

Dai Gessi Bolognesi alla Crisi di Salinità Mediterranea

GIAN BATTISTA VAI
Museo Geologico Giovanni Capellini

Nel Messiniano, 6 milioni di anni fa e per meno di un milione di anni, il Mar Mediterraneo era un deserto oppure uno strano mare sovra salato? I ragazzini delle scuole risponderebbero un deserto, dopo che dal 1973 la campagna americana di perforazioni dei fondali mediterranei aveva partorito la teoria del disseccamento, tanto fortunata da raggiungere presto anche i libri delle scuole elementari. Ma da un decennio riprende più credito l'idea che in quel breve lasso di tempo geologico il Mare Nostrum fosse un immenso corpo d'acqua sovra salata prima e salmastra poi prima di tornare alla normalità. Quello è stato un evento non comune nella lunga storia geologica della Terra, che merita di essere conosciuto perché riguarda oltre la geologia anche le migrazioni degli organismi, l'apertura e la chiusura degli stretti e delle vie d'acqua, i cambiamenti climatici, e la difesa dai grandi rischi geologici naturali. Forse dovremo aggiornare i manuali scolastici dei nostri nipoti.

Era il 1954 quando Raimondo Selli espresse per primo il concetto e la dizione di «crisi di salinità del Messiniano Mediterraneo» destinata a diventare virale negli anni 2000 con l'acronimo della versione inglese MSC *Messinian Salinity Crisis* sempre riferita al Mediterraneo. Selli parlava di quelle rocce gessose e saline così singolari e caratteristiche del Bolognese, Romagna e Sicilia, che in quegli anni costituivano ancora la più diffusa e popolare industria (sporca) delle due regioni con le miniere di zolfo e di sale.

Un secolo prima di lui ne aveva scritto Giuseppe Scarabelli, chiamandole insieme «formazione gessifera e zolfifera», datandola al Miocene superiore, seguita da «strati a *Melanopsis*», e dalle marne turchine plioceniche (Vai, 1995). Poi Giovanni Capellini in Toscana aveva de-

scritto i molluschi interposti ai gessi del Livornese e Volterrano paragonandoli alle note «faune a Congerie» dei grandi laghi-mare salmastri del Miocene (i bacini Viennese, Pannonico, Pontico-Eusino, e Caspico), di cui Mar Nero e Mar Caspio sono i residui attuali. Ma già prima, ancora a fine Seicento e primi Settecento Luigi Ferdinando Marsili aveva scritto di una «Linea de Gessi, che da Parma comincia e termina in Ancona» o della «Linea de Gessi e Solfi lungo l'Apenino», quando descriveva le cave di S. Ruffillo e di Monte Donato a Bologna e rimaneva sorpreso nel vedere quanto «i gessi e solfi» di Romagna a est di Brisighella differissero da quelli bolognesi. Evidentemente Marsili si riferiva al carattere distintivo dei gessi bolognesi, cioè l'abbondanza dei grandi cristalli brillanti e lucenti, che il

maestro dei suoi maestri, Ulisse Aldrovandi, aveva riformulato in termini moderni nei capitoli *De Selenite* e *De Gypso* del suo *Musaeum metallicum* postumo a fine Cinquecento, collegandosi alla pratica romana del *lapis specularis*. Aldrovandi conosceva molto bene anche i gessi romagnoli, dei quali descriveva fra l'altro le argille da sbianca che si cavavano alla base delle loro rupi a Tossignano (Marabini & Vai, 2003). I due soli parchi, istituiti proprio in Emilia-Romagna, e la cui ragione sociale geologica viene evidenziata nel titolo fondativo – “Gessi Bolognesi” e “Vena del Gesso Romagnola” – hanno quindi come antenati illustri Marsili e Aldrovandi.

