

**ANALISI QUANTITATIVA DELL'EVOLUZIONE DI UN RIFT:  
IL MARGINE SARDO DEL MAR TIRRENO(\*\*)**

INDICE

RIASSUNTO	pag. 419
ABSTRACT	” 419
INTRODUZIONE	” 419
MODELLO TETTONICO	” 420
EVOLUZIONE TERMICA E REOLOGIA	” 425
MODELLO STRATIGRAFICO	” 426
RICOSTRUZIONE QUANTITATIVA DELLA SUBSIDENZA E DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA	” 430
PROFONDITA' DEL BACINO PRIMA E DOPO LA CRISI DI SALINITA' DEL MESSINIANO	” 433
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	” 434
BIBLIOGRAFIA	” 436

RIASSUNTO

Il presente lavoro illustra le metodologie utilizzate e i risultati ottenuti nell'applicazione di un modello numerico al rifting del margine sardo del Mar Tirreno. Il primo scopo che gli autori si prefiggono è quello di definire i parametri fisici e cinematici che controllano l'assottigliamento litosferico lungo il margine analizzato. L'assottigliamento litosferico durante la formazione del bacino è stato modellizzato utilizzando diversi tipi di compensazione isostatica. La validità dei vari modelli è stata valutata sulla base di confronti tra i risultati ottenuti e i dati a disposizione (topografia del basamento, profondità della *Moho* e anomalie gravimetriche). Un ulteriore controllo è stato ottenuto grazie all'analisi della struttura termica della litosfera e, quindi, del flusso di calore. Alti valori di “*depth of necking*” (25 km) appaiono essere indispensabili al fine di simulare le geometrie crostali e le anomalie gravimetriche osservate. Questo risultato indica il ruolo chiave che i livelli crostali profondi hanno avuto durante le fasi di distensione in Tirreno. Il modello prevede, inoltre, variazioni spaziali e temporali della reologia durante la distensione con implicazioni importanti per la cinematica dell'assottigliamento litosferico. I parametri litosferici pre-*rift* (spessore e temperatura), il tasso di deformazione e le temperature durante la distensione appaiono essere i parametri fondamentali nel controllo dello stile della deformazione nel Mar Tirreno. Il secondo scopo della presente analisi è la simulazione numerica dell'evoluzione stratigrafica del margine in esame. Tale metodologia fornisce stime quantitative dell'assottigliamento crostale nelle varie fasi della migrazione verso SE del *rift*. Stime quantitative sono anche ottenute per i tassi di distensione, la subsidenza e le variazioni di profondità dell'acqua nel tempo.

(\*)Faculty of Earth Sciences, Vrije Universiteit, Amsterdam, The Netherlands.

(\*\*)Lavoro finanziato dal progetto IBS (Integrated Basin Studies), nell'ambito del programma di ricerca “Joule II” della Comunità Economica Europea (contratto n. J0U2-CT 92-0110).

ABSTRACT

We present the results of quantitative forward modeling of the Sardinian rifted margin of the Tyrrhenian Sea. Firstly, we investigate the thermo-mechanical structure that affects the thinning of the lithosphere across the margin. The role of lithospheric necking during basin formation, constrained by basement topography, Moho depth and gravity anomalies, is modeled for different compensation models. Independent constraints are obtained from the analysis of the predicted thermal structure. A deep level of necking (25 km) is required to explain the observed crustal geometries and gravity anomaly signature. The model predicts spatial and temporal variations in rheology during extension with important implications for kinematics of lithospheric thinning. Pre-rift lithospheric conditions, strain-rate and temperature during extension appear to be the key controls on the style of lithospheric rifting and necking in the Tyrrhenian Sea. Secondly, a forward model for basin stratigraphy is presented for the polyphase history of the Tyrrhenian rifting. These model provides quantitative estimates of time-space dependent crustal thinning, rates of extension, subsidence history and water-depth evolution.

PAROLE CHIAVE: Mar Tirreno, Modellizzazione, Subsidenza.

KEY WORDS: Tyrrhenian Sea, Basin modelling, Subsidence.

INTRODUZIONE

Durante gli ultimi venti anni, il Bacino Tirrenico è stato oggetto di intensa esplorazione geofisica e di numerosi studi geologici. L'importanza di questo piccolo bacino estensionale è soprattutto dovuta alla sua giovane età. Le tracce delle fasi di apertura e subsidenza, cominciata 9 milioni di anni fa nel Tortoniano, sono ben conservate nelle caratteristiche geofisiche dell'area (geometrie crostali e litosferiche, anomalie gravimetriche, flusso di calore) e possono fornire importanti informazioni circa i meccanismi operanti durante l'evoluzione del bacino. Al fine di spiegare l'apertura del Bacino Tirrenico, sono state avanzate due classi di ipotesi: la prima considera la tettonica verticale come il solo o il più importante meccanismo di apertura bacinale (VAN BEMMELEN, 1969; HEEZEN *et alii*, 1971; SELLI & FABBRI, 1971; WEZEL, 1982) mentre la seconda pone maggiormente l'accento sull'importanza della distensione associata a sforzi orizzontali (BARBIERI *et alii*, 1973; MOUSSAT, 1983; SCANDONE, 1980; KASTENS *et alii*, 1988; MASCLE & REHAULT, 1990). Sebbene le ipotesi sopra citate sono basate su dati di ottima qualità, esse non sono affiancate da alcuna analisi tettonica quantitativa che possa confermarle. Fino ad ora, pochi sono gli esempi di modelli quantitativi della cinematica del Tirreno. MALINVERNO (1981) ha fornito una stima

dell'età e della paleobatimetria del Mar Tirreno. Un modello termico come quello di MALINVERNO (1981) richiede un tempo di distensione piuttosto lungo (a partire dal Serravalliano) per poter simulare le strutture crostali osservate e l'approfondimento bacinale. Una lunga durata del *rifting* si è dimostrata incompatibile con i risultati dell'*Ocean Drilling Program* (ODP Leg 107) che indicano un inizio del *rifting* nel tardo Tortoniano (SARTORI, 1990). WANG *et alii* (1989) hanno eseguito un test quantitativo di differenti meccanismi di *rifting* basando il loro studio sull'evoluzione termica del bacino. REHAULT *et alii* (1990) hanno presentato un'analisi di subsidenza e un modello termico del margine sardo e della parte centrale del Tirreno adottando un modello di compensazione isostatica. I risultati di REHAULT *et alii* (1990) portarono gli autori a concludere che la base della crosta al di sotto del margine sardo si trovasse a profondità inferiori a quelle suggerite dalla sismica a rifrazione. Questa ipotesi è legata al fatto che, al fine di ottenere i valori osservati di subsidenza, gli autori hanno dovuto considerare dei fattori di assottigliamento più grandi e quindi una crosta meno spessa di quella definita su basi sismiche. WANG *et alii* (1989) hanno presentato un'analisi di una possibile deformazione di tipo *simple-shear* legata al modello di Wernicke (WERNICKE, 1985). La possibilità di un *pure-shear* non viene presa in considerazione in quanto i due margini coniugati, penisola italiana e Sardegna, sono di larghezze diverse. Questa asimmetria appare, comunque, essere soltanto un'asimmetria geometrica e non litologica. La crosta oceanica del Tirreno è circondata da crosta continentale senza una chiara presenza di affioramenti di rocce del mantello come previsto dal modello di Wernicke. L'asimmetria di due margini coniugati è una caratteristica piuttosto comune ai bacini in distensione e non necessariamente indica un'asimmetria profonda (BASSI *et alii*, 1993). Torneremo a discutere dei lavori sopra citati alla luce dei risultati dell'applicazione del nostro modello.

In considerazione della breve storia di distensione e subsidenza termica del Tirreno (9 Ma), le caratteristiche più interessanti sono la grande profondità del bacino nelle zone centrali e la complicata struttura ad *horst* e *graben* dei margini con rigetti lungo le faglie di oltre 2000 metri (WEZEL *et alii*, 1982). Inoltre, questa particolare topografia superficiale è accompagnata ad una Moho dall'andamento piuttosto uniforme (MORELLI *et alii*, 1975; DUSCHENES *et alii*, 1986; RECQ *et alii*, 1984; MEISSNER *et alii*, 1987; ZIEGLER, 1990). Considerando il limitato contributo dato al carico litostatico dalla sottile copertura sedimentaria, la creazione delle geometrie dei margini e della profonda piana batiale del Tirreno richiede un controllo tipicamente tettonico.

Nel presente lavoro applichiamo un modello numerico a differenze finite al fine di simulare sia l'assottigliamento litosferico e crostale che la subsidenza e la stratigrafia del Bacino Tirrenico durante la sua breve evoluzione. Il modello è completamente cinematico nella fase di simulazione dell'assottigliamento mentre, nella compensazione dei carichi verticali variabili durante l'apertura e la subsidenza (peso dell'acqua, peso dei sedimenti, variazioni di densità legate alla temperatura, etc.), vengono tenute in considerazione anche le caratteristiche meccaniche della litosfera. Questo permette di testare diversi modelli di compensazione; da una compensazione completamente isostatica (con li-

tosfera a rigidità zero, il sistema si trova in ogni punto in equilibrio isostatico) ad una compensazione flessurale (con litosfera a rigidità diversa da zero, i carichi sono compensati invece regionalmente, il sistema non si trova in equilibrio isostatico in ogni punto). L'obiettivo del nostro studio è quello di quantificare in modo integrato i parametri cinematici (fattori di assottigliamento e *strain-rate* in funzione del tempo) e la storia di subsidenza/sollevamento che ha caratterizzato l'evoluzione dei vari settori del margine sardo del Tirreno. Un tale approccio non può determinare direttamente quale sia stata la causa dinamica (SPADINI & PODLADCHIKOV, 1996), il "motore", dell'apertura del Tirreno (tettonica orizzontale o verticale, *rifting* attivo o passivo); esso consente però di eseguire un'analisi di base con la quale valutare in maniera numerica le varie ipotesi proposte. Si può quindi dire che la modellizzazione di un bacino sedimentario, come qui viene presentata, più che definire l'ipotesi giusta sul meccanismo dinamico agente, può indicare quali ipotesi sono sicuramente inaccettabili.

## MODELLO TETTONICO

### Contesto tettonico e dati geofisici

Il Mar Tirreno (Fig. 1) è un bacino di inter-arco, sviluppatosi in un'area precedentemente occupata dal sistema orogenico alpino e appenninico. Il blocco ercinico/alpino costituito dalla Sardegna e dalla Corsica segna il limite occidentale del bacino. A nord-est il Tirreno è collegato alle zone interne dell'Appennino, dominate da strutture compressive fino al tardo Miocene e successivamente caratterizzate da una tettonica distensiva ancora attiva (SARTORI, 1990). L'Arco Calabro e le Magrebidi in Sicilia completano verso sud il sistema orogenico che chiude il bacino (BEN AVRAHAM *et alii*, 1992). I risultati delle perforazioni dell'ODP Leg 107 e i dati geologici e geofisici precedentemente raccolti indicano che l'apertura del Tirreno ebbe inizio nel tardo Tortoniano. I dati della sismica a riflessione (MASCLE & REHAULT, 1990) rivelano un basamento caratterizzato da numerose faglie dirette che costituiscono, soprattutto verso i margini, una tipica struttura a *horst* e *graben*. La zona centrale del Tirreno è un'area morfologicamente piatta con profondità massime di oltre 3.600 metri; dai dati di sismica a rifrazione si desume che la Moho si trova, in quest'area, a soli 10 chilometri al di sotto del livello del mare (MORELLI, 1970; FINETTI & MORELLI, 1973; MORELLI *et alii*, 1975; CASSINIS *et alii*, 1979; NICOLICH, 1881, 1985; STEINMETZ *et alii*, 1983; RECQ *et alii*, 1984; DUSCHENES *et alii*, 1986; MEISSNER *et alii*, 1987; ZIEGLER, 1990). La zona, caratterizzata da un basamento basaltico di tipo toleittico con velocità sismiche tipiche di crosta oceanica, è divisa in due parti, il bacino del Vavilov e il bacino del Marsili, separate da un blocco di crosta continentale. Partendo dalla zona centrale, la profondità della Moho aumenta verso i margini raggiungendo i 30 chilometri al di sotto della Sardegna; verso la penisola italiana e la Sicilia il gradiente è più alto e si raggiungono spessori crostali attorno ai 35-40 chilometri. Attraverso l'analisi della propagazione delle onde sismiche (PANZA *et alii*, 1980a e 1980b; PANZA, 1985) si sono ottenute informazioni sulla geometria della base della litosfera che supera i 70 chilometri di profondità sia al di sotto della Sardegna sia al di sotto dei margini

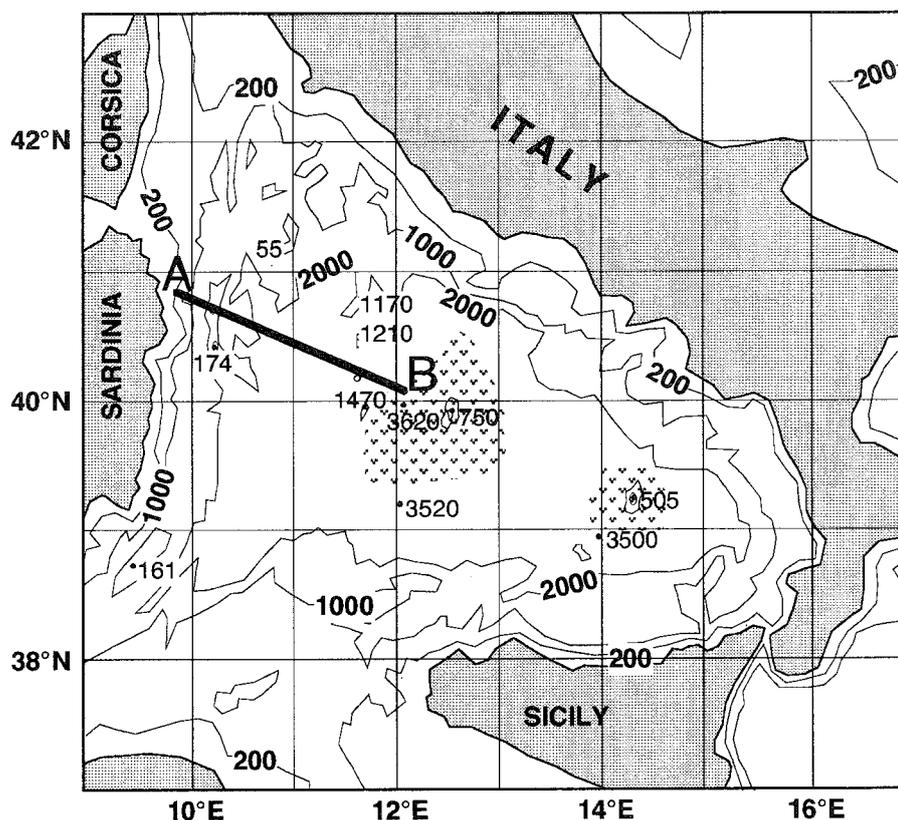


Fig. 1 - Mappa batimetrica semplificata dell'area del Bacino Tirrenico. Sono indicate le aree caratterizzate da crosta oceanica e la sezione da noi analizzata (A-B).

peninsulari italiani per raggiungere livelli più superficiali (30 chilometri) al centro del bacino. La distribuzione del flusso di calore (DELLA VEDOVA *et alii*, 1990; HUTCHINSON *et alii*, 1985) conferma i risultati ottenuti dalla sismica: due zone con alto flusso di calore ( $156 \text{ mW m}^{-2}$  nel bacino del Marsili) corrispondono alle aree dove sono stati individuati i minimi valori di spessore litosferico. I valori più bassi di flusso di calore ( $50 \text{ mW m}^{-2}$ ) sono stati registrati lungo i margini sardo e corso. Una dettagliata mappa delle anomalie gravimetriche di Bouguer (MORELLI *et alii*, 1975) indica valori fortemente positivi al centro del bacino (260 mGal) mentre gli stessi diminuiscono e diventano negativi in Sardegna. Le anomalie *free-air* sono di solito positive e seguono la morfologia del basamento *pre-rift* definita dalla sismica a riflessione. Molte delle osservazioni sopra descritte sono riassunte in Fig. 2.

