

SUBSIDENZA TETTONICA SUL MARGINE TIRRENICO OCCIDENTALE(**)

INDICE

RIASSUNTO	pag.	31
ABSTRACT	"	31
INTRODUZIONE	"	31
INQUADRAMENTO GEOLOGICO	"	31
METODOLOGIE	"	34
RISULTATI	"	35
DISCUSSIONE	"	36
CONCLUSIONI	"	38
BIBLIOGRAFIA	"	38

RIASSUNTO

L'analisi della stratigrafia dei pozzi ODP ubicati nel bacino tirrenico e in particolare sul margine occidentale di tale bacino, consente di ricostruire delle curve di subsidenza tettonica. Alla subsidenza legata al *rifting* (Miocene superiore - Pliocene inferiore-medio), si aggiunge un episodio più recente di subsidenza (circa 2 Ma) che non è facilmente spiegabile con i modelli di subsidenza utilizzati per i margini passivi "tipici" e richiede l'intervento di altri processi geodinamici. E' verosimile che tali processi siano da imputare al contesto subduittivo nel quale in Tirreno si colloca.

ABSTRACT

The stratigraphy of the ODP wells drilled in the Tyrrhenian basin, and on its western margin in particular, has been backstripped to derive tectonic subsidence curves. Besides the rift related subsidence (upper Miocene - mid-lower Pliocene) on the margin, a recent episode of subsidence (about 2 Ma) has been documented basinwide. Such a recent episode does not fit easily into subsidence models applied to "classic" passive margins. Given the backarc setting of the Tyrrhenian basin, it is likely that processes related to subduction contribute to shape the observed tectonic subsidence.

PAROLE CHIAVE: Bacino tirrenico, Pozzi ODP, Subsidenza tettonica, Bacino di retroarco.

KEY WORDS: Tyrrhenian basin, ODP wells, Tectonic subsidence, Backarc basin.

INTRODUZIONE

Fra la fine del 1985 e l'inizio del 1986 la nave oceanografica JOIDES Resolution ha effettuato, per conto dell'Ocean Drilling Program (ODP), una serie di perforazioni nel Mare Tirreno (Fig. 1). A seguito di questa campagna di perforazioni (Leg 107) è stata ottenu-

ta una gran mole di informazioni stratigrafiche che si sono rivelate decisive per la comprensione dell'evoluzione geologica del bacino tirrenico (KASTENS *et alii*, 1988). In particolare, lo studio congiunto della stratigrafia dei pozzi e dei profili sismici del *site survey* ha consentito di ricostruire un *rifting* che si propaga dal margine sardo verso SE, portando alla formazione di crosta oceanica nei due sottobacini che caratterizzano il Tirreno, Vavilov e Marsili.

Negli ultimi anni, numerosi studi ad una scala regionale o supra-regionale hanno messo in luce l'importanza e la varietà dei processi geodinamici che agiscono sulla litosfera (PRICE, 1989). Per quanto riguarda i bacini sedimentari, in particolare, si è visto che, accanto alla ricostruzione geometrica delle strutture e all'architettura del riempimento sedimentario, un importante contributo per la comprensione dei meccanismi di formazione del bacino proviene dall'analisi della subsidenza tettonica (KARNER *et alii*, 1987). L'analisi della subsidenza tettonica richiede, come base di partenza, una buona stratigrafia, con datazioni accurate e la presenza di indicatori paleobatimetrici. Nel caso dei pozzi ODP 654, 653 e 652, situati sul margine sardo, il dettaglio del dato stratigrafico è tale da consentire un'analisi quantitativa della subsidenza. Nel presente lavoro i risultati di questo tipo di analisi vengono descritti e commentati.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il bacino tirrenico si colloca alle spalle del sistema di catena appenninico-maghrebide che corre, con vergenza "africana", lungo la penisola italiana e la Sicilia (HILL & HAYWARD, 1988). La profondità dei fondali è superiore ai 3000 m in una vasta zona che si estende nella parte meridionale del bacino. In quest'area i rilievi geofisici di sismica a rifrazione hanno messo in luce la presenza di una crosta molto assottigliata, con spessori inferiori a 10 km in due aree che si identificano con i due sottobacini del Vavilov e del Marsili (Fig. 1; NICOLICH & DAL PIAZ, 1991) e le misure del flusso di calore riportano valori molto elevati, fino a 200 mWm² (MONGELLI *et alii*, 1992). In generale, i risultati delle misurazioni geofisiche indicano che l'estensione litosferica è stata tale da indurre la formazione di crosta oceanica e i basalti e le peridotiti prelevati nei pozzi ODP (Fig. 2) sembrano confermare questa ipotesi (KASTENS *et alii*, 1988).

Più in generale, le perforazioni effettuate dall'ODP (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1990) hanno permesso di ricostruire l'evoluzione spazio-temporale del bacino tirrenico (Fig. 2). La tettonica estensionale che ha interessato il bacino è migrata nel tempo da ovest a est, iniziando nel Tortoniano sul margine sardo per finire, nel Pleistocene, nel sottobacino del Marsili.

(*)Istituto per la Geologia Marina - C.N.R., Bologna.

(**)Lavoro eseguito con il contributo n. 1028 dell'Istituto per la Geologia Marina di Bologna.

