

I MARGINI PASSIVI: REVIEW

INDICE

RIASSUNTO	pag.	243
ABSTRACT	"	243
CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DI UN MARGINE PASSIVO	"	243
REOLOGIA E DEFORMAZIONE	"	245
ANALISI DELLA SUBSIDENZA DEI MARGINI PASSIVI	"	249
BIBLIOGRAFIA	"	252

RIASSUNTO

I margini continentali passivi (o di tipo atlantico) sono caratterizzati essenzialmente da un prisma di sedimenti marini (prevalentemente di mare basso), di spessore crescente verso l'oceano, sovrastante un basamento fagliato ed assottigliato cui sono associate sequenze sedimentarie di *syn-rift*. La sequenza evolutiva che porta alla formazione dei margini passivi a partire da una fase di *rifting* intracontinentale nel quadro di un regime di divergenza tra placche litosferiche è stata postulata da numerosi Autori ed è oggi universalmente accettata. Lo sviluppo di margini continentali passivi o stabili (così denominati a causa della ridotta attività tettonica che li caratterizza, rispetto a quella dei margini convergenti o attivi) avviene quando nuova litosfera oceanica inizia ad essere creata in uno *spreading centre* (questa fase è indicata come la transizione *rift-drift*).

Al continuare della distensione si sviluppano *juvenile spreading centres*, come nel Mar Rosso-Golfo di Aden (dell'età di circa 20 Ma) e quindi bacini oceanici maturi (età > 40 Ma).

Lo scopo di questo lavoro è quello di analizzare i principali fenomeni responsabili dello sviluppo e dell'evoluzione di un margine passivo ponendo l'accento in particolare sull'analisi dei meccanismi di subsidenza e sulle tecniche elementari che ne permettono la modellizzazione numerica.

ABSTRACT

Passive continental margins are characterised by a seaward thickening prism of marine sediments overlying an extended basement with *syn-rift* depositional successions. The evolutionary sequence associated with passive margins formation was formulated by several Authors in the 60's and it is today largely accepted. The development of passive margins (or stable margins) begins when new oceanic lithosphere is created in a *spreading centre*, at the end of a continental rifting phase produced in a general regime of plate divergence.

The aim of this work is to analyse the main mechanisms responsible for the development and evolution of passive margins with particular focus on the analysis of subsidence processes and on the techniques that allow simple numeric modelling of rift basin formation.

PAROLE CHIAVE: Margini passivi, Meccanismi di distensione, Analisi della subsidenza.

KEY WORDS: Passive margins, Extensional mechanisms, Subsidence analysis.

CARATTERISTICHE GEOLOGICHE DI UN MARGINE PASSIVO

Le caratteristiche geologiche principali dei margini passivi maturi, quali quelli che bordano l'Oceano Atlantico, possono essere riassunte come segue (ALLEN & ALLEN, 1990):

- i margini passivi risultano essere sovrapposti a precedenti sistemi di *rift* che sono generalmente subparalleli ai margini oceanici o, meno comunemente, ad alto angolo rispetto ai margini stessi (come nel caso di rami "abortiti" di giunzioni triple, quale il Benue trough in Nigeria; Figg. 1 e 2);

- una prima fase di sedimentazione di *syn-rift* può essere distinta da una successiva fase di sedimentazione associata al *drifting*; queste due fasi sono spesso separate da una discordanza (la "*break-up unconformity*");

- le sequenze sedimentarie basali di *syn-rift* comprendendo sedimenti arcsosici fluviali (comunemente vulcanoclastici), depositi lacustri (evaporitici o meno) ed eolici;

- durante la transizione da un bacino di *rift* ad un incipiente bacino oceanico, la subsidenza può superare l'apporto sedimentario, causando la deposizione di una serie di associazioni di facies indicative di *sediment starvation* e la deposizione di una successione del tipo:

- 1) *Evaporiti*: la connessione intermittente del bacino di *rift* con il mare durante la transizione *rift-drift* fornisce le condizioni ideali per la formazione di spesse sequenze evaporitiche. Queste sequenze possono essere molto estese lateralmente: ad esempio, evaporiti Triassiche formano due fasce lungo i bordi continentali africano ed americano, marcando il sito di un precedente *rift* continentale lungo il quale si è successivamente aperto l'Atlantico. Evaporiti sono presenti anche nel Mar Rosso, ad uno stadio più precoce di sviluppo dei margini passivi.

(*) Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Camerino

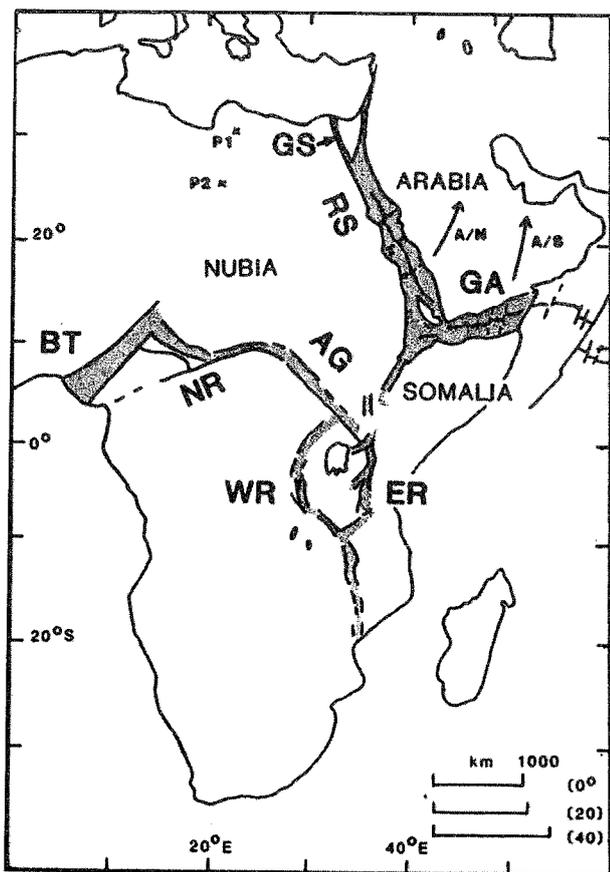


Fig. 1 - Principali elementi dell'Afro-Arabian rift system. BT, Benue trough, NR: Ngaoundere; AG, Abu Gabra; WR, western E. African; ER, eastern E. African; GA, Gulf of Aden; RS, Red Sea e GS, Gulf of Suez rifts. P1 e P2 rappresentano i poli di rotazione dell'Arabian/ Nubian e dell'Arabian/Somalian plates (da GIRDLER & DARRACOTT, 1972).

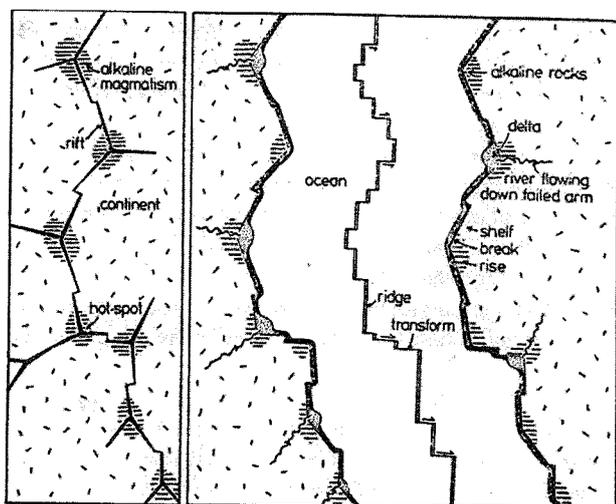


Fig. 2 - Primi stadi del break-up continentale in relazione a rift systems di giunzioni triple (da BURKE & DEWEY, 1973).

