
ATTI ACCADEMIA NAZIONALE DEI LINCEI
CLASSE SCIENZE FISICHE MATEMATICHE NATURALI
RENDICONTI

MARIA BIANCA CITA

**Il disseccamento del Mediterraneo alla fine del
Miocene**

*Atti della Accademia Nazionale dei Lincei. Classe di Scienze Fisiche,
Matematiche e Naturali. Rendiconti, Serie 8, Vol. 81 (1987), n.4, p. 455–466.*

Accademia Nazionale dei Lincei

<http://www.bdim.eu/item?id=RLINA_1987_8_81_4_455_0>

L'utilizzo e la stampa di questo documento digitale è consentito liberamente per motivi di ricerca e studio. Non è consentito l'utilizzo dello stesso per motivi commerciali. Tutte le copie di questo documento devono riportare questo avvertimento.

*Articolo digitalizzato nel quadro del programma
bdim (Biblioteca Digitale Italiana di Matematica)
SIMAI & UMI*

<http://www.bdim.eu/>

MARIA BIANCA CITA

IL DISSECCAMENTO DEL MEDITERRANEO
ALLA FINE DEL MIOCENE (*)

INTRODUZIONE

Il piano Messiniano rappresenta un periodo di tempo molto breve alla scala geologica (circa un milione di anni) nella parte terminale del Miocene, durante il quale la regione Mediterranea fu soggetta a cambiamenti paleogeografici drastici, ma effimeri. Rimasto isolato dall'Atlantico, il Mediterraneo si disseccò quasi completamente. Il volume di evaporiti deposte sul suo fondo e successivamente seppellite da centinaia di metri di sedimenti pelagici ed emipelagici depositi negli ultimi cinque milioni di anni, è di circa 1 milione di km³.

La fauna marina che popolava le acque del Mediterraneo prima della crisi di salinità fu distrutta. La fauna attuale deriva da quella che riimmigrò nel Mediterraneo all'inizio del Pliocene, quando si ristabilì una comunicazione efficace con l'Atlantico (trasgressione pliocenica).

La crisi di salinità del Messiniano ha importanti implicazioni economiche: zolfo, salgemma, sali potassici, gesso sono sfruttati in cave e miniere aperte nella ben nota « Formazione gessoso-solfifera » in Sicilia e nell'Italia peninsulare. Idrocarburi sono intrappolati in prismi sedimentari depositi nelle depressioni create dal denudamento provocato dall'abbassamento del livello del mare. I depositi di chiusura sono rappresentati dalle sovrastanti argille plioceniche. Le diatomiti deposte durante la fase di circolazione ristretta che ha preceduto la deposizione delle evaporiti (vedere più avanti) potrebbe rappresentare la roccia-madre.

La correlazione del Messiniano nel Mediterraneo e fuori dal Mediterraneo ha costituito l'argomento di un progetto di ricerca internazionale di cui la scrivente era Project leader nell'ambito dell'International Geological Correlation Program (IGCP Project n. 96) negli anni 1975-79.

Un seminario sul Messiniano avente come tema specifico gli effetti geodinamici e biodinamici della crisi di salinità del Messiniano nel Mediterraneo, sponsorizzato dall'IGCP, dall'Accademia Nazionale dei Lincei e dal Consiglio

(*) Conferenza tenuta nella seduta del 13 dicembre 1986.

Nazionale delle Ricerche, si è svolto presso questa Accademia nell'ottobre 1978. Una scelta dei lavori presentati in quella sede è stata pubblicata in un numero speciale della rivista internazionale *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology* (Cita e Wright editors, 1979).

Dopo diversi anni, l'argomento è ancora attualissimo, e ha costituito oggetto di lavori di sintesi (Cita, 1982; Rouchy, 1980; Cita e McKenzie, 1986) e di analisi in settori disciplinari diversi, dalla geochimica isotopica alla petrografia sedimentaria, dalla paleobotanica alla paleoceanografia, che sarebbe troppo lungo trattare in dettaglio. Anche le interpretazioni sono ancora oggetto di dibattito (Hsü, 1985).

IMPATTO DELLE PERFORAZIONI IN MARE PROFONDO

La prima campagna di perforazioni della GLOMAR CHALLENGER nel Mediterraneo compiuta nel 1970 (Ryan, Hsü *et al.*, 1973) portò alla inaspettata scoperta che si possono trovare delle evaporiti nel mare profondo.

Le evaporiti carotate sotto i piani abissali del Mediterraneo occidentale comprendono facies caratteristiche degli ambienti subtidale, intertidale e perfino supratidale. Il cosiddetto modello del disseccamento di un bacino profondo per spiegare l'origine dell'Evaporite Mediterranea che permea il volume relativo a quella spedizione (DSDP Initial Reports, vol. 13) era in realtà condiviso solo da tre scienziati di bordo, compresi i due co-chief scientists (Hsü, Cita e Ryan, 1973). Partendo da diverse linee di evidenza e con il loro background fortemente differenziato, i tre scienziati arrivarono alla conclusione che il Mediterraneo era profondo prima che si sviluppassero condizioni evaporitiche, che era basso durante la crisi di salinità, ma che era di nuovo profondo immediatamente dopo la fine delle condizioni evaporitiche (trasgressione pliocenica).