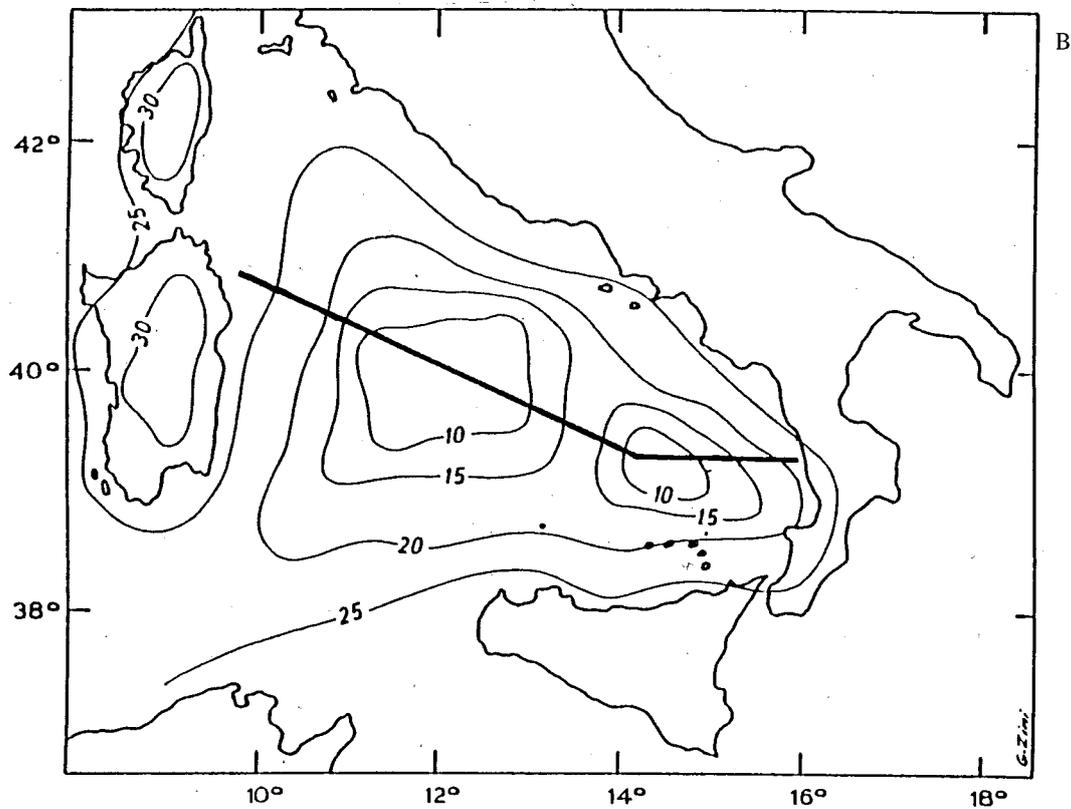
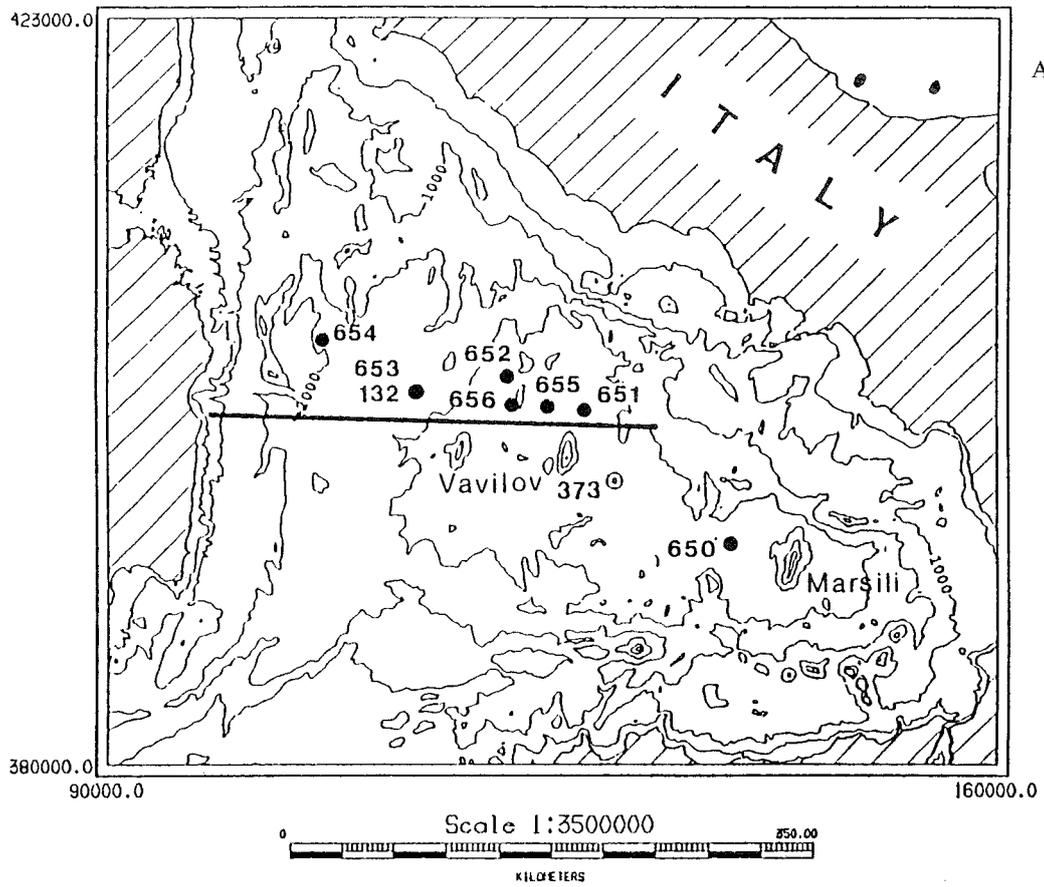


Fig. 1 - a) Ubicazione delle perforazioni ODP e DSDP effettuati nel Mare Tirreno e traccia della sezione crostale di Fig. 8. b) Profondità della Moho nel Tirreno. Si notino le due aree maggiormente assottigliate che corrispondono ai sottobacini del Vavilov e del Marsili. La traccia indica la sezione litosferica di figura 9.