2) *Black shales*: produttività organica elevata e circolazione marina ristretta permettono la preservazione di materiale organico nei sedimenti.

Queste condizioni probabilmente prevalgono quando bacini oceanici di neoformazione presentano soglie sottomarine che limitano la circolazione d'acqua (ovviamente, i cosiddetti eventi anossici oceanici sono di signifi-

ficato più ampio, essendo collegati ad *highstands* eustatici).

3) *Carbonati pelagici*: in bacini oceanici di neoformazione, caratterizzati da limitato apporto clastico, carbonati pelagici possono sovrastare direttamente il basamento (*pre-rift*) sprofondato od il basamento oceanico di neoformazione. La topografia del basamento continentale fagliato controlla il tipo di deposito: carbonati di ambiente peritidale si depositano sulle zone elevate dei blocchi di faglia, mentre una sedimentazione di tipo pelagico avviene nelle depressioni interposte.

Questo *pattern* è ben osservabile nel margine continentale meridionale (successivamente deformato dalla tettonica alpina) del dominio mesozoico tetideo dell'Europa meridionale (es. Appennino Umbro-Marchigiano; MARCHEGIANI *et alii*, 1996/97 e referenze citate). Alla fine del Trias, sabbie ad ooidi e bioclasti, fanghi a pellets e calcari biocostruiti si accumulavano in piattaforme peritidali mentre all'inizio del Lias lo smembramento delle suddette piattaforme ad opera di faglie normali sinsedimentarie provoca la formazione di zone rialzate (*seamounts*) denominate "piattaforme carbonatiche pelagiche", caratterizzate dalla presenza di noduli e croste ferromanganesifere (*hardgrounds*) e da deposizione di calcari pelagici in parte nodulari (SANTANTONIO, 1993). Alla fine del Malm, la maggior parte dei blocchi fagliati era coperta da radiolariti, marne rosse e calcari pelagici bianchi, la cui deposizione continuava nel Neocomiano, operando una relativa omogenizzazione della topografia sottomarina di *rifting* nell'area umbromarchigiana;

- la fase precoce (*sediment starved*) di sviluppo dei margini passivi è generalmente seguita da un aumento di sedimenti derivati dal continente, i quali formano prismi sedimentari progradanti verso il mare aperto. I margini atlantici mostrano una notevole varietà nella natura di questi cunei progradanti (ALLEN & ALLEN, 1990). Ad esempio, lungo il bordo continentale africano occidentale, il margine del Senegal mostra uno spesso banco carbonatico che si estende sull'intera crosta continentale assottigliata. Più a sud-est, il fiume Niger ha prodotto la formazione di uno spesso cuneo clastico di delta, caratterizzato da *growth faulting* e *mud diapirism*. Ancora più a sud, a largo del Gabon, fanghi oceanici coprono spessi diapiri salini. Infine, a largo della costa africana sudoccidentale, si osserva un "normale" margine clastico caratterizzato da cliniformi propaganti verso il mare che raggiungono porzioni distali del bacino, fino a sovrastare la crosta oceanica. Quest'ultimo tipo di configurazione è tipica anche del margine atlantico nordamericano ad elevato tasso di sedimentazione;

- alcuni margini passivi appaiono essere stati caratterizzati, alla fine della fase di *rifting*, da un considerevole rilievo subaereo che ha prodotto discordanze importanti, come nel caso del Rockall Bank, mentre in altri casi la fine del *rifting* può essere avvenuta quando la superficie di sedimentazione era in acqua profonda, come nel caso del Golfo di Biscaglia;

- due principali tipi di margini possono essere distinti sulla base dello spessore dei sedimenti: *starved margins* (con spessori di sedimenti di 2-4 km) e *nourished margins* (con spessori di sedimenti generalmente di 5-12 km). Ad esempio, nell'Atlantico centrale il margine

continentale americano è di tipo *nourished* (Fig. 3), mentre quello europeo è di tipo *starved*;

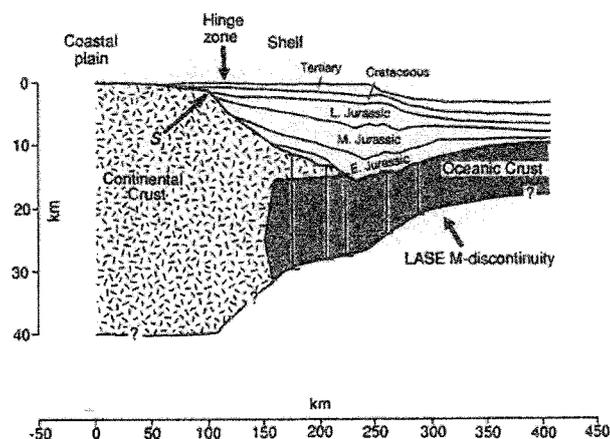


Fig. 3 - Struttura crostale del margine nordamericano (da WATTS, 1988).

- analizzati anche con linee sismiche a riflessione, alcuni margini continentali passivi mostrano un basamento interessato da sistemi di faglie distensive e sottostanti riflettori suborizzontali che sono stati interpretati come *sole faults* a basso angolo o zone milonitiche situate alla base della crosta superiore elastica;

- la tettonica distensiva appare generalmente cessare nella fase di *post-rift* (ad eccezione di minori riattivazioni di faglie normali preesistenti); la fase di *drifting*, infatti, è normalmente dominata da deformazione gravitativa: tettonica salina, *mud diapirism*, *slumps*, *slides*, *glide-sheets*, *growth faults* in sedimenti non consolidati (queste ultime sono comuni in aree caratterizzate da tassi di sedimentazione elevati, ad esempio il delta del Niger, mentre situazioni simili sono note anche all'interno della formazione della Scaglia Rossa in Appennino centrale, come evidenziato da CELLO *et alii*, 1996). I movimenti gravitativi variano in scala da piccoli *slumps* a *slides* di dimensioni gigantesche. Ad esempio, lo *slope* ed il *rise* continentali della crosta africana sudoccidentale sono stati interessati da importanti instabilità gravitative durante il Cretacico e nel Terziario. In quest'area, le unità di *slide* sono spesse oltre 250 m e possono essere tracciate per 700 km lungo lo *strike* (ALLEN & ALLEN, 1990). La tettonica salina è dovuta alla presenza di evaporiti che caratterizzano i bacini lacustri chiusi della fase di *rifting* e le prime incursioni marine durante la fase oceanica incipiente. Una volta sepolte sotto un considerevole spessore di sedimenti del margine passivo, queste evaporiti diventano mobili. Sul fondo marino, singoli diapiri possono formare rilievi topografici con depressioni ai margini, nelle quali i sedimenti si depositano con relazioni di *pinch out* contro le pareti del diapiro. Il margine continentale brasiliano ed i Grand Banks (Newfoundland, Canada orientale) costituiscono degli esempi di importante attività diapirica salina.

REOLOGIA E DEFORMAZIONE

Modelli di distensione continentale

Negli anni '80 si è assistito ad un notevole dibattito tra i fautori di due modi principali di distensione della litosfera e della conseguente formazione dei margini passivi: lo *stretching* simmetrico e quello asimmetrico (Fig. 4).