L'argomento sedimentario indicativo di condizioni di mare basso durante la deposizione delle evaporiti era ovvio, e fu accettato immediatamente. Infatti le facies stromatolitiche e nodulari delle anidriti perforate al fondo del Bacino Balearico e di quello Tirrenico non lasciano dubbi sulla natura tidale della sedimentazione evaporitica (Tav. I). Il termine «tidale» ha un significato del tutto speciale in questo contesto, poiché le brine saline al fondo di bacini totalmente isolati dagli oceani non erano soggette a escursioni di marea. Le escursioni delle linee di costa, documentate dall'estensione delle facies tidali, erano il risultato di cambiamenti locali del bilancio idrologico (rapporto evaporazione/precipitazione, afflusso fluviale e afflusso oceanico). D'altra parte gli argomenti geofisico e paleontologico indicavano condizioni di mare profondo per le unità litologiche precedenti (sottostanti) la deposizione delle evaporiti, e in quelle successive (soprastanti).

L'argomento geofisico è indiretto, ma molto forte: esso si basa sulla geometria dei corpi evaporitici, che mostrano grandi spessori sotto i piani abissali, si assottigliano verso i margini dei bacini e si chiudono alla base delle scarpate. Nei casi in cui le scarpate sono morfologicamente ben definite, come per esem-

pio nella Scarpata di Malta, la chiusura delle evaporiti è chiaramente espressa nei profili sismici a riflessione.

Ciò prova che i bacini esistevano come tali quando si deponevano le evaporiti. In altre parole, la morfologia dei bacini precedeva la crisi di salinità, e ne era indipendente.

L'argomento paleontologico, a differenza di quello geofisico, è induttivo. Esso si fonda sul fatto che i sedimenti pliocenici più antichi, riferiti alla zone di acme a *Sphaeroidinellopsis* (Cita, 1973) presentano diversi caratteri che sono esclusivi di depositi profondi, di mare aperto. Essi sono essenzialmente biogenici, e sono costituiti da resti di organismi planctonici a guscio calcareo (foraminiferi, coccolitoforidi). Il rapporto plancton/benthos è molto alto, e le poche forme batiali hanno un habitat decisamente profondo, dell'ordine del migliaio di metri o più.

La seconda campagna di perforazioni compiuta dalla GLOMAR CHALLENGER in Mediterraneo nel 1975 (Hsü, Montadert *et al.*, 1978) ha fornito nuovi dati e argomenti in favore del modello interpretativo originario. Tutte le facies evaporitiche trovate nel 1970 sono state riconosciute anche in altri bacini. Le facies più solubili (salgemma, sali potassici) ritrovate precedentemente solo nel Bacino Balearico, sono state identificate anche nel Bacino Ionico e in quello Levantino.

Le nuove perforazioni hanno confermato la natura profonda dei sedimenti del Pliocene basale in tutti i sei pozzi che hanno recuperato evaporiti del Messiniano (fig. 1).

Ma la scoperta più importante della seconda campagna di perforazione è la natura profonda dei sedimenti pre-evaporitici. Nei due pozzi che – dopo aver attraversato il Messiniano – sono penetrati in terreni più antichi, questi avevano facies batiale sia nel Bacino Balearico (372) che nel bacino Levantino

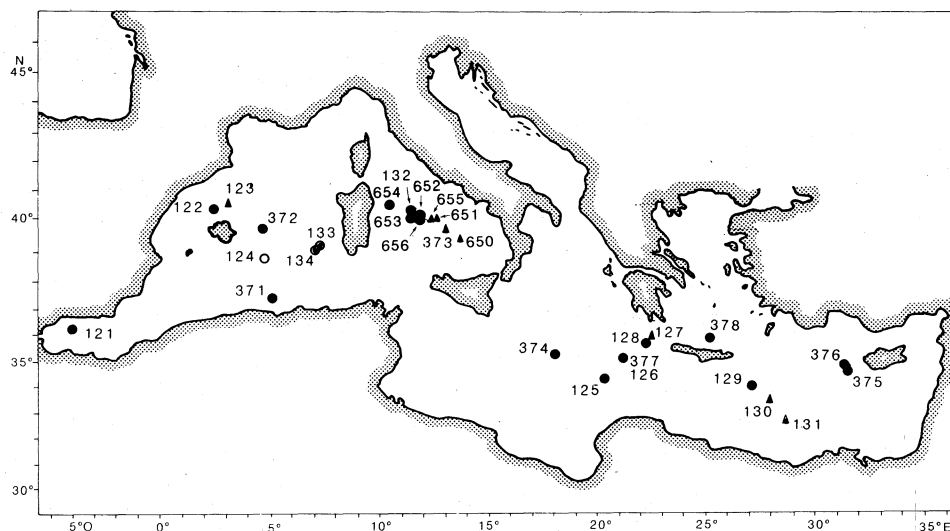


Fig. 1. – Ubicazione dei pozzi profondi perforati nel Mediterraneo nel 1970 (122-134), nel 1975 (371-378) e nel 1986 (650-656). I triangoli indicano i pozzi senza Messiniano.

