina universa* di dimensioni normali, caratteristica di acque temperato-calde.

*Coccolithus pelagicus*, indicatore di acque fredde (Hasle, 1960; Black, 1965; McIntyre & Bè, 1966, 1967; Müller, 1978), mostra incrementi di abbondanza in quattro livelli, correlabili con picchi «freddi» della curva climatica faunistica. In particolare un netto incremento di *C. pelagicus* si verifica a cm 616, nel tratto «freddo» immediatamente precedente il primo picco «caldo» identificato come sottostadio 5e. La correlazione con la curva isotopica dell'ossigeno non dà indicazioni chiare in proposito: gli incrementi di *Coccolithus pelagicus* corrispondono infatti a valori intermedi di  $\delta^{18}O$ . Invece il confronto tra la frequenza di *C. pelagicus* e quella delle *Thoracosphaerae* mostra un andamento speculare: questo dato suggerisce un'affinità fredda di *C. pelagicus*.

Sei picchi relativi di abbondanza sono stati registrati da *Braarudosphaera*

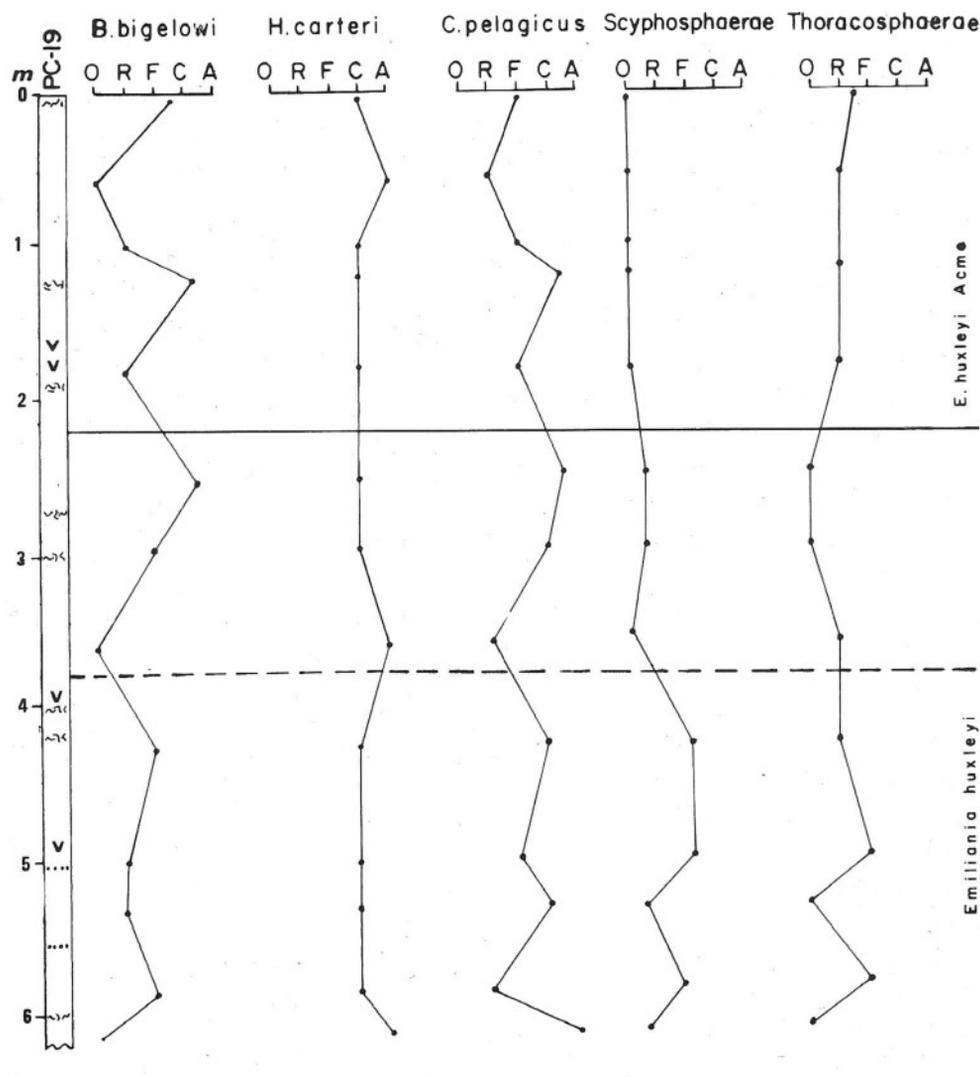


Fig. 12 – Variazioni in abbondanza dei Nannofossili calcarei più significativi da un punto di vista paleoceanografico. O = assente; R = raro; F = frequente; C = comune; A = abbondante.

Sulla destra del disegno sono indicate le zone individuate: la linea piena orizzontale separa la Zona ad *Emiliana huxleyi* dalla Zona di Acme di *E. huxleyi*; la linea tratteggiata evidenzia il livello di inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *E. huxleyi*.

*bigelowi*. Questa forma è ritenuta da vari Autori (Takayama, 1972; Bukry, 1974; Müller, 1985) come indicatore di masse d'acqua caratterizzate da bassa salinità. L'indipendenza dalle fluttuazioni di temperatura è ben evidente nella sequenza

studiata, in quanto *B. bigelowi* mostra incrementi in corrispondenza di picchi sia positivi che negativi delle curve climatica ed isotopica ( $\delta^{18}O$ ). Al contrario, gli aumenti in abbondanza di *B. bigelowi* sono sempre coincidenti con incrementi relativi di *Neogloboquadrina eggeri*, anch'essa ritenuta forma indicatrice di bassa salinità.

E' interessante inoltre notare come gli incrementi di *B. bigelowi* si verificano sempre in livelli caratterizzati da picchi «positivi» di *N. pachyderma* e debolmente positivi di *G. ruber*, mentre *G. bulloides* mostra dei picchi «negativi».

*Helicosphaera carteri*, sempre comune nella sequenza studiata, si rinviene molto più frequentemente che nel Mediterraneo orientale e fa registrare tre netti incrementi di frequenza. Questa specie, ed in generale il genere *Helicosphaera* (Gartner, 1972) non sembra mostrare variazioni significative in relazione con la temperatura (Cohen, 1964). McIntyre & Bè (1967) segnalano una possibile relazione tra gli incrementi di *Helicosphaera carteri* ed un raffreddamento dell'acqua marina, mentre Noël & Panigel (1985) suggeriscono un possibile legame con variazioni di salinità. Il significato paleoecologico di questo taxon non è del tutto chiaro; nella sequenza in esame *Helicosphaera carteri* è sempre comune e nei tre livelli dove diventa più frequente manca completamente *Braarudosphaera bigelowi*. Se *Helicosphaera carteri* è legata a variazioni di salinità, gli incrementi di questa specie potrebbero essere connessi con innalzamenti di salinità. La probabile dipendenza da masse d'acqua superficiali fredde è però sottolineata dal fatto che i picchi «positivi» di *H. carteri* si manifestano sempre contemporaneamente ad incrementi sia di *Neogloboquadrina pachyderma* che di *Globigerina bulloides* e a picchi «negativi» di *Globigerinoides ruber*.

Il presente studio ha anche evidenziato alcune differenze tra le associazioni a Nannofossili calcarei del Mediterraneo occidentale e del Mediterraneo orientale. La nannoflora analizzata è infatti caratterizzata, oltre che da *Emiliana huxleyi*, *Gephyrocapsa oceanica* e *G. caribbeanica*, anche da *Helicosphaera carteri*, *Coccolithus pelagicus*, *Calcidiscus leptoporus*, *Syracosphaerae*, che sono decisamente più abbondanti che nelle nannoflore del Mediterraneo orientale. Al contrario *Oolithothus antillarum*, *Umbellosphaera* spp. ed *Umbilicosphaera* spp. sono rarissime nella sequenza studiata, mentre sono molto più frequenti nel Mediterraneo orientale.

La nannoflora presente nella carota PC-19 appare quindi globalmente più fredda di quella del Mediterraneo orientale; mostra una notevole affinità con le associazioni delle zone temperate (McIntyre & Bè, 1967) ed è fortemente influenzata dal flusso in entrata dall'Atlantico.

I Nannofossili calcarei infine hanno messo in evidenza sicuri fenomeni di rimaneggiamento: i campioni analizzati contengono infatti, a vari livelli, esemplari appartenenti a specie mio-plioceniche e cretache (Fig. 10).

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Dal confronto dei dati ottenuti mediante lo studio micropaleontologico (Foraminiferi e Nannofossili calcarei) ed isotopico sono emerse considerazioni di carattere biostratigrafico, paleoclimatico e paleoceanografico. E' stato possibile riconoscere stadi isotopici e zone climatiche confrontabili con quelli definiti per il Mediterraneo orientale (Emiliani, 1955; Ericson & Wollin, 1968; Ryan, 1972; Cita et al., 1977; Vergnaud—Grazzini et al., 1977). In particolare è sembrato possibile riconoscere gli stadi indicati come 5 e 3 (climatici ed isotopici) (Fig. 8, 9).

In entrambe le curve isotopica e climatica lo stadio 5 mostra ben evidenti i sottostadi 5e (586 cm) e 5a (320 cm), datati rispettivamente a 125.000 e 85.000 anni fa, in base a correlazione tra terrazzi marini di età nota e periodi di innalzamento del livello marino (Cita et al., 1974). Il sottostadio 5e corrisponde all'episodio caldo più marcato dello stadio 5, ben evidente in tutte le curve climatiche del Mediterraneo. La definizione del sottostadio 5a è basata (a) sul marcato spostamento della curva climatica verso valori positivi (aumento delle percentuali degli indicatori caldi); (b) sull'aumento del numero delle specie di Foraminiferi planctonici; (c) sull'aumento della percentuale di  $\text{CaCO}_3$ ; (d) sulla presenza nell'intervallo immediatamente successivo, a 300–315 cm, di un incremento di abbondanza di *N. eggeri* (5% circa), in accordo con quanto riportato da Cita et al. (1977) per la carota KS 09 del Mediterraneo orientale. Questo livello è inoltre caratterizzato da un picco relativo di *B. bigelowi*, forma di bassa salinità. *N. eggeri* ne viene quindi confermata come legata a salinità ridotta. Tale evento coincide con marcate oscillazioni di tendenza opposta nelle curve climatica ed isotopica; questa apparente contraddizione tra le due curve può essere interpretata come il risultato di una netta stratificazione verticale della colonna d'acqua. La presenza di acque intermedie fredde è evidenziata dai valori isotopici positivi ( $\delta^{18}\text{O}$ ) ottenuti dall'analisi su *G. bulloides*; il picco temperato—caldo della curva climatica a 300–315 cm risulta invece da un'elevata percentuale di *G. ruber*, di habitat più superficiale rispetto a *G. bulloides*, associata ad un notevole incremento della più profonda e fredda *N. pachyderma*.