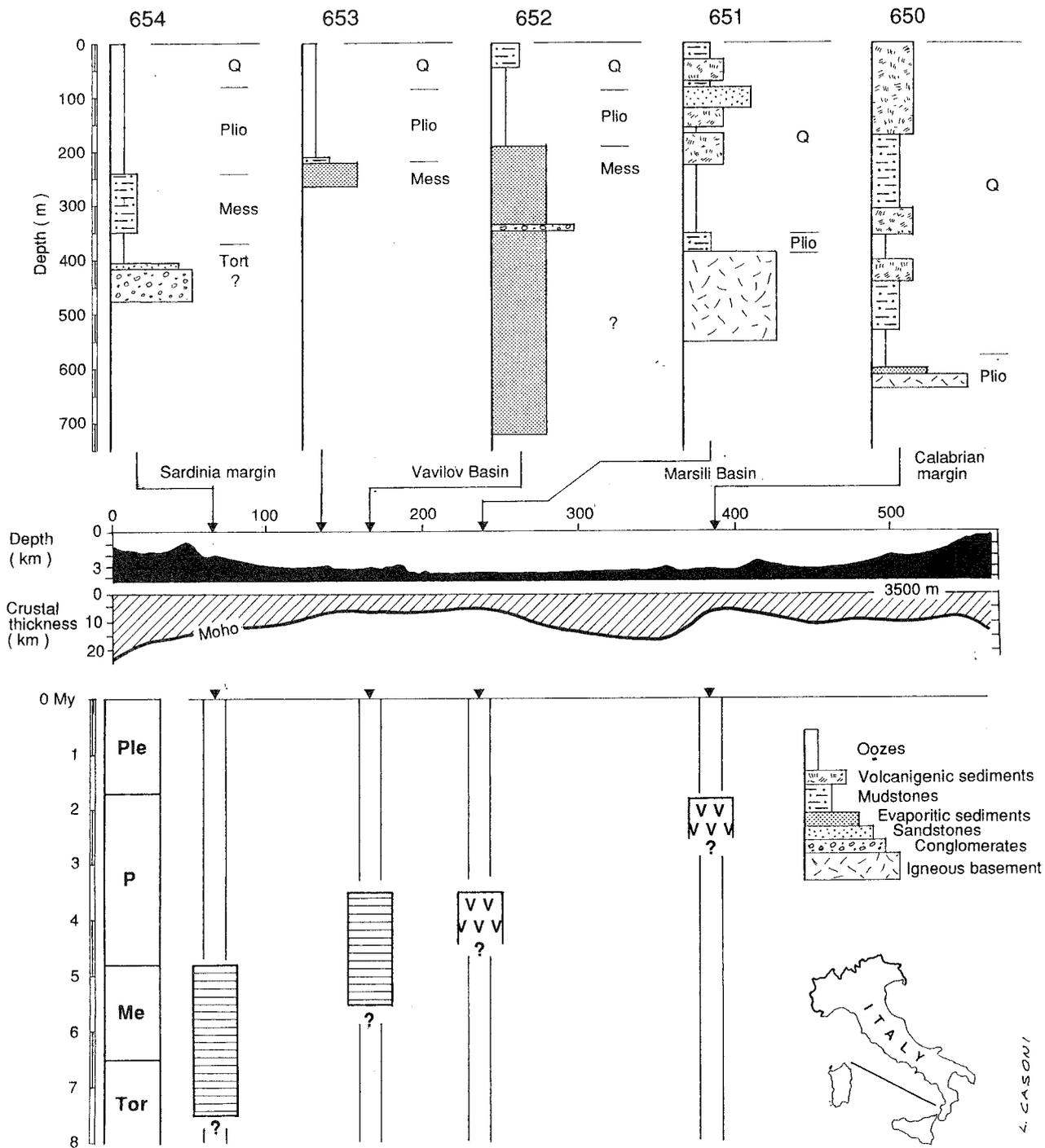


Fig. 2 - Stratigrafia semplificata dei pozzi ODP del Leg 107 e principali eventi tettonici desunti dalla stratigrafia. Il campo a tratto orizzontale indica le fasi di *rifting*; le v indicano la messa in posto di crosta di tipo oceanico.

Varie ipotesi sono state avanzate per spiegare l'evoluzione geologica del bacino tirrenico nel contesto del Mediterraneo occidentale. Alcuni Autori hanno proposto modelli geodinamici che considerano dominanti gli effetti della risalita diapirica di una massa calda astenosferica (WEZEL, 1985; LOCARDI & NICOLICH, 1992), mentre altri ritengono che una tettonica estensionale a scala litosferica sia in grado di spiegare tutte le evidenze geologiche (LAVECCHIA, 1988; WANG *et alii*, 1989). Tuttavia, la distribuzione del magmatismo (SAVELLI, 1988; ARGNANI *et alii*, in stampa), della sismicità intermedia e profonda (ANDERSON & JACKSON, 1987; GIARDINI *et alii*, 1991) e la concomitanza temporale fra

i processi estensionali del Tirreno e quelli di raccorciamento che avvengono nella catena appenninico-magrebide (PATACCA *et alii*, 1992) sembrano indicare che la convergenza fra le placche europea ed africana, con connessi processi subduttivi, di delaminazione e di estrusione laterale, giuochi un ruolo dominante (MALINVERNO & RYAN, 1986; CHANNELL & MARESCHAL, 1986; MANTOVANI *et alii*, 1992).

La subsidenza che si osserva nell'ambito di un bacino sedimentario è dovuta essenzialmente alla somma di due contributi: il carico dei sedimenti e la subsidenza tettonica (STECKLER & WATTS, 1978). L'andamento di quest'ultima è controllato dai processi geodinamici

che originano il bacino e dalla reologia della litosfera che subisce la deformazione (ANGEVINE *et alii*, 1990) e pertanto, può fornire indicazioni sul regime tettonico che opera in una data regione. Anche se nei casi reali la discriminazione fra i vari processi geodinamici non è sempre univoca, a causa della loro complessità e delle possibilità di interferenza, l'analisi quantitativa della subsidenza rimane uno strumento di grande utilità per vincolare la ricostruzione dell'evoluzione geologica e per descrivere il regime geodinamico.

METODOLOGIE

Come menzionato sopra, l'applicazione di un carico positivo, sia tettonico sia sedimentario, ad una data litosfera origina una subsidenza; la distribuzione della subsidenza, nello spazio e nel tempo, è funzione dell'evoluzione del carico nel tempo e della reologia della litosfera. In particolare, nel processo di *rifting* continentale la litosfera viene assottigliata e il gradiente geotermico aumenta (MORGAN, 1982; KUSZNIR & PARK, 1987); in queste condizioni la rigidità della litosfera viene drasticamente ridotta. Studi effettuati in vari bacini di *rift* mostrano che lo spessore elastico equivalente della litosfera, anche in condizioni di stiramento molto inferiore a quello deducibile per il Tirreno, è generalmente inferiore a 5 km (HENDRIE *et alii*, 1994; FOWLER & MCKENZIE, 1989; MARDSEN *et alii*, 1991) e talora si può considerare uguale a zero (WHITE & MCKENZIE, 1988), ovvero corrispondente ad una compensazione tipo Airy. Nel caso del Tirreno l'alto flusso di calore e il forte assottigliamento crostale fanno ritenere che l'approssimazione ad una compensazione di tipo locale (Airy) del carico sia adeguata. Pertanto, nel presente lavoro la costruzione delle curve di subsidenza tettonica viene fatta con l'assunto che valga questa ipotesi.

I dati utilizzati per questo studio sono relativi a tre pozzi distribuiti sul margine sardo (654 e 652) e al bordo occidentale del sottobacino del Marsili (650; Fig. 1, 2) e consistono di stratigrafie di dettaglio, datazioni basate su biozone e stime paleobatimetriche desunte dalle associazioni bentoniche (INITIAL REPORTS ODP LEG 107, 1987; SCIENTIFIC RESULTS ODP LEG 107, 1990).

L'analisi della subsidenza è basata sul metodo del *backstripping* (STECKLER & WATTS, 1978) e permette, assumendo un equilibrio isostatico a compensazione locale (Airy), di ricavare le curve di subsidenza tettonica, ovvero la subsidenza totale meno la subsidenza dovuta al carico sedimentario, relative alle zone del bacino dove sono stati ubicati i pozzi.

La subsidenza tettonica è

$$St = Stot - Sc$$

con Sc = subsidenza di carico e $Stot$ = subsidenza totale, ed è data dalla relazione

$$St = Hs (\rho_m - \rho_s) / (\rho_m - \rho_w) + Wd - \Delta sl$$

$\rho_m / (\rho_m - \rho_w)$

dove Hs = spessore sedimentario decompattato; Wd = paleoprofondità; Δsl = variazioni eustatiche; ρ_m , ρ_s e ρ_w = densità del mantello, dei sedimenti e dell'acqua, rispettivamente. Per i valori di densità dei se-

dimenti sono state utilizzate le curve standard di variazione della porosità con la profondità per le varie litologie, mentre le densità del mantello e dell'acqua sono state tenute costanti, con $\rho_m = 3.33 \text{ g/cm}^3$ e $\rho_w = 1.03 \text{ g/cm}^3$.

L'ultimo termine della relazione, che riguarda l'effetto delle variazioni eustatiche, non è stato considerato nel presente lavoro. Le curve eustatiche presentate in letteratura sono a volte contrastanti tra loro e il dibattito sul loro reale valore globale è tuttora molto aperto; pertanto, per limitare i parametri aleatori, è stato ritenuto opportuno non tenere conto del loro effetto.