(375). Questo argomento fu considerato così forte dagli scienziati di bordo, che quasi tutti alla fine (dieci su dodici) condivisero una opinione comune sulle storie della crisi di salinità (Hsü *et al.*, 1977).

La terza campagna di perforazioni profonde in Mediterraneo, svoltasi all'inizio del 1986 con la nuova nave JOIDES RESOLUTION (Kastens, Mascle *et al.*, 1987) ha portato nuovi dati riguardanti l'area Tirrenica. Il Messiniano in facies evaporitica è stato trovato soltanto nel settore occidentale, dove era già noto dal 1970. Forti spessori di sedimenti terrigeni non fossiliferi e contenenti scarsi noduli di gesso sono stati trovati nella piana abissale su crosta continentale. Tutto il Tirreno sud-orientale è risultato essere privo di sedimenti messiniani, essendosi formato in epoca più recente.

STORIA DELLA CRISI DI SALINITÀ

Le premesse della crisi di salinità del Miocene terminale vanno ricercate indietro nel tempo quando la Tetide, l'antica via d'acqua ad andamento equatoriale che separava i continenti boreali da quelli australi, venne distrutta in gran parte dall'orogenesi alpina.

Dei vari bacini nei quali si articola il Mediterraneo, solo quello orientale è ritenuto ciò che rimane della Tetide mesozoica, mentre il Bacino Balearico, quello Tirrenico e il Mare Egeo si formarono durante il Neogene, dopo l'orogenesi alpina, in momenti diversi e con modalità diverse.

La rotazione in senso antiorario della zolla africana portò come conseguenza anche l'interruzione delle comunicazioni che il Mediterraneo aveva sempre avuto con l'Oceano Indiano. Questa interruzione, documentata dalla migrazione delle faune a Proboscidi dall'Africa verso l'Asia e l'Europa avvenne nel Burdigaliano, circa 18 m.a. fa (van Couvering *et al.*, 1976).

Occlusa la Tetide occidentale, separato dall'Oceano Indiano, il Mediterraneo rimase un enorme golfo tributario dell'Atlantico, lungo oltre 3000 km da W a E, articolato e profondo, ma privo di una efficace circolazione termohalina, a causa degli scambi piuttosto limitati con le masse d'acqua atlantiche. Questi scambi si sarebbero realizzati attraverso soglie poco profonde situate a N della catena betica nel sud della Spagna, e a S della catena del Rif, in Marocco (fig. 2 a).

Se queste sono le premesse, la storia vera e propria comincia quando queste catene furono soggette a deformazioni tettoniche intense nel Miocene superiore.

La progressiva riduzione delle comunicazioni portò a condizioni marine ristrette nel Mediterraneo. Nelle zone bacinali si trovano diatomiti, talvolta impregnate di idrocarburi come a Verzino (Calabria) note col nome di tripoli. Eccezionali aumenti della produttività organica legata alla forte evaporazione e al richiamo in superficie dei nutrienti diedero luogo all'accumulo di laminiti straordinariamente ricche di plancton siliceo: sono stati contati fino a 90 milioni di frustoli di diatomee per grammo di sedimento (Gersonde, 1980). I depositi diatomitici sono tipicamente presenti in Sicilia, in Spagna, anche a Cipro. In