Queste variazioni di abbondanza si verificano in corrispondenza di un livello, di 8 cm di spessore, costituito da marne grigio—scure, più consolidate dei sedimenti circostanti (vedi p. 516 e 518). Il basso contenuto in carbonio organico di questo livello ( $-0,29\%$ ) esclude qualsiasi possibilità di correlazione con i supposti livelli sapropelitici descritti nel Pozzo DSDP 132 (vedi Fig. 7 e 9) e con i livelli ricchi in palygorskite segnalati nella carota KET 8022 in analoga posizione stratigrafica. Le modificazioni della microfauna planctonica e bentonica (ad esempio l'aumento di *Bulimina* spp. e la diminuzione delle altre specie bentoniche) potrebbero indicare cambiamenti nella paleocircolazione: si potrebbe ipotizzare l'esistenza di una massa d'acqua abbastanza calda in superficie

da consentire l'abbondante sviluppo di *G. ruber*, ben individuata rispetto alle acque fredde più profonde, considerate l'habitat di *N. pachyderma*. Lo spessore di acque intermedie, temperato-fredde, potrebbe essere stato relativamente limitato con conseguente diminuzione degli esemplari di *G. bulloides*. Lo scarso rimescolamento verticale avrebbe potuto instaurare un ambiente di fondo più favorevole a *Bulimina* spp., pur senza giungere a condizioni di stagnazione. Un'altra ipotesi possibile potrebbe forse ritenere che le episodiche condizioni di stagnazione note per il Mediterraneo orientale siano state registrate anche nel Tirreno, ma ciò non può essere direttamente dimostrato.

Nella curva climatica l'intervallo compreso tra i due sottostadi 5e e 5a è caratterizzato da oscillazioni di temperatura più frequenti di quanto non avvenga nella successione già citata per il Mediterraneo orientale. Per cui l'individuazione del sottostadio 5c non risulta univoca.

I livelli più recenti presentano evidenze litologiche e micropaleontologiche di parziale rimaneggiamento. Non è perciò possibile identificare con sicurezza lo stadio 1. La presenza delle faune a Foraminiferi bentonici freddi «nord-atlantici», generalmente assenti nell'Olocene del Mediterraneo, porta all'attribuzione al Pleistocene anche della parte superiore della carota. Tuttavia l'inizio di un miglioramento climatico e la presenza di fanghi ocracei a Pteropodi non consentono di escludere che almeno i 4 cm sommitali appartengano all'Olocene.

Sono state identificate, oltre agli stadi climatici ed isotopici, anche le zone climatiche W, X, Y e parte della Z (Ericson & Wollin, 1968) (Fig. 8).

Un ulteriore controllo stratigrafico è stato ottenuto mediante lo studio dei Nannofossili calcarei. In base alla nannoflora sono stati infatti identificati due bio-orizzonti distinti (Fig. 11): l'inversione in abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *Emiliania huxleyi* e l'inizio dell'Acme di *E. huxleyi*.

Gartner (1977) attribuisce un'età di 70.000 anni all'inizio dell'Acme di *Emiliania huxleyi*; secondo Thierstein et al. (1977) e Berggren et al. (1980) l'inversione in abbondanza tra *G. caribbeanica* ed *E. huxleyi* è, nell'Oceano Atlantico, un evento sicuramente tempo-trasgressivo. In acque tropicali e subtropicali questo evento è datato infatti a circa 85.000 anni fa e cade nello stadio isotopico 5 (sottostadi 5a e 5b), mentre in acque temperate si verifica durante lo stadio isotopico 4, circa 73.000 anni fa.

Dalla correlazione con la curva  $\delta^{18}O$  si ottiene che, nella carota in esame, l'inversione in abbondanza tra *G. caribbeanica* ed *E. huxleyi* si verifica durante lo stadio isotopico 5. Più precisamente si realizza in un livello di poco più antico del sottostadio 5a, datato a circa 85.000 anni da oggi. L'inizio dell'Acme di *Emiliania huxleyi* risulta invece un evento distinto e posteriore.

Nella carota PC-19 l'inversione in abbondanza tra *G. caribbeanica* ed *E. huxleyi* sembra quindi correlabile con quanto documentato per le zone tropicali e sub-tropicali, anche se nel Mediterraneo occidentale ci si sarebbe aspettata una maggiore similitudine con le acque temperate.

I dati ottenuti potrebbero essere spiegati nel modo seguente:

- a) con una paleocircolazione, che avrebbe indotto un'influenza più diretta delle acque tropicali-subtropicali atlantiche sul Mediterraneo occidentale;
- b) con un'evoluzione oceanografica e biologica autonoma del Mediterraneo rispetto all'Atlantico;
- c) con la diversa metodologia di studio applicata nel presente lavoro rispetto a quella utilizzata da Thierstein et al. (1977). Gli Autori sopra citati infatti hanno contato circa 350 esemplari per ogni campione utilizzando il microscopio elettronico a trasmissione. Non è escluso pertanto che gli eventi qui presentati non siano corrispondenti a quelli riportati da Thierstein et al. (1977).

Fra i numerosi livelli di ceneri vulcaniche è stato individuato l'X-3 e, solo in via preliminare il livello a cm 168-176, riferito all'attività dell'Isola d'Ischia, è stato correlato ai «Tufi Verdi» di Monte Epomeo datati a 55.000 anni fa, in base ai componenti mineralogici ed alla posizione rispetto alle curve climatica ed isotopica. Questi eventi e l'età dei sottostadi 5e (125.000 anni B.P., Cita et al., 1974, 1977) e 5a (85.000 anni fa B.P., Cita et al., 1974, 1977), corroborati dai dati dei Nannofossili calcarei, hanno permesso di calcolare la velocità di sedimentazione per l'intervallo compreso tra cm 176 (base dei «Tufi Verdi») e cm 586 (sottostadio 5e). In tale intervallo la velocità di sedimentazione non è risultata costante; essa è stata stimata pari a 4,80 cm/1000 anni nel tratto compreso tra il livello vulcanico attribuito ai «Tufi Verdi» ed il sottostadio 5a, e di 6,65 cm/1000 anni nel tratto inferiore. La più elevata velocità di sedimentazione nei livelli più antichi della carota è in accordo con la maggior quantità di materiale terrigeno e vulcanico osservato macro- e microscopicamente.

La velocità di sedimentazione tra i «Tufi Verdi» ed il sottostadio 5a è inoltre più direttamente confrontabile con quella calcolata per la porzione di Pleistocene glaciale del Pozzo DSDP 132 (4,5 cm/1000 anni) (Cita et al., 1974).

Assumendo come costante la velocità di sedimentazione in questo intervallo (4,80 cm/1000 anni), si è cercato di valutare l'età dell'inizio dell'Acme di *Emiliania huxleyi*. Tale evento è risultato di poco più recente ma sostanzialmente confrontabile con le stime riportate in letteratura (65.000  $\pm$  7000 anni fa/ 70.000 anni fa).

Sintetizzando le considerazioni ora esposte:

1) proponiamo per il Mediterraneo occidentale una stratigrafia del tutto confrontabile con quella classica utilizzata per il Mediterraneo orientale, con l'individuazione nella carota studiata degli stadi climatici ed isotopici 3 e 5 e delle zone climatiche W, X, Y e di parte della Z;

2) riconosciamo in base ai Nannofossili calcarei due biozone e due bio-

orizzonti che vengono datati rispettivamente a  $65.000 \pm 7000$  anni fa (inizio dell'Acme di *Emiliana huxleyi*) e 85.000 anni da oggi (inversione di abbondanza tra *Gephyrocapsa caribbeanica* ed *Emiliana huxleyi*);

3) anche da un punto di vista paleoclimatico, le ampie fluttuazioni evidenziate con lo studio micropaleontologico (fauna e flora) ed isotopico sono coerenti con quelle osservate nel Mediterraneo orientale.

Si conferma quindi l'ipotesi che tali fluttuazioni non costituiscano che l'aspetto locale di variazioni climatiche a scala globale, che hanno coinvolto l'Emisfero Nord durante il Quaternario.

#### *Ringraziamenti.*

Gli autori ringraziano sentitamente la Prof. M.B. Cita per aver loro affidato i campioni raccolti nell'estate 1980 durante la crociera BAN 80 con la nave oceanografica BANNOCK del CNR, nell'ambito del Progetto Finalizzato Oceanografia, contratto n. 80.01340.

Sono inoltre riconoscenti a tutti coloro che hanno criticamente riletto il manoscritto fornendo utili consigli e partecipando a stimolanti discussioni: M.B. Cita, I. Premoli Silva, C. Rossi Ronchetti, C. Pirini Radrizzani, L. Villari, D. Rio, S. Jaccarino, F. Sgarrella e C. Vergnaud-Grazzini; i tecnici del laboratorio di Geochimica isotopica dell'Università Pierre et Marie Curie di Parigi e i tecnici del Dipartimento di Scienze della Terra di Milano A. Rizzi, G. Chiodi, S. Antico.

La ricerca è stata finanziata con i fondi M.P.I. 60% (responsabile M. B. Cita).

cm dalla sommità della carota	sezione	cm dalla sommità della sezione	Peso (grammi)	% 92-200		% >200		% CaCO <sub>3</sub>
				$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	$\mu\text{m}$	
5	1	5	1.0701	5.87	1.96	27.70		
10	1	10	4.4257	2.78	2.93	27.70		
15	1	15	3.2324	1.34	1.21	23.41		
20	1	20	4.3957	2.13	0.56	24.50		
25	1	25	1.6208	4.04	1.26	21.34		
30	1	30	2.3565	2.18	0.63	20.21		
35	1	35	2.4090	3.00	1.02	20.70		
40	1	40	2.2527	4.21	1.39	25.53		
45	1	45	2.5675	3.00	1.31	21.37		
50	1	50	2.6375	1.15	0.73	25.00		
55	1	55	3.3698	2.30	0.63	19.10		
60	1	60	4.9263	2.60	0.89	24.56		
65	1	65	4.6140	2.98	1.45	26.04		
70	1	70	2.1244	3.18	0.99	30.21		
75	1	75	1.8396	3.61	1.21	30.21		
80	1	80	1.7512	3.16	1.00	26.04		
85	1	85	1.3862	4.37	0.57	29.17		
90	1	90	1.3520	7.86	2.05	26.04		
95	1	95	2.2395	3.09	1.73	29.17		
98	2	0	2.3759	4.01	1.97	30.21		
103	2	5	1.8438	3.57	2.65	32.29		
108	2	10	2.5385	3.37	1.17	27.08		
113	2	15	3.1552	4.74	0.87	27.08		
118	2	20	1.7790	5.77	0.74	26.04		
123	2	25	2.0842	2.37	2.14	27.08		
128	2	30	1.1093	2.77	1.00	26.04		
133	2	35	3.1958	3.18	0.50	26.04		
138	2	40	1.5165	5.18	1.45	25.52		
143	2	45	0.9639	2.65	1.70	17.70		
148	2	50	1.0024	2.46	0.47	10.41		
153	2	55	0.6883	2.58	—	05.20		
158	2	60	0.4796	1.64	—	03.12		
163	2	65	3.1909	2.94	1.85	29.16		
168	2	70	2.2074	4.36	0.44	28.12		
173	2	75	0.4623	3.56	0.60	14.58		
178	2	80	2.2277	2.40	2.20	27.60		
183	2	85	2.3246	3.72	2.12	30.20		
188	2	90	2.0336	2.27	1.43	40.62		
193	2	95	3.4093	3.35	1.19	29.16		
198	2	100	3.5811	2.45	1.04	28.12		
203	2	105	2.7892	4.07	1.39	41.66		
208	2	110	2.4649	2.33	1.39	34.37		
213	2	115	2.6991	2.09	1.11	31.77		
215	3	0	3.8288	1.85	0.94	29.68		
220	3	5	2.6616	1.28	0.63	27.08		
225	3	10	2.9620	3.46	3.01	39.58		
230	3	15	2.8973	2.68	2.31	36.45		