I profili sismici acquisiti per il *site survey* mostrano l'assetto geologico nelle vicinanze dei pozzi (Fig. 3). Nel caso dei pozzi 654 e 652 si può notare la presenza di blocchi tiltati di basamento continentale e la geometria a *half graben* del riempimento sedimentario. La correlazione fra sismica e pozzi e le geometrie dei riflettori indicano una rotazione dei blocchi, e quindi un movimento delle faglie listriche che li bordano, nel Tortoniano-Messiniano per il pozzo 654 e nel Messiniano-Pliocene inferiore per il pozzo 652. Il profilo relativo al pozzo 650 mostra, invece, sedimenti che poggiano su una crosta oceanica la cui età risulta essere pliocenica superiore. Indicatori paleobatimetrici sono disponibili per i pozzi 654 e 652 sotto forma di associazioni bentoniche caratteristiche (HASEGAWA *et alii*, 1990) e per il pozzo 650 come vescicolarità nei basalti della crosta oceanica. Nel caso di questi basalti la pro-

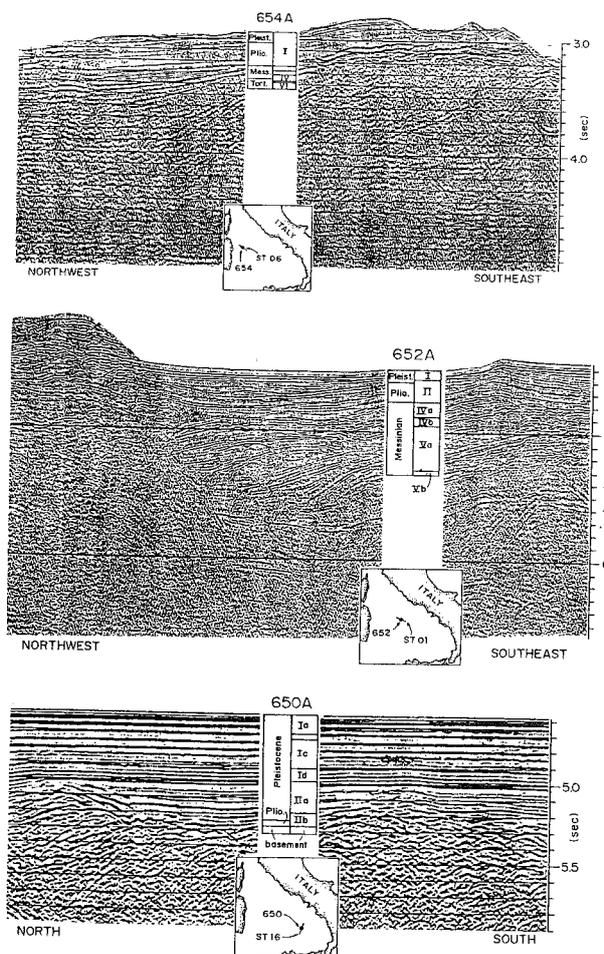


Fig. 3 - Profili sismici relativi al *site survey* dei pozzi ODP 654, 652 e 650 (da KASTENS *et alii*, 1988).

fondità originaria di messa in posto è stimata essere di circa 1200 m (KASTENS *et alii*, 1990). La distribuzione dei foraminiferi bentonici plio-quadernari nei pozzi 654 e 652 mette in evidenza un marcato approfondimento che si verifica nell'intorno di 2 Ma (Fig. 4).

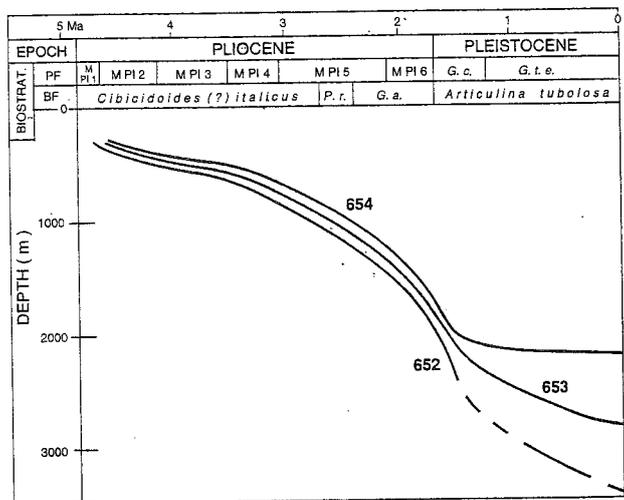


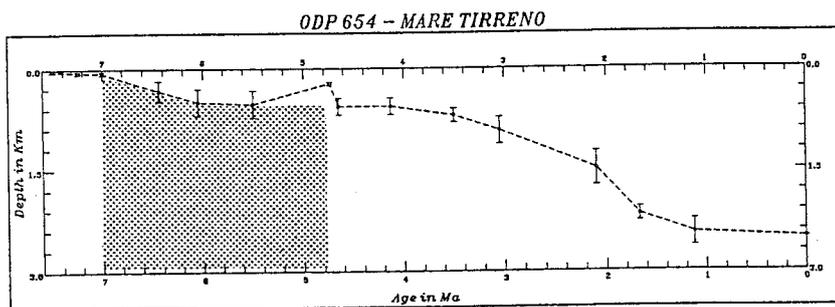
Fig. 4 - Curve paleobatimetriche relative ai pozzi ODP 654 e 652 desunte dalle associazioni a foraminiferi bentonici (HASEGAWA *et alii*, 1990).

Le curve di subsidenza tettonica per i pozzi 654, 652 e 650 sono state ricavate tenendo conto dei vincoli di paleopropfondità sopra menzionati. Per il calcolo è stata utilizzata la formula di STECKLER & WATTS (1978) implementata nel programma BASTA (FREDIENGER, 1988) con sostanziali modifiche che consentono di tenere conto di un intervallo di incertezza nelle paleopropfondità.

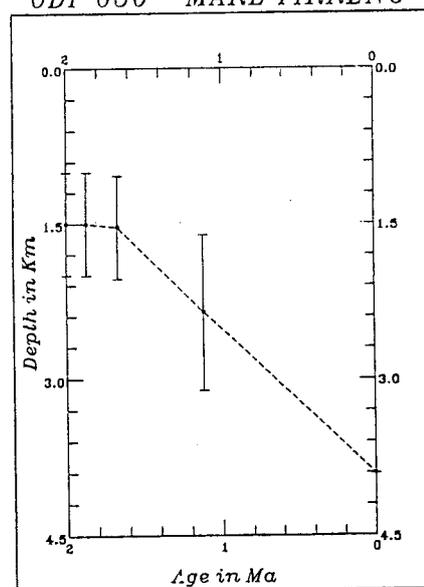
RISULTATI

Nelle curve di subsidenza tettonica (Fig. 5) relative al margine sardo (pozzi 654 e 652) appare evidente la presenza di una subsidenza relativamente recente e comunque successiva al rifting desunto dai dati sismo stratigrafici. Questo episodio di subsidenza post-rifting, avvenuta intorno ai 2 Ma, interessa il margine tirrenico occidentale ma si ritrova anche nel sottobacino del Marsili (pozzo 650) e sembra quindi avere operato sull'intero bacino tirrenico.