È tempo ormai di divulgare anche in questo numero di *Natura & Montagna* dedicato ai Gessi le ragioni di una quasi epica controversia geologica interpretativa su questo strano fenomeno che ha caratterizzato sia i bordi costieri che l'intero Mar Mediterraneo intorno ai 6-5,3 milioni di anni fa (Ma). Non è solo una questione accademica e conoscitiva, ma riguarda anche l'uso ancora strategico di gas naturale e la difesa dai grandi rischi geologici. L'idea di Crisi di Salinità del Messiniano Mediterraneo appare in una monografia di Selli nel 1954, e viene formalmente denominata in italiano e in inglese dal suo inventore nel 1960 e 1964. Alla base di tutto ciò c'è lo studio dei gessi e zolfi italiani a partire da quelli bolognesi, che evidenzia la connessione con il presente fascicolo tematico della Rivista. Selli però non si ferma alle curiosità locali, ma da queste prende avvio per fare un modello interpretativo e predittivo a scala mediterranea, dove gessi zolfi e sali sono i minerali e le rocce più caratteristiche in quell'intervallo di tempo geologico, il Messiniano appunto. Come visto, Selli innestava la sua ricerca su una schiera di pionieri quali Aldrovandi, Marsili, Scarabelli, Capellini, per ricordare i maggiori, e su una tradizione di scavo di gesso e zolfo in cava e miniera risalente ai romani e ricca di terminologia stratigrafica locale che Selli riassumeva nella successione delle formazioni rocciose ghioi di letto (oggi peliti eusiniche), tripoli, calcare di base, gessi inferiori, sale, ghioi di tetto (S. Donato equivalenti), e gessi superiori/colombacci, a riempire l'intero Messiniano sopra le argille del Tortoniano

e sotto le argille del Pliocene ambedue di salinità normale (cfr. Fig. 1). In sostanza, questa è la stratigrafia ancor oggi valida in Italia e nel Mediterraneo.

Diversamente dall'opinione dominante in Europa fino ad allora, che assegnava queste rocce messiniane ad un ambiente salmastro (paralico o dulcicolo), Selli ne affermava il carattere sovra salato per la frequente presenza di depositi di sale in Sicilia e altri siti ai bordi del Mediterraneo.

La controversia interpretativa si acuisce poi con le perforazioni scientifiche del Deep Sea Drilling Project nel Mediterraneo negli anni 1970. Le prospezioni sismiche mostrano che nel fondo marino, sotto l'acqua e un po' di argille del Plio-Pleistocene, c'è un pacco di presumibili gessi e sali, confermati per la parte più alta dalle carote dei pozzi che recuperano resti di colombacci (calcari così chiamati nelle Marche per il colore analogo a quegli uccelli) e di gessi simili a quelli di terra.

Già nel 1973 i giovani capi crociera del progetto pubblicarono la scoperta, per loro inaspettata, e la interpretarono subito come prova che nel Messiniano il Mediterraneo, profondo come oggi, avesse perso ogni comunicazione con gli oceani, e si fosse seccato, diventando un deserto sul cui fondo precipitavano gessi e sali, per poi riempirsi di nuovo di acqua marina normale con l'apertura dello Stretto di Gibilterra. Era la teoria del disseccamento che, all'inizio dell'era della scienza spettacolo, ebbe enorme successo anche nei giornali, nei libri, nei documentari, e in breve nei manuali scolastici. Le sue parole chiave divennero deserto messiniano, cascate di Gibilterra, crisi di salinità.

Peccato che nella fretta gli autori non si fossero accorti che Selli 20 anni prima avesse già predetto la per loro inaspettata scoperta, e le avesse già dato quel nome realistico, ma con tutt'altra interpretazione.

Era anche un contrasto di generazioni fra giovani geologi marini e geofisici generalisti da un lato e maturi geologi concreti di campagna esperti di rocce evaporitiche dall'altro. Ne nacque un dibattito aspro, rafforzato anche dal tifo della platea di uditori/spettatori più sensibili alla fantasia semplificatrice che ai sottili e complessi argomenti degli esperti. Col tempo