Tab. 1 — Posizione dei campioni esaminati della carota PC-19, espressa in centimetri dalla sommità e nelle sezioni, peso del residuo totale, percentuale delle frazioni granulometriche compresa tra 92 e 200  $\mu\text{m}$  e superiore a 200  $\mu\text{m}$  e percentuale del carbonato di calcio.

cm dalla sommità della carota	sezione	cm dalla sommità della sezione	peso (grammi)	% 92-200 µm	% >200 µm	% CaCO <sub>3</sub>
235	3	20	3.5787	4.75	2.67	38.54
240	3	25	2.0569	2.32	2.78	42.70
245	3	30	2.3635	2.55	2.48	40.62
250	3	35	0.7928	7.45	2.11	37.30
255	3	40	3.0673	3.06	1.93	38.34
260	3	45	2.8742	3.04	1.66	37.30
265	3	50	2.6130	2.52	2.47	32.12
270	3	55	1.5006	3.17	2.14	58.03
275	3	60	0.8622	1.22	0.20	20.72
280	3	65	3.4841	2.25	1.63	25.90
285	3	70	2.0053	2.73	2.01	31.08
290	3	75	3.6464	1.94	0.86	27.97
295	3	80	2.6060	1.67	1.93	37.82
300	3	85	2.3956	1.77	1.59	33.16
305	3	90	2.2841	1.02	0.75	26.94
310	3	95	1.0491	1.39	0.31	12.43
315	3	100	2.2497	2.82	1.28	25.90
320	3	105	1.5530	1.59	0.94	21.76
325	3	110	2.3727	2.14	1.93	25.90
330	3	115	3.6037	2.06	1.22	27.76
333	4	0	3.2139	0.59	0.72	16.50
338	4	5	2.3515	1.53	1.36	27.76
343	4	10	2.6704	1.90	0.60	23.65
348	4	15	2.9764	2.17	0.62	23.65
353	4	20	4.0336	2.27	0.90	21.59
358	4	25	3.1153	2.51	2.14	23.65
363	4	30	3.0792	1.39	0.95	18.50
368	4	35	4.4220	2.77	1.25	22.62
373	4	40	2.3565	1.78	1.88	18.50
378	4	45	4.1640	2.37	2.20	24.67
383	4	50	6.3300	1.55	1.02	25.70
388	4	55	4.6663	1.16	2.09	27.76
393	4	60	0.4588	1.35	0.32	—
398	4	65	4.1719	2.22	2.51	47.30
403	4	70	3.7324	1.91	1.65	39.07
408	4	75	3.1223	2.87	2.52	33.93
413	4	80	4.0109	2.02	1.49	44.21
418	4	85	3.6805	1.53	1.15	40.10
423	4	90	3.8214	1.39	1.09	21.59
428	4	95	4.3143	1.92	2.28	46.78
433	4	100	2.8286	2.55	3.40	51.41
438	4	105	2.4915	3.24	3.58	52.44
443	4	110	3.2637	2.06	3.08	38.04
448	4	115	3.1561	4.29	2.90	37.01
450	5	0	3.1230	1.50	1.54	36.08
455	5	5	2.1053	1.30	1.49	39.17

cm dalla sommità della carota	sezione	cm dalla sommità della sezione	peso (grammi)	% 92-200 $\mu\text{m}$	% > 200 $\mu\text{m}$	% CaCO <sub>3</sub>
460	5	10	3.0573	1.85	1.02	22.68
465	5	15	2.3406	1.54	1.26	18.55
470	5	20	3.9146	3.02	0.96	21.64
475	5	25	3.7067	2.07	1.43	38.14
480	5	30	1.7142	5.19	1.72	40.20
485	5	35	0.9724	10.35	1.07	—
490	5	40	0.7300	8.43	1.64	—
495	5	45	2.3640	5.38	2.73	47.42
500	5	50	2.9670	1.54	3.73	38.04
505	5	55	2.4354	1.31	2.19	33.93
510	5	60	1.4384	1.71	2.78	34.96
515	5	65	3.3672	2.11	3.24	53.47
520	5	70	2.6206	2.06	3.94	42.15
525	5	75	1.7824	2.33	1.36	19.58
530	5	80	2.0745	2.46	3.12	30.84
535	5	85	2.4087	6.31	3.55	41.23
540	5	90	1.7127	25.45	1.69	—
545	5	95	1.1990	12.26	0.82	6.18
550	5	100	3.4862	3.20	2.03	37.11
555	5	105	1.7847	17.79	2.10	14.43
560	5	110	1.9937	5.51	—	6.18
565	5	115	2.9214	3.07	1.81	31.95
566	6	0	3.6163	1.94	1.44	34.44
571	6	5	2.2925	1.37	0.54	32.90
576	6	10	3.3678	1.06	0.39	32.90
581	6	15	2.4952	1.54	0.84	45.24
586	6	20	0.9532	2.28	0.87	44.21
591	6	25	1.9448	1.96	0.54	31.87
596	6	30	1.2875	2.40	1.44	32.90
601	6	35	1.3672	2.74	1.43	28.79
606	6	40	2.9553	2.99	1.41	33.93
611	6	45	4.3789	4.08	1.86	37.01
616	6	50	3.1979	4.14	1.80	40.10
621	6	55	3.3174	3.04	1.10	35.98
626	6	60	2.9365	3.11	1.98	37.53
631	6	65	2.0045	2.80	1.64	32.39
636	6	70	1.8446	15.11	2.20	32.98
641	6	75	2.3845	18.69	5.32	28.74
646	6	80	2.5796	14.25	6.70	28.86
651	6	85	3.0797	9.75	1.70	26.80
656	6	90	2.2242	1.78	1.69	24.74
661	6	95	2.4070	31.19	2.57	25.77
666	6	100	2.4453	16.99	2.76	25.77
671	6	105	1.6686	2.38	2.58	27.83
676	6	110	3.0086	4.42	1.46	27.83
681	6	115	0.6758	6.73	1.64	26.80

	cm dalla sommità della carota	sezione	cm dalla sommità della sezione	N. esempl. Foram.	N. esempl. benton.	% P/P + B	N. specie plancton	% O. universa	% G. ruber	% G. bulloides	% N. pachyderma	% N. eggeri
5	1	5	548	1	99,80	16	0,91	10,76	29,37	23,54	2,91	
10	1	10	564	1	99,80	11	0	14,53	40,78	19,85	1,24	
15	1	15	700	1	99,85	15	0,14	13,28	46,85	12,42	1,20	
20	1	20	593	5	99,15	9	0	0,67	63,40	12,64	5,90	
25	1	25	476	1	99,78	10	0	2,73	60,92	9,66	3,15	
30	1	30	541	6	98,89	11	0	0,92	55,45	10,53	2,40	
35	1	35	372	11	97,04	11	0	0,53	56,18	6,98	1,88	
40	1	40	527	5	99,05	11	0,37	2,08	42,24	11,76	1,51	
45	1	45	515	4	99,22	7	0	0,97	49,70	13,78	2,52	
50	1	50	497	7	98,59	10	0	1,00	43,25	16,49	3,21	
55	1	55	451	7	98,44	8	0	1,33	28,60	9,97	1,55	
60	1	60	651	3	99,53	10	0	0,30	30,10	7,68	1,22	
65	1	65	426	2	99,53	8	0	3,52	35,91	15,02	4,22	
70	1	70	564	15	97,34	8	0	1,41	39,71	13,29	2,48	
75	1	75	508	15	97,04	9	0	1,57	37,40	36,41	2,75	
80	1	80	510	10	98,03	11	0	9,21	35,88	23,33	4,31	
85	1	85	421	11	97,38	10	0	6,17	33,72	26,12	2,13	
90	1	90	308	2	99,35	10	0	16,88	27,27	28,57	1,62	
95	1	95	345	7	97,97	7	0	3,47	51,30	9,84	2,31	
98	2	0	595	12	97,98	14	0,16	8,73	25,88	17,81	2,18	
103	2	5	411	2	99,51	12	0	24,81	18,00	24,07	3,64	
108	2	10	410	3	99,26	8	0	10,97	46,82	8,78	2,92	
113	2	15	346	10	97,10	9	0	4,62	29,76	9,82	0,86	
118	2	20	345	1	99,71	12	0,28	12,75	28,11	15,65	2,60	
123	2	25	356	0	100,00	14	0,56	8,14	35,95	19,66	4,21	
128	2	30	428	0	100,00	15	0,23	5,37	48,13	11,68	3,03	
133	2	35	464	0	100,00	11	0	6,03	43,53	10,12	2,80	
138	2	40	322	7	97,82	11	0	0	59,62	9,31	1,24	
143	2	45	261	1	99,61	6	0	0	57,08	4,59	0,76	
148	2	50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
153	2	55	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
158	2	60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
163	2	65	468	3	99,35	12	0	2,56	44,23	3,41	0,21	
168	2	70	159	4	97,48	12	0	0,62	52,83	2,51	0,62	
173	2	75	71	1	98,59	9	0	1,40	35,21	11,26	0	
178	2	80	372	3	99,19	12	0	4,30	35,21	10,21	0,80	
183	2	85	336	3	99,10	12	0	0,59	42,26	2,38	1,19	
188	2	90	529	2	99,62	14	0	11,45	20,98	11,15	0,75	
193	2	95	307	1	99,67	13	0,32	8,79	28,01	10,09	1,62	
198	2	100	452	5	98,89	15	0	2,21	34,51	7,96	0,66	
203	2	105	402	2	99,50	14	1,24	5,22	30,09	8,45	1,49	
208	2	110	303	2	99,33	14	8,25	5,28	21,12	6,60	0	
213	2	115	331	1	99,69	16	5,74	3,02	20,84	4,83	1,81	
215	3	0	301	5	97,35	13	0,99	2,32	26,91	2,32	0,99	
220	3	5	303	8	98,33	13	0,66	2,31	35,31	1,65	0,66	
225	3	10	499	7	98,59	13	3,60	1,20	27,45	8,81	1,00	
230	3	15	530	6	98,86	15	7,35	0,56	29,24	6,79	1,32	