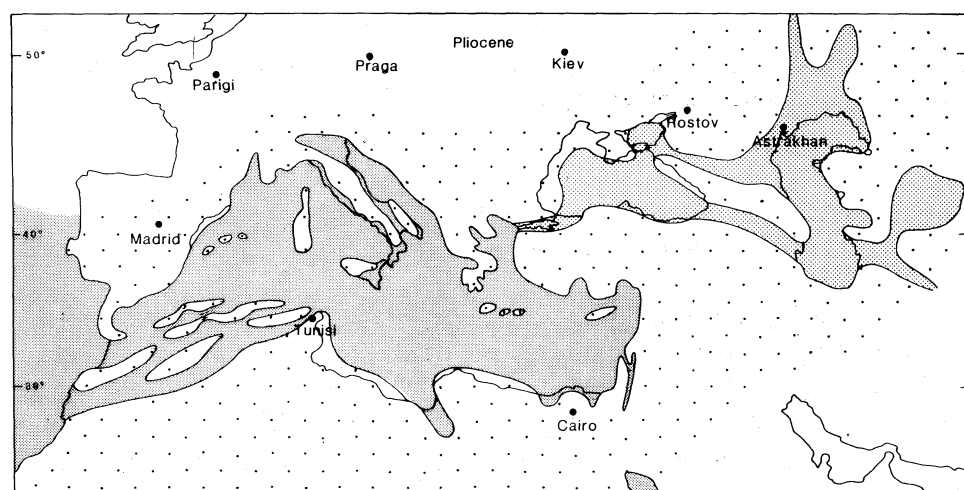
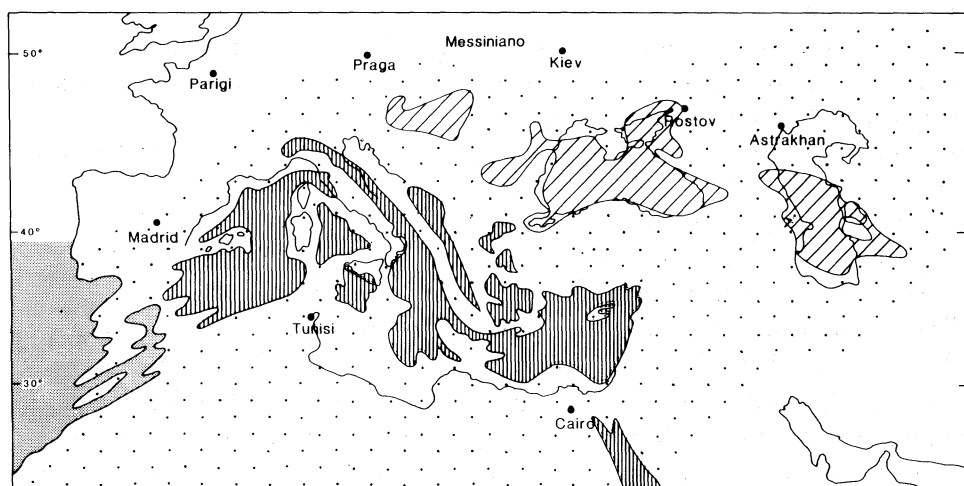
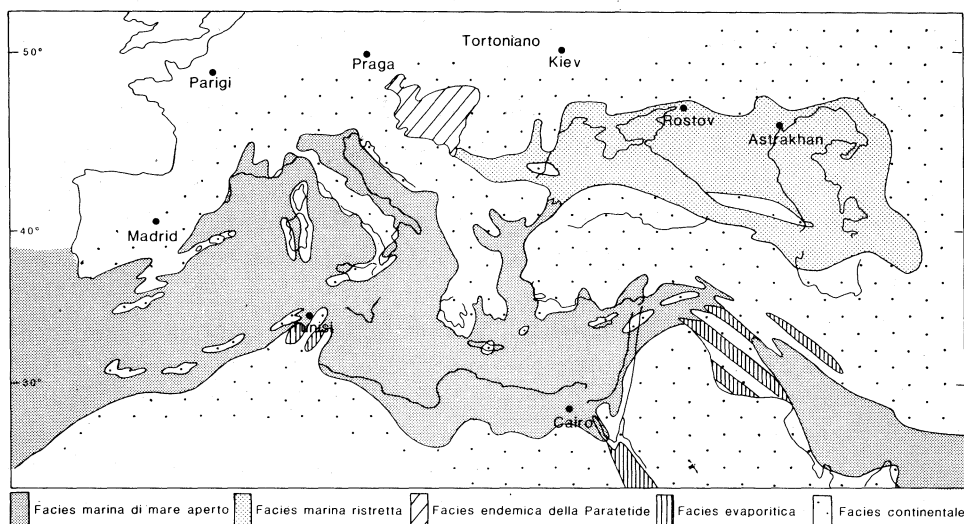


Fig. 2. - Paleogeografia dell'area Mediterranea e distribuzione delle facies secondo Rögl e Steininger (1983). *a* = nel Tortoniano (11.8-10.5 milioni di anni fa); *b* = durante la massima regressione messiniana (6.0-5.5 milioni di anni fa); *c* = nel Pliocene (3.5-3 milioni di anni fa).

Sicilia hanno spessori dell'ordine delle decine di metri e al loro interno si osserva una rapidissima evoluzione paleobiogeografica da associazioni marine a flore eurialine e bentoniche: all'aumento del numero di individui si accompagna una drastica riduzione nel numero delle specie, e al rapido cambiamento della flora. Alla fine della sedimentazione delle diatomiti si osservano i primi depositi di evaporiti.

Nello stesso tempo le microfaune a foraminiferi si riducono drammaticamente sia come numero di specie che di individui. Le forme bentoniche permangono più a lungo, con una dominanza di Buliminidi che tollerano bassi livelli di ossigeno.

Sui margini dei bacini si assiste a uno straordinario sviluppo di coralli coloniali con associazioni monospecifiche di *Porites*, particolarmente ben studiati nella Spagna meridionale (Esteban, 1979) ma presenti anche in certe aree della Sicilia e della Toscana marittima

Ai *Porites* si accompagnano stromatoliti algali confrontabili per dimensione a quelle del Precambiano. Lo straordinario sviluppo di questi organismi coloniali e dei tappeti algali sarebbe stato facilitato da un aumento progressivo di salinità, e avrebbe contribuito a ridurre ulteriormente l'efficacia degli scambi d'acqua con l'Atlantico (Esteban, 1979).

A questo punto inizia la precipitazione delle evaporiti. Per studiare la loro progressione è necessario osservare la serie a terra, poiché i pozzi in mare non le hanno potute penetrare in tutto il loro spessore se non al margine dei bacini, dove si chiudono a becco di flauto (DSDP Site 372, a E di Minorca e DSDP 372, a W di Cipro, v. Hsü, Montadert *et al.*, 1978).