Un'altra importante osservazione riguarda la profondità del substrato oceanico incontrato nei pozzi ODP del Tirreno (651 e 650). Se si confronta la profondità della crosta oceanica del Tirreno con quella di pari età di una litosfera oceanica, si nota che il basamento oceanico tirrenico è di circa 1000 m più profondo. Questo eccesso di profondità è una caratteristica



ODP 650 - MARE TIRRENO



ODP 652 - MARE TIRRENO (base pozzo Messiniano superiore)

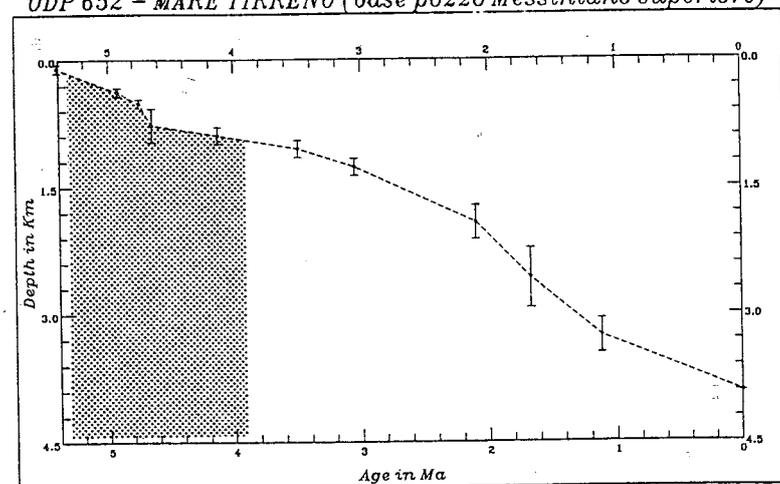


Fig. 5 - Curve di subsidenza tettonica per i pozzi ODP 654, 652 e 650. Le barre verticali indicano l'incertezza nella stima di paleopropfondità. In retinato è rappresentato, per i pozzi 654 e 652, l'intervallo di rifting dedotto dalla stratigrafia del pozzo.

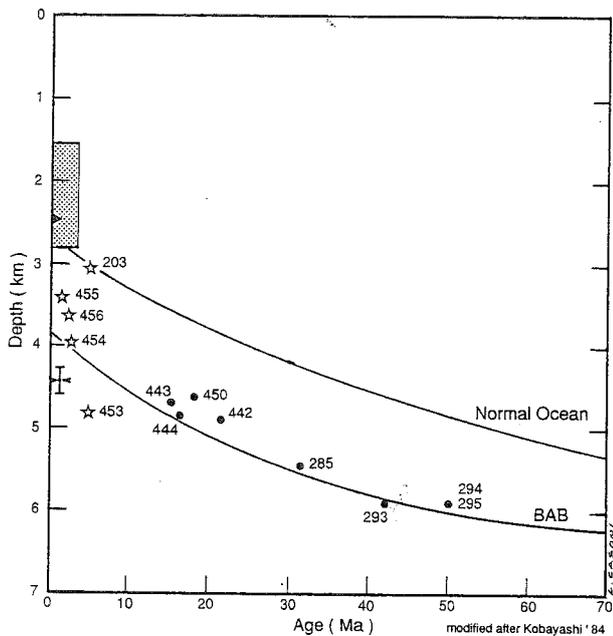
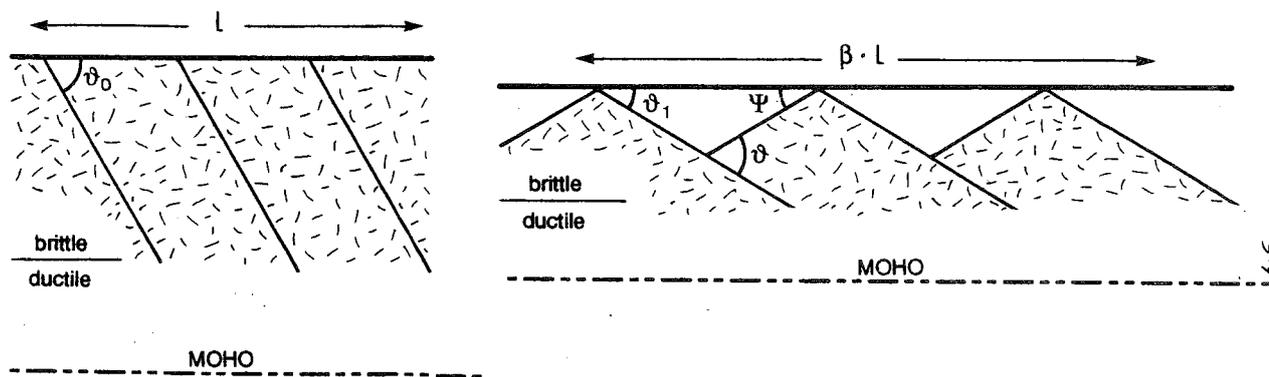


Fig. 6 - Diagramma che illustra la profondità del basamento oceanico per i bacini "normali" (Normal Ocean) e per quelli di retroarco (BAB) in funzione dell'età. I pallini indicano bacini di retroarco inattivi, mentre le stelle indicano quelli attivi. I numeri rappresentano il sito DSDP. L'area retinata rappresenta il basamento di bacini di retroarco molto giovani (Lau e Okinawa). Con il triangolo è marcata la profondità media delle dorsali oceaniche. Le profondità del basamento oceanico nel Tirreno (pozzi ODP 650 e 651) sono indicate dalla croce in neretto.

dei bacini di retroarco (Fig. 6) e sembra indicare una possibile relazione con il contesto geodinamico di subduzione (KOBAYASHI, 1984).

DISCUSSIONE

La subsidenza sul margine tirrenico occidentale si può considerare una conseguenza dello stiramento litosferico avvenuto durante l'apertura del Tirreno. E' possibile valutare il fattore β di estensione (MCKENZIE, 1978) utilizzando sia l'assottigliamento crostale sia l'angolo dei blocchi tiltati che si osservano sul margine. In quest'ultimo caso è conveniente considerare l'angolo ψ (Fig. 7) che è più facilmente ricavabile dal profilo sismico. Assumendo un valore di θ_0 di 70 gradi, come desumibile dagli angoli osservati per le faglie sismicamente attive (JACKSON & WHITE, 1989), e misurando ψ è possibile ricavare θ_1 e quindi risalire a β . Per i profili sismici relativi ai pozzi 654 e 652 è stato misurato il valore di ψ e sono stati ricavati valori di β dell'ordine di 1,4 e 1,2 rispettivamente. Questi valori si osservano solitamente nei *rift* continentali (KUSZNIR & PARK, 1986) e sembrano troppo bassi per il contesto di margine continentale del tirreno occidentale. E' possibile che questi bassi valori siano dovuti all'inadeguatezza del modello o alla non buona risoluzione della geometria delle strutture sul profilo sismico. Tuttavia, non si può a priori escludere che le faglie e i blocchi tiltati che osserviamo attualmente sul margine tirrenico occidentale siano solo la generazione più recente di un



$$\beta = \frac{\sin \theta_0}{\sin \theta_1}$$

$$\Psi = \theta_0 - \theta_1$$

after Jackson & White '89

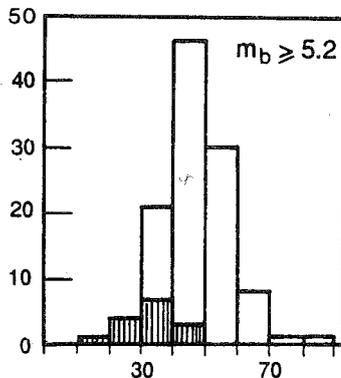


Fig. 7 - Schema della geometrie derivanti da un assottigliamento crostale per rotazione di blocchi bordati da faglie planari. Si assume una crosta fragile al di sopra di una crosta inferiore a comportamento duttile. Nel riquadro sono evidenziati gli angoli misurati attraverso i piani nodali delle faglie crostali sismicamente attive aventi magnitudo $< 5,2$ (asse orizzontale). L'asse verticale indica il numero di eventi e l'area a tratto verticale rappresenta piani nodali che potrebbero avere una certa componente trascorrente.

sistema nel quale le faglie ruotano verso angoli bassi fino al punto da risultare meccanicamente inefficienti, per poi venire disattivate e intagliate da nuove faglie ad alto angolo (PROFFETT, 1977). Nel caso quest'ipotesi sia verosimile, l'implicazione che ne deriva è che l'età di inizio dell'estensione tirrenica viene spostata all'indietro rispetto a quanto desunto dai pozzi ODP.