Tab. 2 — Posizione dei campioni esaminati della carota PC-19, numero totale di esemplari di Foraminiferi conteggiati nella frazione > 200  $\mu$ m, numero degli esemplari bentonici, percentuale del rapporto P/P + B, numero delle specie planctoniche identificate, percentuale degli indicatori paleoambientali sulla fauna totale.

cm dalla sommità della carota	sezione	cm dalla sommità della sezione	N. esempl. Foram.	N. esempl. benton.	% P/P + B	N. specie plankton.	% <i>O. universa</i>	% <i>G. ruber</i>	% <i>G. bulloides</i>	% <i>N. pachyderma</i>	% <i>N. eggeri</i>
235	3	20	532	4	99.24	14	2.81	1.12	31.57	7.51	1.12
240	3	25	559	10	98.21	11	3.22	6.97	27.19	12.88	0.53
245	3	30	474	3	99.36	14	1.47	5.27	44.93	12.44	0.63
250	3	35	341	2	99.41	14	2.05	6.74	31.37	21.99	1.75
255	3	40	473	5	98.94	13	2.32	3.59	19.45	35.09	2.32
260	3	45	427	2	99.53	15	3.04	3.27	24.59	30.91	2.34
265	3	50	544	2	99.63	11	1.10	2.20	41.72	6.06	1.28
270	3	55	478	4	99.16	15	1.25	3.55	36.82	10.25	0.83
275	3	60	53	1	—	7	0	0	33.96	0	0
280	3	65	362	2	99.44	9	0	6.35	42.81	1.65	0.27
285	3	70	345	16	95.36	11	0	4.05	33.91	4.05	0.57
290	3	75	331	3	99.09	8	0	7.55	38.36	6.64	1.20
295	3	80	324	6	98.14	9	0	10.80	16.66	41.66	0.61
300	3	85	299	2	99.33	13	1.33	26.42	11.70	34.78	0.66
305	3	90	420	3	99.28	14	0.23	25.00	5.95	30.00	4.04
310	3	95	89	1	98.87	8	0	21.34	11.23	33.70	4.49
315	3	100	358	3	99.16	9	0	4.74	18.99	55.02	1.95
320	3	105	359	1	99.72	13	0.83	9.74	31.19	8.07	2.50
325	3	110	302	4	98.67	11	0	1.98	40.39	1.98	0.33
330	3	115	352	4	98.86	9	0	0.85	38.06	2.27	0.56
333	4	0	400	13	96.75	11	0	0.25	42.50	1.25	0
338	4	5	458	19	95.85	10	0	0	39.51	3.27	0.43
343	4	10	269	17	93.68	11	0	0.74	31.22	1.11	0.74
348	4	15	350	3	99.14	11	0.28	0	32.28	1.42	0.57
353	4	20	397	2	99.49	9	0	0	39.79	1.25	0
358	4	25	400	1	99.75	10	0.25	10.50	47.50	5.25	0.75
363	4	30	341	2	99.41	11	3.22	11.43	43.40	7.91	0.87
368	4	35	464	0	100.00	12	0	0.43	52.15	19.61	1.93
373	4	40	299	3	98.99	9	0	0	40.46	0.33	0
378	4	45	390	1	99.74	9	0	0	46.15	3.84	0.76
383	4	50	339	0	100.00	9	0	0	28.61	2.35	0
388	4	55	384	4	98.95	11	0	5.98	29.42	2.08	0.52
393	4	60	16	0	100.00	5	0	6.25	25.00	6.25	0
398	4	65	440	0	100.00	9	0.22	1.13	41.81	1.81	0
403	4	70	305	3	99.81	9	0	4.26	34.42	6.22	0.98
408	4	75	513	0	100.00	10	0	2.92	42.69	3.70	0.19
413	4	80	419	2	99.52	11	4.53	11.69	27.20	7.15	2.14
418	4	85	505	2	99.60	14	4.35	20.59	26.13	3.96	0.39
423	4	90	422	1	99.76	11	0	3.79	36.96	6.87	0.23
428	4	95	442	1	99.77	13	1.58	6.33	27.82	19.45	2.03
433	4	100	441	0	100.00	14	0.45	5.66	20.63	20.63	2.26
438	4	105	403	2	99.50	11	2.72	7.19	15.38	23.82	2.23
443	4	110	332	0	100.00	12	6.32	8.73	6.02	20.19	1.20
448	4	115	318	0	100.00	13	3.45	7.86	10.06	27.98	1.08
450	5	0	429	0	100.00	13	2.33	5.12	8.62	35.89	3.26
455	5	5	393	2	99.49	15	1.78	10.68	3.81	27.48	2.54



## BIBLIOGRAFIA

- Arthur M.A., Anderson T.F., Kaplan I.R., Veizer J. & Land L.S. (1983) - Stable isotopes in sedimentary geology. *SEPM Short Course*, n. 10, 436 pp., Tulsa.
- Bartolini C. (1970) - Coccoliths from sediments of the Western Mediterranean. *Micropaleont.*, v. 16, n. 2, pp. 129-154, 8 tav., 8 fig., New York.
- Bè A.W.H. & Tolderlund D.S. (1971) - Distribution and ecology of living planktonic Foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In Funnel B.M. & Riedel W.R. (Eds.) - *The Micropaleontology of Oceans*, pp. 105-149, 27 fig., Cambridge Press, Cambridge.
- Berggren W.A., Burckle L.H., Cita M.B., Cooke H.B.S., Funnel B.M., Gartner S., Hays J.D., Kennett J.P., Opdyke N.D., Pastouret L., Shackleton N.J. & Takayanagi Y. (1980) - Towards a Quaternary Time Scale. *Quaternary Res.*, v. 13, pp. 227-302, 4 tav., 17 fig., Washington, D.C.
- Black M. (1965) - Coccoliths. *Endavour*, v. 24, n. 93, pp. 131-137, 25 fig., Oxford.
- Blanc J.J., Blanc-Vernet L. & Le Campion J. (1972) - Application paléocéologique de la méthode d'analyse factorielle en composantes principales: interprétation des microfaunes de foraminifères planctoniques quaternaires en Méditerranée. 1-Etude des espèces de Méditerranée Occidentale. *Tethys*, v. 4, n. 3, pp. 761-778, 3 tav., 2 fig., Marseille.
- Blanc-Vernet L., Froget C., Sgarrella F. (1983) - Paléoclimatologie d'une carotte de la Mer Tyrrhénienne. *Géol. Méditerranéenne*, v. 10, n. 2, pp. 93-104, 5 fig., 2 tab., Aix-en-Provence.
- Blanc-Vernet L. & Pastouret L. (1969) - Précisions sur la valeur du Foraminifère *Globorotalia inflata* (d'Orb.) comme critère climatique en Méditerranée. *Tethys*, v. 1, n. 2, pp. 535-538, 1 fig., Marseille.
- Blanc-Vernet L., Sgarrella F. & Acquaviva S. (1984) - Événements climatiques, hydrologie et Foraminifères en Méditerranée en Quaternaire récent. *Bull. Soc. Géol. France*, v. 7, n. 6, pp. 1235-1243, 2 fig., Paris.
- Blechs Schmidt G., Cita M.B., Mazzei R. & Salvatorini G. (1982) - Stratigraphy of the Western Mediterranean and Southern Calabrian Ridges, Eastern Mediterranean. *Mar. Micropaleont.*, v. 7, pp. 101-134, 10 fig., 3 tab., Amsterdam.
- Broecker W.S. (1971) - A Kinetic model for the chemical composition of the sea water. *Quaternary Res.*, v. 1, pp. 188-207, 2 fig., Washington, D.C.
- Bukry D. (1973) - Coccolith Stratigraphy Leg 13, DSDP. In Ryan W.B.F., Hsu K.J. et al. - *Init. Rep. DSDP*, v. 13, pp. 817-822, 4 tav., 1 fig., Washington, D.C.
- Bukry D. (1974) - Coccolith as paleosalinity indicators. Evidence from Black Sea. *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, v. 20, pp. 353-363, 6 fig., 1 tab., Tulsa.
- Bukry D. (1975) - Coccolith and Silicoflagellate stratigraphy, northwestern Pacific Ocean, DSDP, Leg 32. In Larson R.L., Moberly R. et al. - *Init. Rep. DSDP*, v. 32, pp. 677-701, 4 tav., 5 fig., 4 tab., Washington, D.C.
- Chiesa S., Forcella F., Gillot P.Y., Pasquaré G. & Vezzoli L. (in stampa) - Carta geologica dell'isola d'Ischia, scala 1:10.000, *P.F. Geodinamica*, CNR, Roma.
- Cita M.B. (1974) - I pozzi profondi perforati nel 1970 nel quadro paleogeografico e geodinamico del Mediterraneo occidentale. Paleogeografia del Terziario Sardo nell'ambito del Mediterraneo occidentale. *Rend. Sem. Fac. Sc. Univ. Cagliari*, pp. 91-143, 6 tav., 17 fig., Bologna.
- Cita M.B., Broglia C., Malinverno A., Spezzibottiani G., Tomadin L. & Violanti D. (1982) -

Quaternary pelagic sedimentation on the Southern Calabrian and Western Mediterranean Ridge (Eastern Mediterranean). *Mar. Micropaleont.*, v. 7, 28 pp., 14 fig., Amsterdam.