#### Descrizione del modello

Al fine di simulare i processi di *rifting* che hanno portato alla formazione del margine continentale sardo del Tirreno, utilizziamo un modello numerico bidimensionale (2D) che approssima il comportamento cinematico e termico della litosfera a seguito di un processo di assottigliamento (KOOI *et alii*, 1992; SPADINI *et alii*, 1996). Il modello descrive l'assottigliamento in maniera cinematica mentre la subsidenza viene calcolata tenendo in considerazione le variazioni di densità in funzione della temperatura. Una sezione di litosfera viene riprodotta con una serie di elementi bidimensionali di larghezza costante. A ciascuno di essi vengono assegnati due fattori di assottigliamento,  $\delta$  per l'assottigliamento crostale e  $\beta$  per quello sub-crostantale (ROYDEN & KEEN, 1980). Per facilitare il paragone con

i fattori di distensione, i nostri fattori di assottigliamento sono definiti come  $d_0/d_1$  (spessore iniziale diviso lo spessore finale). Nel modello, l'assottigliamento può essere istantaneo o suddiviso in più fasi di durata finita. Si calcola, quindi, l'evoluzione termica del sistema e, incorporando il carico dovuto all'acqua e ai sedimenti, si simula la storia di subsidenza e le geometrie crostali e litosferiche per un qualsiasi istante durante l'evoluzione del bacino. Le forze di carico che guidano, infatti, la subsidenza di un bacino in distensione consistono di tre componenti principali: assottigliamento crostale, contrazione termica della litosfera e carico dovuto al riempimento del bacino (acqua e/o sedimenti). Prendendo come esempio il caso semplice in cui l'assottigliamento sia istantaneo,  $\delta$  sia uguale a  $\beta$  e il bacino sia riempito solo di acqua, la subsidenza iniziale  $S_i$  dovuta ad assottigliamento è data da (MCKENZIE, 1978):

$$S_i = \frac{a[(\rho_0 - \rho_c) \frac{t_c}{a} (1 - \alpha T_1 \frac{t_c}{a}) - \frac{\alpha T_1 \rho_0}{2}] (1 - \frac{1}{\beta})}{\rho_0 (1 - \alpha T_1) - \rho_w} \quad (1)$$

dove  $\beta$  è il fattore di assottigliamento litosferico,  $\rho_w$ ,  $\rho_c$  e  $\rho_0$  sono rispettivamente le densità dell'acqua, della crosta e del mantello,  $t_c$  ed  $a$  rappresentano rispettivamente gli spessori iniziali della crosta e della litosfera;  $\alpha$  è il coefficiente di espansione termica e  $T_1$  è la temperatura dell'astenosfera. L'assottigliamento litosferico produce subsidenza iniziale  $S_i$  e, contemporaneamente, una perturbazione termica caratterizzata da innalzamento del flusso di calore. Col tempo, que-

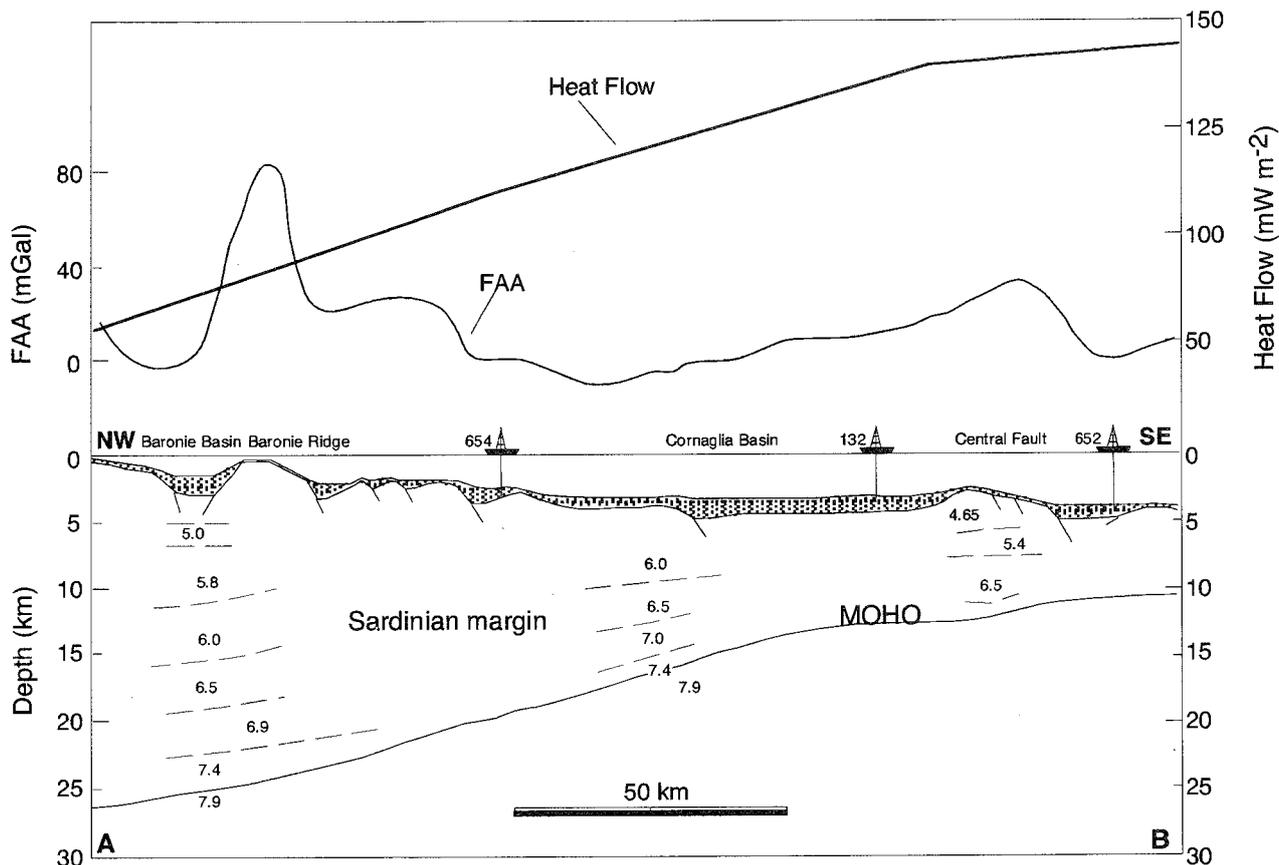


Fig. 2 - Sezione geofisica attraverso la linea A-B (vedi Fig. 1). Sono indicate le strutture crostali, le velocità in km/sec delle onde P, l'ubicazione dei pozzi *Deep Sea Drilling Project/Ocean Drilling Program* (DSDP/ODP), il flusso di calore e l'anomalia gravimetrica secondo Faye (FAA) (MORELLI, 1970). Si rimanda al testo per la discussione.

sta perturbazione termica viene eliminata per raffreddamento del sistema che, contraendosi, produce un'ulteriore subsidenza  $S_T(t)$  detta subsidenza di post-rift. Per calcolare la componente termica della subsidenza è necessario risolvere l'equazione bidimensionale del flusso di calore:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{1}{K} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (2)$$

dove  $T$  è la temperatura all'interno della litosfera,  $x$  è la distanza orizzontale,  $z$  la profondità,  $t$  il tempo e  $K$  rappresenta il coefficiente di diffusività termica. L'equazione differenziale (2) viene risolta utilizzando un algoritmo a differenze finite. Il risultato è la stima della subsidenza termica  $S_T(t)$ . La subsidenza totale che il bacino subirà a seguito di un assottigliamento litosferico è data da  $S_i + S_T(t)$ .

Fin qui abbiamo assunto che ogni tipo di perturbazione applicata alla litosfera sia compensata in ogni punto da una risposta completamente isostatica, il che equivale a dire che ogni segmento litosferico può muoversi verticalmente indipendentemente dai settori circostanti. Se la litosfera oppone una rigidità non nulla alla variazione dei carichi, questa assunzione non è valida. Sotto l'azione di forze, infatti, la litosfera si fletterà compensando le stesse in maniera regionale e non localizzata. L'equazione di flessione elastica è:

$$D \frac{d^4 W(x)}{dx^4} + N \frac{d^2 W(x)}{dx^2} + \rho_{in} g W(x) = q(x) \quad (3)$$

dove  $W$  è la flessione verticale (subsidenza),  $D$  è la rigidità flessurale,  $x$  è la distanza sull'asse perpendicolare al carico,  $N$  rappresenta le eventuali forze applicate orizzontalmente,  $q$  indica la distribuzione laterale del carico,  $\rho_{in}$  la densità del riempimento del bacino e  $g$  è l'accelerazione di gravità. L'equazione (3) viene risolta utilizzando un metodo a differenze finite (BODINE *et alii*, 1981). Un'altra via per quantificare la rigidità della litosfera è quella di definire lo "spessore elastico efficace"  $T_e$  (effective elastic thickness, eet) che può essere espresso in funzione di  $D$ :

$$T_e^3 = \left( \frac{12(1-\nu)D}{E} \right) \quad (4)$$

dove  $E$  è il modulo di Young e  $\nu$  è il rapporto di Poisson.

Nel modello numerico da noi utilizzato, la rigidità della litosfera viene fatta variare utilizzando valori diversi di  $T_e$ . Recenti ricerche hanno sottolineato l'importanza di un altro parametro per l'effetto che i fattori di assottigliamento hanno sulla subsidenza, e quindi sulla morfologia finale di un bacino, è la "depth of necking" ( $Z_{neck}$ ) (WEISSEL & KARNER, 1989). Si tratta

del livello attorno al quale avviene l'assottigliamento, in altre parole è quel livello sul quale, in assenza di gravità e quindi di risposta isostatica, le particelle non hanno movimenti verticali durante l'assottigliamento e la distensione. Al di sopra di questo livello i punti materiali si muoveranno verso il basso, al di sotto verso l'alto. Il valore della "depth of necking" è, come vedremo, di grande importanza per l'evoluzione di un bacino, soprattutto perché modifica l'effetto prodotto dall'assottigliamento litosferico. Semplificando potremmo dire che la subsidenza  $S$  è direttamente proporzionale a  $Z_{neck}$

$$S = (1 - \frac{1}{\beta}) Z_{neck} \quad (5)$$

con  $\beta$  che definisce il fattore di assottigliamento, in questo caso uguale sia per la crosta sia per la litosfera subcrostale.

### Metodologia

La procedura di modellizzazione che abbiamo applicato ad una sezione del margine sardo del Tirreno (Fig. 2) ha come primo obiettivo quello di fissare il numero maggiore possibile di parametri in funzione delle informazioni geologiche e di esplorazione geofisica che sono disponibili. Le variabili libere vengono poi testate, ognuna separatamente dalle altre, al fine di quantificare il loro effetto sull'evoluzione del sistema. Infine, si cerca la miglior combinazione di valori delle variabili in grado di simulare la realtà (evoluzione e situazione attuale). Il risultato è la conoscenza di questi valori incogniti, la stima dell'impatto di ogni variabile fisica sul sistema e la ricostruzione cinematica della storia del bacino sedimentario, la quale può fornire importanti informazioni su periodi di tempo non sufficientemente coperti dai dati. Il modello numerico si estende ben al di là del segmento analizzato (Fig. 1) per evitare gli effetti legati alle condizioni al contorno.

Abbiamo scelto una sezione NO-SE dalle coste nord-orientali della Sardegna fino al Bacino del Vavilov, dove è presente una crosta di tipo oceanico (Fig. 1 e 2). Sulla base delle evidenze ottenute grazie alle perforazioni dell'ODP Leg 107 (KASTENS & MASCLE, 1990) e in accordo con molti studi sismostratigrafici (ZITELLINI *et alii*, 1986; REHAULT *et alii*, 1987; TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; MASCLE & REHAULT, 1990), consideriamo l'inizio della distensione a 9 Ma, nel tardo Tortoriano, e una durata della stessa di 6 Ma. Assumiamo inoltre che

le caratteristiche geometriche e fisiche della litosfera predeformazione siano state simili a quelle dell'attuale blocco sardo. Dati di sismica a rifrazione (NICOLICH, 1981; STEINMETZ *et alii*, 1983; RECQ *et alii*, 1984; FAHLQUIST & HERSEY, 1969; EWING & EWING, 1959; DUSCHENES *et alii*, 1986) e di propagazione di onde di superficie (PANZA *et alii*, 1980a, b) possono quindi indirettamente definire gli spessori crostali (30 km) e litosferici (80 km) antecedenti alla formazione del bacino. Conoscendo gli spessori attuali possiamo calcolare la distribuzione dei fattori di assottigliamento lungo la sezione esaminata (Fig. 3). Questi valori che rappresentano i nostri  $\delta$  e  $\beta$  totali applicati al margine considerato, sono gli stessi che utilizzeremo in tutti i modelli che verranno testati. Mentre i valori totali dei fattori di assottigliamento verranno tenuti fissi, la loro distribuzione nel tempo, quindi i  $\delta$  e  $\beta$  parziali, verranno fatti variare per riprodurre le varie fasi di evoluzione. L'unico vincolo sarà che il prodotto dei fattori parziali dovrà coincidere con i fattori totali derivati dalle osservazioni geofisiche. Come vedremo in seguito, la definizione dei valori parziali di assottigliamento durante le tre fasi in cui abbiamo suddiviso la storia di assottigliamento del margine sardo, saranno il risultato della simulazione stratigrafica. La lista completa dei parametri della modellizzazione appare in Tabella 1.

Table 1 - Model Parameters

	Value	Definition
$a$	80 km	initial lithospheric thickness
$c$	30 km	initial crustal thickness
$T_0$	0 °C	surface temperature
$T_a$	1333 °C	asthenosphere temperature
$k$	$7.8 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$	thermal diffusivity
$T_e$	400 °C	isotherm describing EET
$\alpha$	$3.4 \times 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$	thermal expansion coefficient
$g$	$9.8 \text{ m/s}^2$	gravitational acceleration
$\rho_c$	$2800 \text{ kg/m}^3$	surface density crustal rock
$\rho_m$	$3330 \text{ kg/m}^3$	surface density mantle rock
$\rho_s$	$2800 \text{ kg/m}^3$	sediment grain density
$\rho_w$	$1030 \text{ kg/m}^3$	water density
$\phi_0$	0.55	sediment surface porosity
$c$	$0.55 \text{ km}^{-1}$	compaction depth constant

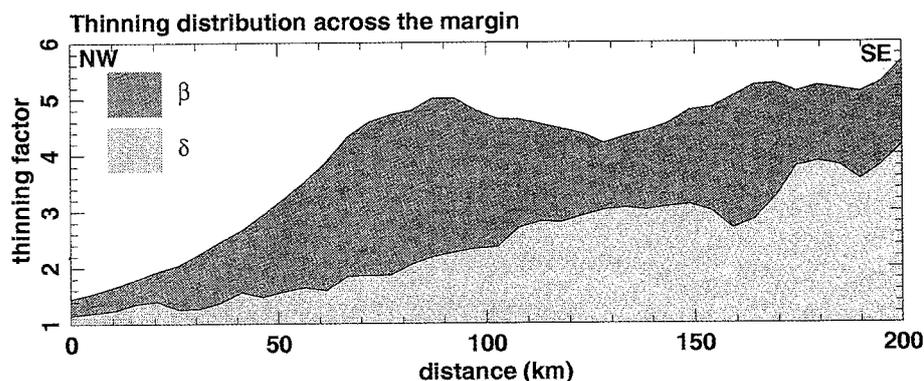


Fig. 3 - Fattori di assottigliamento per le porzioni crostali ( $\delta$ ) e subcrostali ( $\beta$ ) della litosfera lungo il margine. Abbiamo utilizzato questi profili per descrivere la distribuzione dell'assottigliamento per tutti i modelli che abbiamo analizzato.