Il confronto fra gli spessori crostali osservati attraverso la sismica a rifrazione nel margine tirrenico occidentale (Fig. 8) e nella Sardegna, utilizzata come riferimento, fornisce, invece, valori più elevati e consoni al contesto tettonico. In particolare, nei dintorni del pozzo 654 si ottengono valori di β circa uguali a 2 mentre in prossimità del pozzo 652 si ottengono valori di circa 4,5. Le velocità delle onde P nella parte bassa della crosta inferiore presente al disotto del margine sardo risultano piuttosto elevate (superiori a 7,0 km/s) e sono comparabili con quelle attribuite a intrusioni mafiche avvenute alla base della crosta durante l'estensione (WHITE & MCKENZIE, 1989). Se si tiene conto di questa addizione di materiale alla crosta i valori di β nelle vicinanze del pozzo 654 vengono aumentati a circa 2,5. Il limite principale delle stime di β effettuate attraverso la comparazione degli spessori crostali è dato dall'assunto di conoscere lo spessore crostale iniziale. Quando l'estensione interessa un'area cratonica le porzioni crostali adiacenti e indeformate rappresentano un buon riferimento. Nel caso del Tirreno l'estensione avviene, invece, in un ambiente geodinamico attivo ed interessa una crosta che, non inverosimilmente, poteva aver subito inspessimenti conseguenti alla convergenza fra la placca africana e quella sardocorsa.

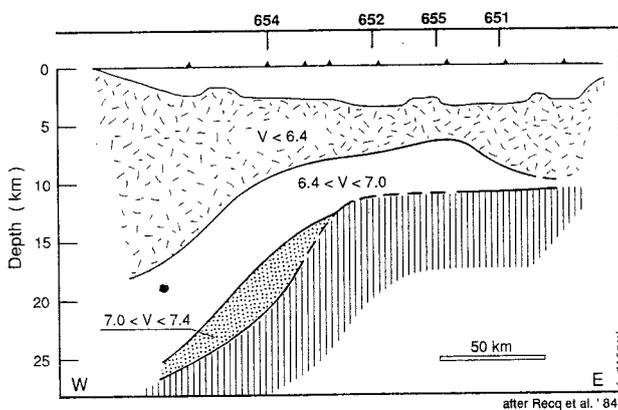


Fig. 8 - Sezione crostale attraverso il margine sardo. Vedi figura 1a per l'ubicazione. E' indicata la posizione dei pozzi ODP e quella degli esperimenti di sismica a rifrazione (triangoli). Si noti l'elevata velocità delle onde P (7,0 - 7,4) della porzione basale della crosta inferiore al disotto del margine sardo.

Queste incertezze sull'ammontare dell'estensione rendono difficile il confronto fra la subsidenza osservata e i modelli di subsidenza per i margini continentali, ma non inficiano comunque le considerazioni che derivano dall'esame delle curva di subsidenza tettonica ricavata. Infatti, l'episodio di subsidenza tardo pliocenico avviene successivamente al *rifting* e non sembra direttamente imputabile all'attività delle faglie estensionali che termina col Pliocene inferiore-medio

(KASTENS *et alii*, 1988). A questo riguardo va menzionato che in uno studio sulla subsidenza nel Tirreno REHAULT *et alii* (1990) non ritrovano la subsidenza pliocenica superiore-quadernaria di cui sopra. Utilizzando i dati relativi ai pozzi ODP 654 e 652 per derivare la subsidenza tettonica lungo il margine occidentale, l'evoluzione termo-meccanica del bacino viene spiegata con due fasi di *rifting*, una a 7 Ma e una a 5 Ma. Tuttavia, i valori paleobatimetrici desumibili dai foraminiferi bentonici (Fig. 4) non sono considerati in quanto viene utilizzato solo un valore per il Pliocene superiore. Inoltre, REHAULT *et alii* (1990) hanno tenuto conto delle variazioni eustatiche inserendo una correzione arbitraria per il disseccamento messiniano; questa correzione è estremamente alta (1300 m) e ha l'effetto di produrre una subsidenza tettonica.

L'episodio di subsidenza tardo pliocenico viene ignorato anche da SPADINI *et alii* (1995) che ricostruiscono la subsidenza del margine tirrenico occidentale attraverso un modello termo-meccanico basato sul concetto di *necking* (WEISSEL & KARNER, 1989). La stratigrafia di un profilo che attraversa il margine viene riprodotta suddividendo l'intervallo di *rifting* (9 - 3 Ma) in tre parti di 2 Ma; per ciascuna parte viene scelta, lungo profilo, la combinazione di assottigliamento crostale e di mantello litosferico più conveniente. Il contributo dell'assottigliamento del mantello litosferico, in particolare, risulta essere molto importante. Quest'ultimo valore viene valutato confrontando gli spessori della litosfera della Sardegna con quelli del Tirreno; tuttavia, l'andamento della base della litosfera al disotto del Tirreno non è individuabile con molto dettaglio (PANZA *et alii*, 1980) e questo impedisce una certa aleatorietà nella stima dell'assottigliamento. Inoltre, SPADINI *et alii* (1995) non tengono conto del contesto geodinamico nel quale il margine tirrenico occidentale si trova. La profondità anomala dei fondali oceanici osservata nel Tirreno e negli altri bacini di retroarco in generale (Fig. 6), suggerisce l'intervento di processi geodinamici addizionali rispetto a quelli attivi durante la formazione di un margine passivo "tipico". Un ulteriore elemento a favore di questa ipotesi viene fornito dalla quasi concomitanza temporale fra la subsidenza osservata sul margine sardo e quella riscontrata nel sottobacino del Marsili.

Queste evidenze richiedono l'intervento di altri meccanismi in aggiunta al semplice stiramento litosferico e probabilmente, questi meccanismi sono collegabili al contesto geodinamico subduittivo nel quale si colloca il bacino tirrenico. La correlazione fra processi di subduzione e tali anomalie era già stata messa in luce (KOBAYASHI, 1984) e si ritiene che la causa principale sia dovuta alla presenza del materiale freddo e denso della placca subdotta al disotto del bacino (ANDERSON, 1989). Tuttavia, mancano dei modelli dinamici che spieghino l'evoluzione della subsidenza in un contesto di bacino di retroarco, anche se i primi passi in questa direzione sembrano promettenti (SABADINI com. pers. 1995).