- Cita M.B. & Chierici M.A. (1962) - Crociera talassografica adriatica 1955. V. Ricerche sui Foraminiferi contenuti in 18 carote prelevate sul fondo del mare Adriatico. *Arch. Oceanogr. Limnologia*, v. 12, pp. 297-359, 15 tav., Venezia.
- Cita M.B., Chierici M.A., Ciampo G., Moncharmont Zei M., D'Onofrio S., Ryan W.B.F. & Scorziello R. (1973) - The Quaternary record in the Tyrrhenian and Ionian basins of the Mediterranean Sea. In Ryan W.B.F., Hsü K.J. et al. - *Init. Rep. DSDP*, v. 13, pp. 1263-1339, 20 tav., 14 fig., Washington, D.C.
- Cita M.B., Ciampo G., Ferrone E., Moncharmont Zei M., Scorziello R. & Taddei Ruggiero E. (1974) - Il Quaternario del Tirreno abissale. Interpretazione stratigrafica e paleoclimatica del Pozzo DSDP 132. *Rev. Españ. Micropaleont.*, v. 6, n. 2, pp. 257-326, 20 tav., 13 fig., Madrid.
- Cita M.B., D'Onofrio S. & Zocchi M. (1974) - Studi sul Pleistocene della Dorsale Mediterranea. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 80, n. 3, pp. 515-562, 3 tav., 11 fig., Milano.
- Cita M.B., McCoy F.W. & Coughlin S. (1981) - Tephrochronology of the Mediterranean deep-sea record. New data from the western Mediterranean Ridge and from the Tyrrhenian Sea. *Rend. Soc. Geol. It.*, v. 4, pp. 255-258, 1 tav., 3 fig., Bologna.
- Cita M.B., Vergnaud-Grazzini C., Robert C., Chamley H., Ciaranfi N. & D'Onofrio S. (1977) - Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the Eastern Mediterranean. *Quaternary Res.*, v. 8, pp. 205-235, 11 fig., Washington, D.C.
- Cita M.B. & Zocchi M. (1978) - Distribution patterns of benthic Foraminifera on the floor of the Mediterranean Sea. *Oceanologica Acta*, v. 1, pp. 445-462, 3 tav., Paris.
- Cohen C.L.D. (1964) - Coccolithophorids from two Caribbean deep-sea cores. *Micropaleont.*, v. 10, n. 2, pp. 231-250, 6 tav., 4 tab., New York.
- De Castro Coppa M.G., Moncharmont Zei M., Placella B., Sgarrella F. & Taddei Ruggiero E. (1980) - Distribuzione stagionale e verticale dei Foraminiferi planctonici del Golfo di Napoli. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, v. 89, pp. 1-25, 2 tav., 5 fig., 2 tab., Napoli.
- Emiliani C. (1955a) - Pleistocene temperatures. *Journ. Geol.*, v. 63, pp. 538-578, Chicago.
- Emiliani C. (1955b) - Pleistocene temperature variations in the Mediterranean. *Quaternaria*, v. 2, pp. 87-98, 6 fig., Roma.
- Epstein S., Buchsbaum R., Lowestam H.A. & Urey H.C. (1953) - Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 64, pp. 1315-1325, Boulder.
- Ericson D.B. & Wollin G. (1968) - Pleistocene climates and chronology in deep-sea sediments. *Science*, v. 162, pp. 1227-1234, Washington, D.C.
- Gartner S. (1972) - Late Pleistocene calcareous nannofossils in the Caribbean and their inter-oceanic correlation. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, v. 12, pp. 169-191, 2 tav., 7 fig., Amsterdam.
- Gartner S. (1977) - Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropaleont.*, v. 2, pp. 1-25, 4 tav., 5 fig., 1 tab., Amsterdam.
- Gillot P. & Villari L. (1980) - K/A geochronological data on the Aeolian arc volcanism, a preliminary report. *C.N.R. Ist. Int. Vulcan.*, Open file report, v. 3, 15 pp., Roma.
- Hasle G.R. (1960) - Plankton coccolithophorids from the subantarctic and equatorial Pacific. *Nylf. Mag. Bot.*, v. 8, pp. 77-88, 3 tav., 2 fig., Oslo.
- Hemleben C. & Spindler M. (1983) - Recent advances in research on living planktonic foraminifera. In Meulenkamp J.E. (Ed.) - Reconstruction of marine paleoenvironments. *Utrecht Micropaleont. Bull.*, v. 30, pp. 141-170, 4 tav., 7 fig., Utrecht.
- Hsü K.J. et al. (1978) - Site 373: Tyrrhenian Basin. In Hsü K.J., Montadert L. et al. - *Init.*

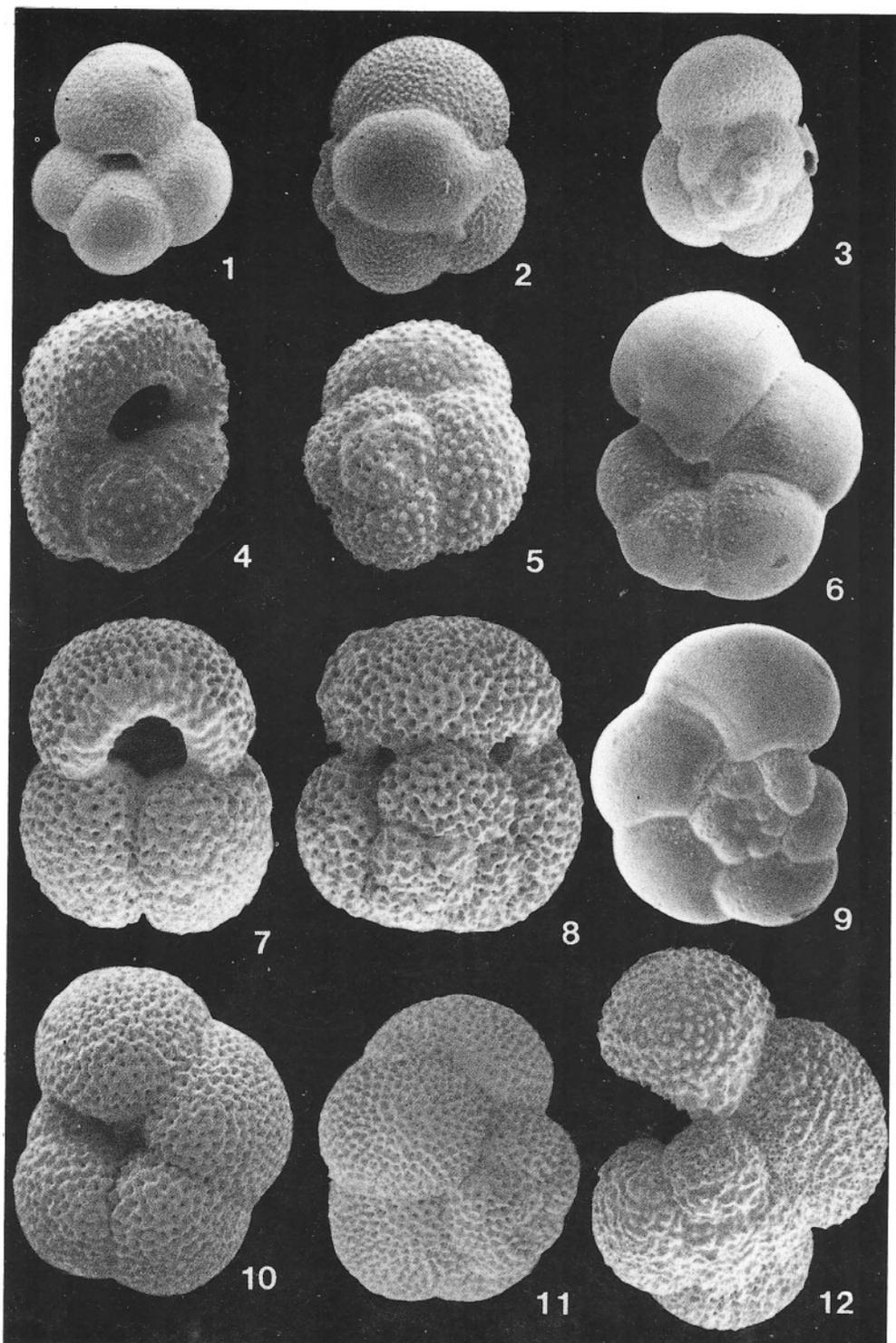
- Rep. DSDP*, v. 42 A, pp. 991–1002, 2 tab., 9 fig., Washington, D.C.
- Imbrie J. & Kipp N.G. (1971) - A new micropaleontological method for quantitative micropaleontology: application to a Late Pleistocene Caribbean Core. In Turekian K.K. (Ed.) - Late Cenozoic glacial ages. *Yale Univ. Press*, pp. 71–181, 46 fig., New Haven.
- Keller J. (1981) - Quaternary tephrochronology in the Mediterranean region. In Self S. & Sparks R.S.J. (Eds.) - Tephra Studies, pp. 227–244, 4 tab., 8 fig., Riedel Publ. Comp., London.
- Keller J., Ryan W.B.F., Ninkovich D. & Altherr R. (1978) - Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 89, pp. 591–604, 16 fig., 6 tab., Boulder.
- Kennett J.P. & Srinivasan M.S. (1983) - Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenetic Atlas. V. di 265 pp., 61 tav., 25 fig., Hutchinson Ross Publ. Company, Stroudsburg.
- Kipp N.G. (1976) - New transfer function for estimating past sea-surface conditions from sea-bed distribution of planktonic foraminiferal assemblages in the North Atlantic. In Cline R.M. & Hays J.D. (Eds.) - Investigation of Late Quaternary paleoceanography and paleoclimatology. *Geol. Soc. Am. Mem.*, v. 145, pp. 3–41, 1 fig., Boulder.
- Kroopnick M.P., Deuser W.G. & Craig H. (1970) - Carbon 13 measurements on dissolved inorganic carbon at the North Pacific (1969) Geosecs station. *Journ. Geophys. Res.*, v. 75, pp. 7668–7671, Washington, D.C.
- Martini E. (1971) - Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. *Proc. 2nd Plankt. Confer.*, v. 2, pp. 739–785, 4 tav., 6 tab., Tecnoscienza, Roma.
- McIntyre A. & Bè A.W.H. (1966) - Coccolithophorids as ecologic indicators in oceanic sediments. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 50, n. 3, pp. 624–625, 12 tav., 17 fig., 10 tab., Tulsa.
- McIntyre A. & Bè A.W.H. (1967) - Modern *Coccolithophoridae* of the Atlantic Ocean. Placoliths and Cyrrholiths. *Deep-sea Res.*, v. 17, pp. 561–597, Oxford.
- Müller C. (1978) - Neogene Calcareous Nannofossils from the Mediterranean Leg 42A of the Deep Sea Drilling Project. In Hsü K.J., Montadert L. et al. - *Init. Rep. DSDP*, v. 42A, pp. 727–751, 1 fig., 5 tab., Washington, D.C.
- Müller C. (1985) - Late Miocene to Recent Mediterranean Biostratigraphy and paleoenvironments based on calcareous Nannoplankton. In Stanley D.J. & Wezel F.C. (Eds.) - Geological evolution of the Mediterranean Basin, pp. 471–485, 6 fig., 1 tab., Springer-Verlag, Berlin.
- Nesteroff W.D., Ryan W.B.F., Hsü K.J., Pautot G., Wezel F.C., Lort M.J., Cita M.B., Maync W., Stradner H. & Dumitrica P. (1972) - Evolution de la sédimentation pendant le Néogène en Méditerranée d'après les forages JOIDES–DSDP. In Stanley D.J. (Ed.) - The Mediterranean Sea, pp. 47–62, 12 fig., Stroudsburg.
- Noël D. & Panigel M. (1985) - Les Sapropels de Méditerranée orientale dans leur contexte sédimentologique; données sur les nannofossiles et les nannofacies. GRECO 52, Tours 14, 15 novembre 1985, Résumés des communications, pp. 7–8, Tours.
- North American Commission on stratigraphic nomenclature (1983) - North American Stratigraphic Code. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, v. 67, n. 5, pp. 841–875, 11 fig., 2 tab., Tulsa.
- Okada H. & Bukry D. (1980) - Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitudes Coccolith biostratigraphic zonation. *Mar. Micropaleont.*, v. 15, pp. 321–325, 2 tab., Amsterdam.
- Parker F.L. (1958) - Eastern Mediterranean Foraminifera. *Repts. Swedish Deep Sea Exped. 1947–1948*, v. 8, n. 4, pp. 217–283, 6 tav., Göteborg.