**“Depth of necking” e “spessore elastico efficace”**

La prima parte della nostra analisi è indirizzata alla quantificazione dei parametri che hanno portato all’attuale geometria crostale (profondità ed andamento del basamento e della *Moho*). Utilizzando differenti valori di  $T_e$  possiamo esaminare la risposta del modello a variazioni di rigidità flessurale. Inoltre, diversi valori di  $T_e$  sono stati applicati a modelli con diverse  $Z_{neck}$ . Sono state utilizzate quattro classi di modelli: la prima è caratterizzata da una risposta puramente isostatica secondo il modello di Airy (Fig. 4a), le altre im-

plementano una compensazione di tipo flessurale con valori crescenti di  $Z_{neck}$  (7.5 km, Fig. 4b; 15 km, Fig. 4c; 25 km, Fig. 4d; 35 km, Fig. 4e). Il modello che utilizza una compensazione isostatica (Fig. 4a) produce una topografia del basamento che si discosta profondamente da quella osservata: il margine inferiore è in media più profondo di quello osservato mentre, nel margine superiore, il modello non riesce a simulare la tipica struttura a *horst e graben*. Inoltre la base della crosta mostra delle irregolarità che non si osservano con la sismica a rifrazione. Per valori bassi di  $Z_{neck}$

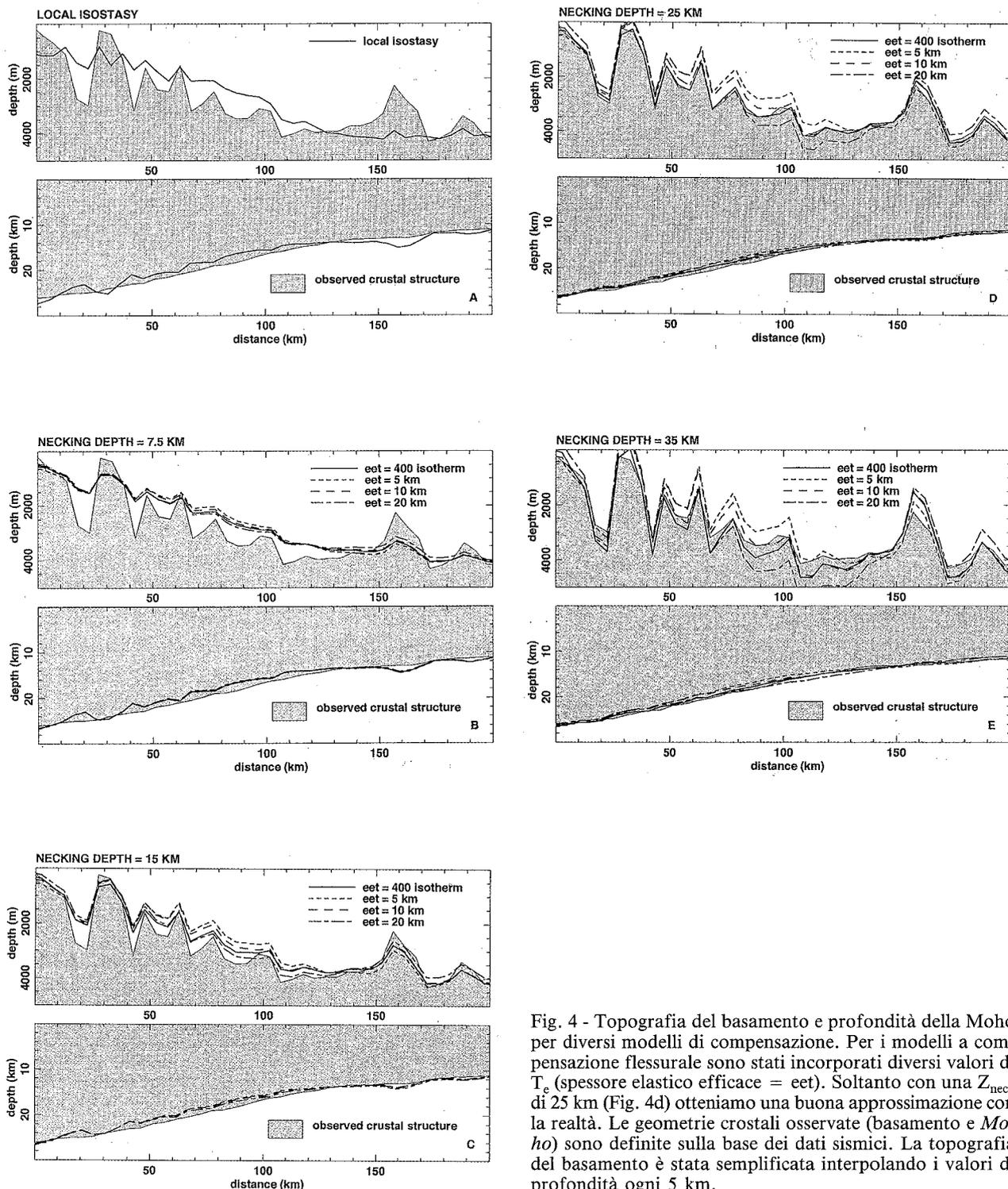


Fig. 4 - Topografia del basamento e profondità della Moho per diversi modelli di compensazione. Per i modelli a compensazione flessurale sono stati incorporati diversi valori di  $T_e$  (spessore elastico efficace = eet). Soltanto con una  $Z_{neck}$  di 25 km (Fig. 4d) otteniamo una buona approssimazione con la realtà. Le geometrie crostali osservate (basamento e *Moho*) sono definite sulla base dei dati sismici. La topografia del basamento è stata semplificata interpolando i valori di profondità ogni 5 km.

(7.5 km) (Fig. 4b) il risultato del modello è qualitativamente simile a quello isostatico e, per le stesse ragioni, non è compatibile con le osservazioni. Con bassi valori di  $Z_{neck}$  il modello ha, inoltre una scarsa sensibilità alle variazioni di  $T_e$ . Per valori di  $Z_{neck}$  corrispondenti a livelli medio-crostantali (15 km) (Fig. 4c) il modello produce una Moho che rimane all'interno dei margini di errore che la sismica ha nel definire la base della crosta. Il modello sarebbe quindi accettabile se non si avessero grandi differenze a livello del basamento *pre-rift*. In realtà la differenza cruciale si osserva sul margine superiore dove, indipendentemente dai valori adottati per  $T_e$ , la nostra simulazione non riesce a riprodurre i bacini stretti e profondi che caratterizzano l'area. Il Bacino delle Baronie, ad ovest dei Monti delle Baronie, ne rappresenta il più tipico esempio: la zona osservata è 1 km più profonda di quanto previsto dal modello (Fig. 4c). La miglior corrispondenza tra modello e osservazioni si ha per un valore di  $Z_{neck}$  attorno ai 25 km (livello crostantale inferiore) (Fig. 4d) e per un  $T_e$  variabile lungo il margine e definito dall'isoterma 400° C. Se si adottano valori di  $Z_{neck}$  superiori (35km) (Fig. 4e), ancora una volta il modello fallisce nel suo intento: le strutture chiave sono i rigetti verticali lungo le faglie. Soltanto con una "depth of necking" di 25 km si riescono a simulare, e anche in maniera estremamente precisa, le geometrie osservate.

## EVOLUZIONE TERMICA E REOLOGIA

I risultati del modello tettonico prevedono un comportamento cinematico del margine controllato da un livello crostantale profondo ( $Z_{neck} = 25$  km). La prossima fase di modellizzazione analizzerà le conseguenze che l'applicazione di questo modello ha sull'evoluzione

termica del bacino, sul flusso di calore e sulla reologia della litosfera. Il modello da noi utilizzato, includendo il calcolo dello stato termico del sistema (vedi "descrizione del modello"), permette di ricostruire la storia termica della litosfera soggetta ad assottigliamento. Per ogni istante durante l'evoluzione del margine, la distribuzione delle isoterme all'interno della litosfera, viene calcolata tenendo in considerazione flussi di calore sia verticali che orizzontali. La Fig. 5 mostra l'evoluzione termica del bacino da 9 Ma (inizio della distensione) fino alla situazione odierna. La Fig. 6 mette in risalto il dettaglio della struttura termica prevista dal modello a 0 Ma (situazione attuale), dopo 6 my di rifting e 3 my di raffreddamento *post-rift*. La struttura termica odierna e la sua evoluzione nel tempo, sono funzione dell'assottigliamento totale subito dalla litosfera e del modo in cui l'assottigliamento stesso è stato distribuito nel tempo (fattori di assottigliamento parziali). La distribuzione dei fattori di assottigliamento parziali, che noi utilizziamo nella nostra analisi di paleo-temperatura (Fig. 5), sono stati definiti utilizzando una procedura di simulazione stratigrafica che sarà descritta e discussa nel prossimo paragrafo. Al fine di testare la capacità del modello di simulare la storia termica del margine e, quindi la struttura termica attuale, abbiamo convertito la distribuzione delle isoterme in flusso di calore superficiale al fine di poterlo confrontare con i dati misurati. La Fig. 7 dimostra che la distribuzione di flusso di calore prevista dal modello è in perfetto accordo con i valori effettivamente misurati (DELLA VEDOVA *et alii*, 1984; 1990; HUTCHINSON *et alii*, 1985).

Al fine di studiare le variazioni laterali e verticali delle proprietà meccaniche (RANALLI, 1987; CLOETINGH & BANDA, 1992) del margine sardo del Tirreno, abbiamo costruito dei diagrammi di resistenza alla rottura

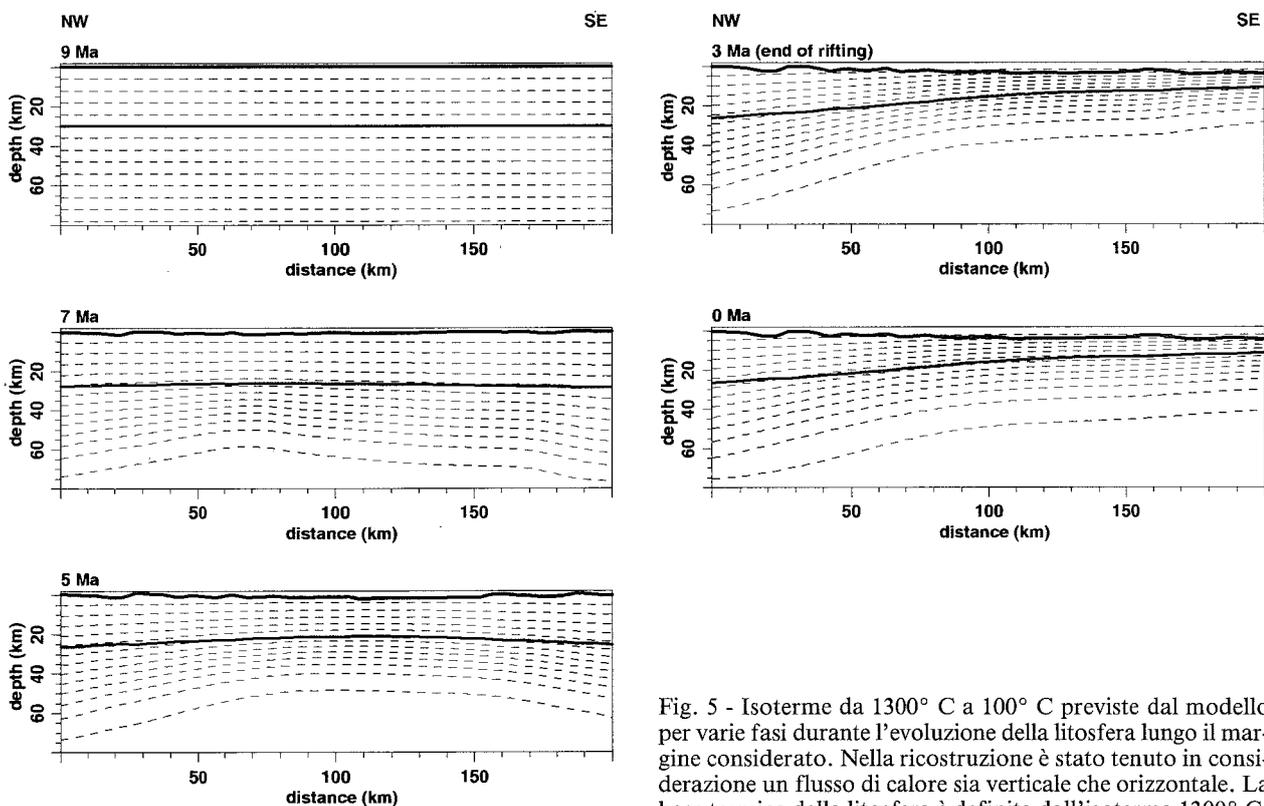


Fig. 5 - Isotherme da 1300° C a 100° C previste dal modello per varie fasi durante l'evoluzione della litosfera lungo il margine considerato. Nella ricostruzione è stato tenuto in considerazione un flusso di calore sia verticale che orizzontale. La base termica della litosfera è definita dall'isoterma 1300° C.

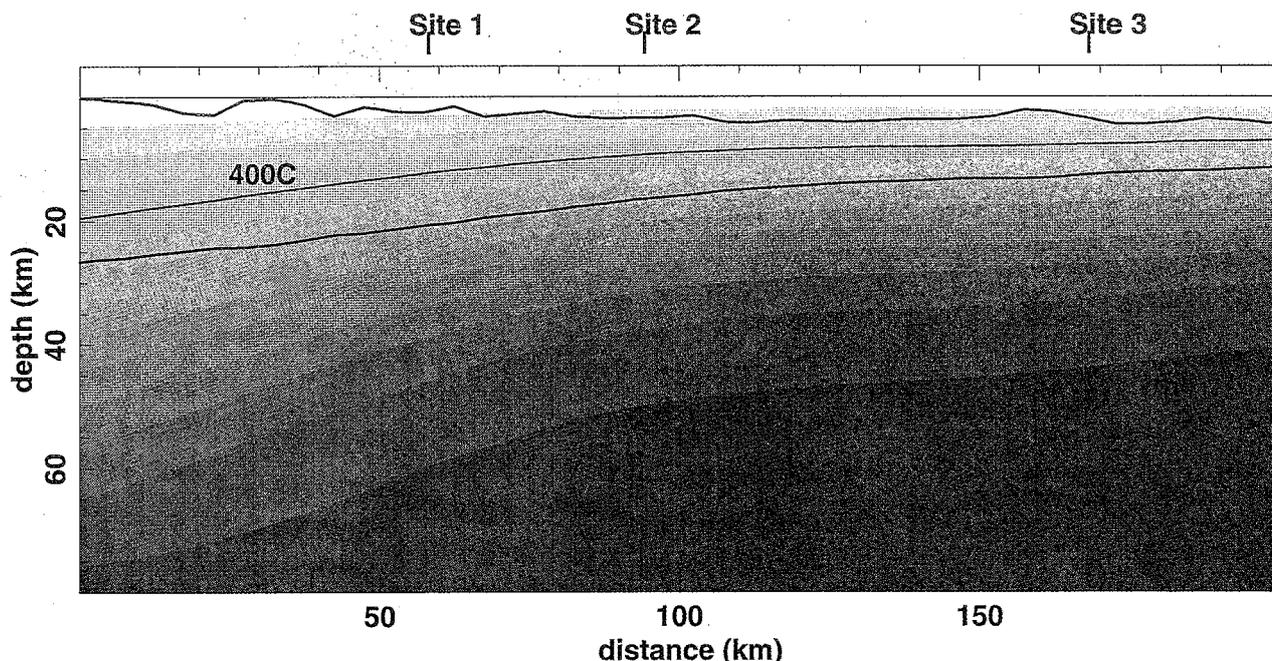


Fig. 6 - Dettaglio della struttura termica attraverso il margine dopo 6 My di distensione e 3 My di raffreddamento post-*rift*. Le isoterme vanno da 1300° C a 100° C. L'isoterma 400° C definisce il  $T_e$  (spessore elastico efficace) del modello. La figura mostra le posizioni per le quali sono stati calcolati i profili di resistenza alla rottura (Fig. 8).

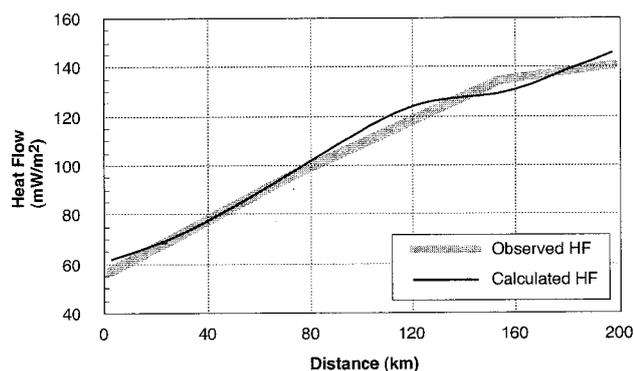


Fig. 7 - Confronto tra il flusso di calore previsto dal modello ( $Z_{neck} = 25$  km) e i valori misurati.