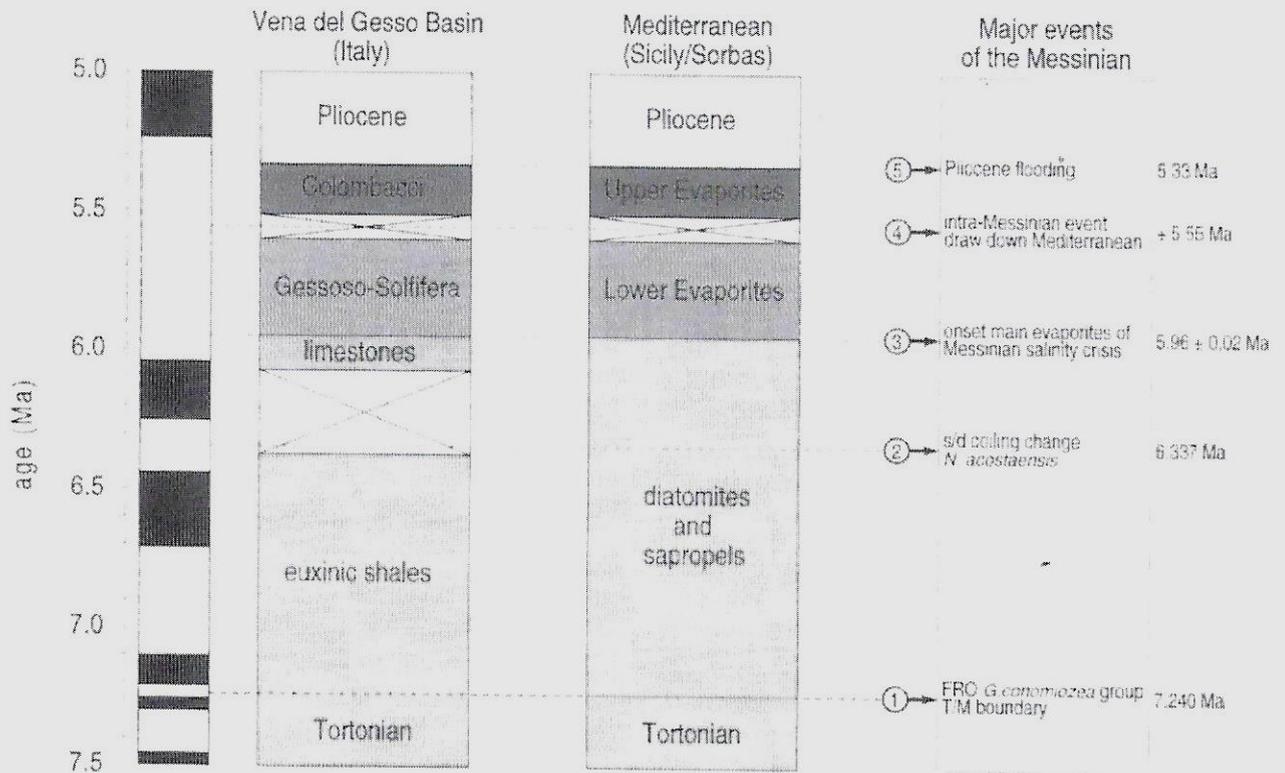


Fig. 1 – Correlazione delle unità stratigrafiche della Romagna (Vena del Gesso), della Sicilia e di Sorbas in Spagna con la scala magnetostratigrafica standard (sinistra) e la data cronometrica degli eventi principali (da Hilgen, Krijgsman, Marabini & Vai 1999).

l'esperienza e lo studio hanno fatto aggio sulla fantasia sfrenata, riducendo tanti disaccordi, portando a un consenso prevalente e lasciando aperte questioni meno drastiche.

In sostanza, il disseccamento totale del Mediterraneo ha perso sostenitori. L'abbassamento del livello del mare di vari km, ipotizzato allora, oggi è sostituito da fluttuazioni di qualche centinaio di metri al massimo. Anche la visione di un Mediterraneo completamente isolato è sostituita da quella di inondazioni di acqua marina normale in un immenso corpo di acqua sopra salata con stratificazione di densità (tipo Mar Nero attuale). Senza rabbocchi ripetuti di acqua marina normale non si ottengono i potenti spessori di gesso e di sale presenti sotto il fondo del Mediterraneo. La nuova parola chiave per spiegare questo gigante salino del Messiniano è la salinità in eccesso, come sostenuto da Selli nel 1954 che scriveva "durante il Miocene superiore tutto il Mediterraneo abbia costituito un enorme lago-mare sovrasalato... isolato dall'Oceano Atlantico o con comunicazioni insufficienti a mantenergli

la salsedine normale ... a sostegno dell'ipotesi ... il carattere indopacifico delle faune marine mioceniche e quello più spiccatamente atlantico delle faune plioceniche". In questo modo, ora si riduce anche il pericolo geologico che un evento così catastrofico come il disseccamento del Mediterraneo possa avvenire, con conseguenze inimmaginabili per le popolazioni rivierasche.

L'idea selliana di persistente addizione di acqua marina normale nel Mediterraneo in evaporazione è stata ripresa da molti studiosi recenti dicendo che all'inizio della MSC non ci sono stati abbassamenti significativi del livello, e che i "Gessi Inferiori" si sono depositi in un Mediterraneo profondo, in modo da rendere il disseccamento ormai quasi una favola.

Gli stessi depositi caotici di materiali gessosi rielaborati che si trovano dentro strette valli sottomarine ai bordi del Mediterraneo appaiono oggi come frane avvenute in ambiente sottomarino messiniano e non depositi gessosi di sabkha subaerea come erano stati ritenuti troppo in fretta.