- Parker F.L. (1962) - Planktonic foraminiferal species in Pacific sediments. *Micropaleont.*, v. 8, n. 2, pp. 219–254, 10 tav., Lawrence.
- Parisi E. (1981) - Distribuzione dei Foraminiferi bentonici nelle zone batiali del Tirreno e del Canale di Sicilia. *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 87, n. 2, pp. 293–328, 1 tav., 4 fig., Milano.
- Parisi E. (1982) - Distribuzione dei foraminiferi bentonici in una carota della Dorsale Mediterranea (Pleistocene medio e superiore). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 88, n. 4, pp. 641–677, 2 tav., 6 fig., Milano.
- Paterne M. (1985) - Reconstruction de l'activité explosive des volcans de l'Italie du Sud par téphrachronologie marine. Thèse, Univ. Paris–Sud, Centre d'Orsay, pp. 1–433, Paris.
- Rade J. (1975) - *Scyphosphaera* evolutionary trends with special reference to Eastern Australia. *Micropaleont. Contr.*, v. 9, pp. 151–164, 4 tav., 3 fig., New York.
- Raffi I. & Rio D. (1979) - Calcareous nannofossil biostratigraphy of DSDP Site 132–Leg 13 (Tyrrhenian Sea–Western Mediterranean). *Riv. Ital. Paleont. Strat.*, v. 85, n. 1, pp. 127–172, 6 tav., 2 fig., 2 tab., Milano.
- Raffi I. & Sprovieri R. (1984) - Calcareous plankton in the DSDP Hole 125–Leg 13 (Ionian Sea–Eastern Mediterranean): a review. *Boll. Soc. Paleont. It.*, v. 23, n. 1, pp. 53–73, 5 tav., 4 fig., Modena.
- Rio D. (1982) - The fossil distribution of Coccolithophore Genus *Gephyrocapsa* Kamptner and related Plio–Pleistocene chronostratigraphic problems. *Init. Rep. DSDP*, v. 68, pp. 325–343, 4 tav., 8 fig., Washington, D.C.
- Rio D., Sprovieri R. & Raffi I. (1984) - Calcareous plankton biostratigraphy and biochronology of the Pliocene–Lower Pleistocene succession of the Capo Rossello Area, Sicily. *Mar. Micropaleont.*, v. 9, pp. 135–180, 2 tav., 21 fig., Amsterdam.
- Ruddimann W.F. (1971) - Pleistocene sedimentation in the equatorial Atlantic: stratigraphy and climatology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 82, pp. 283–302, 14 fig., Boulder.
- Ryan W.B.F. (1972) - Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. In Stanley D.J. (Ed.) - The Mediterranean Sea, pp. 149–170, 9 fig., Stroudsburg.
- Saito T., Thompson P.R. & Breger D. (1981) - Systematic Index of Recent and Pleistocene Planktonic Foraminifera. V. di 190 pp., 56 tav., 5 fig., The Univ. of Tokyo Press, Tokyo.
- Savelli D. & Wezel F.C. (1980) - Morfologia e stile tettonico del bacino tirrenico. *Conv. Scient. Naz. P.F. Oceanografia e fondi marini*, pp. 729–739, 2 tav., Roma.
- Shackleton N. J. (1967) - Oxygen isotope analysis and Pleistocene temperatures re-assessed. *Nature*, v. 218, pp. 79–80, Basingstoke.
- Shackleton N.J. & Opdyke N.D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial and Pacific core V 28–238: oxygen isotope temperature and ice volume on a  $10^5$  years and  $10^6$  years scale. *Quaternary Res.*, v. 3, pp. 39–55, 6 fig., Washington, D.C.
- Srinivasan M.S. & Kennett J.P. (1976) - Evolution and phenotypic variation in the Late Cenozoic *Neogloboquadrina dutertrei* plexus. In Takayanagi Y. and Saito T. (Eds.) - Progress in Micropaleontology, pp. 329–355, 8 tav., *Am. Mus. Nat. Hist.*, Micropaleont. Press, Washington, D.C.
- Takayama T. (1972) - A note on the distribution of *Braarudosphaera bigelowi* (Gran and Braarud) Deflandre in the bottom sediments of Sendai Bay, Japan. *Proc. Paleont. Soc. Trans. Japan*, v. 87, pp. 429–435, Tokyo.
- Thierstein H.R., Geitzenauer K.R., Molfino B. & Shackleton N.J. (1977) - Global synchronicity of Late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology*, v. 5, pp. 400–404, 3 fig., 4 tab., Boulder.

- Thunell R.C. (1978) - Distribution of Recent Planktonic Foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Mar. Micropaleont.*, v. 3, n. 2, pp. 147–173, 1 tav., 24 fig., Amsterdam.
- Thunell R.C. (1979) - Pliocene–Pleistocene paleotemperature and paleosalinity history of the Mediterranean Sea: results from DSDP Sites 125 and 132. *Mar. Micropaleont.*, v. 4, pp. 173–188, 4 fig., 1 tab., Amsterdam.
- Thunell R.C., Federman A., Sparks S. & Williams D. (1979) - The Age, origin, and volcanic significance of the Y–5 Ash Layer in the Mediterranean. *Quat. Research*, v. 12, pp. 241–253, 2 tab., 7 fig., Washington, D.C.
- Thunell R.C. & Williams D.F. (1983) - Paleotemperature and paleosalinity history of the Eastern Mediterranean during Late Quaternary. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, v. 44, pp. 23–39, 6 fig., Amsterdam.
- Thunell R.C., Williams D.F. & Kennett J. P. (1977) - Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep–sea sediments. *Mar. Micropaleont.*, v. 12, pp. 241–253, 9 fig., Amsterdam.
- Todd R. (1958) - Foraminifera from the Western Mediterranean deep–sea cores. *Repts. Swedish Deep Sea Exped. 1947–1948*, v. 8, n. 2, 167 pp., 20 tav., 5 fig., Göteborg.
- Urey H.C. (1947) - The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journ. Chem. Soc.*, v. 1947, pp. 562–581, 2 fig., London.
- Vergnaud–Grazzini C., Devaux M. & Znaidi J. (1986) - Stable isotope "anomalies" in the Mediterranean Pleistocene records. *Mar. Micropaleont.*, v. 10, pp. 35–69, 23 fig., Amsterdam.
- Vergnaud–Grazzini C., Ryan W.B.F. & Cita M.B. (1977) - Stable isotopic fractionation, climate changes and episodic stagnation in the Eastern Mediterranean during the Late Quaternary. *Mar. Micropaleont.*, v. 2, pp. 253–370, 7 fig., Amsterdam.
- Vismara Schilling A. (1984) - Holocene Stagnation event in the Eastern Mediterranean, evidence from deep–sea benthic Foraminifera in the Calabrian and Western Mediterranean Ridge. In Oertli H.G. (Ed.) - Benthos '83. Second Symp. on Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), pp. 586–596, 2 tav., 4 fig., 3 tab., Elf Aquitaine, Esso REP and Total CFP, Pau, Bordeaux.
- Williams D.F. & Thunell R.C. (1979) - Faunal and oxygen isotopic evidence for surface water salinity changes during sapropel formation in the Eastern Mediterranean. *Sedimentary Geol.*, v. 23, pp. 81–93, 5 fig., Amsterdam.
- Wright R. (1978) - Neogene benthic Foraminifera from DSDP Leg 42A Mediterranean Sea. In Hsü K. J., Montadert L. et al. - *Init. Rep. DSDP*, v. 42A, pp. 709–726, 8 tav., Washington, D.C.