In Sicilia si distinguono i gessi inferiori, che terminano con depositi di salgemma potenti fino a 1000 m e i gessi superiori, discordanti sul salgemma, ricchi di interstanti terrigeni che contengono a volte faune salmastre con elementi endemici della Paratetide (fauna di « lago-mare » sensu Ruggieri, 1967).

Lo spessore delle evaporiti messiniane in Sicilia varia da 100 m fino a oltre un km. Sotto i piani abissali del Mediterraneo l'interpretazione delle linee sismiche a riflessione suggerisce spessori fino a 2 km.

CONSIDERAZIONI SUL BILANCIO IDROLOGICO DEL MEDITERRANEO E CONSEGUENZE DELLA REGRESSIONE MESSINIANA

Il bilancio idrologico del Mediterraneo è fortemente deficitario. Infatti con una precipitazione media annua di 1150 km³ su una superficie di 2.500.000 km² e un apporto fluviale di 230 km³, si ha una perdita per evaporazione di 4.690 km³, con un deficit di 3.310 km³ (Hsü *et al.*, 1973).

Dato che il livello del Mediterraneo è uguale a quello dell'oceano, il deficit deve essere colmato da un eccesso di acqua in entrata attraverso lo Stretto di Gibilterra.

I valori stimati sono i seguenti:

flusso annuo in entrata 55.200 km³

flusso annuo in uscita 51.890 km³

differenza 3.310 km³ che pareggia il deficit.

In altre parole, se noi oggi interrompessimo gli interscambi fra Atlantico e Mediterraneo costruendo una diga fra Ceuta e la Rocca di Gibilterra, a causa di questo bilancio idrologico passivo assisteremmo a un rapido abbassamento del livello dell'acqua nel Mediterraneo, dell'ordine di un metro all'anno. Dato che la profondità media del Mediterraneo è di 1500 m, in un ugual numero di anni (che è un tempo brevissimo, praticamente non misurabile con i metodi della geologia) rimarrebbe mediamente vuoto, con acque progressivamente più dense (più evaporate e più salate) accumulate al fondo di bacini endoreici, separati gli uni dagli altri.

Con l'aumentare della concentrazione precipitano prima i carbonati (riduzione di volume pari al 50%), poi i solfati (70%), infine i cloruri (90%).

La salinità del Mediterraneo (circa 37‰) è superiore a quella media degli oceani (circa 35‰), con particolare riguardo al Mediterraneo orientale (39‰) che è il secondo mare più salato della terra, dopo il Mar Rosso.

Assumendo un volume iniziale di acqua pari a quello attuale del Mediterraneo, e una profondità media di 1500 m, si otterrebbe in seguito a evaporazione totale uno spessore complessivo di evaporiti di 22.41 m (Hsü *et al.*, 1973). molto inferiore a quello che sappiamo esistere al fondo dei piani abissali. Ciò significa che il disseccamento si è ripetuto più volte, o che il flusso di acqua atlantica ha continuato ad alimentare le brine, in modo più o meno continuo.

Mentre i piani abissali e le zone depresse erano sede di precipitazione evaporitica, i fianchi dei bacini e le scarpate che li delimitavano rimanevano emersi, e quindi soggetti all'erosione subaerea e a quella fluviale. È ciò che si osserva sui margini continentali detti « passivi » perché delimitano aree stabili, non soggette a movimenti recenti. Superfici di erosione messiniane (Cita e Ryan editors, 1978) sono state riconosciute sui profili sismici a riflessione e calibrate con pozzi in mare e a terra.

Queste superfici di erosione appaiono come discordanze che possono essere tracciate dal sottosuolo dalle piane costiere attuali, attraverso la piattaforma continentale fino al sottofondo dei piani abissali, e che intaccano gli strati sottostanti.

Sui margini passivi come quelli che orlano il Bacino Balearico (Ryan, 1976) o la parte sudorientale del Bacino Levantino (Ryan, 1978; Barber, 1981) i gradienti delle superfici di erosione, corretti per il carico dato dai sedimenti post-messiniani, per la compattazione e per la subsidenza regionale, permettono di calcolare il dislivello fra la linea di costa e il centro del bacino pre-crisi di salinità: esso sarebbe di circa 2.5 km per il Mediterraneo occidentale e di 3 km per il Mediterraneo orientale (Ryan e Cita, 1978; Rehault *et al.*, 1984).

Le superfici di erosione messiniane sono più d'una, e testimoniano di ripetute incisioni, in corrispondenza delle massime regressioni. Si chiama orizzonte M (M sta per Mediterraneo) l'orizzonte sismico riflettente che corrisponde con l'interfaccia evaporiti/sedimenti pelagici a tetto del Messiniano, o quello che delimita la superficie di erosione messiniana più recente.

La fig. 3 documenta un esperimento condotto durante la campagna di perforazione del 1970 attraverso il margine occidentale sardo, per provare l'esistenza di un dislivello importante durante il Messiniano. Sette pozzi sono allineati a formare un transetto E-W che attraversa il *pinch-out* del sale messiniano. Le rocce carotate testimoniano una definita progressione nelle facies sedimentarie deposte durante la crisi di salinità da strati rossi di origine alluvionale, depositi in ambiente subaereo verso monte (pozzo 133) a solfati e carbonati intertidali in posizione intermedia (pozzi 134 D, 134 E), a precipitati con salgemma al limite del piano abissale balearico (pozzo 134).