In sintesi le critiche della prima ora alla teoria del disseccamento si sono rafforzate:

- 1) Non bastava un disseccamento totale a produrre l'enorme massa di gessi e sali trovati a terra e in mare. Occorrevano ripetuti rifornimenti di acqua marina normale per dar luogo a 16 cicli di 'Gessi Inferiori', i sali intermedi, e 6 cicli di 'Gessi Superiori'.
- 2) Un disseccamento totale non avrebbe permesso la conservazione dei 'Gessi Inferiori' nelle parti marginali del Mediterraneo che, una volta esposti, sarebbero stati rapidamente disciolti (il gesso è molto solubile) e/o erosi (per l'enorme gradiente).
- 3) Un abbassamento di km del livello marino non si concilia con il fatto che scogliere coralline costiere del Tortoniano alto e Messiniano basale, gessi bordieri messiniani, e argille marine plioceniche si trovino in pratica sovrapposti nelle carte geologiche di Italia, Spagna e Grecia. Infatti l'innalzamento di 1 km del livello marino dovrebbe comportare una traslazione laterale di almeno centinaia di km in un ambiente costiero medio. Solo oscillazioni laterali della linea di costa (e ambienti collegati) non superiori alla decina di km sono state documentate nella realtà. E ciò comporta un Mediterraneo pieno d'acqua e con modeste oscillazioni di livello anche nel Messiniano.

Riassunti così i punti nodali della controversia, ci sono altri aspetti di questa singolare storia che sono di interesse per la platea varia dell'UBN, cui forse è utile accennare.

L'età e la durata del Messiniano

Oggi il Piano Messiniano ha una durata di circa 2 milioni di anni (Ma) e è delimitato fra 7,24 e 5,33 Ma. La precisione fino alla seconda decimale (10 mila anni) è scoperta di fine Novecento per correlazione della ciclicità astronomica con la ciclicità dei depositi messiniani. Ma solo 30 anni fa si pensava che il Messiniano fosse durato 1 Ma e la MSC ancora di meno. Il salto di conoscenze avvenne nei primi anni 1990, quando cineriti vulcaniche scoperte da noi nella Vena del Gesso (VdG) in Romagna fra Santerno e Lamone diedero un'età K/Ar di $7,11 \pm 0,20$ Ma al limite Tortoniano/

Messiniano individuato paleontologicamente. Contemporaneamente, lo stesso limite T/M nella scala magnetostratigrafica degli oceani veniva ricalibrato a $7,11 \pm 0,02$ Ma. La concordanza di due parametri distinti e indipendenti, uno locale l'altro globale, ne garantiva l'affidabilità, e consentiva la calibratura di quella data in modo più accurato mediante la correlazione ciclostratigrafica delle stesse sezioni della VdG con la ciclicità astronomica (Fig. 1). La durata del Messiniano si raddoppiava, e la ciclicità dei depositi messiniani dentro il Mediterraneo e fuori nell'Atlantico rispondeva ad un controllo astronomico, indipendente dal sistema, del tipo precessione/insolazione.

La figura 2 mostra invece che l'unità salina deposta sui fondali del Mediterraneo (*salt*) si correla temporalmente con la mancanza di gesso (*gap*) sui suoi bordi. Ciò indica un intervallo di maggior abbassamento del livello marino in corrispondenza dei due picchi glaciali TG14 e TG 12 rilevati nel Marocco Atlantico.

Il clima e il biota

L'antica idea di un Messiniano senza vita oggi è sostituita da un quadro in cui si ripetono irruzioni nel Mediterraneo di acque marine provviste di vita marina normale, buona indicatrice di ambiente. Questo però si riscontra solo nella parte argillosa delle coppie cicliche fango/calcare, fango/gesso, fango/sale. Le parti evaporitiche dei cicli possiedono solo biota estremi. Le prime opinioni che legavano le evaporiti a climi secchi e freschi/freddi sono state confermate, con solfati e sali che precipitano durante i minimi di insolazione/massimi di precessione (Fig. 2). Fra 6,3 e 5,7 Ma il clima appare fresco; poi c'è un riscaldamento globale a cui segue per circa 70 mila anni il deposito dei sali, in corrispondenza dei picchi freddi e aridi TG 14 e TG 12.