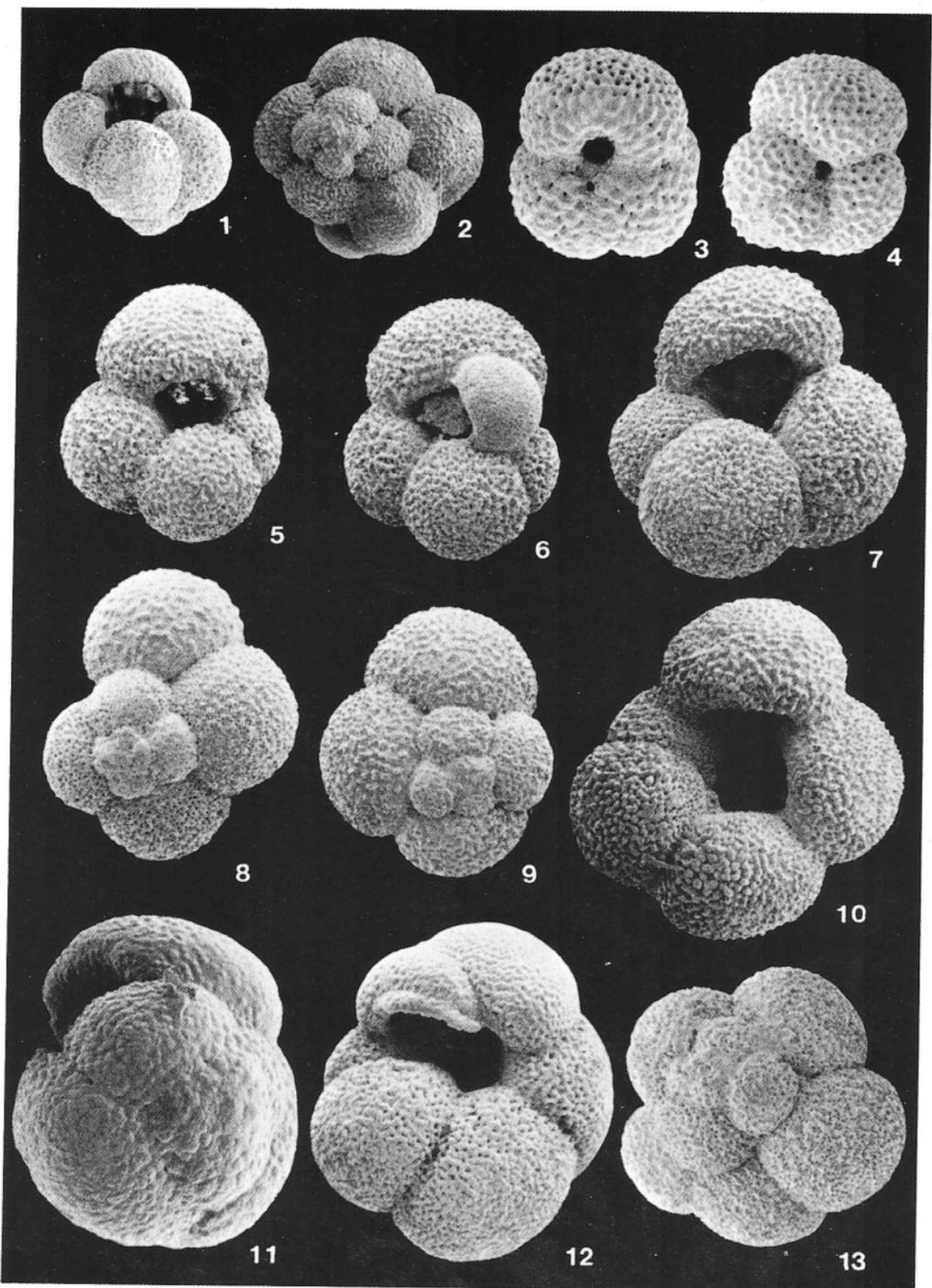
## TAVOLA 41

- Fig. 1 - 3 – *Globigerinita glutinata* (Egger).  
1) Carota PC-19, cm 656. Veduta ombelicale, morfotipo senza bulla; x 100.  
2) Carota PC-19, cm 656. Veduta ombelicale; x 100.  
3) Carota PC-19, cm 656. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 4 – *Globorotalia oscitans* Todd.  
Carota PC-19, cm 213. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 5 – *Globorotalia oscitans* Todd.  
Carota PC-19, cm 173. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 6 – *Globorotalia scitula* (Brady).  
Carota PC-19, cm 20. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 7 – *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny).  
Carota PC-19, cm 90. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 8 – *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny).  
Carota PC-19, cm 90. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 9 – *Globorotalia scitula* (Brady).  
Carota PC-19, cm 20. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 10 – *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg).  
Carota PC-19, cm 230. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 11 – *Neogloboquadrina pachyderma* (Ehrenberg).  
Carota PC-19, cm 70. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 12 – *Globigerina calida* Parker.  
Carota PC-19, cm 636. Veduta spirale; x 100.



## TAVOLA 42

- Fig. 1 – *Globigerina cariacensis* Rögl & Bolli.  
Carota PC-19, cm 10. Veduta ombelicale; x 50.
- Fig. 2 – *Globigerina cariacensis* Rögl & Bolli.  
Carota PC-19, cm 626. Veduta spirale; x 50.
- Fig. 3 – *Globigerinoides gomitulus* (Seguenza).  
Carota PC-19, cm 418. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 4 – *Globigerinoides gomitulus* (Seguenza).  
Carota PC-19, cm 428. Veduta spirale; x 100.
- Fig. 5 - 10 – *Globigerina bulloides* d'Orbigny.  
5) Carota PC-19, cm 20. Veduta ombelicale, morfotipo a parete spessa; x 100.  
6) Carota PC-19, cm 20. Veduta ombelicale, morfotipo con cameretta; x 100.  
7) Carota PC-19, cm 20. Veduta ombelicale, morfotipo a parete sottile; x 100.  
8) Carota PC-19, cm 70. Veduta spirale, morfotipo a parete sottile; x 100.  
9) Carota PC-19, cm 20. Veduta spirale, morfotipo a parete spessa; x 100.  
10) Carota PC-19, cm 25. Veduta ombelicale, morfotipo a spira aperta; x 100.
- Fig. 11 – *Globorotalia inflata* (d'Orbigny).  
Carota PC-19, cm 676. Veduta laterale; x 100.
- Fig. 12 – *Neogloboquadrina eggeri* (Rhumbler).  
Carota PC-19, cm 10. Veduta ombelicale; x 100.
- Fig. 13 – *Neogloboquadrina eggeri* (Rhumbler).  
Carota PC-19, cm 5. Veduta spirale; x 100.



## TAVOLA 43

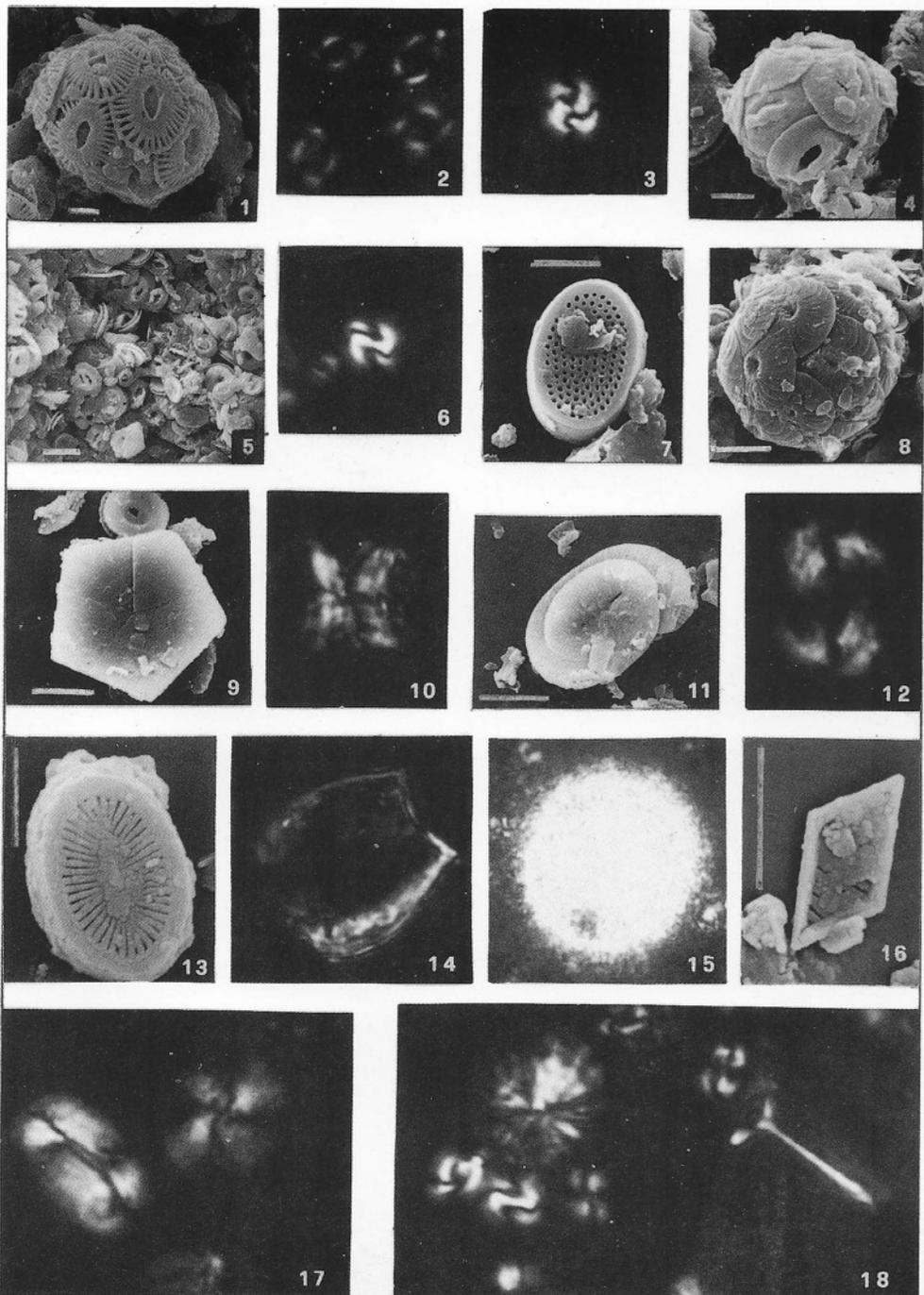
- Fig. 1 – *Coccosphaera* di *Emiliana huxleyi* (Lohmann). SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 60).
- Fig. 2 – *Emiliana huxleyi* (Lohmann). MOP, nicols incrociati. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 103).
- Fig. 3 – *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux & Hay. MOP, nicols incrociati. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 535).
- Fig. 4 – *Coccosphaera* di *Gephyrocapsa caribbeanica* Boudreaux & Hay. SEM. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 505).
- Fig. 5 – Vista di insieme: associazione a *Gephyrocapsae*. SEM. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 433).
- Fig. 6 – *Gephyrocapsa oceanica* Kamptner. MOP, nicols incrociati. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 535).
- Fig. 7 – *Discolithina multipora* (Kamptner). SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 305).
- Fig. 8 – *Coccosphaera* di *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman). SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 188).
- Fig. 9 – *Braarudosphaera bigelowi* (Gran & Braarud). SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 103).
- Fig. 10 – *Sphenolithus* sp. MOP, nicols incrociati. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 60).
- Fig. 11 – *Helicosphaera carteri* (Wallich). SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 1).
- Fig. 12 – *Coccolithus pelagicus* (Wallich). MOP, nicols incrociati. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 1).
- Fig. 13 – *Syracosphaera pulchra* Lohmann. SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 60).
- Fig. 14 – *Scyphosphaera recurvata* Deflandre. MOP, nicols incrociati. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 433).
- Fig. 15 – *Thoracosphaera heimi* (Lohmann). MOP, nicols incrociati. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 586).
- Fig. 16 – *Scapholithus fossilis* Deflandre. SEM. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 60).
- Fig. 17 – *Helicosphaera carteri* (Wallich) e *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman). MOP, nicols incrociati. Zona ad *Emiliana huxleyi* (cm 616).
- Fig. 18 – *Rhabdosphaera clavigera* Murray & Blackman e *Oolithothus antillarum* (Cohen). MOP, nicols incrociati. Zona di Acme di *Emiliana huxleyi* (cm 1).

## Ingrandimenti:

Foto al microscopio ottico polarizzatore (MOP); x 2400.

Foto al microscopio elettronico a scansione (SEM); barretta = 2  $\mu$ m.

Tutti gli esemplari provengono dalla carota PC-19.



Janvier P. (1985) — **Les Céphalaspides du Spitsberg**. Cahiers de Paléontologie. Vol. di 244 pp., 10 tav., 119 fig., Ed. CNRS, 300 F., Paris (n. ISBN 3487.6).