(misurata in mega Pascal) in funzione della profondità per un modello litosferico multistrato. La resistenza è stata calcolata in tre punti del margine: (1) margine sardo superiore, (2) Bacino di Cornaglia e (3) Faglia Centrale (le posizioni sono indicate in Fig. 6). Dalla distribuzione delle isoterme, che abbiamo visto essere compatibile con il flusso di calore misurato, possiamo estrarre il gradiente geotermico nei tre punti considerati. Le proprietà meccaniche da noi calcolate sono, infatti, funzione delle caratteristiche termiche del sistema e sono basate su dati sperimentali di meccanica delle rocce (CARTER & TSENN, 1987). Per il caso in esame è stata considerata una crosta superiore con una reologia di tipo granitico, una crosta inferiore dominata dal diabase e una litosfera subcrostale caratterizzata principalmente rocce ad olivina (BANDA & CLOETINGH, 1992). La distribuzione verticale di questa stratificazione petrologica è definita dalla distribuzione delle velocità sismiche (Fig. 2). Sono state testate reologie sia idrate che anidre, utilizzando un valore costante di tasso

di deformazione di  $10^{-16} s^{-1}$ , un valore adatto a descrivere la deformazione attuale, molto lenta, del margine considerato (CARTER & TSENN, 1987). I risultati dei nostri calcoli (Fig. 8) indicano il Bacino di Cornaglia come la zona attualmente più debole del margine, soprattutto per bassi valori di resistenza del mantello superiore. Questo potrebbe essere dovuto ad alte temperature nel mantello e nella crosta inferiore previste dal modello termico (Fig. 6) e in accordo con valori anomali di flusso di calore ( $134 mW m^{-2}$ ) misurati da HUTCHINSON *et alii* (1985) nella stessa zona. La distribuzione verticale della resistenza nelle tre località esaminate, mostra l'esistenza di due strati forti ubicati, rispettivamente, nella crosta medio-superiore e nel mantello superiore. La presenza di un livello crostale medio-superiore piuttosto competente, che nel Bacino di Cornaglia sembra essere addirittura più forte dello strato sub-crostante (soprattutto per reologie idrate), ha probabilmente giocato un ruolo fondamentale nell'evoluzione del bacino.

## MODELLO STRATIGRAFICO

### Stratigrafia della sezione considerata

L'area interessata dalla sezione da noi esaminata (Fig. 1) è coperta da diversi profili sismici a riflessione (MASCLE & REHAULT, 1990; BARTOLE, 1981; vedi bibliografia inclusa) e soprattutto dal profilo MS1 descritto da FINETTI *et alii* (1970). Approssimativamente lungo la stessa direttrice sono stati perforati cinque pozzi (654, 653, 132, 656 e 652 DSDP/ODP) che hanno fornito una buona calibrazione per le sezioni sismiche e un'ottima caratterizzazione delle litologie. Per costruire una sezione completa (Fig. 9) abbiamo integrato i dati della sismica con i dati dei pozzi. Abbiamo convertito in profondità le sezioni-tempo utilizzando le velocità sismiche delle varie unità misurate nei pozzi (MASCLE &

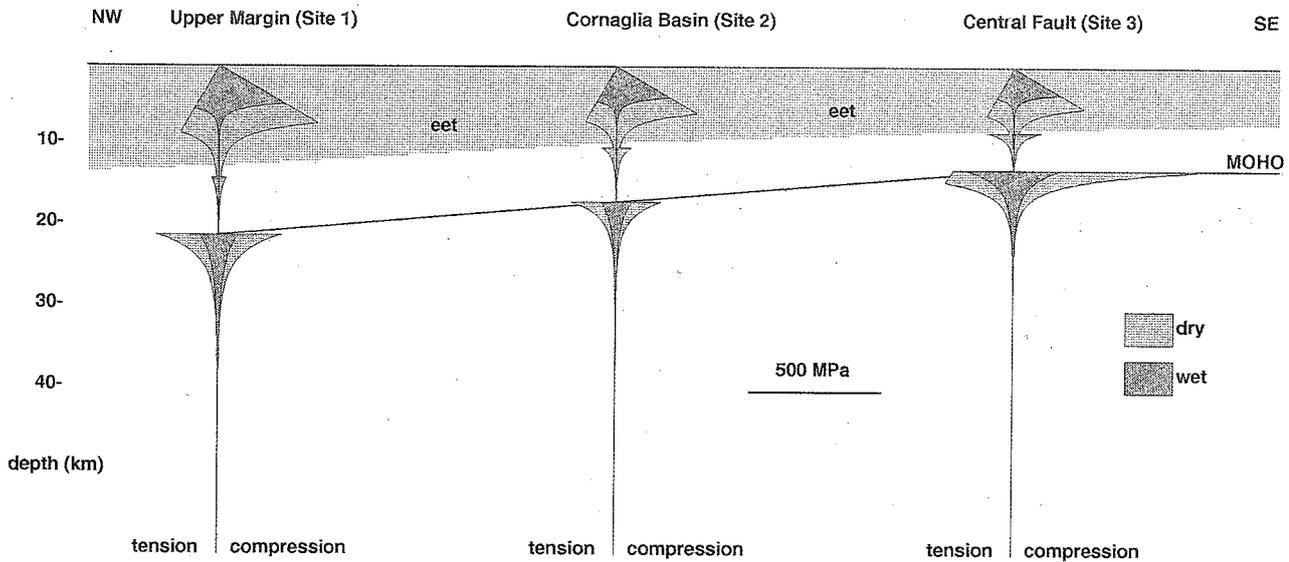


Fig. 8 - Profili di resistenza alla rottura della litosfera, lungo il margine considerato, basati sulla struttura termica odierna prevista dal modello. Si è adottato un modello a tre strati: una reologia caratterizzata da granito e da diabase rispettivamente per la crosta superiore e quella inferiore ed una reologia ad olivina per il mantello superiore. Lo spessore elastico efficace ( $T_e$ ) è controllato dall'isoterma  $400^\circ\text{C}$ .

REHAULT, 1990) e ottenute dalla sismica a rifrazione e dalla sismica a riflessione multicanale (MORELLI, 1985; MASCLE & REHAULT, 1990).

Il fondo mare, lungo il profilo analizzato, mostra un approfondimento a gradini con una zona occidentale a circa 1500 metri di profondità, una centrale a 2500 metri e una zona batiale, verso sud-est, ad oltre 3500 metri. Queste tre unità morfologiche sono spesso indicate come, rispettivamente, il margine superiore, medio e inferiore (KASTENS *et alii*, 1988).

La copertura sismica attraverso il margine superiore, calibrata essenzialmente sul pozzo 654 dell'ODP, permette un buon controllo delle unità e degli orizzonti usati in questo studio. Alcuni dubbi esistono, comunque, sulla posizione del top-Tortoniano nel Bacino delle Baronie (Fig. 9). Nel margine medio, il top-Messiniano e gli orizzonti più giovani risultano ben definiti; per la

porzione più vecchia della successione abbiamo adottato gli spessori interpretati da CURZI *et alii* (1980) e MASCLE & REHAULT (1990). La posizione del basamento pre-rift è stata ottenuta dai dati di sismica a rifrazione (DUSCHENES *et alii*, 1986). Nel margine inferiore la geometria dei vari orizzonti è controllata da numerose sezioni sismiche e pozzi (MASCLE & REHAULT, 1990).

Considerando che le successioni sedimentarie lungo il profilo e l'evoluzione tettonico-stratigrafica del margine sono state qualitativamente descritte da diversi autori (tra gli altri, CURZI *et alii*, 1980; KASTENS *et alii*, 1988; KASTENS & MASCLE, 1990; SARTORI, 1990), riassumeremo soltanto quegli aspetti che sono pertinenti alla nostra discussione. Nella porzione occidentale della sezione, le unità pre-rift sono costituite da rocce metamorfiche e ignee di età ercinica. In Sardegna la coper-

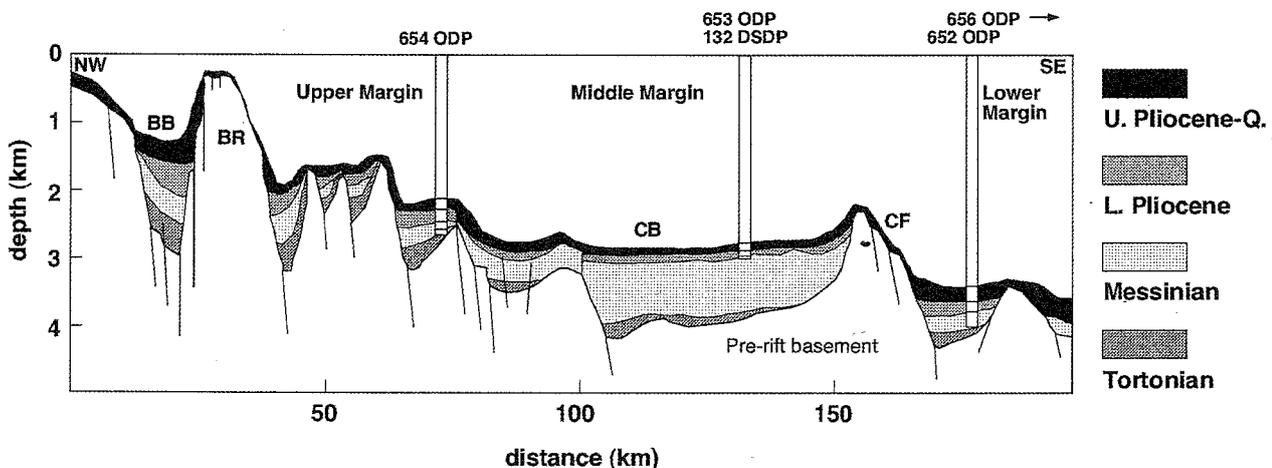


Fig. 9 - Geometria delle principali unità stratigrafiche lungo il margine continentale sardo del Mar Tirreno (A-B in Fig. 1). La figura mostra inoltre la posizione delle perforazioni dell'ODP/DSDP. Le varie abbreviazioni indicano: BB = Bacino delle Baronie, BR = Monti delle Baronie, CB = Bacino di Cornaglia, CF = Faglia Centrale.

tura Mesozoica e Paleogenica è largamente mancante e probabilmente lo è anche sul margine adiacente a causa di erosioni messiniane o antecedenti (CARMIGNANI *et alii*, 1989). Verso est, il substrato della copertura pre-distensiva è costituito da lembi degli orogeni alpino e appenninico, includenti ofioliti dell'oceano Ligure-Piemontese (IGM, 1980; SARTORI, 1986); localmente sono presenti anche rocce metamorfiche (SARTORI, 1986). La transizione tra il basamento Ercinico e Alpino è segnata da un importante lineamento tettonico a direzione NE-SW conosciuto come "Linea Selli" o "Faglia Centrale" (SELLI, 1985; SARTORI, 1986) (Fig. 9).

La distensione comincia nel Tardo Tortoniano (9-8 Ma) (SARTORI, 1990) e finisce nel Pliocene Medio (3.4 Ma) (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987) con la formazione di crosta oceanica nel bacino del Vavilov. La distensione è registrata soltanto ad est della Sardegna ed è ben documentata da variazioni di spessori nelle sequenze sedimentarie controllate dalle faglie, da blocchi tiltati, da cunei sedimentari, con detritici legati all'attività delle faglie normali, così come da strutture a piccola scala quali *shumps*, microfaglie, stratificazioni caotiche, microbrecce e strutture di fuga dell'acqua (FABBRI *et alii*, 1981; REHAULT *et alii*, 1987; KASTENS *et alii*, 1988; MASCLE & REHAULT, 1990). Pur essendoci evidenze di distensione attiva lungo tutto il margine e durante l'intero periodo di *rifting*, la posizione della deformazione più intensa è migrata nel tempo verso SE: essa era ubicata sul margine superiore nel tardo Tortoniano, sul margine medio durante il Messiniano per raggiungere il margine inferiore all'inizio del Pliocene. Non ci sono evidenze di fasi di quiescenza che separano questi eventi e, quindi, nel nostro approccio quantitativo assumiamo che i cambiamenti siano avvenuti in maniera continua.

I livelli tortoniani della successione sin-distensiva sono spazialmente ristretti in *graben* e *half-graben* dove raggiungono spessori massimi di 300-400 metri. La successione comincia con conglomerati subaerei che passano, verso l'alto, a sabbie glauconitiche di acqua bassa e a oozes a nannofossili di mare aperto (ODP 654) (KASTENS & MASCLE, 1990). Gli strati tortoniani sono mancanti sugli alti strutturali e in Sardegna, probabilmente come conseguenza di una fase erosiva messiniana (CARMIGNANI *et alii*, 1989). L'erosione di un basamento cristallino nel Tortoniano è anche suggerito dai dati mineralogici del pozzo ODP 654 (CHAMLEY, 1990). Per erosione messiniana, gli strati tortoniani sono localmente mancanti anche sul margine inferiore.

Durante il Messiniano viene depositata la ben nota sequenza evaporitica (CURZI *et alii*, 1980). Il depocentro della successione era localizzato nel margine medio dove si forma il Bacino di Cornaglia e dove è stata rinvenuta la sequenza evaporitica completa: la porzione inferiore è caratterizzata da livelli di sale con strutture diapiriche e intercalazioni di argilla e anidrite; la sequenza superiore è principalmente costituita dall'alternanza di gesso e marne. La sequenza messiniana, sugli alti strutturali del margine superiore, è caratterizzata da carbonati di acqua bassa. Dal Bacino di Cornaglia, dove gli spessori sono di circa 800 metri, lo spessore dei depositi messiniani diminuisce

simmetricamente verso NO e SE (200-300 metri). Sul margine inferiore le evaporiti sono eteropiche con depositi clastici interpretati come lenti di paleo-pendio (CURZI *et alii*, 1980). Brecce subaeree sugli alti strutturali del margine inferiore sono state individuate da SARTORI (1990). L'autore ha trovato anche indicazioni di un ambiente subaereo nel pozzo ODP 656 per la presenza di paraconglomerati continentali rossi di probabile età messiniana. L'insieme di queste osservazioni è compatibile quindi con la generalizzata assenza, lungo questo segmento della sezione, di strati tortoniani; assenza attribuita ad erosione messiniana (MASCLE & REHAULT, 1990).

All'inizio del Pliocene, un evento erosivo migrante dal margine inferiore verso il margine medio (BARTOLE, 1981), ha causato la formazione di una discordanza angolare al top delle evaporiti messiniane conosciuta come discordanza "M" (BISCAYE *et alii*, 1971). L'evento erosivo fu seguito dalla subsidenza pliocenica del Bacino Tirrenico. Studi sedimentologici indicano una subsidenza pliocenica dei sedimenti messiniani di circa 1000-1500 metri per il margine superiore sardo e di 2500-3000 metri per la piana batiale. La sedimentazione all'inizio del Pliocene era caratterizzata da oozes a nannofossili. Lo spessore dei sedimenti del Pliocene inferiore non supera i 200-300 metri con valori minimi nel Bacino di Cornaglia (50-100 metri); il top dell'unità è segnato da una discordanza del Pliocene medio (la discordanza "X" di SELLI & FABBRI, 1971) che rappresenta la *break-up unconformity* nel Tirreno (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987).

Durante la fase di *post-rift* viene depositata una unità plio-pleistocenica spessa fino a 400 metri, costituita da fanghi calcarei pelagici, ceneri vulcaniche e sapropel; i caratteri complessivi di questa unità indicano una generale fase di trasgressione attiva dalla fine del Messiniano fino ad oggi. Lo spessore massimo dell'unità plio-pleistocenica si trova sul margine inferiore (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987). Verso NO, gli spessori diminuiscono fino a valori tra i 100 e i 200 metri (ODP/DSDP 653-132) con l'eccezione del Bacino della Sardegna dove si hanno spessori di 500 metri dovuti a forti *input* clastici dalla terraferma.