Va quindi un po' sfatata l'idea di un Messiniano mediterraneo più caldo e umido del successivo Pliocene, anche se i dati palinologici recenti nelle argille interposte ai gessi richiedono la presenza costante di una ingente massa idrica nel Mediterraneo, invece del deserto. C'è una prova moderna di ciò nel Mar Caspio che, se pur isolato dagli oceani per almeno milioni di



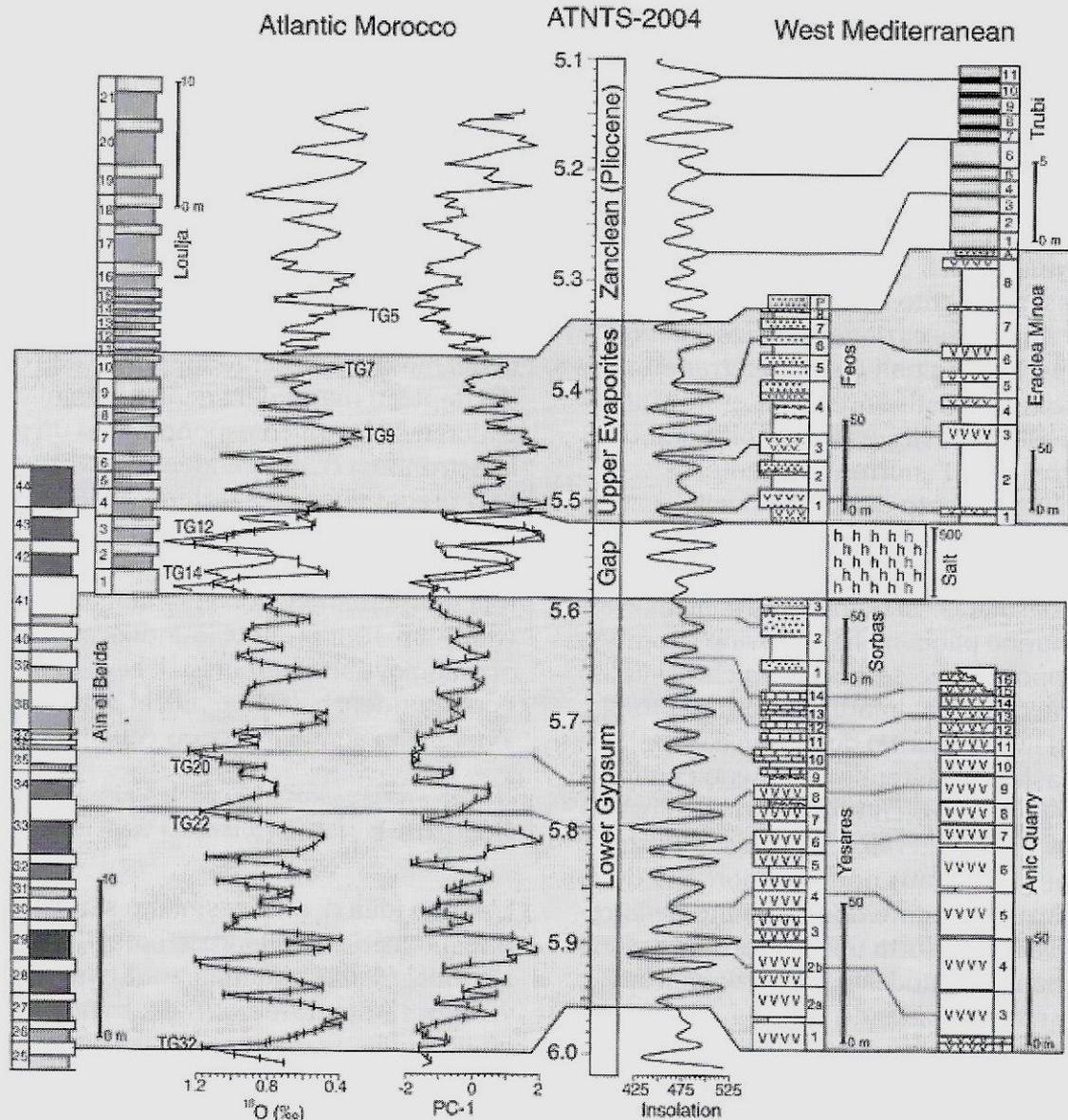


Fig. 2 – Correlazione astronomica di sezioni chiave del Messiniano al margine atlantico del Marocco e nel Mediterraneo (da Krijgsman & Meier 2008). A destra la stratigrafia della Vena del Gesso Romagnola alla Cava Anic di Borgo Rivola.

anni, non si è mai seccato.