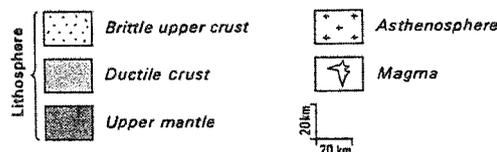
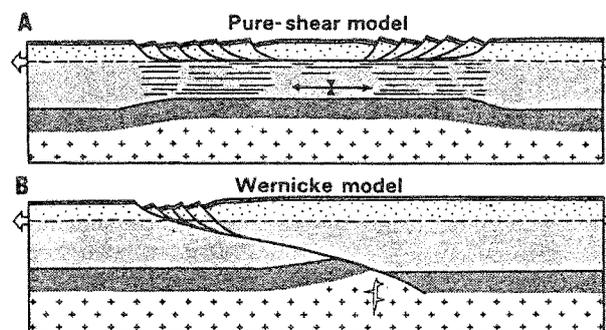


Fig. 4 - Modelli di distensione continentale (da LISTER *et alii*, 1986).

Il primo modo di distensione, derivato dal fondamentale lavoro di MCKENZIE (1978) sullo *stretching* uniforme della litosfera, con successive varianti consideranti distensione non uniforme (dipendente dalla profondità), continua e discontinua, consiste essenzialmente in un meccanismo di *pure shear* che è stato applicato con vari gradi di successo alle zone di rifting per spiegarne la subsidenza tettonica, il sollevamento dei bordi (*rift shoulders*), la subsidenza termica *post-rifting* e lo sviluppo dei margini passivi.

Lo *stretching* asimmetrico, d'altro canto, è basato essenzialmente sui modelli di distensione continentale ricavati dagli studi nella regione del Basin and Range degli Stati Uniti Occidentali (e.g. WERNICKE, 1981, 1985; WERNICKE & BURCHFIEL, 1982; DAVIS, 1983) e consiste essenzialmente in un meccanismo di *simple shear* lungo *detachment faults* e/o *shear zones* a basso angolo che interesserebbero l'intera litosfera, prevede una asimmetria complementare degli opposti margini passivi, con un margine di *upper-plate* relativamente povero di strutture ed un margine di *lower-plate* altamente strutturato (LISTER *et alii*, 1986, Fig. 5).

Quest'ultimo presenta "remnants" notevolmente fagliati ed assottigliati delle rocce dell'*hanging wall*, originariamente sovrastanti la *detachment fault* principale, consistenti in blocchi di faglia tiltati adiacenti ad *half-grabens* riempiti da sedimenti di *syn-rift*.

Queste strutture sono notevolmente complesse anche lungo lo *strike*, a causa della presenza di *transfer faults* (GIBBS, 1984) contro le quali le *detachment faults*

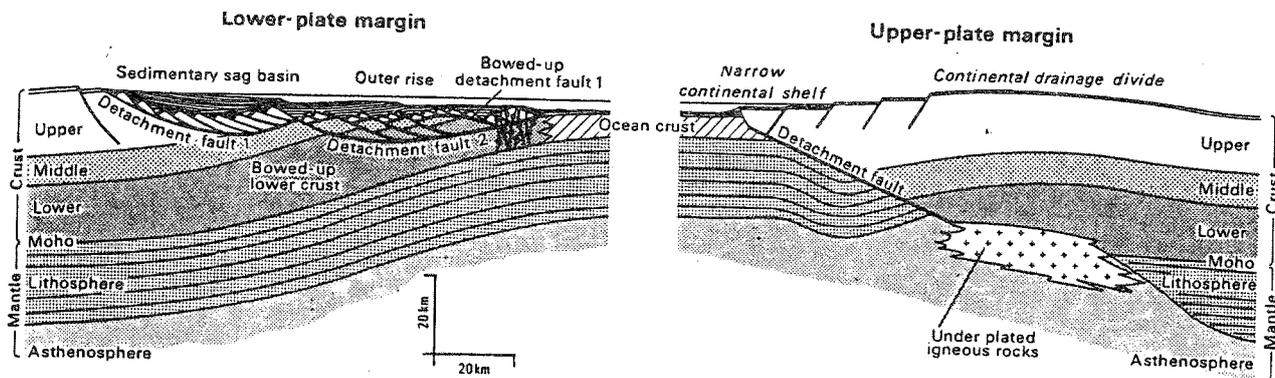


Fig. 5 - Modello con *detachment fault* di un margine continentale passivo (da LISTER *et alii*, 1986).

possono essere dislocate o addirittura invertire la propria immersione (Fig. 6).

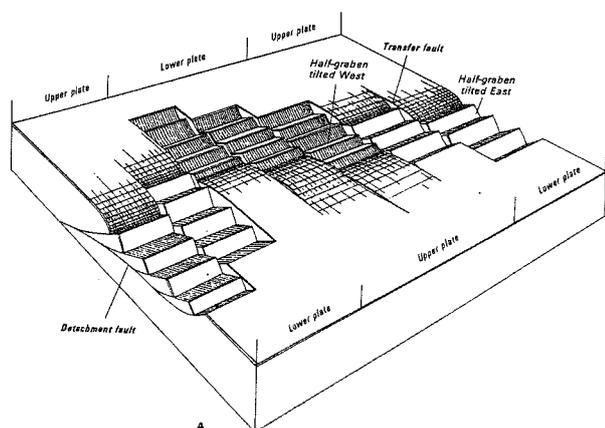


Fig. 6 - Passaggio da un margine di upper-plate ad uno di lower-plate attraverso lo sviluppo di transfer faults (da LISTER *et alii*, 1986).

In quest'ultimo caso, il margine passivo varierà ripetutamente lungo la propria lunghezza da un margine di *upper-plate* ad uno di *lower-plate*. I sedimenti di *syn-rift* saranno poi sovrastati da strati a blanda inclinazione depositatisi durante la fase di subsidenza termica *post-rifting*.

In effetti, sembra probabile che i due meccanismi sinteticamente discussi sopra non rappresentino altro che tipologie-limite (*end-members*) di un processo che avviene attraverso il contributo sia di *simple shear* che di *pure shear* a livelli litosferici differenti (RESTON, 1988; KUSZINIR *et alii*, 1991).

Infatti, non appare esistere, al momento, alcun esempio inequivocabile, in sezioni sismiche profonde, di faglie o *shear zones* distensive passanti con continuità dalla superficie terrestre al mantello litosferico.

Le faglie maggiori del basamento osservabili in profili sismici profondi appaiono al contrario essere confinate alla parte superiore (fragile) della litosfera, corrispondente al livello sismogenetico.

Un ulteriore dibattito si è incentrato sulla geometria principale, listrica o planare, delle faglie del basamento che controllano la distensione della crosta superiore elastica. Dati sismologici sembrerebbero indicare che le principali faglie di basamento hanno una geometria planare; ciò sembrerebbe confermato anche da sezioni sismiche profonde attraverso il margine passivo dei Gran Banks a largo del Canada orientale (JACKSON, 1983; KUSZINIR, 1991).

Al di sotto del livello sismogenetico, deformato da processi di fagliamento nell'ambito di una generale distensione asimmetrica associabile a *simple shear*, la deformazione avviene probabilmente attraverso *pure shear* con *stretching* distribuito, controllato da meccanismi di deformazione plastica.

La zona di scollamento tra i due livelli principali può essere marcata, nei profili sismici profondi, da riflettori sub-orizzontali situati al di sotto del basamento fortemente fagliato, come nel caso del Golfo di Biscaglia (MONTADERT *et alii*, 1979) (Fig. 7).