Superfici di erosione messiniane sono note anche a terra, per esempio nel sottosuolo della Pianura Padana dove sono state calibrate dalle numerosissime perforazioni petrolifere effettuate (Rizzini e Dondi, 1978).

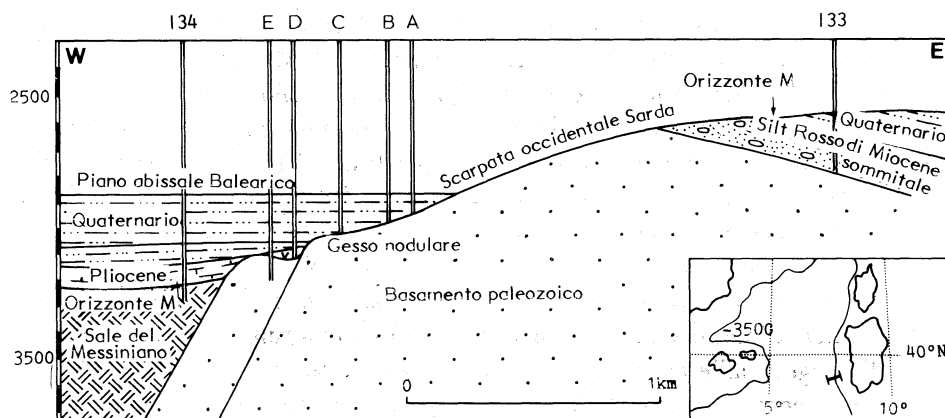


Fig. 3-4. - Profilo attraverso la parte inferiore della scarpata continentale e ubicazione del transetto di sette pozzi che hanno dimostrato l'esistenza di un significativo paleo-rilievo durante il Messiniano (da Ryan, Hsü *et al.*, 1973, modificato).

Il Pliocene marino è discordante su terreni più antichi, mentre il Messiniano è rappresentato in modo discontinuo, da conoidi alluvionali discrete, localizzate in corrispondenza dello sbocco dei grandi fiumi che scendevano dalla catena alpina.

Il sostanziale abbassamento del livello di base dell'erosione causato dal disseccamento del Mediterraneo conseguente al suo isolamento ha causato l'incisione di profondi canyons da parte dei maggiori fiumi che sboccano nel Mediterraneo. Ciò è stato provato con ricerche geofisiche (sismica a riflessione) e con perforazioni nel delta del Rodano e del Nilo.

Il Rodano ha sovrainciso il suo alveo fino all'altezza di Lione, 300 km a monte della foce attuale (Clauzon, 1973). Nel caso del Nilo, l'incisione si è spinta fino ad Assuan, 1200 km a monte del delta (Choumakov, 1967). Il canyon creato dal Protonilo durante il Messiniano all'altezza del Cairo ha un'ampiezza di circa 10 km e una profondità di 2 km, e intacca terreni di età eocecnica (Barber, 1981). In tutti questi casi i canyons messiniani sono stati successivamente riempiti da sedimenti marini Plioquaternari, e la loro esistenza può essere provata solo se si dispone di linee sismiche calibrate.

Sembra che anche i grandi laghi sudalpini (L. Maggiore, L. di Como, L. di Garda) siano in qualche modo legati alla crisi di salinità del Messiniano. Infatti i loro profili trasversali (fig. 4) non presentano la forma a U caratteristica delle valli glaciali, ma la forma a V delle valli fluviali, e il loro fondo roccioso si trova diverse centinaia di metri sotto il fondo del mare, per cui non è possibile che siano stati scavati dai ghiacciai alpini. La morfologia glaciale sarebbe sovraim-

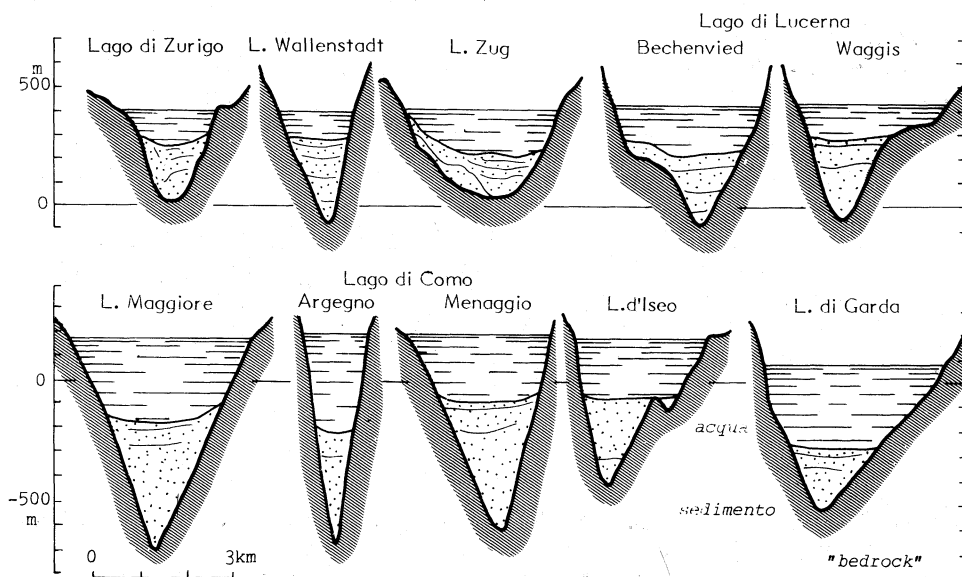


Fig. 4. - Profili attraverso laghi nordalpini (in alto) e sudalpini (in basso) secondo Finckh (1978). La posizione del fondo roccioso è interpretata in base a profili sismici a riflessione.