Come ultimo commento, si osserva che l'andamento "anomalo" della subsidenza (Fig. 5) rende ulteriormente difficile la distinzione fra i meccanismi ritenuti possibili di assottigliamento litosferico. La differenziazione fra meccanismi tipo taglio puro (MCKENZIE, 1978) e taglio semplice (WERNICKE, 1985) in assenza di evidenze sismiche crostali che mostrino la geometria del sistema estensionale (ARGNANI, 1990) sem-

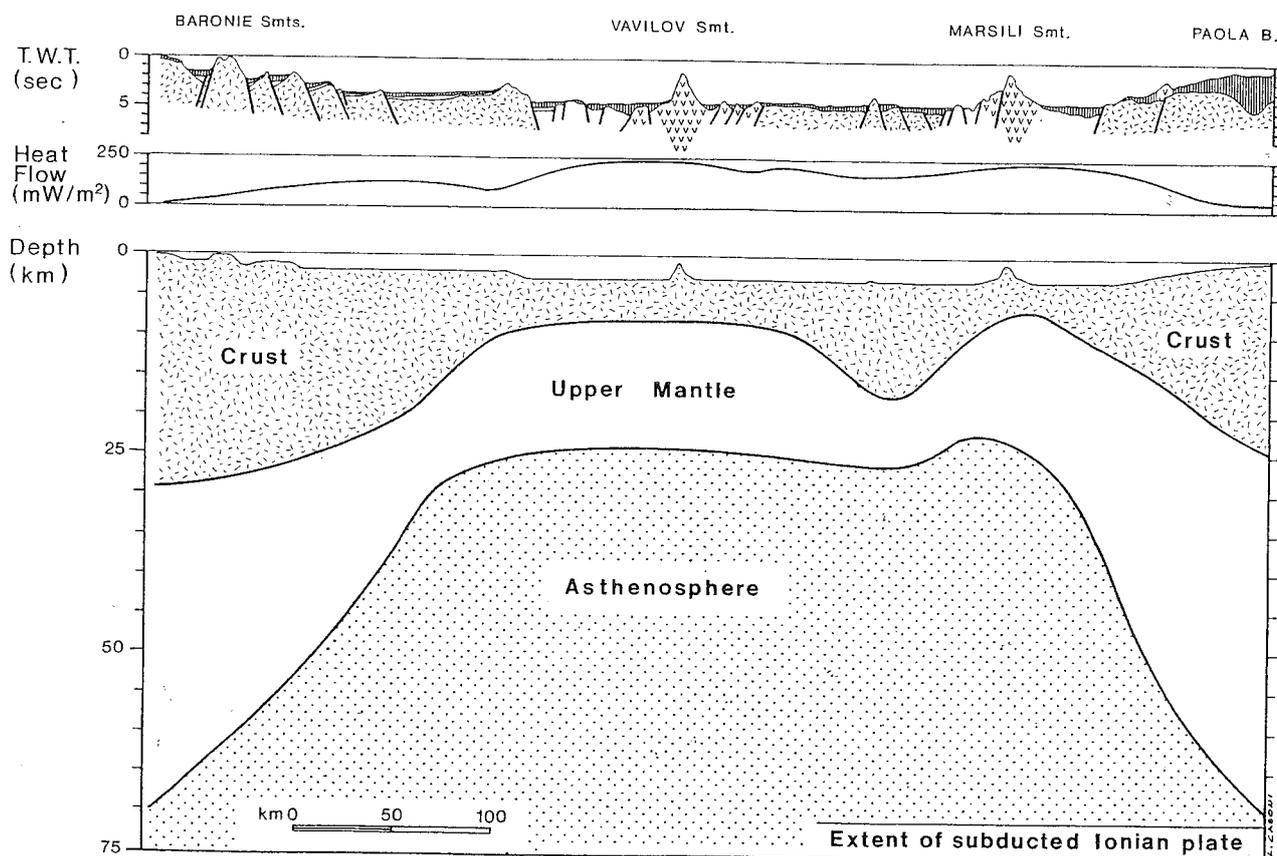


Fig. 9 - Sezione geologica attraverso il bacino tirrenico alla scala litosferica (vedi figura 1b per l'ubicazione). Nel pannello superiore è rappresentata l'interpretazione della parte crostale superiore desunta dalla sismica a riflessione.

bra infatti possibile attraverso l'analisi della distribuzione spazio-temporale della subsidenza iniziale rispetto a quella termica (WHITE, 1989). Nel caso del Tirreno (Fig. 9) l'andamento della subsidenza, per quanto sopra esposto, non fornisce indicazioni utili e la sola geometria delle faglie superficiali non appare sufficiente (ARGNANI, 1990) a discriminare le varie ipotesi.

CONCLUSIONI

Sebbene i risultati ottenuti dall'analisi della subsidenza mostrino un buon accordo con l'evoluzione tettonica, desunta sia dall'analisi qualitativa della stratigrafia sia dall'interpretazione sismica, essi mettono anche in evidenza un importante episodio di subsidenza post-rift, più recente di 2 Ma, che ha interessato il margine tirrenico occidentale. Tale episodio si può considerare di carattere regionale essendo stato riconosciuto anche nel sottobacino del Marsili (KASTENS *et alii*, 1988).

L'andamento della subsidenza osservata fornisce un elemento per ipotizzare l'attività di processi geodinamici che hanno agito alla scala dell'intero bacino. A questo riguardo, si osserva anche che la profondità della crosta oceanica nel bacino tirrenico è maggiore di circa 1000 m rispetto a quella di età equivalente in un oceano normale. Tale relazione sembra valere in generale per i bacini di retroarco (KOBAYASHI, 1984) e va collegata con il contesto geodinamico di subduzione (ANDERSON, 1989). Nel caso del bacino tirrenico i mo-

delli che descrivono l'andamento della subsidenza nei margini continentali non sembrano applicabili, in maniera immediata, al contesto di retroarco in quanto tutta la subsidenza viene riprodotta durante le fasi di *rifting* (REHAULT *et alii*, 1990; SPADINI *et alii*, 1995). I processi di assottigliamento litosferico, qualunque sia la loro modalità, sono indubbiamente attivi ed hanno un riflesso importante sulla subsidenza; tuttavia, sembra inevitabile dovere chiamare in causa effetti dinamici legati al processo di subduzione che interagiscono con l'assottigliamento litosferico.

RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano C. SAVELLI e F. GAMBERI per la lettura critica del manoscritto e L. CASONI per la preparazione delle figure.