Tettonica d'inversione nei margini passivi

Come accennato in precedenza per il margine meridionale della Tetide mesozoica (Fig. 8), la crosta assottigliata dei margini continentali passivi e le sovrastanti successioni sedimentarie possono essere successivamente coinvolte in processi di tettonica convergente e quindi affiorare come resti (*remnants*), le cui geometrie originarie possono essere più o meno preservate, all'interno delle catene montuose. I processi di inversione di faglie normali originatesi durante la fase di distensione continentale possono essere particolarmente importanti in queste zone. La natura essenzialmente bipartita della struttura dei margini continentali passivi, caratterizzati da un livello inferiore definito da strutture di *syn-rift* con faglie normali di basamento e da un livello superiore costituito da depositi lateralmente continui ed omogenei relativi alla fase di subsidenza termica *post-rift*, può portare allo sviluppo, durante la successiva tettonica contrazionale, di due tipologie principali di deformazione: nel livello inferiore sono probabili fenomeni di estrusione dei riempimenti sedimentari degli *half-grabens*, reimbricazione (*restacking*) di blocchi di faglia e *thrusts* che dislocano il letto di faglie normali (*footwall shotcuts*) con formazione di complesse strutture d'inversione (Fig. 9). Nella parte superiore della successione può invece svi-

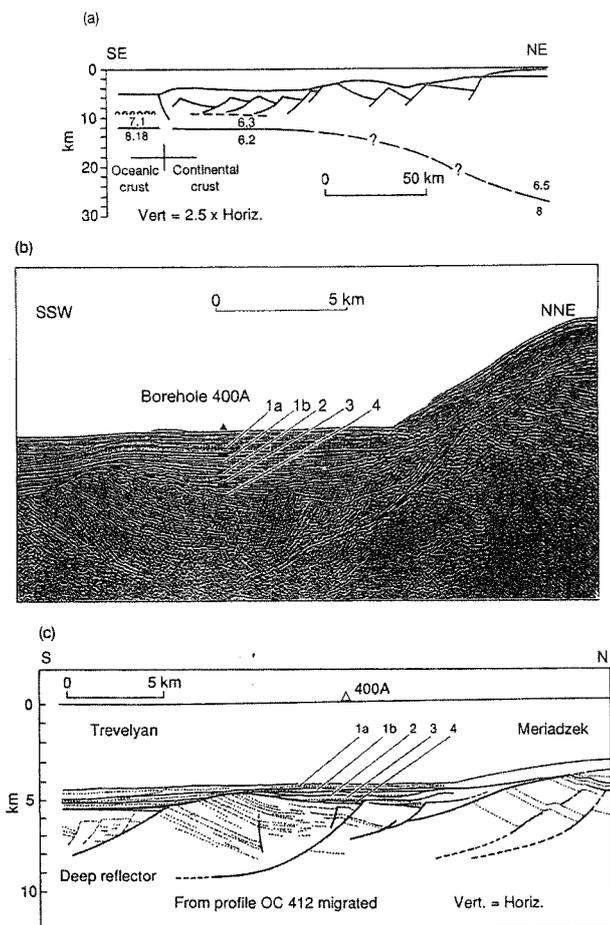


Fig. 7 - (a) Profilo lungo il margine continentale passivo nel Golfo di Biscaglia basato su risultati di prospezioni sismiche a riflessione (MONTADERT *et alii*, 1979) (b) Dettaglio della geometria dei blocchi di faglia tiltati dal profilo sismico OC 412 (MONTADERT *et alii*, 1977) lungo la parte bassa del margine continentale (nord del Golfo di Biscaglia). (c) Interpretazione di (b). 1a Quaternario-Pliocene sup., 1b Pliocene-Miocene, 2 Miocene-Paleocene, 3 Maastrichtiano-Campariano, 4 Albiano-Aptiano (MONTADERT *et alii*, 1979).

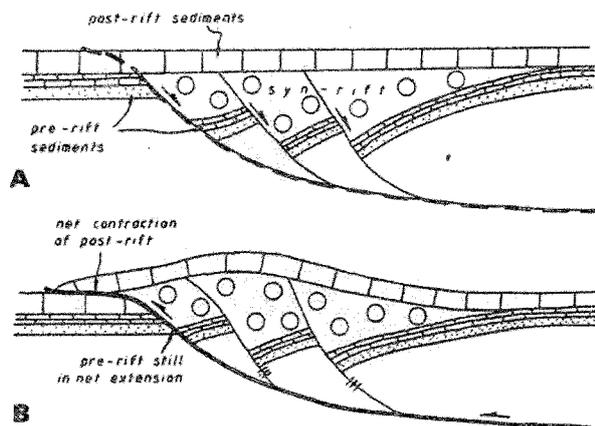


Fig. 9 - Modello teorico di inversione di una faglia normale (da BUTLER, 1989).

esempio le zone esterne della Cordigliera Nordamericana. L'analisi delle successioni e della struttura dei margini passivi deformati all'interno di catene collisionali necessita innanzitutto che gli effetti della successiva tettonica contrazionale siano compresi ed eliminati. Specialmente nelle zone esterne (*foreland fold and thrust belts*) delle catene, sezioni geologiche bilanciate e retrodeformate, costruite integrando, ove possibile, i dati geologici di superficie con l'interpretazione di linee sismiche a riflessione calibrate con i logs di pozzi profondi, possono permettere di ricavare informazioni sulla originaria geometria del margine passivo. Questo processo può risultare non semplice in molti casi, specialmente quando la direzione di raccorciamento è all'incirca perpendicolare al *trend* delle strutture distensive preesistenti, favorendo i processi di riattivazione delle faglie normali come *thrusts*. Un caso particolarmente favorevole per l'analisi delle strutture associate al *ripping* ed allo sviluppo dei margini passivi si ha nell'area dei Laghi di Lugano

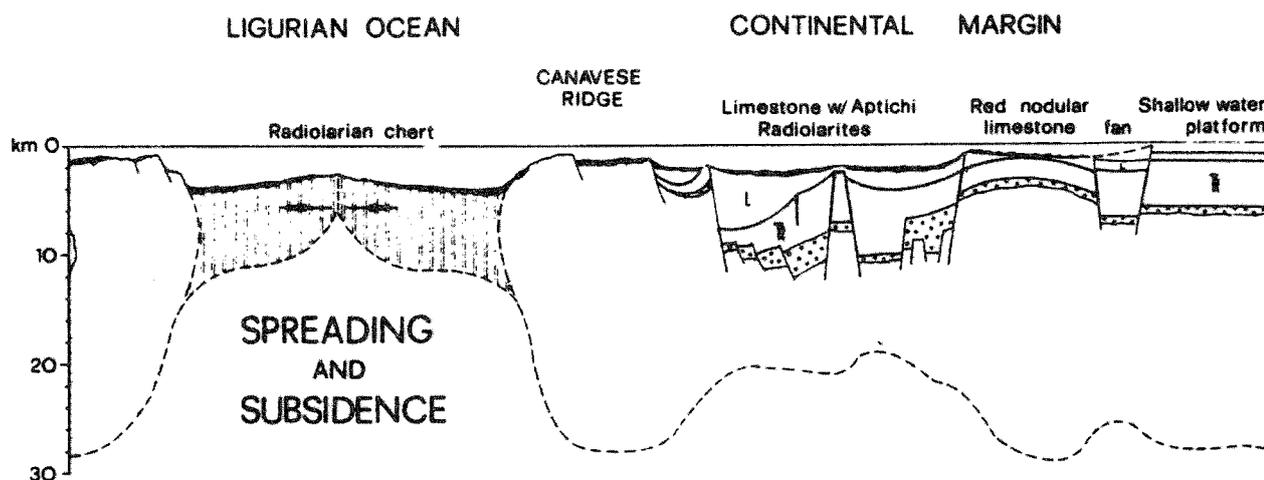


Fig. 8 - Profilo litosferico attraverso il margine sudalpino (da WINTERER & BOSELLINI, 1981).