#### Tecnica di modellizzazione stratigrafica

Al fine di simulare la stratigrafia (Fig. 9), e quindi la storia di subsidenza, della sezione in esame, adottiamo il modello precedentemente descritto, incorporando una  $Z_{neck}$  di 25 km e un  $T_e$  definito dall'isoterma 400° C, valori che hanno fornito il risultato migliore nella simulazione della strutture crostali. La subsidenza del bacino in funzione del tempo viene calcolata tenendo conto dell'effetto di carico dell'acqua e dei sedimenti. Si tiene conto della compattazione dei sedimenti, col procedere del seppellimento, utilizzando una relazione porosità-profondità del tipo:

$$\phi(z) = \phi_0 \exp(-cz) \quad (6)$$

con  $z$  che indica la profondità dell'unità considerata,  $\phi_0$  è la porosità in superficie e  $c$  è la costante caratteristica di profondità (Tab. 1). Per ogni fase di evo-

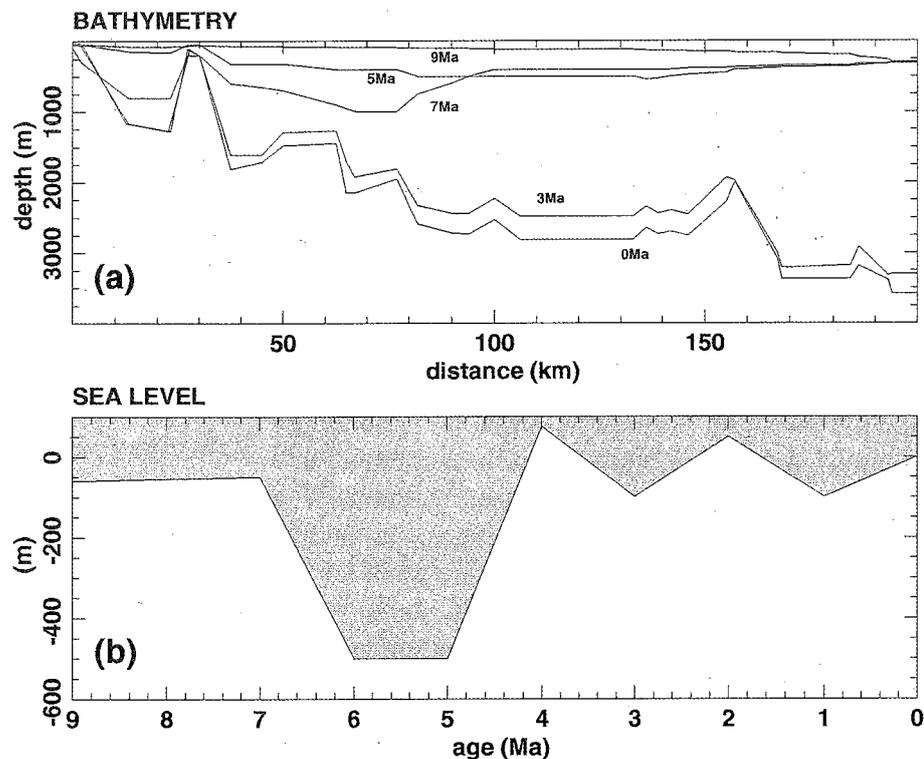


Fig. 10 - Variazioni paleobatimetriche previste dal modello per vari intervalli di tempo (a) e variazioni del livello marino incorporate nella procedura di modellizzazione (b).

luzione del margine (che viene fatta coincidere con le fasi di deposizione delle singole unità), si calcola la subsidenza tettonica, si definisce un valore di paleoprofondità di deposizione (utilizzando informazioni sedimentologiche e paleontologiche) e si riempie lo spazio disponibile con sedimenti. A questo punto, con un processo iterativo, si calcola la subsidenza totale, effetto tettonico più carico.

**Paleoprofondità.** I pozzi dell'ODP (KASTENS & MASCLE, 1990) rappresentano gli unici dati disponibili per le stime di paleoprofondità di deposizione. Per le parti della sezione comprese tra pozzi diversi e per intervalli di tempo per i quali non ci sono informazioni sedimentologiche, non è possibile alcuna stima diretta. Valori approssimati possono essere ottenuti interpolando i dati disponibili. Durante la procedura di modellizzazione questi dati "insicuri" vengono poi fatti variare in modo da simulare la stratigrafia osservata (ROBINSON *et alii*, 1995). L'evoluzione di paleoprofondità che se ne deriva (Fig. 10) è coerente da un punto di vista quantitativo e fornisce informazioni su parametri altrimenti sconosciuti. Questo diventa particolarmente interessante per ricostruire fasi di emersione per le quali non ci sono registrazioni sedimentologiche. Sebbene le stime di paleoprofondità, basate su dati sedimentologici e paleontologici, contengono margini di errore che variano da 100 metri, per i depositi di piattaforma, a 300-400 metri per le facies più profonde, i risultati del nostro modello sono poco dipendenti dai valori adoperati. Questo è dovuto alla breve durata della fase post-rift e alla compensazione isostatica regionale adottata per i carichi.

*Variazioni del livello marino.* Il nostro modello in-

clude anche le variazioni del livello marino indicate dalle curve di HAQ *et alii* (1987), variazioni che potrebbero avere sia una componente eustatica che una tettonica (CLOETINGH, 1991). Abbiamo introdotto una correzione per il Messiniano quando il Mediterraneo fu temporaneamente separato dall'Atlantico e il Tirreno fu caratterizzato da forti tassi di evaporazione (Fig. 10). È stato adottato un valore di -500 metri rispetto all'attuale livello marino, valore che verrà discusso in seguito.

**Fattori di assottigliamento crostali e subcrostali.** Come abbiamo già detto, i valori dei fattori di assottigliamento totali applicati al margine derivano dal confronto delle attuali geometrie litosferiche del margine sardo con gli spessori al di sotto della Sardegna, considerati indicativi della situazione pre-rift. Usando questi valori per una durata della distensione di 6 My, a partire da 9 Ma (SARTORI, 1990), il modello produce una corretta topografia del basamento ma, allo stesso tempo, una geometria delle successioni sin-rift profondamente diversa da quella osservata (Fig. 11a). Un'evoluzione costituita da una sola fase è, infatti, in contraddizione con le osservazioni che dimostrano una migrazione verso SE della distensione (KASTENS & MASCLE, 1990; SARTORI, 1990). Al fine di descrivere questa cinematica, abbiamo suddiviso l'intervallo di *rifting* in tre fasi di 2 Ma ognuna le quali terminano, senza soluzione di continuità, rispettivamente a 7, 5 e 3 Ma. Per semplicità di calcolo, abbiamo utilizzato numeri interi di Ma per definire le varie fasi corrispondenti al Tortoniano, Messiniano e Pliocene inferiore; stime più corrette, rispettivamente 6.5, 4.8 e 3.5 Ma (KASTENS & MASCLE, 1990), non cambiano comunque i nostri risultati. Poiché non c'è evi-

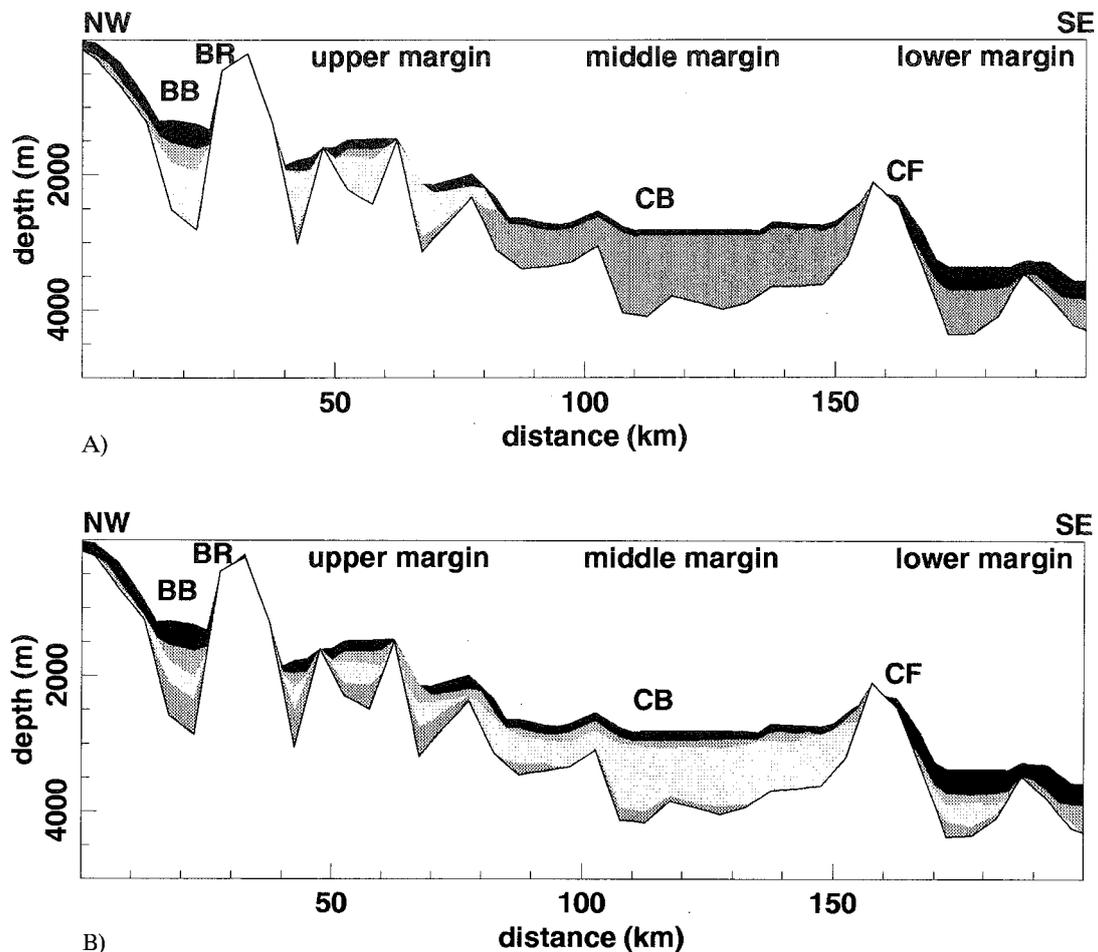


Fig. 11 - (a) Stratigrafia prevista per un singolo evento di *rifting* applicando i fattori di assottigliamento derivati dalle osservazioni (Fig. 3). La geometria che ne risulta è fondamentalmente diversa da quella che si osserva (Fig. 9). (b) Geometria del basamento e stratigrafia prodotta dal modello che incorpora tre fasi di assottigliamento litosferico. BB = Bacino delle Baronie, BR = Monti delle Baronie, CB = Bacino di Cornaglia, CF = Faglia Centrale.

denza di fasi di quiescenza che separano le fasi di *rifting*, i nostri intervalli temporali sono soltanto separazioni artificiali di un processo in realtà continuo. Mentre i fattori di assottigliamento totali sono fissi, quelli parziali, per le varie fasi, non lo sono. Essi vengono fatti variare al fine di riprodurre la stratigrafia osservata. Con questa procedura otteniamo una ottima corrispondenza tra le geometrie prodotte dal modello e quelle osservate (Fig. 11b). La Fig. 12 mostra le variazioni temporali dei fattori di assottigliamento parziali necessarie per simulare la stratigrafia osservata.

#### RICOSTRUZIONE QUANTITATIVA DELLA SUBSIDENZA E DELL'EVOLUZIONE STRATIGRAFICA

##### Meccanismo e tasso di distensione

Comunemente ad altri bacini sedimentari, anche il Tirreno risulta essere al centro di una discussione per

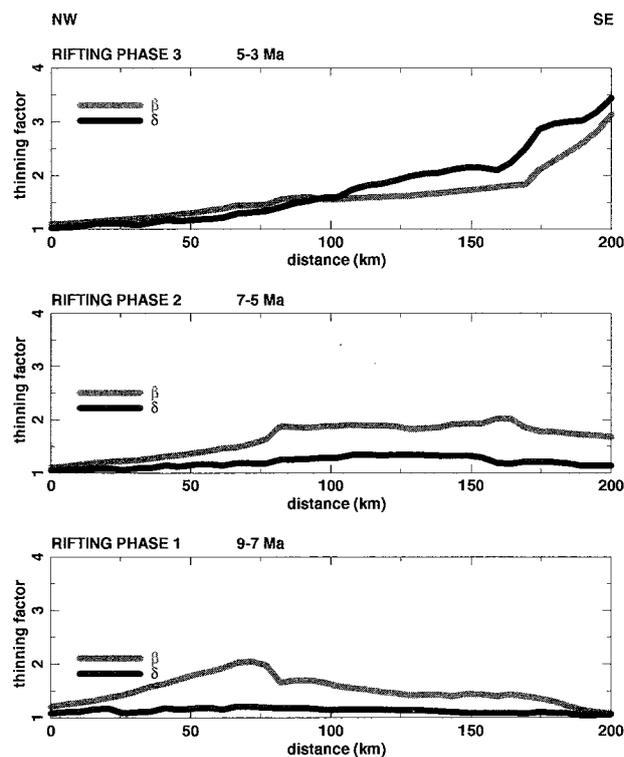


Fig. 12 - Fattori di assottigliamento crostali e subcrostali per le tre fasi di assottigliamento adottate, le quali danno, come risultato, l'ottima corrispondenza tra stratigrafia osservata e quella prevista dal modello (confrontare Fig. 9 con Fig. 11b).

quanto riguarda il meccanismo di distensione litosferica (WANG *et alii*, 1989; REHAULT *et alii*, 1990; MASCLE & REHAULT, 1990): “*pure shear*” o “*simple shear*”?

I diagrammi di Fig. 12 mostrano una generale tendenza dell'area caratterizzata da massimo assottigliamento crostale a coincidere con la zona di maggior assottigliamento subcrostale. Una geometria di *simple shear*, con un assottigliamento crostale nettamente spostato rispetto a quello subcrostale (avremmo una distribuzione dei fattori di assottigliamento diversa da quella in Fig. 12), produrrebbe una stratigrafia e, più importante, un flusso di calore completamente diversi da quelli osservati. Come discuteremo più avanti, infatti, la geometria *pure shear* definita in Fig. 12 produce un flusso di calore compatibile con le misurazioni disponibili. Questo sembra escludere l'esistenza di faglie a basso angolo attraverso l'intera litosfera che possano traslare lateralmente l'assottigliamento. I fattori di assottigliamento subcrostali sono generalmente più alti di quelli crostali. La differenza tra i due è maggiore durante la prima fase di *rifting* e tende a diminuire, fino ad essere quasi eliminata, verso la fase di *break-up* (3 Ma). L'apertura del Tirreno può quindi essere descritta da una geometria di tipo *pure-shear* con fattori di deformazione che variano con la profondità. Nella prima fase deformativa, l'assottigliamento subcrostale molto più pronunciato di quello crostale, suggerisce un *input* termico più grande di quello determinato dalla sola distensione. Questa caratteristica, un riscaldamento che precede e accompagna le prime fasi di *rifting*, è stata messa in evidenza in diverse aree in distensione come il margine passivo di Adria del Mesozoico, esposto nelle Alpi meridionali (BERTOTTI & TER VOORDE, 1994), e la “giunzione tripla” del Mare del Nord (HENDRIE *et alii*, 1993).

Sulla base dei fattori di assottigliamento, ricostruiti tramite il modello stratigrafico, abbiamo calcolato i tassi medi di deformazione (*strain rate*) lungo l'intero margine per gli ultimi 9 Ma. I valori ottenuti mostrano un aumento dal Tortoniano ( $1.9 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ) al Messiniano ( $2.8 \cdot 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ ) fino a raggiungere valori massimi nel Pliocene inferiore ( $1.5 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ ). I valori massimi si incontrano nel margine inferiore dove, nel Pliocene inferiore, si prevede un tasso di deformazione attorno a  $2.0\text{-}2.5 \cdot 10^{-14} \text{ s}^{-1}$ . Assumendo una conservazione della massa lungo la sezione analizzata e tenendo in considerazione la geometria *pure-shear* del *rift*, consideriamo i fattori di assottigliamento come equivalenti a fattori di distensione. Considerando l'angolo tra la sezione considerata e la direzione di distensione nel tempo, definita sulla base di ricostruzioni paleogeografi-

che (DEWEY *et alii*, 1989; PATACCA *et alii*, 1990), otteniamo una velocità relativa di  $4.5 \text{ cm yr}^{-1}$  tra i margini coniugati del Tirreno nel periodo Tortoniano-Pliocene inferiore. Questo è in accordo con le stime di PATACCA *et alii* (1990) i quali calcolarono, con un approccio completamente diverso (ricostruzioni paleogeografiche e paleotettoniche), un valore di  $5 \text{ cm yr}^{-1}$  durante il Tortoniano-Pleistocene inferiore per il sistema Appennino-Tirreno. I risultati del nostro modello ci danno un aumento della velocità nel tempo dal Tortoniano ( $1.5 \text{ cm yr}^{-1}$ ) al Messiniano ( $2.3 \text{ cm yr}^{-1}$ ) per raggiungere, con un forte incremento, i  $9.5 \text{ cm yr}^{-1}$  della fase distensiva WNW-ESE del Pliocene inferiore.

#### La fase di rifting

Nel tardo Tortoniano (tra 9 Ma e 7 Ma) la distensione del futuro margine passivo comincia ad interessare il segmento litosferico adiacente all'attuale Sardegna. Gli assottigliamenti crostali, che abbiamo ricostruito dalla simulazione stratigrafica, raggiungono un valore massimo di ca. 1.2 in un segmento attorno a 50-80 km dal limite nord-occidentale della sezione considerata e diminuiscono in maniera piuttosto simmetrica verso NO e SE (Fig. 12). Il valore medio del fattore di assottigliamento crostale è 1.12 (Tab. 2) mentre quello sub-crostante è di 1.5. La massima subsidenza si ha sul margine superiore coincidente con la zona di massimo assottigliamento. Lateralmente a questo segmento, la subsidenza è molto limitata (Fig. 13 e 14). In Sardegna, al di fuori del profilo considerato, il modello prevede un sollevamento di circa 400 metri. In particolari condizioni climatiche, questo potrebbe aver causato una consistente erosione e spiegherebbe, almeno in parte, la mancanza della copertura Mesozoico-Paleogenica nella parte nord-orientale della Sardegna (CARMIGNANI *et alii*, 1989). Sul margine superiore, la subsidenza del bacino fu compensata soltanto parzialmente dalla sedimentazione con il risultato di un approfondimento del fondo mare di circa 800-1000 metri. Questo è in accordo con il trend trasgressivo riconosciuto nei depositi tortoniani (ODP 654). La continuità del bacino era interrotta da un alto strutturale, i Monti delle Baronie, per il quale il nostro modello prevede un'emersione al di sopra del livello del mare. Verso sud-est, sul futuro margine inferiore, la sedimentazione fu scarsa e la profondità dell'acqua non superò i 300-400 metri, con molte aree emerse al di sopra del livello marino (Fig. 13).