Dopo una succinta introduzione storica e tecnica circa le metodologie di studio impiegate, l'autore inizia la descrizione dei caratteri osservabili sugli scudi cefalici. L'ottimo stato di conservazione del materiale fa sì che l'anatomia dei Cephalaspidomorpha (Osteostraci) venga ad essere conosciuta nei minimi dettagli. Ciò permette all'autore una reinterpretazione di alcune strutture, spesso giungendo a conclusioni opposte a quelle classiche esposte da Stensiö e da Wängsjö. In particolare viene rigettata l'ipotesi che le creste interbranchiali costituissero parte dello scheletro viscerale saldato al neurocranio e servissero quindi da supporto agli archi branchiali. Diversa è anche la ricostruzione del sistema nervoso, sia a livello di percorso dei nervi, sia per quanto riguarda la suddivisione dell'encefalo. A un secondo capitolo riguardante la filogenesi dei vertebrati primitivi fa seguito la descrizione vera e propria della fauna delle Svalbard con proposte di classificazione filogenetica per tutti i gruppi presenti. Sicuramente il volume propone soluzioni anatomiche e filetiche molto avanzate e in contrasto con i dati precedenti; tuttavia la preparazione e la conservazione del materiale sembrano permettere un reale approfondimento delle conoscenze. Molto utile ed esauriente è pure la parte grafica che associa spesso fotografie e relativi disegni interpretativi.

A. TINTORI

Müller A.H. (1985) — **Lehrbuch der Paläozoologie. Band III. Vertebraten**. Teil 1 — Fische im weiteren Sinne und Amphibien. Vol. di 655 pp., 694 fig.; Teil 2 — Reptilien und Vögel. Vol. di 665 pp., 760 fig., VEB G. Fischer Verlag, DM 110, DM 120, Jena.

La pubblicazione della 2<sup>a</sup> edizione del trattato di Paleontologia di Müller, ormai completata per quanto riguarda gli Invertebrati, prosegue ora con il volume dedicato ai Vertebrati, articolato in tre parti. Sono attualmente disponibili la prima dedicata al grande gruppo dei Pesci in senso lato ed agli Anfibi e la seconda riguardante i Rettili e gli Uccelli. La terza parte è prevista per il 1988 e avrà come oggetto i Mammiferi.

Questa edizione si presenta profondamente rivista e modificata, così da recepire molte tra le più recenti interpretazioni sistematiche e funzionali dei gruppi trattati. Solamente per i Pesci, e in particolare per gli Osteitti, viene proposta una classificazione che non coincide con le vedute di alcuni tra i principali studiosi.

Come sempre ottima la parte iconografica, ben bilanciata tra fotografie di esemplari e ricostruzioni sia di particolari che generali.

A. TINTORI

Aigner T. (1985) — **Storm Depositional Systems**. Dynamic Stratigraphy in Modern and Ancient Shallow-Marine Sequences. *Lecture Notes in Earth Sciences*, **3**, 174 pp., 83 fig., Springer-Verlag, DM 32, Berlin Heidelberg New York Tokio.

Il lavoro si articola in due parti. Nella prima viene preso in considerazione il ruolo delle tempeste come agenti sedimentari in ambienti attuali; nella seconda viene invece esa-

minato un sistema deposizionale antico caratterizzato da eventi di tempesta.

Nell'ambito della prima parte viene dapprima descritto il contributo delle tempeste nell'edificazione di banchi carbonatici bioclastici in aree prossime alla riva (Florida) e sono quindi presi in esame i depositi stratoidi da tempesta che si formano nella porzione esterna della piattaforma della "German Bay" (Mare del Nord) ad opera di correnti di fondo che trasportano materiale costiero verso il mare.

La seconda parte del lavoro riguarda l'esame di un sistema deposizionale antico nel quale sono stati importanti gli effetti delle tempeste: si tratta di successioni carbonatiche medio-triassiche del Bacino germanico, delle quali vengono analizzate litofacies, sequenze di facies ed evoluzione generale.

M. GNACCOLINI

Bouma A.H., Normark W.R. & Barnes N.E. (Eds.) (1985) – **Submarine Fans and Related Turbidite Systems**. Vol. di 351 pp., 1 tav., 251 fig., Springer-Verlag, DM 220, New York Berlin Heidelberg Tokio.

Il volume è una raccolta di 48 articoli che riassumono l'attuale stato delle ricerche sulle torbiditi, comprendendo sia le conoidi sottomarine attuali che i sistemi torbiditici fossili. In precedenza, un numero speciale di *Geo-Marine Letters* (*Geo-Marine Letters*, 1984, v. 3, n. 2-4, Springer-Verlag, New York) aveva pubblicato una prima versione di 27 articoli presenti in questo testo.

Il volume è articolato in 7 sezioni che comprendono una introduzione all'argomento trattato ed una descrizione delle influenze esterne che controllano lo sviluppo degli apparati torbiditici. Alla sezione generale seguono contributi particolari sui conoidi attuali in corrispondenza di margini attivi e di margini passivi; esempi di sequenze torbiditiche fossili in contesto di margine attivo e passivo. Una sezione è poi dedicata ai risultati del Leg 96 del programma DSDP, effettuato sulla Conoide del Mississippi, e l'ultima ad un riassunto generale.

Questa raccolta è ispirata alle idee ed alle indicazioni emerse dal Committee on Fans (COMFAN), composto da un gruppo internazionale di specialisti, riunitosi la prima volta nel 1982 per discutere lo stato delle conoscenze e gli sviluppi futuri delle ricerche nel campo delle torbiditi. L'argomento principale di questa discussione riguarda la possibilità del confronto tra le conoidi sottomarine attuali e le sequenze torbiditiche fossili. Fino ad ora tale confronto ha prodotto confusione sia nella terminologia che nella divisione fisiografica degli apparati torbiditici, attuali ed antichi, dovuta soprattutto alla incompatibilità tra le diverse metodologie di studio ed alla mancanza di una comune scala di osservazione.

Secondo gli autori, allo stato attuale delle conoscenze è prematuro cercare di sviluppare un modello unico di conoide sottomarina che unifichi le osservazioni possibili sulle conoidi attuali e sui sistemi deposizionali fossili. Tuttavia, i risultati ottenuti nel corso del Leg 96 sulla Conoide del Mississippi, in cui si sono ottenute, per la prima volta, estese sezioni verticali su di una conoide attuale, hanno contribuito a colmare l'incompatibilità del confronto tra i due diversi sistemi. Pertanto viene auspicato che la raccolta di questo tipo di dati vada incentivata in un prossimo futuro.

Il volume si presenta come una pausa di riflessione e di organizzazione delle conoscenze sulle torbiditi. Le indicazioni contenute risultano particolarmente opportune nello studio delle sequenze torbiditiche fossili dove, talvolta, sono stati dedotti contesti ambientali di norma riconoscibili solo in situazioni attuali, sopravvalutando così la risoluzione che, al momento, la sola analisi di terreno può fornire.

RIVISTA ITALIANA  
DI  
**PALEONTOLOGIA**  
E STRATIGRAFIA

**Volume 92**

Milano, 1986

Barca S., Gnoli M., Olivieri R. & Serpagli E. — New stratigraphic data and evidence of Lower and Upper Devonian based on conodonts in Serrabus area (Southeastern Sardinia) . . . . .	3,	299
Broglio Loriga C. & Posenato R. — <i>Costatoria</i> ( <i>Costatoria</i> ?) <i>subrotunda</i> (Bittner, 1901), a Smithian (Lower Triassic) marker from Tethys . . . . .	2,	189
Canocchi D. — On a skull of a sirenian from the Early Pliocene of Siena, Tuscany.	4,	497
D'Alessandro A. & Bromley R.G. — Trace fossils in Pleistocene sandy deposits from Gravina area, southern Italy . . . . .	1,	67
Di Giulio A. — Sull'età terziaria dei Calcarei di Ubaga, successione di Borghetto d'Arroscia—Alassio (Alpi Marittime) . . . . .	2,	251
Fregni P. — L'età Eocene medio—Oligocene inferiore delle Marne di Monte Piano nella sinclinale di Viano (prov. Reggio E., Appennino settentrionale) . .	2,	261
Gnaccolini M. — La Formazione di Gorno nei dintorni di Dossena e di Gorno (Prealpi Bergamasche): analisi di una laguna triassica . . . . .	1,	3
Hearty P.J., Bonfiglio L., Violanti D. & Szabo B.J. — Age of Late Quaternary marine deposits of southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation, and uranium—series dating . . . . .	1,	149
Jadoul F. & Nicora A. — Stratigrafia e paleogeografia ladinico—carnica delle Alpi Carniche orientali (versante nord della Val Canale, Friuli) . . . . .	2,	201
Luperto Sinni E. & J.-P. Masse — Données nouvelles sur la stratigraphie des Calcaires de plate—forme du Crétacé inférieur du Gargano (Italie méridionale) . . . . .	1,	33
Mietto P. — Orme di tetrapodi nella Formazione di Werfen del Recoarese. . . . .	3,	321
Nicora A., Garzanti E. & Fois E. — Evolution of the Tethys Himalaya continental shelf during Maastrichtian to Paleocene (Zanskar, India) . . . . .	4,	439
Pirini Radrizzani C., Tunis G. & Venturini S. — Biostratigrafia e paleogeografia dell'area sud—occidentale dell'anticlinale M. Mia — M. Matajur (Prealpi Giulie) . . . . .	3,	327
Saccà D. — <i>Megerlia echinata</i> (Terebratulida, Brachiopoda) nel Pliocene della Sicilia e della Calabria meridionale. . . . .	2,	281
Sartorio D. — Caprinid patch reef in the Cansiglio inner platform carbonate sequence (Southern Alps): a record of the Earliest Aptian marine transgression . . . . .	3,	383
Sprovièri R., Thunell R. & Howell M. — Paleontological and geochemical analysis of three laminated sedimentary units of Late Pliocene — Early Pleistocene age from the Monte San Nicola section in Sicily . . . . .	3,	401
Tintori A., Bigi E., Crugnola G. & Danini G. — A new Jurassic Thylacocephala, <i>Rugocaris indunensis</i> gen. n. sp. n., and its paleoecological significance . . .	2,	239
Violanti D., Parisi E. & Erba E. — Fluttuazioni climatiche durante il Quaternario nel Mar Tirreno, Mediterraneo occidentale (carota PC—19 Ban 80) . . . . .	4,	515
Vismara Schilling A. — Foraminiferi bentonici profondi associati ad eventi anossici del Pleistocene medio e superiore nel Mediterraneo orientale . . . . .	1,	103
Whittington H.B. — Late Middle Cambrian trilobites from Zanskar, Ladakh, northern India . . . . .	2,	171

## ELENCO DELLE FORME NUOVE

<i>errans</i> (Cylindrichnus) ichnosp. n. . . . .	1,	77
<i>indunensis</i> (Rugocaris) . . . . .	2,	242
<i>peniculus</i> (Dactyloidites) ichnosp. n. . . . .	1,	79
<i>Rugocaris</i> gen. n. . . . .	2,	241