In passato si usava citare solo pesci eurialini (*Aphanius*), rari foraminiferi nani, e molluschi/ostracodi/dinocisti salmastri della Parateide durante la MSC. Oggi si conoscono molti orizzonti con biota marini normali in argille interposte alle evaporiti in tutto il Mediterraneo. Bisogna ammettere quindi dei collegamenti con Atlantico e/o Indiano, con pulsazioni positive e ingressioni marine normali temporanee in varie parti del Mediterraneo, attraverso stretti e soglie sottomarine. Queste ingressioni sarebbero state controllate prevalentemente

da fattori ciclici astronomici, cioè esterni, e da attività tettonica interna al sistema. Vediamone alcuni esempi nelle figure che seguono (Figg. 3, 4).

Soglie e alimentazione oceanica

Prima del Messiniano il Mediterraneo era collegato ampiamente con l'Oceano Indiano sia attraverso il Mar Rosso che l'insenatura del Golfo Persico. La roto/traslazione delle placche Africa e Arabia verso NNW non aveva-



no ancora ristretto il braccio oceanico. Ciò si evince anche dallo spiccato carattere indo-pacifico dei biota miocenici. Con l'Oceano Atlantico invece i collegamenti avvenivano attraverso strette vie d'acqua nell'area N-Betica andalusa e S-Rifana marocchina. La deriva delle placche Africa e Arabia ha innescato una graduale chiusura per tutte queste vie d'acqua, entrate a far parte della Catena Betica in Spagna e di quelle del Rif e di Zagros in N-Africa e N-Arabia, un processo tettonico che dura ancor oggi e che allora ha portato quasi all'isolamento del Mediterraneo. Ma questa chiusura delle vie d'acqua di tipo geo-tettonico non è stata simultanea nelle varie parti e neppure permanente durante il Messiniano. Molti sbarramenti formati per l'emersione delle prime dorsali erano vere dighe solo durante i livelli oceanici eustatici bassi (durante gli stadi freddi); ma a livelli alti (durante gli interstadi caldi) diventavano solo soglie sottomarine superabili dalle vie d'acqua. C'è anche da considerare che l'erezione delle catene N-arabiche è un po' più recente di quelle betiche e rifane.

I corridoi N-Betico e S-Rifano che collegavano il Mediterraneo Occidentale con l'Oceano Atlantico sono stati molto studiati. Essi erano attivi in entrata e in uscita durante il Tortonianiano, per ridursi poi molto dopo il limite col Messiniano a ~ 7,2 Ma e ancor di più verso 6 Ma. Nella Catena Betica in Andalusia c'erano gli stretti di Capo Coy, Almanzora e Guadalhorce attraverso la valle del Guadalquivir, e nella Catena Rifana gli stretti di Querrah e Guercif (Fig. 3).

Sono due le zone di potenziale collegamento del Mediterraneo con l'Oceano Indiano: il sistema Golfo di Suez-Mar Rosso-Golfo di Aden, e il sistema Palmira-Zagros-Golfo Persico.

Il primo fa parte di un regime tettonico estensivo (divergenza di due parti) e trascorrente (spostamento orizzontale di una parte dall'altra), per la deriva verso N di Arabia rispetto a Africa; il secondo invece è inserito nel regime compressivo delle catene di Zagros, causate dalla spinta di Arabia. Nel primo sistema il Mar Rosso è tappezzato sul fondo da crosta oceanica, coperta da sedimenti marini profondi miocenici e da 3 km di sale del Messiniano, molto di più che nel Mediterraneo Orientale

(2 km). Nel Golfo di Aden invece ci sono solo depositi marini normali, delimitati da una soglia sommersa presso Bab el Mandeb. Questa consentiva un afflusso costante di acqua marina normale al Mar Rosso e poi al Mediterraneo Orientale attraverso Suez, in modo da produrre gessi e sali. L'alimentazione indiana oltre alla via di Suez poteva seguire anche la via Golfo di Aqaba-Mar Morto-Qishon-Yizre'el Graben (Fig. 3).

Nel secondo sistema i fronti delle catene di Zagros ricoprono oggi le loro avanfosse che nel Messiniano permettevano episodici collegamenti dell'Oceano Indiano col Mediterraneo. Due vie sono particolarmente indiziate. Una si trova nel N della Siria e è ricoperta dalle pieghe frontali della zona di Palmira, dove recenti perforazioni petrolifere hanno mostrato depositi marini pliocenici (di ~ 4 Ma) coinvolti nella deformazione. A sua volta la zona di Palmira si collegava con l'avanfossa dell'Eufrate fino al Golfo Persico. Un'altra via d'acqua collegava il Bacino Levantino all'Oceano Indiano attraverso il bacino di Antalya-Anatolia E-Lago Van-Golfo del Makran.