Durante la fase messiniana di distensione (da 7 Ma a 5 Ma) la zona di massimo assottigliamento migra verso SE e viene a trovarsi sul margine medio (Fig. 12). I fattori di assottigliamento crostale per questa fase,

Table 2

phase	time interval (Ma)	mean $\partial$ u. margin	mean $\partial$ m. margin	mean $\partial$ l. margin	mean $\partial$	cumulative $\partial$
3	5 - 3	1.14	1.81	<b>2.89</b>	1.95	2.57
2	7 - 5	1.10	<b>1.29</b>	1.17	1.18	1.32
1	9 - 7	<b>1.15</b>	1.14	1.07	1.12	1.12

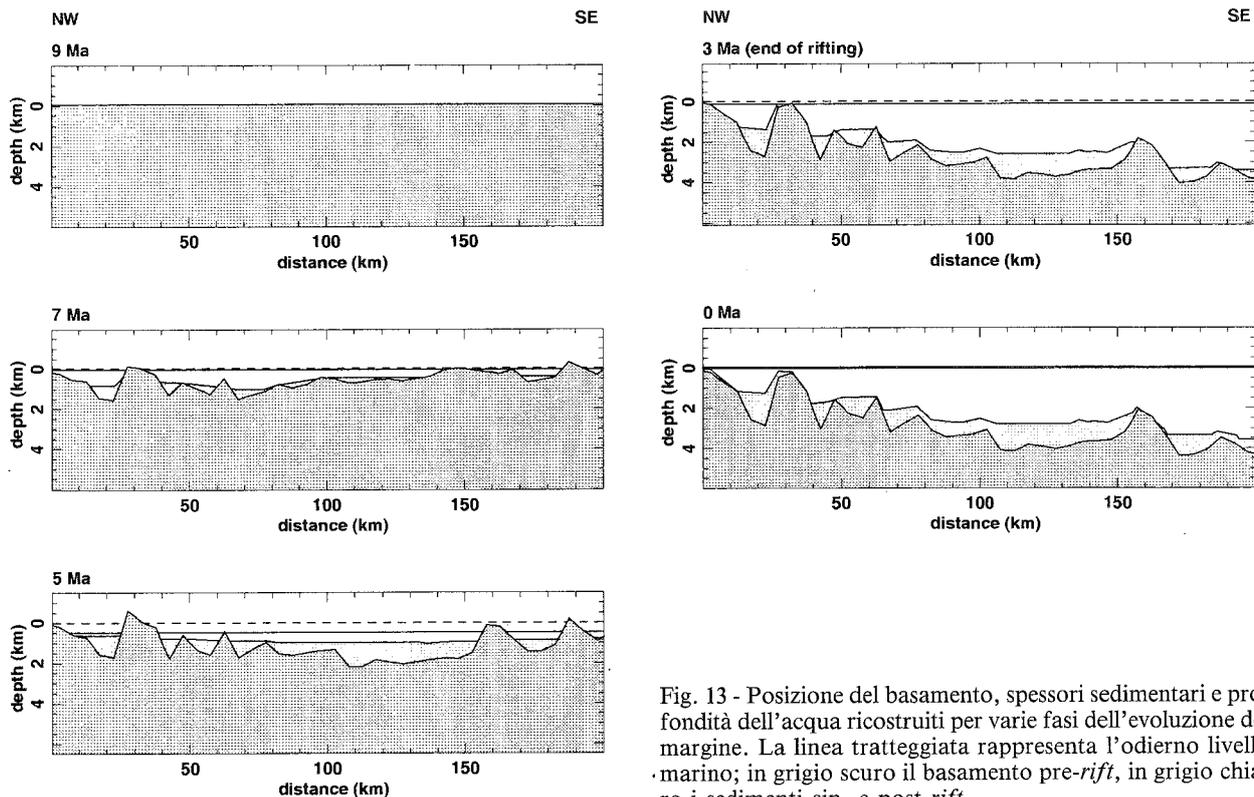


Fig. 13 - Posizione del basamento, spessori sedimentari e profondità dell'acqua ricostruiti per varie fasi dell'evoluzione del margine. La linea tratteggiata rappresenta l'odierno livello marino; in grigio scuro il basamento pre-rift, in grigio chiaro i sedimenti sin- e post-rift.

sono più alti della fase precedente e raggiungono il valore massimo di 1.35 a 110-120 km dal margine NO del profilo. I valori diminuiscono lateralmente in maniera piuttosto simmetrica rispetto ai valori di picco. Il valore medio su tutto il margine sardo è di 1.18 per la crosta e di 1.63 per la porzione subcrostale. I fattori di assottigliamento subcrostale (Fig. 12) sono ancora nettamente più alti ma il rapporto con quelli crostali tende a diminuire. Tralasciando i due picchi isolati a 80 e a 170 km (Fig. 12), i fattori di assottigliamento mostrano una larga area di massimo tra 90 e 160 km; i massimi crostali e subcrostali praticamente coincidono. Come risposta alla distribuzione dei fattori di assottigliamento, l'asse della subsidenza si sposta sul margine medio, portando alla formazione del Bacino di Cornaglia; a 5 Ma il basamento pre-rift raggiunge i 1000-1200 metri al di sotto del livello di riferimento (l'attuale livello marino) (Fig. 13 e 14). In questo periodo fu depositata una spessa sequenza sedimentaria nel Bacino di Cornaglia; la morfologia superficiale del bacino diventa molto uniforme con una profondità media rispetto al livello di riferimento (linea tratteggiata in Fig. 13) di 1000 metri. Nello stesso momento, il basamento della zona della Faglia Centrale (D in Fig. 14) e dei Monti delle Baronie subisce una fase di sollevamento come diretta conseguenza della risposta flessurale della litosfera durante l'apertura. I Monti delle Baronie continuarono a costituire una notevole struttura morfologica che, in periodi di abbassamento del livello marino, doveva raggiungere qualche centinaio di metri di altezza sopra il livello del mare, probabilmente isolando il Bacino delle Baronie dal Bacino di Cornaglia. Nella porzione sud-orientale della sezione, il basamento subiva soltanto una limitata subsidenza (Fig. 13 e 14). La profondità dell'acqua lungo il margine era molto variabile nel tempo a causa delle ripetute inter-

ruzioni del collegamento tra Mediterraneo e Atlantico nello Stretto di Gibilterra (CITA *et alii*, 1990). Così come altri bacini mediterranei, la crisi di salinità e probabilmente il disseccamento del Mar Tirreno furono ripetuti in diversi momenti e contemporaneamente alla subsidenza messiniana, permettendo la deposizione della spessa sequenza evaporitica.

Durante il Pliocene inferiore, la distensione continua ma la posizione del massimo assottigliamento migra verso il margine inferiore, cioè verso l'area che, nel Pliocene superiore, sarà caratterizzata da oceanizzazione. I massimi assottigliamenti crostali determinati attraverso il modello, raggiungono valori fino a 3 e sono localizzati in una zona larga 30-40 km nel settore che costituisce il limite della nostra sezione verso SE (Fig. 12). La distensione, anche se in termini molto ridotti, continua, comunque, ad interessare tutto il margine sardo. Il valore medio di assottigliamento in questa fase è di 1.95, sostanzialmente più alto del precedente. Similmente a quelli crostali, anche i fattori di assottigliamento subcrostali (valore medio uguale a 1.64) mostrano i valori più alti in corrispondenza della futura transizione continente-oceano (Fig. 12). Continuando la tendenza già vista per la fase precedente, la differenza tra i due tipi di fattori è molto ridotta ed essi praticamente coincidono. L'alto flusso di calore associato con questo forte assottigliamento litosferico trova riscontro in un aumento della clorite automorfica a spese di smectite e caolinite, come osservato al pozzo ODP 652 (CHAMLEY *et alii*, 1990). Il modello prevede una subsidenza di alcune centinaia di metri per il margine superiore dove i Monti delle Baronie, pur rimanendo un alto strutturale morfologicamente importante, sono al di sotto del livello del mare a partire da 5 Ma (Fig. 13 e 14). I margini medio e inferiore sono in chiara fase subsidente e, alla fine della distensione,

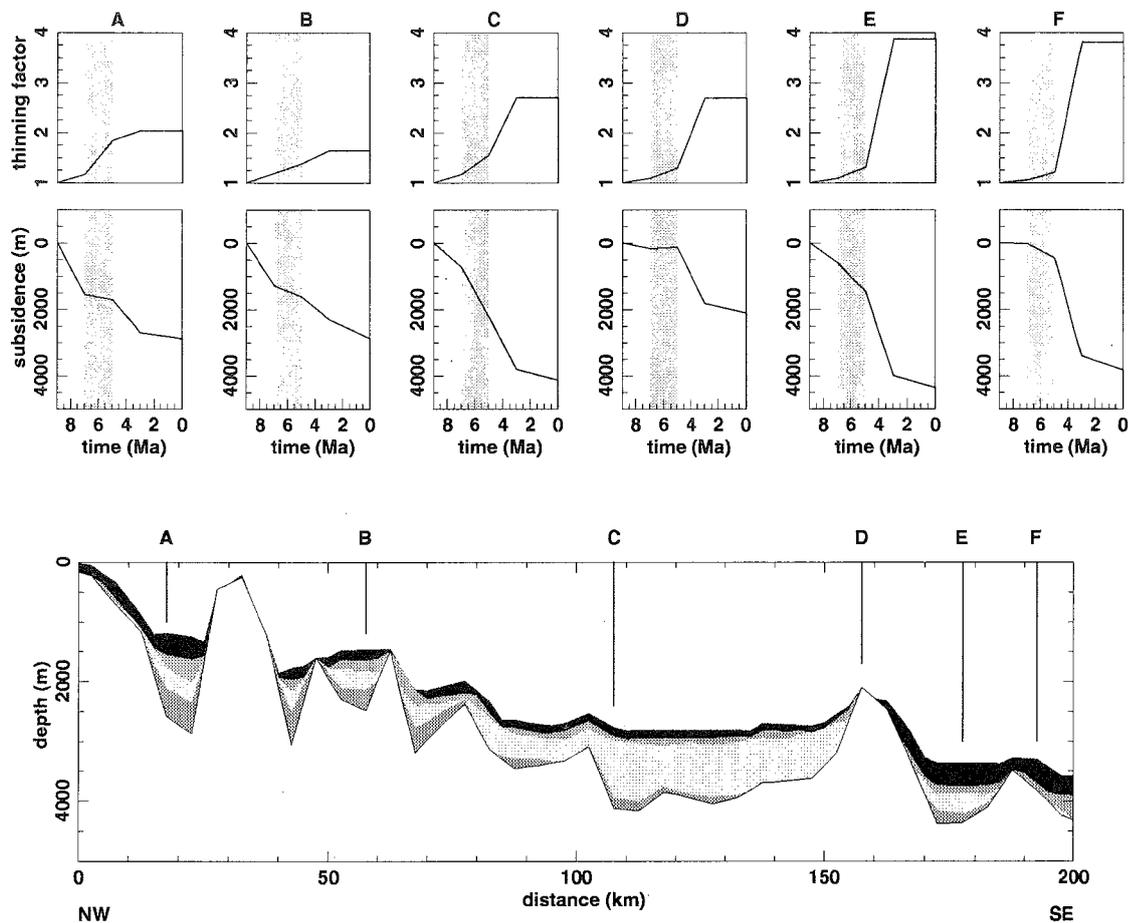


Fig. 14 - Curve di subsidenza ricostruite per varie posizioni lungo il margine. Per gli stessi punti vengono mostrati i valori di assottigliamento crostale nel tempo. Da notare che rallentamenti della subsidenza (posizioni A e B) e fenomeni di sollevamento (posizione D) sono previsti per fasi in cui si ha un'accelerazione dell'assottigliamento (zone ombreggiate). L'apparente paradosso può essere spiegato tenendo in considerazione il sollevamento flessurale dei fianchi del rift.

il basamento pre-rift si trova a circa 3800-4000 metri al di sotto dell'odierno livello del mare. In contrasto con la fase precedente, le aree ai fianchi del luogo di massima distensione subiscono anch'esse subsidenza. Questo probabilmente è la conseguenza del forte assottigliamento che, riscaldando il sistema, causa una diminuzione dello spessore elastico efficace  $T_e$  (da 15-20 km nel Messiniano a 10 chilometri nel Pliocene inferiore, con un minimo di 5 chilometri nel margine inferiore). La sedimentazione non riesce a compensare la subsidenza e il fondo mare viene sostanzialmente approfondito. Questo è particolarmente rilevante per il margine inferiore dove l'interfaccia acqua-sedimento viene spostata da una profondità di 800 metri a 5 Ma fino a 3000 metri 2 My più tardi (Fig. 13).

#### La fase di post-rift

Alla fine dell'attività di distensione, la morfologia del margine era piuttosto simile alla situazione odierna e il bacino subisce successivamente un approfondimento generalizzato dovuto a subsidenza termica (raffreddamento) (Fig. 13). Il modello prevede una subsidenza di 500 metri per il margine inferiore, valori minori sono previsti per i margini medio e superiore. La deposizione della sottile unità Plio-Quaternaria, implica un aumento in profondità dell'acqua non maggiore di 400 metri. Questo è effettivamente in contrasto con alcune analisi di foraminiferi bentonici che sug-

geriscono un approfondimento del margine da 1500 metri (ODP 654) a 2500 metri (ODP 652) per gli ultimi 3 Ma (HASEGAWA *et alii*, 1990). Comunque, la stima dei valori di subsidenza post-rift, nel nostro modello, è particolarmente ben delimitata poiché, anche assumendo una fine della distensione a 4 Ma, e quindi incrementando la durata della fase post-rift, l'approfondimento non supera i 500 metri (Fig. 15). Se le stime paleontologiche sono esatte, dovremmo pertanto tenere in considerazione altri meccanismi di subsidenza che non siano soltanto dovuti al raffreddamento post-rift.

#### PROFONDITA' DEL BACINO PRIMA E DOPO LA CRISI DI SALINITA' DEL MESSINIANO

Le crociere del DSDP Leg 13 e del ODP Leg 107, affiancate a più di venti anni di esplorazione sismica, hanno dimostrato che una larga parte del Bacino Tirrenico è caratterizzata da una sequenza evaporitica di età messiniana che raggiunge i 900 metri di spessore. Hsu *et alii* (1973) hanno interpretato questa sequenza come sedimenti di acqua bassa depositati in un bacino con un livello marino almeno 2 chilometri al di sotto del livello medio dell'Atlantico. Questo ha dato vita ad un acceso dibattito riguardante essenzialmente i processi sedimentari che hanno portato alla deposizione delle evaporiti e la configurazione del bacino immedia-

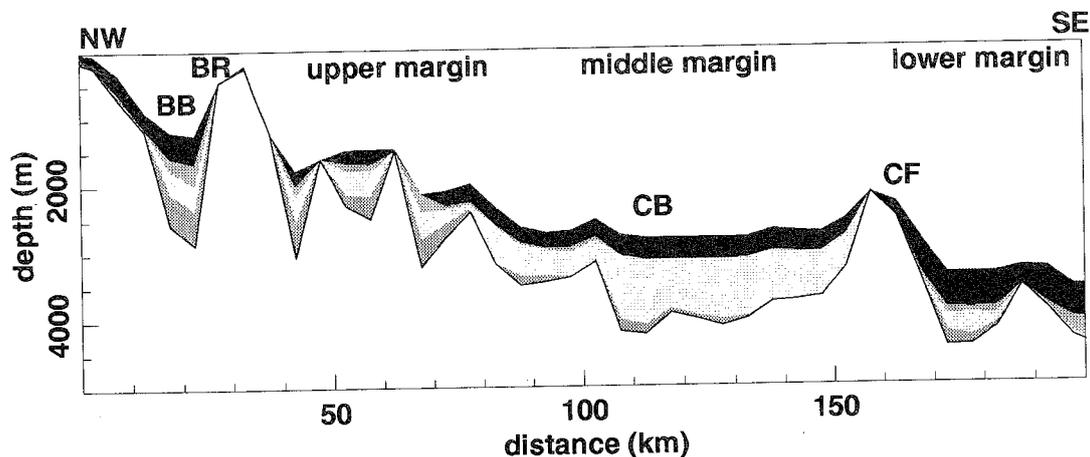


Fig. 15 - Stratigrafia prevista incorporando una fase di post-rift lunga 4 My. L'unità post-rift è indicata in nero. Considerando una fase di raffreddamento post-rift più lunga otteniamo un surplus di sedimenti post-rift rispetto alla stratigrafia osservata. Al fine di ottenere una buona corrispondenza con la stratigrafia dovremmo diminuire la paleoproprietà di deposizione alla fine della fase di *rifting*: in questo modo il previsto approfondimento del bacino durante la fase di post-rift sarebbe stimato attorno ai 400-500 metri. BB = Bacino delle Baronie, BR = Monti delle Baronie, CB = Bacino di Cornaglia, CF = Faglia Centrale.

tamente prima e dopo della crisi di salinità (CITA, 1991). Sebbene sembra esserci un generale consenso sul fatto che le evaporiti si siano depositate in condizioni di acqua bassa, lo stesso non accade per la profondità alla quale il bacino si trovava rispetto alle aree circostanti. Secondo RYAN & CITA (1978), il Mediterraneo occidentale ed orientale, immediatamente prima della crisi messiniana, erano a profondità di alcuni chilometri rispetto alle aree continentali circostanti. Effettivamente, l'argomento più convincente per postulare un Mediterraneo profondo è la considerazione che le aree oceaniche si trovano a grandi profondità rispetto ai continenti e che la stima della profondità stessa dipende dall'età della crosta oceanica. Se questo è vero per la maggior parte dei bacini mediterranei non può essere un argomento consistente per il Bacino Tirrenico che, durante il Messiniano, era ancora caratterizzato da crosta continentale.