lupparsi una tettonica pellicolare caratterizzata dalla presenza di livelli di scollamento tabulari regionalmente continui, con le classiche geometrie che caratterizzano ad

e di Como (Alpi Meridionali), (Fig. 10), dove il raccorciamento alpino cretacico-superiore-terziario sud-vergente è all'incirca perpendicolare alla direzione di di-

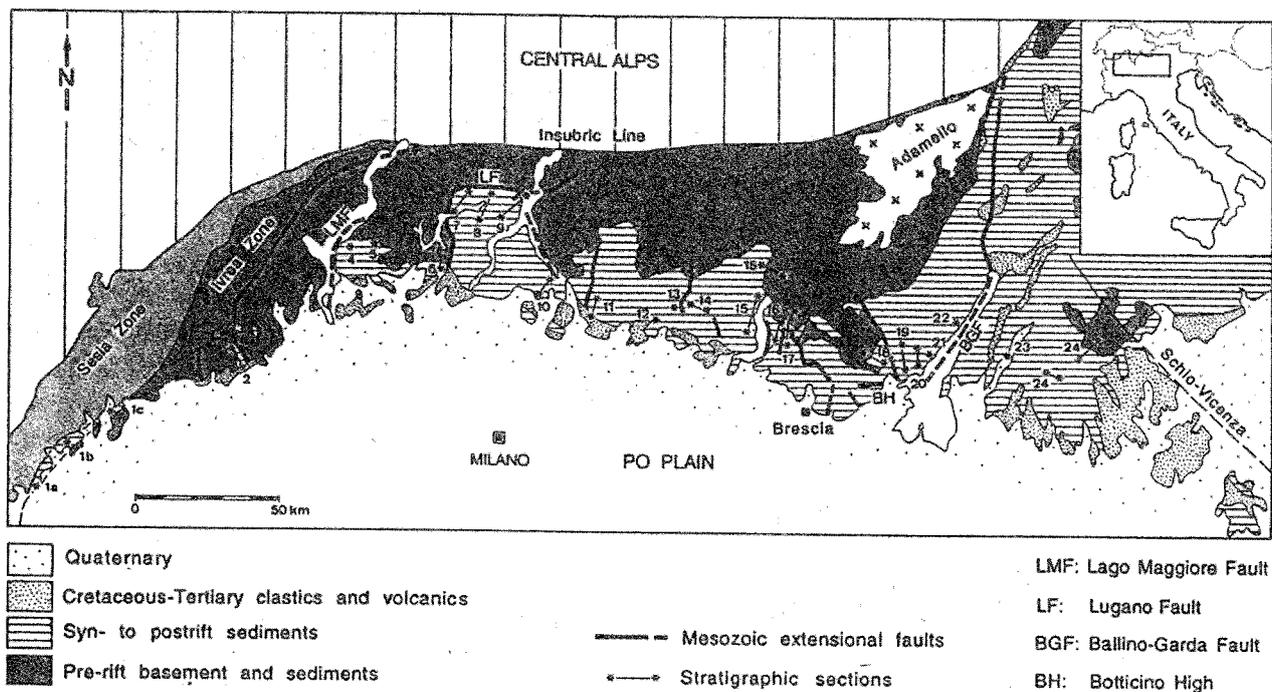


Fig. 10 - Mappa strutturale del margine sudalpino (da BERTOTTI *et alii*, 1993).

stensione mesozoica, limitando di fatto i fenomeni di riattivazione delle faglie normali crostali. Alcune di queste faglie sono state tiltate passivamente dai sovrascorriimenti e dai piegamenti alpini, permettendo l'affioramento in superficie di una sezione crostale mesozoica che va dalla paleosuperficie ad una paleopropfondità di circa 15 Km. Di conseguenza, i processi tettono-metamorfici associati alla distensione permotriassica possono essere studiati a diversi livelli crostali attraverso l'analisi delle tessiture delle rocce di faglia e delle successioni sedimentarie del *footwall* e dell' *hanging wall* delle faglie normali.

Reologia

Dalla precedente analisi risulta che il *rifting* sudalpino è iniziato con un'anomalia termica durante la quale le rocce ad un livello medio-crostante hanno subito una deformazione di taglio marcata dallo sviluppo di *shear bands* con sillimanite e biotite che testimoniano un evento metamorfico di relativa alta temperatura (650-750°C).

Durante questa fase, in cui la deformazione era distribuita in una zona di diversi Km di spessore, si è avuta anche la messa in posto di pegmatiti tardocinematiche; il gradiente geotermico notevolmente elevato può essere messo in relazione all'*upwelling* dell'astenosfera durante le fasi iniziali del *rifting*.

Le temperature sono quindi progressivamente diminuite sino a che, durante il Norico, la deformazione si è progressivamente concentrata lungo una faglia di basamento principale (Lugano-Val Grande, Fig 10 e 11), immergente ad est, che può oggi essere seguita per in terreno sino ad una paleopropfondità di circa 12 Km (Fig. 11).

La deformazione lungo questa faglia è esclusivamente di tipo fragile negli 8-10 Km più superficiali, con ampio sviluppo di breccie cataclastiche, mentre a livelli crostali più profondi sono presenti miloniti in facies scisti verdi. Queste ultime sono caratterizzate dalla presen-

za di clorite e mica bianca, le quali, all'interno della *shear zone*, sostituiscono completamente biotite e granato del protolite (paragneiss), nonché da fratturazione del plagioclasio e ricristallizzazione dinamica del quarzo, caratterizzata da *subgrain rotation* e poligonizzazione; microstrutture e composizione mineralogica permettono di stimare una temperatura di 300-350 °C per la formazione di queste rocce di faglia.

Con il procedere della distensione, il progressivo ribassamento dell' *hanging wall* ha raffreddato la zona di faglia in profondità e le miloniti in facies di scisti verdi sono state sostituite da ultramiloniti (le quali tagliano le miloniti preesistenti) costituite da una matrice fine di clorite, sericite ed epidoto e da porfiroclasti di plagioclasio, muscovite e discontinui "nastri" (*ribbons*) di quarzo milonitico.

E' probabile che, in questa fase, a causa della progressiva diminuzione di temperatura, la ricristallizzazione dinamica del quarzo sia divenuta sempre più sfavorevole e che il metamorfismo retrogrado abbia prodotto aggregati di albite, epidoto, sericite e clorite, causando la diminuzione della granulometria.

Il meccanismo di *grain boundary sliding* associato a processi di *diffusional creep*, estremamente sensibili alla granulometria del materiale, può essere diventato dominante rispetto alla cristallizzazione dinamica del quarzo, causando la concentrazione della deformazione in zone ultramilonitiche caratterizzate da *shear strain* elevati. L'ulteriore diminuzione della temperatura ha successivamente causato la formazione di cataclasi che localmente possono notevolmente smembrare miloniti e ultramiloniti preesistenti. E' interessante notare come lo spessore della zona di faglia vari da alcune decine di metri nei 5-6 Km più superficiali della faglia, a diverse centinaia di metri nei livelli più profondi; alla scala crostante, la deformazione appare tuttavia di carattere discreto per l'intera sezione di crosta superiore affiorante.