posta su una preesistente morfologia fluviale creatasi durante la regressione messiniana (Finckh, 1978; Bini *et al.*, 1978).

FINE DELLA CRISI DI SALINITÀ

La fine della crisi di salinità nel Mediterraneo è stata molto più rapida e repentina del suo inizio. Mentre infatti le successioni stratigrafiche documentano un progressivo deterioramento degli scambi fra Atlantico e Medi-

terraneo, accompagnato dall'instaurarsi di condizioni di confinamento, come abbiamo visto più indietro, dopo l'estrazione dei sali si sono sviluppate condizioni continentali in bacini isolati l'uno dall'altro.

La fauna detta di « lago-mare » che caratterizza questi depositi estremi contiene associazioni a ostracodi, pelecipodi e gasteropodi tipici della Paratetide (fig. 2 b), che sarebbero immigrati nel Mediterraneo orientale provenendo dal Mar Nero. La natura continentale di questi depositi è stata confermata da studi di carattere geochimico sulla composizione isotopica dei solfati (Pierre e Fontes, 1978) e dei carbonati (McKenzie e Ricchiuto, 1978) e, più recentemente, sulla geochimica dello Stronzio e del Magnesio misurati sulle valve dell'ostracode *Cyprideis* (De Deckker *et al.*, 1987).

Il biotopo del lago-mare fu distrutto dalla trasgressione del Pliocene basale, che riintrodusse la fauna marina dall'Atlantico nel Mediterraneo. Questa è simile alla fauna del Miocene superiore, ma, a causa del deterioramento climatico in corso, è più fredda: alcune specie tropicali o subtropicali sono scomparse e i coralli coloniali non entreranno più nel Mediterraneo.

La trasgressione pliocenica è un evento pan-mediterraneo (fig. 2 c) ed è di norma marcata da un brusco cambiamento litologico sia nelle serie di superficie, sia nei pozzi in mare. Le velocità di sedimentazione che erano molto alte durante il Messiniano (diversi mm/anno) si abbassano di colpo a pochi cm/1000 anni.

Le cause di questo improvviso ritorno del mare vanno ricercate in movimenti tettonici di tipo trascorrente, che hanno dato origine allo stretto di Gibilterra. Questo è ubicato lungo una grande faglia trascorrente diretta E-W che rappresenta il limite fra le zolle litosferiche africana ed eurasiatica.

BIBLIOGRAFIA

- BARBER P.M. (1981) - *Messinian subaerial erosion of the Proto - Nile delta*. « Marine Geology », 44, 253-272.
- BINI A., CITA M.B. and GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine Lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*, « Marine Geology », 27 (3/4), 271-288.
- CHOUMAKOV I.S. (1967) - *Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt*. « Acad. Sci. USSR », Moscow, 170 (in Russian).
- CITA M.B. (1973) - *The Pliocene Record in deep sea Mediterranean sediments. I. Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*. « Init. Repts. Deep Sea Drilling Project », 13, 2, 1343-1379.
- CITA M.B. (1982) - *The Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean. A Review*. In: *Alpine Mediterranean Geodynamics*. « Geodynamics Series », 7, 116-140.
- CITA M.B. e MCKENZIE J.A. (1986) - *The terminal Miocene event*. In: *The Mesozoic and Cenozoic Oceans*. « Geodynamics Series », 15, 123-140.
- CITA M.B. and RYAN W.B.F. (Editors) (1978) - *Messinian Erosional Surfaces in the Mediterranean*. « Marine Geology », 27 (3/4), 193-363.
- CITA M.B. and WRIGHT R. (Editors) (1979) - *Geodynamic and Biodynamic Effects of the Messinian Salinity Crisis in the Mediterranean*. « Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology », 29 (1/2), 1-222.