Il nostro modello numerico fornisce dei vincoli sulla posizione del basamento e dell'interfaccia acqua-sedimento rispetto all'odierno livello marino. Questo ci permette una stima della massima altezza della colonna d'acqua che deve essere stata ripetutamente evaporata per formare la sequenza evaporitica osservata. Assumendo che un *rift* continentale sia stato la principale causa tettonica che ha portato alla formazione della crosta oceanica tirrenica, le profondità del basamento pre-*rift* e del top della successione sin-*rift* possono variare soltanto all'interno di un limitato intervallo di valori. A 7 Ma, quindi immediatamente prima della crisi di salinità del Messiniano, la parte occidentale del Tirreno, coperta dalla nostra sezione, era caratterizzata da un bacino ubicato alcune decine di chilometri a SE della Sardegna con il top della successione pre-messiniana a circa un chilometro al di sotto dell'attuale livello marino. Il bacino diventava rapidamente meno profondo verso NO e, più gradatamente, verso SE raggiungendo profondità di alcune centinaia di metri (Fig. 13). Negli ultimi 60 chilometri verso SE della sezione considerata, vaste aree erano al di sopra del livello di riferimento. A 5 Ma, che segna la fine della crisi di salinità, la morfologia del bacino cambia drasticamente e diventa molto più regolare. Con l'eccezione dei Mon-

ti delle Baronie e di due alti strutturali verso SE, la gran parte della sommità della sequenza messiniana si trovava approssimativamente a 1000 metri al di sotto dell'attuale livello marino. Accettando le stime date da RYAN & CITA (1978) di più di 2 chilometri per le profondità dell'Oceano Balearico e del Mediterraneo orientale, concludiamo che il fondo mare nel Tirreno, durante il Messiniano, si trovava almeno un chilometro più in alto dei bacini mediterranei circostanti. Per dimostrare ulteriormente questa conclusione abbiamo calcolato il flusso di calore previsto per uno scenario in cui il fondo mare fosse a più di 2000 metri all'inizio della crisi di salinità. Per fare questo abbiamo concentrato l'assottigliamento litosferico, e quindi la subsidenza del Tirreno, nel Tortoniano; in questo modo il modello può simulare una fluttuazione del livello marino nel Messiniano superiore a 2000 metri. Contemporaneamente, però, il flusso di calore previsto a 0 Ma per un tale scenario (Fig. 16) mostra una differenza di circa  $20 \text{ mW m}^{-2}$  se confrontata con i valori osservati. Una forte fase di assottigliamento durante il Pliocene inferiore (Fig. 12), come adottato nel nostro modello originale, permette invece una ottima coincidenza tra il flusso di calore calcolato e le osservazioni (Fig. 16). Concludiamo, quindi, che il sostanziale approfondimento del bacino ebbe luogo soltanto dopo la fine della crisi di salinità, all'inizio del Pliocene. Dopo la fine del Messiniano, con la concentrazione della distensione e dell'assottigliamento nel margine inferiore, una forte subsidenza caratterizzò la già assottigliata crosta continentale del Bacino Tirrenico e tutto il margine si avvicinò alle profondità odierne.

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'evoluzione tettonica del margine sardo del Tirreno risulta essere legata ad un assottigliamento litosferico controllato da un livello crostale profondo. Le diverse possibilità che abbiamo modellizzato dimostrano infatti che la "*depth of necking*" è l'elemento chiave che controlla lo stile del *rift*: la nostra procedura di modellizzazione converge intorno ad un valore di 25 km.

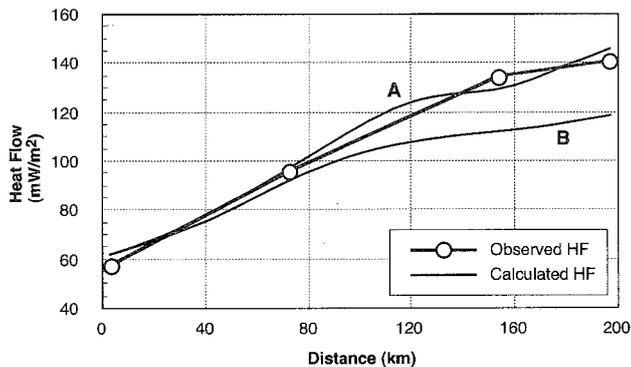


Fig. 16 - Flusso di calore previsto per due diversi scenari di assottigliamento litosferico. A: 6 My di *rifting* con una forte fase di assottigliamento nel Pliocene inferiore concentrato nel margine inferiore; questo produce l'evoluzione tettonica descritta in Fig. 13. B: concentrazione dell'assottigliamento litosferico durante il Tortoniano al fine di produrre un bacino profondo prima dell'evento di disseccamento del Mediterraneo (questo permette una fluttuazione del livello marino durante il Messiniano di piú di 2000 metri). Il confronto è con i valori di flusso di calore misurati (HUTCHINSON *et alii*, 1985).

La topografia del basamento prevista dal modello mette in luce l'importanza di questo parametro. FABBRI *et alii* (1981) spiegarono la subsidenza differenziale tra alti strutturali e bacini come dovuta al carico sedimentario, agente soprattutto nelle depressioni. I nostri risultati mostrano che questo meccanismo non è in grado di riprodurre la topografia osservata. I vari modelli di compensazione mostrati in Fig. 4 tengono in considerazione l'effetto del carico dell'acqua e dei sedimenti; secondo i nostri calcoli questo carico non può produrre piú di 500 metri di subsidenza, ad esempio, nel Bacino di Cornaglia dove la subsidenza totale per gli ultimi 9 Ma supera i 3000 metri. Se ne deduce che le fosse osservate sono di chiara origine tettonica.

REHAULT *et alii* (1990) applicarono un modello tipo-McKENZIE (1978) al fine di simulare l'evoluzione dell'apertura del Tirreno. Nel loro modello l'assottigliamento delle litosfera è sempre compensato isostaticamente in ogni punto; questo porta a grosse differenze tra la topografia del basamento prevista dal modello e quella osservata, soprattutto per i margini superiore e medio. La subsidenza misurata lungo la sezione considerata (che essenzialmente coincide con la nostra) è in accordo con i risultati del modello per gli alti strutturali ma non per le zone profonde e per i *graben* i quali sono sostanzialmente piú profondi di quanto il modello preveda. Per risolvere questo problema gli autori hanno aumentato i fattori di assottigliamento crostale assumendo che la crosta sia in realtà piú sottile di quanto non si deduca dalla sismica a rifrazione. In questo modo essi ottengono un buon risultato nella zona del ODP 654 usando un fattore di assottigliamento di 2.15 invece del misurato 1.6. Abbiamo trattato un simile scenario nel nostro modello isostatico (Fig. 4a): come dimostrato dal nostro modello, le differenze tra subsidenza prevista e osservata possono essere eliminate utilizzando una compensazione flessurale e adottando una "depth of necking" profonda (Fig. 4d). Il nostro approccio sembra essere piú appropriato poiché non abbiamo bisogno di modificare la definizione sismica della Moho (Fig. 2) e di adottare un generale

incremento dei fattori di assottigliamento. Il modello flessurale da noi proposto prevede una subsidenza differenziale tra fosse e alti strutturali senza dover modificare i fattori di assottigliamento. Inoltre, non modificando l'assottigliamento litosferico osservato, siamo in grado di avere una buona corrispondenza tra i valori di flusso di calore dedotti dal modello e quelli misurati lungo il margine; i risultati di REHAULT *et alii* (1990), ottenuti utilizzando una crosta piú sottile, tendono a sovrastimare il flusso di calore.

La presenza di un livello crostale profondo che controlli la cinematica della distensione era stata suggerita anche per altre zone del Mediterraneo occidentale, in particolare per il Bacino di Valencia ( $Z_{neck} = 17-33$  km) (JANSSEN *et alii*, 1993) e nel Golfo dei Leoni (25-35 km) (KOOI *et alii*, 1992). Il risultato dei modelli cinematici indica che l'assottigliamento avviene attorno ad un particolare livello litosferico; il significato dinamico di questo livello è molto piú difficile da determinare. KOOI *et alii* (1992) suggerirono che se la reologia pre-rift della litosfera è dominata da un livello molto resistente, questo può costituire il livello attorno al quale avviene l'assottigliamento durante il *rifting*, così come anche alcuni modelli dinamici suggeriscono (BRAUN & BEAUMONT, 1989; CHÉRY *et alii*, 1992; BASSI *et alii*, 1993) (Fig. 17a). Modelli applicati al margine sudita del Mar Rosso e ai Monti Transantartici, basati su dati di tracce di fissione (VAN DER BEEK *et alii*, 1994), suggeriscono che la cinematica di distensione è controllata dal livello crostale piú forte, corrispondente alla transizione fragile-duttile (Fig. 17b). I risultati del nostro modello cinematico (Fig. 4), combinati con i diagrammi di resistenza calcolati lungo il margine (Fig. 8), indicano che l'assottigliamento avviene attorno ad un livello crostale profondo (25 km) che coincide con una zona debole della litosfera. A prima vista, questo potrebbe sembrare un controsenso ma un piú attento esame dei diagrammi in Fig. 8 rivela che la resistenza della litosfera è dominata da due livelli forti e non da uno solo (Fig. 8): al mantello superiore, appena al di sotto della Moho, si affianca un livello crostale medio-superiore (da 10 a 15 km di profondità) che, per reologie idrate, diventa il piú resistente. Questa "coppia forte" può provocare l'assottigliamento litosferico attorno ad una zona intermedia, nella crosta inferiore debole (Fig. 17c). La presenza di una "coppia forte" può caratterizzare la fase pre-rift di una litosfera giovane (una crosta di 30 km e un gradiente geotermico alto) e può essere mantenuta, in particolari condizioni, anche durante l'evoluzione del rift (ad esempio con un alto tasso di distensione e assottigliamento). In effetti, la resistenza del mantello superiore dovrebbe diminuire con l'aumentare della temperatura durante l'assottigliamento, ma questo effetto può essere compensato se il tasso di deformazione è abbastanza alto. L'importanza relativa della velocità di deformazione e della temperatura che controlla la reologia è il fattore chiave per l'evoluzione di una litosfera in estensione.

Il modello per la simulazione stratigrafica richiede, per il Tirreno, una evoluzione multi-fase definita da una migrazione NO-SE della zona di massima deformazione. La nostra analisi quantitativa descrive uno scenario caratterizzato da un aumento dei fattori medi di assottigliamento subcrostale e crostale e del tasso di deformazione. Contemporaneamente, il rapporto tra i fattori di assottigliamento subcrostale e i fattori di assottigliamento crostale è andato diminuendo durante

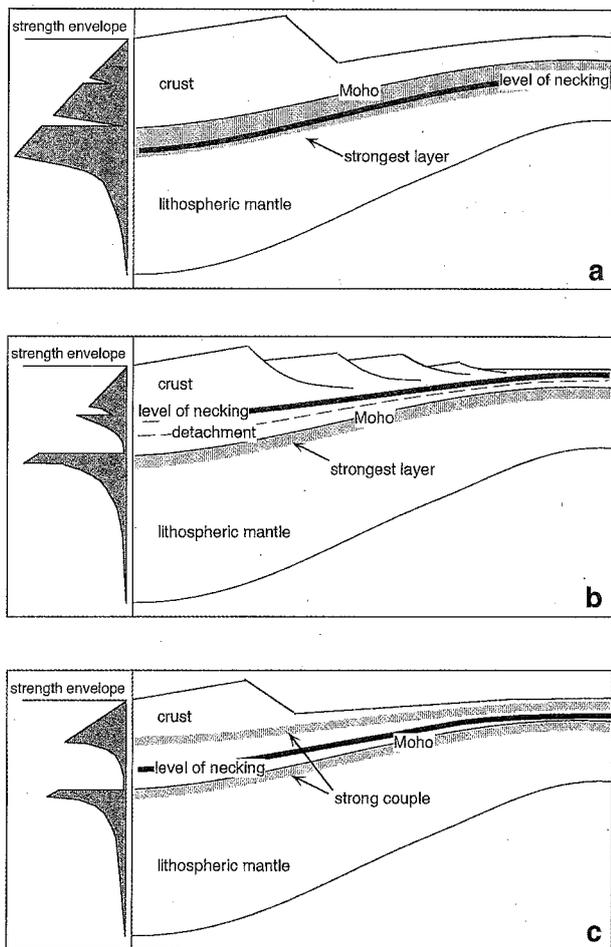


Fig. 17 - Schema rappresentante l'assottigliamento litosferico con diverse interpretazioni dinamiche del "level of necking" ( $Z_{neck}$ ). (a) Modello *pure-shear* dominato da un livello litosferico subcrostale molto resistente. La resistenza della parte superiore del mantello controlla la posizione del "level of necking" (modificato da Kooi *et alii*, 1992). (b) Modello *simple-shear* per la crosta superiore con la presenza di un livello di scollamento intracrostale. Il mantello superiore è più resistente ma l'assottigliamento è controllato dal livello forte medio-crosta, alla transizione tra comportamento fragile e duttile (modificato da VAN DER BEEK *et alii*, 1994). (c) Modello *pure-shear* con due livelli resistenti (il mantello superiore e la crosta medio-superiore). La "coppia forte" costringe l'assottigliamento ad aver luogo attorno ad un livello intermedio, nella crosta inferiore debole (il nostro scenario).

l'evoluzione del margine ed essi praticamente coincidono durante l'ultima fase di deformazione. I tassi di distensione derivati dai fattori di assottigliamento corrispondono alle stime ottenute da PATACCA *et alii* (1990) per il sistema Tirreno meridionale-Appennino. Questo suggerisce che la nostra approssimazione nel considerare i fattori di assottigliamento equivalenti ai fattori di distensione è largamente applicabile al Bacino Tirrenico. Effettivamente, la conservazione della massa durante il *rifting*, necessaria per tale approssimazione, è suggerita dal fatto che, a sud del 41° parallelo, in Tirreno non ci sono evidenze di un considerevole magmatismo sin-rift (9-3.5 Ma) (SARTORI, 1986; SERRI, 1990). La distensione crostale accompagnata da forte magmatismo è confinata nel Tirreno settentrionale (SERRI *et alii*, 1993), a nord della discontinuità litosferica del 41° parallelo (SERRI, 1990; WEZEL, 1985; PATACCA *et alii*,

1990; SARTORI, 1990; SPADINI & WEZEL, 1994). Larghe quantità di basalti toleitiici sono stati eruttati nel Tirreno meridionale (bacini del Marsili e del Vavilov) (SERRI, 1990) soltanto dopo il *break-up* continentale e sono legate alla formazione di crosta oceanica durante la fase di *post-rift* dell'apertura del bacino.