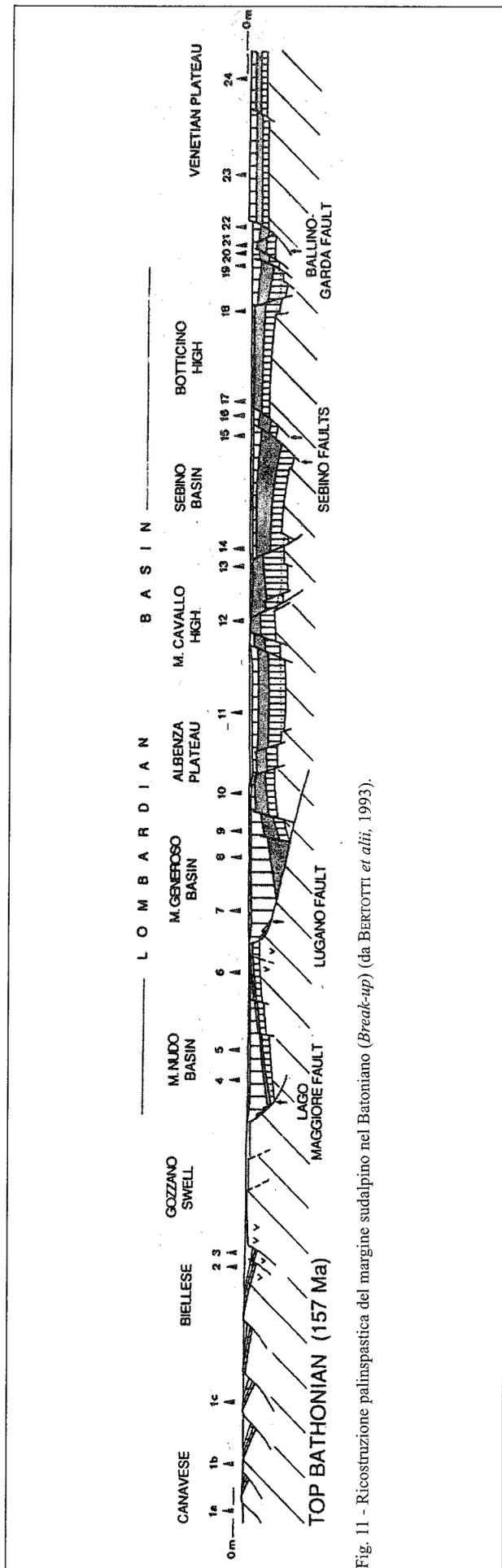


Fig. 11 - Ricostruzione paleogeografica del margine sudalpino nel Batoniano (*Break-up*) (da BERTOTTI *et alii*, 1993).

L'analisi strutturale e stratigrafica di segmenti di margini passivi affioranti all'interno di catene montuose, come nel caso delle Alpi Meridionali, risulta pertanto di fondamentale importanza per la comprensione dell'evoluzione tettono-metamorfica delle zone di distensione, dal momento che le analisi di linee sismiche attraverso margini passivi indisturbati forniscono importanti informazioni sull'architettura dei margini stessi, ma non danno alcuna indicazione sulle condizioni fisiche durante la deformazione. I risultati di studi di terreno possono inoltre essere confrontati con modelli numerici ed analogici di distensione della litosfera e, a loro volta, possono fornire dati di *input* per tali modelli.

ANALISI DELLA SUBSIDENZA DEI MARGINI PASSIVI

Un aspetto fondamentale dei margini passivi è costituito dalla notevole, spesso enorme, subsidenza che caratterizza la fase *post-rift* (o *syn-drift*) del loro sviluppo (ad es., uno spessore maggiore di 14 Km di sedimenti è presente a largo della costa del New Jersey). Diversi meccanismi sono stati ipotizzati per spiegare tale subsidenza:

- *Carico Dei Sedimenti*: da solo, questo fattore può produrre una subsidenza pari approssimativamente a due-tre volte la profondità d'acqua iniziale. Il carico sedimentario, pur contribuendo ad aumentare la subsidenza tettonica, è quindi di per se inadeguato a spiegare la formazione delle spesse sequenze sedimentarie dei margini passivi;

- *Cambiamenti di fase* (da gabbro ad eclogite) *Nella crosta profonda o nel mantello litosferico*: nonostante sia stato ipotizzato, non è noto se e in quale misura questo processo sia di generale applicabilità nella subsidenza dei margini passivi;

- *Creep della crosta inferiore duttile verso l'oceano*: questo processo avrebbe luogo a causa di una differenza di pressione che si stabilirebbe nella zona di contatto tra la litosfera continentale e quella oceanica, causando l'*hot creep* della crosta continentale;

- *Raffreddamento conseguente all'assottigliamento litosferico*: l'*upwelling* dell'astenosfera, possibilmente accompagnato dall'intrusione di dicchi ultrabasici, è seguito dalla contrazione termica; la persistente subsidenza dei bacini associati ai margini passivi è quindi successivamente collegata al raffreddamento (*cooling*) e sprofondamento (*sinking*) della litosfera oceanica formata nella dorsale medio-oceanica.

E' possibile che più di un meccanismo operi nell'evoluzione dei margini passivi; tuttavia, un modello di base consistente nella distensione della litosfera seguita da raffreddamento (*thermal subsidence*) rappresenta il punto di partenza per qualsiasi analisi della subsidenza dei margini passivi. Quest'analisi può essere effettuata usando i dati provenienti da pozzi profondi e da linee sismiche a riflessione (per quanto riguarda la stratigrafia del cuneo sedimentario) e, ove disponibili, dalla sismica a rifrazione e da modelli gravimetrici (per quanto riguarda le parti più profonde del bacino e la variazione di spessore crostale nella zona di transizione tra il continen-

te e l'oceano). La tecnica generalmente utilizzata nell'analisi dell'evoluzione dei margini passivi È nota come *geohistory analysis*.

Metodologie

L'uso di tecniche quantitative nell'analisi dei meccanismi di subsidenza viene utilizzato, fin dai primi anni '80, come valido strumento di interpretazione dei processi tettonici che regolano l'evoluzione dei bacini sedimentari. Tali tecniche (dette di *'backstripping'* o *'geohistory analysis'*) consentono di valutare l'originario spessore di una successione sedimentaria accumulatasi all'interno di un bacino correlando lo spessore attuale (T_n) di ogni formazione con la sua porosità iniziale (ϕ_0) al momento del seppellimento. Il progressivo accumulo di sedimenti produce infatti una compattazione che si riflette in una graduale diminuzione del volume dei pori presenti all'interno del sedimento stesso (Fig. 12); detta variazione può essere relazionata alla porosità attuale (ϕ_n) ed alla profondità

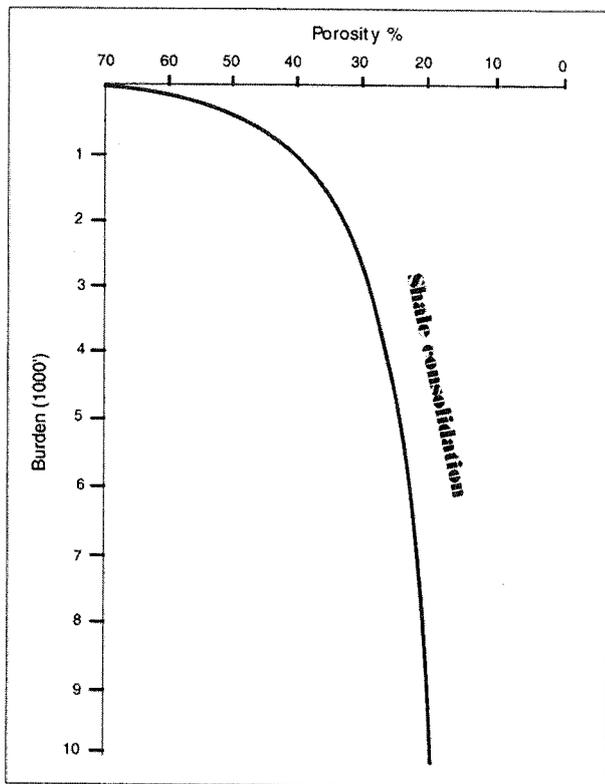


Fig. 12 - Processo di consolidazione di un'argilla in seguito al seppellimento; si noti la riduzione esponenziale della porosità con la profondità.

di seppellimento (z) mediante la formula (SCLATER & CHRISTIE, 1980):

$$\phi_n = \phi_0 \cdot e^{-cz}$$

dove c è una costante di profondità caratteristica di ogni litologia.