- CLAUZON G. (1973) - *The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhone Valley*. « Init. Repts. Deep Sea Drilling Project », 13 (2), 1251-1256.
- DE DECKKER P., CHIVAS A.R. e SHELLEY J.M.G. (1987) - *Paleoenvironment of the Messinian Mediterranean « Lago Mare » from Strontion and Magnesium in Ostracode shells*. « Sedimentology » (in press).
- ESTEBAN M. (1979) - *Significance of the Upper Miocene reefs in the western Mediterranean*. « Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol. », 59 (1/2), 169-187.
- FINKCH P.G. (1978) - *Are southern Alpine lakes former Messinian canyons? Geophysical evidence for preglacial erosion in the southern Alpine lakes*. « Marine Geology », 27 (3/4), 289-302.
- GERSONDE R. (1980) - *Palaeoökologische und biostratigraphische Auswertung von Diatomeenassoziationen aus den Messinium des Caltenissetta-Beckens (Sizilien) und einiger Vergleichs Profile in Southwest Spanien, northwest Algerien und auf Kreta*, « Diss. Univ. Kiel. », 1-393.
- HSÜ K.J. (1985) - *Unresolved problems concerning the Messinian Salinity Crisis*. « Giorn. Geol. », ser. 3, 47 (1/2).
- HSÜ K.J., CITA M.B. and RYAN W.B.F. (1973) - *The origin of the Mediterranean Evaporites*. « Init. Repts. Deep Sea Drilling Project », 13 (2), 1203-1231.
- HSÜ K.J., MONTADERT L., BERNOUILLI D., CITA M.B., ERIKSON A., GARRISON R.E., KIDD R.B., MELIÈRES F., MÜLLER C. and WRIGHT R. (1977) - *History of the Mediterranean salinity crisis*. « Nature », 267, 5610, 399-402.
- HSÜ K.J., MONTADERT L., GARRISON R.B., FABRICIUS F.H., KIDD R.B., MÜLLER C., CITA M.B., BIZON G., WRIGHT R.C., ERIKSON A.J., BERNOUILLI D. and MELIÈRES F. (1978) - *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 42 (1), Washington, U.S. Government Printing Office.
- KASTENS K.A. e MASCLE J. et al. (1987) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin evolution, back-arc basin evolution and formation of organic-carbon-rich sediments*. « GSA Bulletin », in press.
- MCKENZIE J.A. and RICCHIUTO T.E. (1978) - *Stable isotopic investigation of carbonate samples related to the Messinian salinity crisis from DSDP Leg 42 A, Mediterranean Sea*, in Hsü K.J., Montadert L. et al. « Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project », 42, 650-655, Washington, U.S. Government Printing Office.
- PIERRE C. and FONTES J.C. (1978) - *Isotope composition of Messinian sediments from the Mediterranean Sea as indicators of Paleoenvironments and diagenesis*, in Hsü K.J., Montadert L. et al., « Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project », 42, 635-650, Washington, U.S. Government Printing Office.
- REHAULT J.P., MASCLE J. and BOILLOT G. (1984) - *Evolution géodynamique de la Méditerranée depuis l'Oligocène*. « Mem. Soc. Geol. Ital. », 27, 85-96.
- RIZZINI A. and DONDI L. (1978) - *Erosional surfaces of Messinian age in the sub-surface of the Lombardian Plain (Italy)*. « Marine Geology », 27 (3/4), 303-325.
- RÖGL F. and STEININGER F. (1983) - *Von Zerfall der Tethys zu Mediterranean und Paratethys*. « Ann. Naturhist Mus. Wien », 85 (A), 135-163.
- ROUCHY J.M. (1980) - *La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée: un bilan*. « Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine », 4, 511-545.
- RUGGIERI G. (1967) - *The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea*. In: *Aspects of Tethyan Biogeography* (C.G. Adams and D.V. Ager Editors). « Syst. Assoc. Publ. », 7, 283-290.
- RYAN W.B.F. (1976) - *Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the Late Miocene salinity crisis*. « Sedimentology », 23 (6), 791-813.
- RYAN W.B.F. (1978) - *Messinian badlands on the southeastern margin of the Mediterranean Sea*. « Marine Geology », 27 (3/4), 349-363.

- RYAN W.B.F. and CITA M.B. (1978) - *The nature and distribution of Messinian erosional surfaces. Indicators of a several Kilometers deep Mediterranean in the Miocene.* « Marine Geology », 27 (3/4), 193-230.
- RYAN W.B.F., HSÜ K.J., NESTEROFF W.D., PAUTOT G., WEZEL F.C., LORT J.M., CITA M.B., MAYNC W., STRADNER M. and DUMITRICA P. (1973) - « Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project », v. 13, Washington U.S. Government Printing Office, 1447.
- VAN COUVERING J.A., BERGGREN W.A., DRAKE R.E., AGUIRRE E. and CURTIS B.H. (1976) - *The terminal Miocene Event.* « Marine Micropal. », 1, 262-268.



Esempi di evaporiti messiniane carotate dalla GLOMAR CHALLENGER al fondo del Mediterraneo. A = gesso laminato (tipo « balatino ») carotato nel Bacino Balearico. Pozzo DSDP 372, carota 8, sez. 2. Profondità 190 m sotto il fondo del mare, 2924 sotto il livello del mare. B = anidrite in strati ondulati, con strutture algali stromatolitiche e piccole cavità riempite da salgemma. Piano abissale di Messina, Pozzo DSDP 374, carota 22, sez. 1. Profondità 435 m sotto il fondo del mare, 4523 sotto il livello del mare. C = salgemma cristallino traslucido con sottili intercalazioni di gesso, accentuate dalla dissoluzione del sale durante la perforazione. Pozzo DSDP 374, carota 22, sez. 3. Profondità 437 m sotto il fondo del mare, 4525 sotto il livello del mare.