Il margine sardo del Tirreno è caratterizzato da una complessa storia di subsidenza. Per ogni fase evolutiva, i vari segmenti del margine sono caratterizzati da movimenti verticali diversi in valore ed anche in segno (Fig. 13 e 14). Generalmente, per un dato intervallo di tempo, esiste una zona relativamente ristretta caratterizzata da forte subsidenza alla quale sono affiancate aree che, pur interessate da distensione, subiscono una subsidenza limitata o addirittura sollevamento. Questo pattern evolutivo è evidente per il Messiniano quando i fianchi dell'asse di *rift*, localizzati su i due lati del Bacino di Cornaglia, non sono interessati da un forte assottigliamento (Fig. 14). Il modello mostra che questi movimenti differenziali non sono casuali ma sono espressione di uno stesso meccanismo, il *rifting* di un segmento litosferico che mantiene una certa resistenza intrinseca. Come conseguenza, si stabilisce un legame dinamico tra i vari segmenti del margine e i carichi vengono compensati in maniera regionale. A causa degli alti valori di  $Z_{neck}$  i fianchi delle aree maggiormente assottigliate subiscono una limitata subsidenza o addirittura sollevamento. Un sollevamento flessurale, come conseguenza di un assottigliamento litosferico, era stato proposto come causa dinamica dei sollevamenti che caratterizzano i fianchi di un *rift* in formazione (BRAUN & BEAUMONT, 1989; WEISSEL & KARNER, 1989). La nostra analisi mette in evidenza l'importanza di questo fenomeno all'interno del *rift* stesso: se la distensione è diacrona, la posizione del massimo assottigliamento è migrante, anche i sollevamenti laterali sono migranti e i loro effetti si sovrappongono alla generale subsidenza del margine.

#### BIBLIOGRAFIA

- BANDA E. & CLOETINGH S. (1992) - *Physical properties of the lithosphere*, in *The European Geotraverse, a Continent Revealed*, edited by D. Blundell, R. Freeman, and S. Mueller, Cambridge University Press, pp. 71-80, New York.
- BARBIERI F., GASPERINI P., INNOCENTI F. & VILLARI L. (1973) - *Volcanism of the southern Tyrrhenian Sea and its geodynamics implication*. *J. Geophys. Res.*, **78**, 5221-5232.
- BARTOLE R. (1981) - *Seismic evidence of an earlier Pliocene erosional surface in the deep part of the Tyrrhenian Sea*. In: *Sedimentary Basins of Mediterranean Margin*, edited by F.C. WEZEL, pp. 127-145, Tecnoprint, Bologna.
- BASSI G., KEEN C.E. & POTTER P. (1993) - *Contrasting styles of rifting: models and examples from the eastern Canadian margin*. *Tectonics*, **12**, 639-655.
- BEN AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1992) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione continentale neogenico-quaternaria nel Mediterraneo centrale*. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, **45**, 453-462.
- BERTOTTI G. & TER VOORDE M. (1994) - *Thermal effects of normal faulting during rifted basin formation. 2: the Lugano-Val Grande normal fault and the role of the pre-existing thermal anomalies*. *Tectonophysics*, **240**, 145-157.
- BISCAYE P., RYAN W.B.F. & WEZEL F.C. (1971) - *Age and nature of the Pan-Mediterranean subbottom reflector M*. In: *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, edited by D.J. STANLEY, Hutchinson & Ross, Dowden, 83-90.
- BODINE J.H., STECKLER M.S. & WATTS A.B. (1981) - *Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere*. *J. Geophys. Res.*, **86**, 3695-3707.

- BRAUN J., & BEAUMONT C. (1989) - *A physical explanation of the relation between flank uplifts and the breakup unconformity at rifted continental margins*. Geology, **17**, 760-764.
- CASSINIS R., FRANCIOSI R. & SCARASCIA S. (1979) - *The structures of the Earth's crust in Italy: A preliminary typology based on seismic data*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **21**, 105-126.
- CARMIGNANI L., CHERCHI A. & RICCI C.A. (1989) - *Basement structure and Mesozoic-Cenozoic evolution of Sardinia*. In: The lithosphere in Italy, edited by A. BORIANI, M. BONAFEDE, G.B. PICCARDO & G.B. VAI, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, 63-92.
- CARTER N.L. & TSENN M. (1987) - *Flow properties of continental lithosphere*. Tectonophysics, **136**, 27-63.
- CHAMLEY H., DEBRABANT P., ROBERT C., MASCLE G., REHAULT J.P. & APRAHAMIAN J. (1990) - *Mineralogical and geochemical investigations on latest Miocene deposits in the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107)*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 153-167.
- CHÉRY J., LUCAZEAU F., DAIGNIÈRES M. & VILLOTTE J.P. (1992) - *Large uplift of rift flanks: A genetic link with lithospheric rigidity?* Earth Planet. Sci. Lett., **112**, 195-211.
- CITA M.B., SANTAMBROGIO S., MELLILLO B. & ROGATE F. (1990) - *Messinian paleoenvironments: new evidence from the Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107)*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 211-227.
- CITA M.B. (1991) - *Development of a scientific controversy*. In: Controversies in modern geology, edited by D.W. MULLER, J.A. MCKENZIE and H. WEISSERT, Academic Press, 13-23.
- CLOETINGH S. (1991) - *Tectonics and eustasy: a controversy?* In: Controversies in modern geology, edited by D.W. MULLER, J.A. MCKENZIE and H. WEISSERT, Academic Press, 249-277.
- CLOETINGH S. & BANDA E. (1992) - *Mechanical structure*. In: "The European Geotraverse, a Continent Revealed", edited by D. BLUNDELL, R. FREEMAN and S. MUELLER, Cambridge University Press, New York, 80-90.
- CURZI P., FABBRI A. & NANNI T. (1980) - *The Messinian evaporitic event in the Sardinia Basin area (Tyrrhenian Sea)*. Mar. Geol., **34**, 157-170.
- DELLA VEDOVA B., PELLIS G., REHAULT J.P. & FOUCHER J.P. (1984) - *Geothermal structure of the Tyrrhenian Sea*. Mar. Geol., **55**, 271-289.
- DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PELLIS G. & PASQUALE V. (1990) - *Heat flow and tectonics along the EGT southern segment*. In: Sixth EGT Workshop: Data Compilations and Synoptic Interpretation, edited by R. FREEMAN and S. MUELLER, European Science Foundation, Strasbourg, 431-440.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.V. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: Alpine Tectonics, edited by M.P. COWARD, D. DIETRICH & R.G. PARK, Geol. Soc. Spec. Publ., London, **45**, 265-283.
- DUSCHENES J., SINHA M.C. & LOUDEN K.E. (1986) - *A seismic refraction experiment in the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J.R. Astron. Soc., **85**, 139-160.
- EWING J. & EWING M. (1959) - *Seismic refraction measurements in the Atlantic Ocean basins, in the Mediterranean Sea, on the Mid Atlantic Ridge, and in the Norwegian Sea*. Geol. Soc. Am. Bull., **70**, 291-318.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: Sedimentary Basins of Mediterranean Margin, edited by F.C. WEZEL, Tecnoprint, Bologna, 101-126.
- FAHLQUIST D.A. & HERSEY J.B. (1969) - *Seismic refraction measurements in the western Mediterranean Sea*. Bull. Inst. Oceanogr., **67**, 1-52.
- FINETTI I., MORELLI C. & ZARUDZKI E. (1970) - *Reflection seismic study of the Tyrrhenian Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **12**, 311 pp.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of the Mediterranean Sea*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **15**, 263-341.
- HAQ B.U., HARDENBOL J. & VAIL P.R. (1987) - *Chronology of the fluctuating sea-levels since the Triassic (250 my to present)*. Science, **235**, 1156-1167.
- HASEGAWA S., SPROVIERI R. & POLUZZI A. (1990) - *Quantitative analysis of benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian Sea. ODP Leg 107*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 461-478.
- HEEZEN B.C., GRAY C., SEGRE A.G. & ZARUDSKI E.F.K. (1971) - *Evidence of foundered continental crust beneath the Central Tyrrhenian Sea*. Nature, **229**, 327-329.
- HENDRIE D.B., KUSZNIR N.J. & HUNTER R.H. (1993) - *Jurassic extension estimate for the North Sea "triple junction" from flexural backstripping: Implications for decompression melting models*. Earth Planet. Sci. Lett., **116**, 113-127.
- HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**, 240-244.
- HUTCHINSON I., VON HERZEN R.P., LOUDEN K.E., SCLATER J.G. & JEMSEK J. (1985) - *Heat flow in the Balearic and Tyrrhenian Basins, western Mediterranean*. J. Geophys. Res., **90**, 685-702.
- I.G.M. (1980) - *Ricerca interprogetto sull'origine ed evoluzione del Mar Tirreno e dei suoi margini*. Rapp. Tec. I.G.M., **10**, 26p.
- JANSEN M.E., TORNÉ M., CLOETINGH S. & BANDA E. (1993) - *Pliocene uplift of the eastern Iberian Margin: inferences from quantitative modelling of the Valencia trough*. Earth Planet. Sci. Lett., **119**, 585-597.
- KASTENS K. (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and back-arc basin evolution*. Geol. Soc. Am. Bull., **100**, 1140-1156.
- KASTENS K. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of the Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of the ODP Leg 107*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 3-26.
- KOOI H., CLOETINGH S. & BURRUS J. (1992) - *Lithospheric necking and regional isostasy at extensional basins. 1. Subsidence and gravity modelling with an application to the Gulf of Lions Margins (SE France)*. J. Geophys. Res., **97**, 17, 553-17, 571.
- MALINVERNO A. (1981) - *Quantitative estimates of age and Messinian paleobathymetry of the Tyrrhenian Sea after seismic reflections, heat flow and geophysical models*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **23**, 159-171.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) - *A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian Sea: implications for the basin evolutions*. Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 617-636.
- MCKENZIE D.P. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. Earth Planet. Sci. Lett., **40**, 25-32.
- MEISSNER R., WEVER TH. & FLUH E.R. (1987) - *The Moho in Europe - Implications for crustal development*. Ann. Geophys., **25**, 357-364.
- MORELLI C. (1970) - *Physiography, gravity and magnetism of the Tyrrhenian Sea*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **12**, 275-309.
- MORELLI C., PISANI M. & GANTAR C. (1975) - *Geophysical anomalies and tectonics in the western Mediterranean*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **18**, 211-249.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolutions de la Mer Tyrrhénienne Centrale et Orientale et de ses marges septentrionales en relation avec la néotectonique dans l'arc Calabrais*. Ph.D. thesis, Université P. M. Curie, Paris, 122 pp.
- NICOLICH R. (1981) - *Il profilo Latina-Pescara e le registrazioni mediante OBS nel Mar Tirreno*. Atti 1° Conv. Ann. Gruppo Naz. Geofis. Terra Solida, **2**, 621-633.
- NICOLICH R. (1985) - *EGT Southern Segment: reflection seismic in the offshore areas*. In: Second EGT Workshop: The Southern Segment, edited by D.A. GALSON & S. MUELLER, European Science Foundation, Strasbourg, France, 33-38.
- PANZA G.F., CALCAGNILE G., SCANDONE P. & MUELLER S. (1980a) - *La struttura profonda dell'area mediterranea*. Scienze, **141**, 60-89.
- PANZA G.F., MUELLER S. & CALCAGNILE G. (1980b) - *The gross features of the lithosphere-asthenosphere system in Europe from seismic surface waves and body waves*. Pure Appl. Geophys., **118**, 1209-1213.
- PANZA G.F. (1985) - *Lateral variations in the lithosphere in correspondence of the Southern Segment of EGT*. In: Second EGT Workshop: The Southern Segment, edited by D.A. GALSON & S. MUELLER, European Science Foundation, Strasbourg, France, 47-51.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arc: Kinematic relations since late Tortonian times*. Mem. Soc. Geol. Ital., **45**, 425-451.
- RANALLI G. (1987) - *Rheology of the Earth*. ALLEN & UNWIN, Winchester, Mass., 366 pp.
- RECQ M., REHAULT J.P., STEINMETZ L. & FABBRI A. (1984) - *Amincissement de la croûte et accréation au centre du bassin Tyrrhénien d'après la sismique réfraction*. Mar. Geol., **55**, 411-428.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. Mar. Geol., **74**, 123-150.
- REHAULT J.P., TISSEAU C., BRUNET M.F. & LOUDEN K.E. (1990) - *Subsidence analysis on the Sardinian margin and the central*

- Tyrrhenian Basin: Thermal modelling and heat flow control; deep structures implications.* J. Geodyn., **12**, 269-310.
- ROBINSON A., SPADINI G. & CLOETINGH S. (1995) - *Stratigraphic evolution of the Black Sea: inferences from basin modelling.* Mar. Petr. Geol., **12**, 821-835.
- ROYDEN L. & KEEN C.E. (1980) - *Rifting process and thermal evolution of the continental margin of eastern Canada determined from subsidence curves.* Earth Planet. Sci. Lett., **51**, 343-361.
- RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1978) - *The nature and distribution of Messinian erosional surface-indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene.* Mar. Geol., **27**, 193-230.
- SARTORI R. (1986) - *Notes on the geology of the acoustic basement in the Tyrrhenian Sea.* Mem. Soc. Geol. Ital., **36**, 99-108.
- SARTORI R. (1990) - *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of perityrrhenian areas.* Proc. Ocean Drilling Program Sci. Res., **107**, 715-730.
- SCANDONE P. (1980) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc.* Boll. Soc. Geol. Ital., **98**, 27-34.
- SELLI R. & FABBRI A. (1971) - *Tyrrhenian: a Pliocene deepsea.* Atti Accad. Naz. Lincei Cl. Sci. Fis. Mat. Natur. Rend., **8**, 104-116.
- SELLI R. (1985) - *Tectonic evolution of the Tyrrhenian Sea.* In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin, edited by D.J. STANLEY & F.C. WEZEL, Springer-Verlag, New York, pp. 131-151.
- SERRI G. (1990) - *Neogene-Quaternary magmatism of the Tyrrhenian region: characterization of the magma sources and geodynamic implication.* Mem. Soc. Geol. Ital., **41**, 219-242.
- SERRI G., INNOCENTI F. & MANETTI P. (1993) - *Geochemical and petrological evidence of the subduction of delaminated Adriatic continental lithosphere in the genesis of the Neogene-Quaternary magmatism of central Italy.* Tectonophysics, **223**, 117-147.
- SPADINI G. & WEZEL F.C. (1994) - *Structural evolution of the "41st parallel zone": Tyrrhenian Sea.* Terra Nova, **6**, 552-562.
- SPADINI G., ROBINSON A. & CLOETINGH S. (1996) - *Western versus Eastern Black Sea tectonic evolution: pre-rift lithospheric controls on basin formation.* Tectonophysics, in press.
- SPADINI G. & PODLADCHIKOV Y. (1996) - *Spacing of consecutive normal faulting in the lithosphere: a dynamic model for rift axis migration (Tyrrhenian Sea).* Earth Planet. Sci. Lett., in press.
- STEINMETZ L., FERRUCCI F., HIRN A., MORELLI C. & NICOLICH R. (1983) - *A 550-km-long Moho trasverse in the Tyrrhenian Sea from OBS recorded PN waves.* Geophys. Res. Lett., **10**, 428-431.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian Basin.* Geo Mar. Lett., **7**, 1-6.
- VAN BEMMELEN R.W. (1969) - *Origin of the western Mediterranean Sea.* Trans. R. Geol. Min. Soc. Netherlands, **26**, 13-52.
- VAN DER BEEK P., CLOETINGH S. & ANDRIESEN P. (1994) - *Mechanisms of extensional basin formation and vertical motion at rift flanks. Constraints from tectonic modelling and fission-track thermochronology.* Earth Planet. Sci. Lett., **121**, 417-433.
- WANG C.-Y., HWANG W.-T. & SHI Y. (1989) - *Thermal evolution of a rift basin: The Tyrrhenian Sea.* J. Geophys. 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**, 13919-13950.
- WERNICKE B. (1985) - *Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere.* Can. J. Earth Sci., **22**, 108-125.
- WEZEL F.C. (1982) - *The Tyrrhenian Sea: A rifted Kricogenic-swell basin.* Mem. Soc. Geol. Ital., **24**, 531-568.
- WEZEL F.C., SAVELLI D. & TRAMONTANA M. (1982) - *Sedimentazione sui margini tirrenici in relazione alla evoluzione tettonica.* Mem. Soc. Geol. Ital., **24**, 401-426.
- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea.* In: Geological Evolution of the Mediterranean Basin, edited by D.J. STANLEY & F.C. WEZEL, Springer-Verlag, New York, 153-194.
- ZIEGLER P.A. (1990) - *Geological Atlas of Western and Central Europe.* 2nd ed., Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., London.
- ZITELLINI N., TRINCARDI F., MARANI M. & FABBRI A. (1986) - *Neogene tectonics of the northern Tyrrhenian Sea.* G. Geol., **48**, 25-40.