Ci sono poi da aggiungere le soglie basse e saltuariamente emerse nel Canale di Sicilia, che spiegano alcune differenze nei depositi a W e a E dell'isola. In particolare, nel Mediterraneo W il sale ha uno spessore di ~ 1 km, nel Mediterraneo E di quasi 2 km, fatto che potrebbe indicare anche una maggiore alimentazione oceanica indiana dagli stretti orientali.

I collegamenti con la Paratetide al termine del Messiniano

Questo è il tema più dibattuto, anche perché nel Messiniano la Paratetide costituiva un bacino endoreico (senza sbocco a mare) multiplo, variabile da salmastro a dolce, di estensione superiore al Mediterraneo sovra salato, anche se di volume idrico un po' minore. Nel Messiniano più tardo il regime salmastro di questo vasto lago-mare si è esteso all'intero Mediterraneo dando luogo allo stadio detto appunto *Lago-Mare* nella storia geologica messiniana del Mediterraneo. Come tutto ciò sia avvenuto non è facile spiegare, e ancor meno perché.



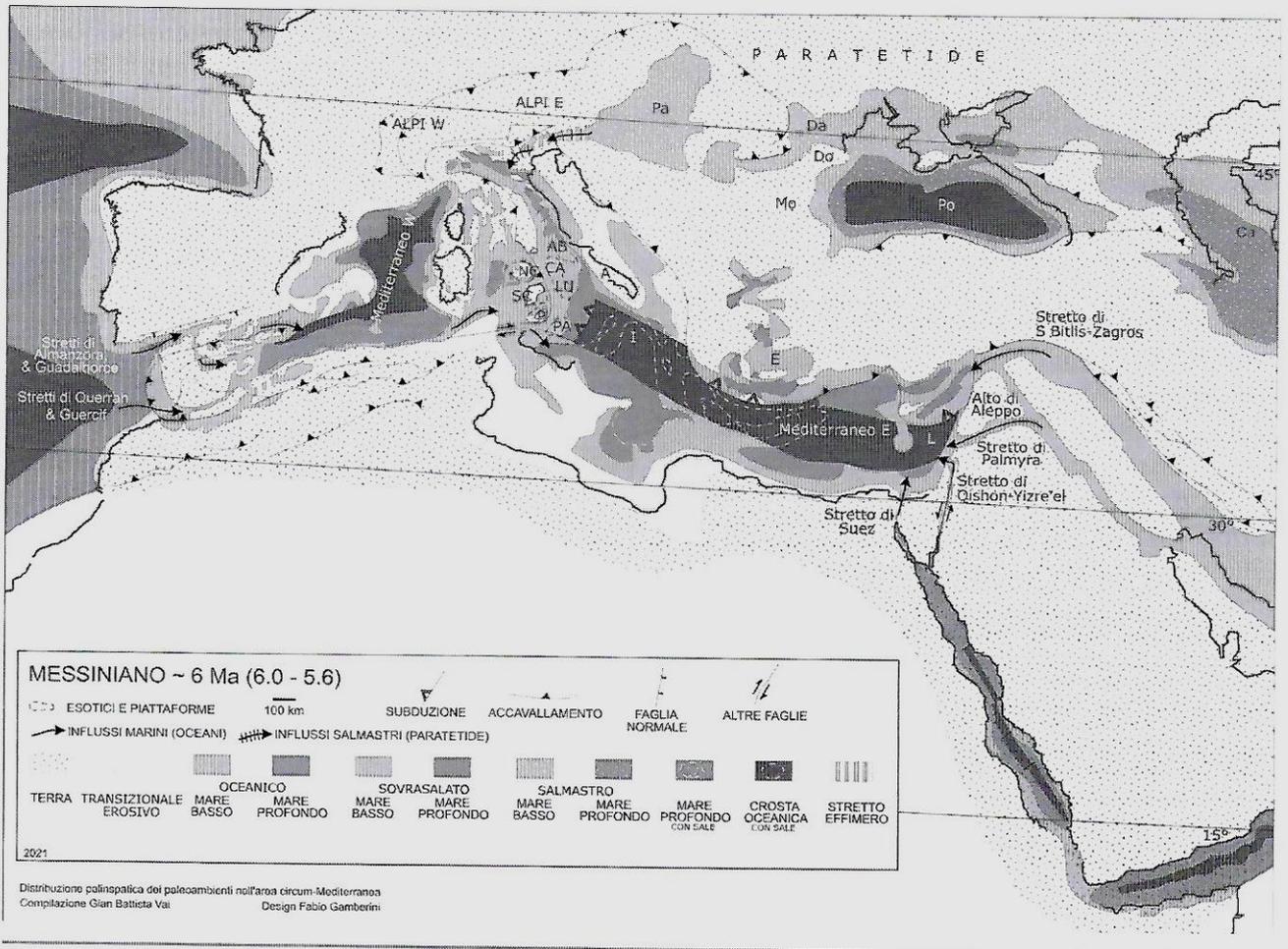


Fig. 3 – Distribuzione palinspastica dei paleo-ambienti nell'area circum-Mediterranea. A piattaforma apula, AB piattaforma abruzzese, CA piattaforma campana, Ca bacino caspico, Da bacino dacico, Do Dobrugia, E bacino egeo, I bacino ionico, L bacino levantino, LU piattaforma lucana, Mo Moesia, NC nord Calabria, SC sud Calabria, P Peloritani, PA piattaforma panormide, Pa bacino pannonico, Po bacino pontico, Rh Rhodope.

Si è visto che Scarabelli fu il primo a riconoscere che sopra i gessi della Romagna c'erano strati carbonatici selciferi con faune salmastre/dulcicole a *Paludina* e *Melanopsis*. Poi Capellini riconobbe intercalate ai gessi della Toscana faune salmastre a *Congerina*, comuni nel Miocene della Paratetide (Fig. 4). I Bacini Viennese e Pannonico erano dolci e isolati dal resto della Paratetide già a partire dal primo Tortoniano (Pa in Fig. 3), ma potrebbero aver avuto collegamenti episodici col Bacino Mediterraneo nel Messiniano tardo (Pa in Fig. 4). Il resto della Paratetide era connesso col Mediterraneo da tre possibili vie d'acqua, (1) Mar di Marmora-Egeo, (2) Bacini Dacico-Pontico-Tracico-Egeo, (3) Bacino di Sofia-Macedonia-Salonicco. Va aggiunta anche la via Pannonia-Slovenia-Friuli ancora attiva nel Messiniano (Fig. 3, 4). Lo confermano le