BIBLIOGRAFIA

- ANDERSON D.L. (1989) - *Theory of the Earth*. Blackwell Sci. Publ., pp. 366.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. Geoph. J. R. Astron. Soc., **91**, 613-637.
- ANGEVINE C.L., HELLER P.L. & PAOLA C. (1990) - *Quantitative Sedimentary Basin Modeling*. AAPG Cont. Edu. Course Note Ser., **32**.
- ARGNANI A. (1990) - *Modelli sperimentali di tettonica distensiva: implicazioni ed applicazioni*. Atti IX Convegno GNGTS, 3-14.
- ARGNANI A., MARANI M., SAVELLI C. & GALASSI B. (1995) - *Migrazione del vulcanismo di arco cenozoico ed apertura di piccoli bacini oceanici nel contesto geodinamico intraorogenco del Mar*

- Tirreno meridionale: un riesame*. Scritti e Documenti Accademia Nazionale delle Scienze, **14**, 377-396.
- CHANNELL J.E.T & MARESCHAL J.C. (1988) - *Delamination and asymmetric lithospheric thinning in the development of the Tyrrhenian rift*. In: Coward M.P., Dietrich D. & Park R.K. (eds), *Alpine Tectonics*, geol. Soc. London, Sp. Publ., **45**, 285-382.
- FOWLER S. & MCKENZIE D.P. (1989) - *Gravity studies of the Exmouth and Rockall Plateaux using SEASAT altimetry*. *Basin Res.*, **2**, 27-34.
- FRIENDIGER P.J.J (1988) - *BASTA - Subsidence and paleotemperature modelling of rift basins*. *Computer & Geosci.*, **14**, 505-526.
- GIARDINI D. & VELONÀ M. (1991) - *THE DEEP SEISMICITY OF THE TYRRHENIAN SEA*. *Terra Nova*, **3**, 57-64.
- HASEGAWA S., SPROVIERI R. & POLUZZI A. (1990) - *Quantitative analysis of benthic foraminifera assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107*. In: Kastens K.A., Mascle J. et alii, *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, **107**, 461-478.
- HENDRIE D.B., KUSZNIR N.J., MORLEY C.K. & EBINGER C.J. (1994) - *Cenozoic extension in northern Kenya: a quantitative model of rift basin development in the Turkana region*. *Tectonophysics*, **236**, 409-438.
- HILL K.C. & HAYWARD A.B. (1988) - *Structural constraints on the Tertiary plate tectonic evolution of Italy*. *Mar. Petr. Geol.*, **5**, 2-16.
- JACKSON J.A. & WHITE N.J. (1989) - *Normal faulting in the upper continental crust: observations from regions of active extension*. *J. Struct. Geol.*, **11**, 15-36.
- KARNER G.D., LAKE S.D. & DEWEY J.F. (1987) - *The thermal and mechanical development of the Wessex Basin, southern England*. In: Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., **28**, 517-536.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C. & COLL., ODP LEG 107 SCIENTIFIC PARTY. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **100**, 1140-1156.
- KASTENS K.A. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the Scientific results of ODP Leg 107*. In: Kastens K.A., Mascle J. et alii, *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, **107**, 3-26.
- KOBAYASHI K. (1984) - *Subsidence of the Shikoku Back-Arc Basin*. *Tectonoph.*, **102**, 105-117.
- KUSZNIR N.J. & PARK R.G. (1987) - *The extensional strength of the continental lithosphere: its dependence on geothermal gradient, and crustal composition and thickness*. In: Coward M.P., Dewey J.F. & Hancock P.L. (eds.), *Continental Extensional Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ. **28**, 35-52.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. *Tectonophysics*, **147**, 263-296.
- LOCARDI E. & NICOLICH R. (1992) - *Geodinamica del Tirreno e dell'Appennino centro-meridionale: la nuova carta della Moho*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **41**, 121-140.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking in the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MANTOVANI E., ALBARELLO D., BABBUCCI D. & TAMBURELLI C. (1992) - *Recent geodynamic evolution of the central Mediterranean region (Tortonian to Present)*. *Tipografia Senese*, pp. 88.
- MARDSEN G., YIELDING G., ROBERTS A.M. & KUSZNIR N.J. (1991) - *Application of a flexural cantilever simple-shear/pure-shear model of continental lithosphere to the formation of the northern North Sea Basin*. In: D.J. BLUNDELL & A. GIBBS (eds), *Tectonic evolution of the North Sea Rift*, Oxford Univ. Press, 236-275.
- MCKENZIE D.P. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **40**, 25-32.
- MONGELLI F., CATALDI R., CELATI R., DELLA VEDOVA B., FANELLI M., NUTI S., PELLIS G., SQUARCI P., TAFFI L. & ZITO G. (1992) - *Geothermal regime in Italy*. In: *Geothermal atlas of Europe*, Hurtig E., Cermak V., Haenel R. & Zui V. (eds), H. Haack Verlagsges. Gotha, 54-59.
- MORGAN P. (1982) - *Heat-flow in rift zones*. In: Palmeson G. (ed), *Continental and oceanic rifts*. AGU, geodyn. Ser., **8**, 107-122.
- NICOLICH R. & DAL PIAZ G.V. (1991) - *Isobate della moho in Italia*. In: *Structural Model of Italy, 1:500.000*, Progetto Fin. Geodinamica, CNR, Roma.
- PANZA G.F., MUELLER S., & CALCAGNILE G. (1980) - *The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. *Pure Appl. Geophys.*, **118**, 1209-1213.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1992) - *Tyrrhenian basin and Apenninic arcs. Kinematic relations since late Tortonian times*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**, 425-451.
- PRICE R.A. ed. (1989) - *Origin and Evolution of Sedimentary Basins and Their Energy and Mineral Resources*. IUGC Geoph. Mon., **48**, pp. 202.
- PROFFETT J.M. (1977) - *Cenozoic geology of the Yerrington District Nevada, and implications for the nature and origin of Basin and Range faulting*. *G.S.A. Bull.*, **88**, 247-266.
- REHAULT J-P., TISSEAU C., BRUNET M-F. & LOUDEN K. (1990) - *Subsidence analysis on the Sardinian margin and the central Tyrrhenian basin: thermal modelling and heat flow control; deep structure implications*. *J. Geodyn.*, **12**, 269-310.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the Frame of Neogene to recent geology of Perityrrhenian areas*. In: Kastens K.A., Mascle J. et alii, *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, **107**, 715-730.
- SAVELLI C. (1988) - *Late Oligocene to Recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intra-arc-orogenic (Mediterranean) type*. *Tectonophysics*, **146**, 163-181.
- SPADINI G., CLOETINGH S. & BERTOTTI G. (1995) - *Thermo-mechanical modeling of the Tyrrhenian Sea: Lithospheric necking and kinematics of rifting*. *Tectonics*, **14**, 629-644.
- STECKLER M.S. & WATTS A.B. (1978) - *Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York*. *Earth Plan. Sci. Lett.*, **41**, 1-13.
- WANG C.Y., HWANG W.T. & SHI Y. (1989) - *Thermal evolution of a Rift basin: the Tyrrhenian Sea*. *J. Geoph. Res.*, **94**, 3991-4006.
- WEISSEL J.K. & KARNER G.D. (1989) - *Flexural uplift of rift flanks due to mechanical unloading of the lithosphere during extension*. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13, 919-13,950.
- WERNICKE B. (1985) - *Uniform-sense simple shear of the continental lithosphere*. *Can. J. Earth Sci.*, **22**, 108-125.
- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea*. In: *geological evolution of the Mediterranean basin*, D.J. Stanley & F.C. Wezel (eds), Springer Verlag, 153-194.
- WHITE N.J. (1989) - *The nature of lithospheric extension in the North Sea*. *Geology*, **17**, 111-114.
- WHITE N. & MCKENZIE D.P. (1988) - *Formation of "Steer's Head" geometry of sedimentary basins by differential stretching of the crust and mantle*. *Geology*, **16**, 250-253.
- WHITE R.S. & MCKENZIE D.P. (1989) - *Magmatism at rift zones: The generation of volcanic continental margins and flood basalts*. *J. Geophys. Res.*, **94**, 7685-7729.