L'originario spessore dell'unità può quindi essere espresso, in funzione dello spessore attuale (T_n), dalla relazione (VAN HINTE, 1978):

$$T_0 = (1 - \phi_n) \cdot T_n / (1 - \phi_0)$$

Il valore T_0 può successivamente essere corretto in relazione al grado di cementazione diagenetica del sedimento, alle variazioni eustatiche del livello marino ed alla profondità del sedimento al momento del suo seppellimento (*paleo water depth*).

Nel caso sia possibile effettuare queste tre correzioni, le curve di subsidenza possono essere utilizzate per valutare la natura dei processi responsabili della formazione e dello sviluppo del bacino, nonché l'evoluzione tempo-profondità dei depositi che compongono il prisma sedimentario.

Detta evoluzione tempo-profondità può inoltre essere controllata facendo uso di metodi indipendenti, i quali appartengono principalmente a due categorie: indicatori termici organici (riflettività della vetrinite, *coal rank*, ecc.) e indicatori termici mineralogici (consistenti nella valutazione dell'abbondanza relativa di certi minerali indice, quali l'illite rispetto ai minerali argillosi espandibili).

I valori così ottenuti, equivalenti alle profondità del bacino al momento della deposizione di ogni unità sedimentaria, possono essere relazionati alle età relative dell'unità in esame ottenendo delle curve di subsidenza 'totale' e cioè comprensive dell'abbassamento isostatico prodotto dal carico sedimentario stesso.

I valori relativi alle profondità possono quindi essere ulteriormente corretti eliminando la percentuale di subsidenza prodotta isostaticamente; ciò viene fatto (utilizzando il modello isostatico di Airy) applicando l'espressione (STECKLER & WATTS, 1978; BOND & KOMINZ, 1984; BURRUS *et alii*, 1987):

$$Z_i = T_0 \left(\frac{\rho_a - \rho_s}{\rho_a - \rho_w} \right) + W_{di} - \delta SL_i \left(\frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \right)$$

dove:

Z_i = subsidenza tettonica;

ρ_a = densità dell'astenosfera ($3,33 \text{ gcm}^{-3}$);

ρ_s = densità crostale ($2,8 \text{ gcm}^{-3}$);

ρ_w = densità dell'acqua ($1,03 \text{ gcm}^{-3}$);

W_{di} = *paleo water depth*

δSL_i = variazioni eustatiche del livello del mare.

Si annulla pertanto il valore di subsidenza prodotto dal carico litostatico che viene in questo modo sostituito con il peso di un ugual volume d'acqua ottenendo il *'rebound isostatico'* del basamento ed un valore di subsidenza puramente tettonico (VAN DER MEER & CLOETINGH, 1993). Il modo in cui avviene detta 'sostituzione' dipende dal tipo di risposta isostatica della litosfera. L'assunzione più semplice è che ogni colonna di carico sia compensata localmente (isostasia di Airy), implicando che la litosfera non possieda una propria resistenza al carico. Alternativamente, la litosfera può essere capace di trasmettere gli sforzi e le deformazioni lateralmente per mezzo di una fessura regionale. Lo stesso carico produrrà quindi una subsidenza minore nel caso di litosfera sufficientemente resistente da causare flessurazione. Dal momento che una notevole attività di faglia ed elevati flussi di calore accompagnano gli stadi iniziali del *rifting*, si assume comunemente che il modello di isosta-

sia proposto da Airy sia il più applicabile durante questo periodo. Tuttavia i sedimenti di *post-rift* mostrano generalmente blande inclinazioni e notevoli estensioni laterali, indicando che il processo di flessurazione diventa importante dopo il *rifting* iniziale. I due modelli flessurali più applicati nello studio dell'evoluzione *post-rifting* dei margini passivi prevedono un livello elastico oppure viscoelastico, sovrastante un substrato plastico. La caratteristica fondamentale del modello visco-elastico è costituita dal fatto che lo spessore del livello elastico diminuisce col tempo dal momento in cui avviene il carico. Quando il tempo dal momento del carico tende ad infinito il modello viscoelastico coincide perfettamente con il modello isostatico di Airy.

'Stretching model' (MCKENZIE, 1978)

In un bacino sedimentario prodottosi in seguito ad un processo di *rifting* la subsidenza viene generata dall'azione di forze di carico che agiscono, con modalità, magnitudo e tempi diversi, all'interno del bacino stesso. Le principali componenti di tali forze sono rappresentate da:

- assottigliamento crostale: rappresenta il risultato di sforzi tettonici di tipo estensionale che producono la progressiva riduzione del volume crostale; questo processo si esplica, nella fase iniziale di formazione del bacino, in una subsidenza tettonica iniziale (S_i) la cui entità è in funzione dello *stretching* (β) e dello spessore crostale originario (t_c);

- contrazione termica litosferica: rappresenta un processo indotto dall'assottigliamento litosferico prodottosi nella fase *syn-rift*; tale meccanismo è infatti responsabile di un aumento di calore dovuto alla risalita dell'astenosfera e quindi della formazione di una perturbazione termica;

- carico di riempimento del bacino (acqua e/o sedimenti): in seguito all'azione delle forze di *stretching* e di contrazione litosferica il bacino va in subsidenza e si riempie gradualmente di acqua e sedimenti il cui carico induce un ulteriore abbassamento isostatico.

La prima componente agisce quindi nella fase iniziale di formazione del bacino producendo una subsidenza *syn-rift*; il valore di tale subsidenza può essere calcolato (conoscendo i valori di densità crostale e subcrostale ed il valore dello *stretching* (β)) uguagliando i valori delle forze di carico che agiscono sul sistema prima (fase *pre-rift*) e durante (fase *syn-rift*) l'assottigliamento litosferico (Fig. 13):

$$S_i = \frac{tL ((\rho_m - \rho_c) t_c / tL (1 - aT_m t_c / tL) - aT_m \rho_m / 2) (1 - 1/\beta)}{\rho_m (1 - aT_m) - \rho_w}$$

dove:

a = coefficiente volumetrico di espansione termica;
 T_m = temperatura dell'astenosfera.

Le assunzioni del modello prevedono inoltre:

- che la distensione continentale venga prodotta ad opera di meccanismi di taglio puro (*pure shear*);
- che la densità crostale (ρ_c) e sub-crostale (ρ_m) abbiano una relazione lineare rispetto alla temperatura;
- che l'aumento del flusso di calore dovuto alla risalita astenosferica sia istantaneo.

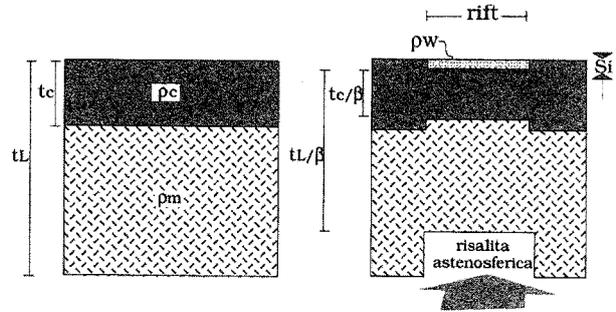


Fig. 13 - Subsidenza associata alla formazione di un bacino di rift (da ALLEN & ALLEN, 1990, modificato).