colline al margine della Pianura Veneta e Friulana e il loro sottosuolo, la sola regione d'Italia priva di gessi messiniani. Qui le testimonianze relative si trovano per lo più in profondità, al di sotto degli accavallamenti tardo pliocenici delle colline al fronte delle Alpi Giulie e delle Carawanche.

È ragionevole pensare che i bacini salmastri della Paratetide avessero un'altitudine media superiore al livello delle acque mediterranee, tanto da consentire una rapida e vasta invasione dell'intero Mediterraneo alla fine del Messiniano (la fase Lago-Mare, in Fig. 4). L'invasione salmastra (di minor densità) si sarebbe limitata alla parte superiore della massa idrica, lasciando inalterata la stratificazione di densità. Appare evidente che ciò è possibile solo a Mediterraneo quasi pieno, e non a Mediterraneo disseccato.

Lecture

- HILGEN F., KRIJGSMAN W., MARABINI S. & VAI G.B. (1999) – New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy). *Memorie Società Geologica Italiana* 54, 25-33.
- KRIJGSMAN W. & MEIER P.T. (2008) – Depositional environments of the Mediterranean “Lower Evaporites” of the Messinian salinity crisis: Constraints from quantitative analyses. *Marine Geology* 253, 73-81.
- MARABINI S. & VAI G.B. (2003) – Marsili’s and Aldrovandi’s early studies on the gypsum geology of the Apennines. In: G.B. Vai and W. Cavazza (eds), *Four Centuries of the Word Geology: Ulisse Aldrovandi 1603 in Bologna*, Minerva Edizioni, Bologna, 186-203.
- SELLI R. (1954) – Il Bacino del Metauro. *Giornale di Geologia* 24, 1-294.
- SELLI R. (1960) – Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostatotipo. *Giornale di Geologia* 28, 1-33.
- SELLI R. (1964) – The Mayer-Eymar Messinian 1867. Proposal for a neostatotype. *Proc. 21st IGC Copenhagen 1960*, 28, 311-333.
- VAI G.B. (1995) – L’opera e le pubblicazioni geologiche di Scarabelli. In: M. Pacciarelli & G.B. Vai (cur.), *La collezione Scarabelli 1. Geologia*, Musei civ. Imola Cat. Raccolte, Grafis Edizioni, Bologna, 49-104.
- VAI G.B. (2016) – Over half a century of Messinian salinity crisis. *Boletín Geológico y Minero*, 127, 2/3, 625-641, ISSN: 0366-0176.

Contatto autore: giambattista.vai@unibo.it