Nella fase *post-rift* di evoluzione del margine la perturbazione viene progressivamente eliminata per raffreddamento del sistema che si contrae producendo un'ulteriore componente (termica) della subsidenza (BOTT, 1992); tale componente può essere ottenuta risolvendo l'equazione unidimensionale del flusso di calore:

$$\delta T / \delta t = K (\delta T^2 / \delta y^2)$$

Questa espressione può quindi essere risolta approssimando il valore della subsidenza termica:

$$S_t \cong E_0 \beta / \pi \sin \pi / \beta (1 - e^{-t/T})$$

Tale approssimazione è ragionevole se si assume che il gradiente termico orizzontale sia minore rispetto a quello verticale e che possa venire ignorata la produzione interna di calore ad opera di radioisotopi.

E' chiaro quindi che la subsidenza che si produce nella fase di *post-rift* è funzione del tempo e decresce gradualmente dal momento dell'apertura oceanica (*break up*) (Fig. 14).

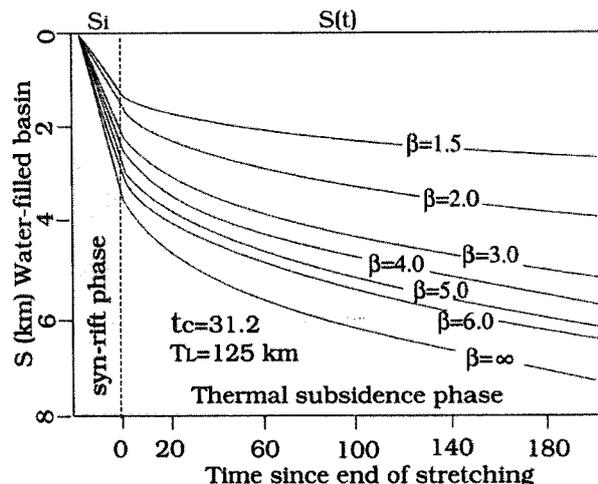


Fig. 14 - Curve di subsidenza teoriche (DEWEY, 1982, modificato).

Il valore totale della subsidenza prodottasi nel bacino in seguito all'iniziale assottigliamento litosferico è quindi data:

$$S = Si + St$$

A questo punto è possibile 'modellizzare' l'andamento della subsidenza che si produce durante l'evoluzione di un *rift* costruendo delle curve teoriche (o sintetiche) di subsidenza tettonica. Il confronto fra i valori ottenuti utilizzando la modellizzazione e quelli ricavati dalle curve di subsidenza derivate dai dati stratigrafici permette quindi di:

a - stimare il valore dell'estensione crostale (β) associato alla formazione del bacino;

b - valutare (in termini tettonici e/o stratigrafici) eventuali discrepanze dal modello teorico (Fig. 15, MARCHEGIANI *et alii*, 1996/97).

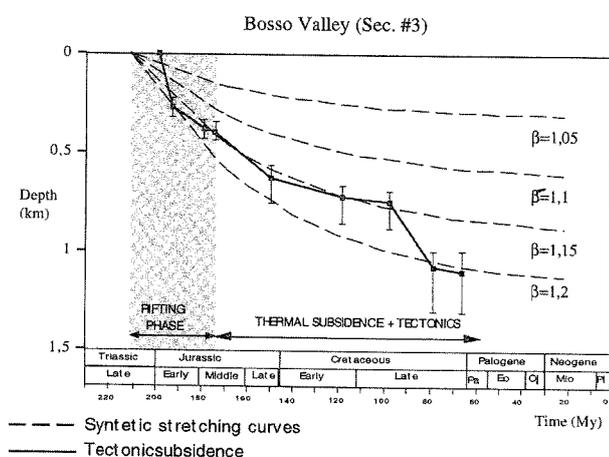


Fig. 15 - Confronto tra le curve sintetiche ottenute con la modellizzazione (*stretching model*) ed una curva di subsidenza tettonica ricavata da dati stratigrafici. La comparazione tra le due tipologie di curve permette di stimare un'entità dell'estensione crostale pari al 15% e la presenza di una fase tettonica nel Cretacico (fase *post-rift*).

BIBLIOGRAFIA

- ALLEN P. A. & ALLEN J. R. (1990) - *Basin Analysis. Principles and applications*. Blackwell Science, 451 p.
- BALLY A.W. (19981) - *Atlantic-type margins, in Geology of passive margins*. American Association of Petroleum Geologists Education Course Note Series, **19**, 1-48.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sed. Geology*, **86**, 53-76.
- 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 pre-existing thermal anomalies*. *Tectonophysics*, **240**, 145-157.
- BOND G. C. & KOMINZ M. A. (1984) - *Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeocline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup, and crustal thinning*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **95**, 155-173.
- BOTT M.H.P. (1992) - *Passive margins and their subsidence*. *J. Geol. Soc. London*, **149**, p.805-812
- BOTT M.H.P. (1992) - *The stress regime associated with conti-*

- mental break-up*. In: B.C. Storey, T. Alabaster & R.J. Pankhurst (eds.), *Magmatism and the causes of continental break-up*. *Geol. Soc. Sp. Publ.*, **38**, 125-136.
- BURKE K. & DEWEY J. F. (1973) - *Plume-generated triple-junctions: Key indicators in applying plate tectonics to old rocks*. *J. Geol. Chicago*, **81**, p. 406-433.
- BUTLER R. W. H. (1989) - *The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps*. In: Cooper M. A. and Williams G. D., *Inversion tectonics*, *Geol. Soc., Spec. Publ.*, **44**, 105-122.
- BUROV E.B., & DIAMENT M. (1995) - *The effective elastic thickness (T_e) of continental lithosphere: What does it really mean?* *J. Geophys. Res.*, **100**, 3905-3927.
- BURRUS J., BESSIS F. & DOLIGEZ B. (1987) - *Heat flow, subsidence and crustal structure of the Gulf de Lions (NW Mediterranean): a quantitative discussion of the classic passive margin model*. In: C. Beaumont and A.J. Tankard (Editors), *Sedimentary Basins and Basin-forming Mechanisms*. *Can. Soc. Pet. Geol. Mem.*, **12**, 1-15.
- CELLO G., DEIANA G., GAZZANI D., MARCHEGIANI L., & MAZZOLI S. (1996) - *Riconoscimento ed analisi di alcune associazioni di strutture sinsedimentarie pre-orogeniche in Appennino Centrale*. *Studi Geologici Camerti, volume speciale (1995/1)*, 323-335.
- DAHLMSTROM C.D.A. (1970) - *Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains*. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **18**, 332-406.
- DAVIS G.H. (1983) - *Shear zone model for the origin of the metamorphic core complexes*. *Geology*, **14**, 7-10.
- DEWEY J.F. (1982) - *Plate tectonics and the evolution of the British Isles*. *J. geol. Soc. London*, **139**, 371-414.
- GIBBS A.D. (1984) - *Structural evolution of extensional basin margins*. *J. geol. Soc. London*, **141**, 609-620.
- GIRDLER R. W. & DARRACOTT B. W. (1972) - *African poles of rotation*. *Comments on the Earth Sciences: Geophysics*, **2** (5), 7-15.
- JACKSON A.J. (1987) - *Active normal faulting and crustal extension in continental extension tectonics*. Ed. by M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock: *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **28**, 3-18.
- KUSZNIR N.J., KARMER G.D. & EGAN S. (1987) - *Geometric, thermal and isostatic consequences of detachment in continental lithosphere extension and basin formation*. In: *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*, Ed. by C. Beaumont and A.J. Tankard, *Can. Soc. Geol. Mem.*, **12**, 185-203.
- LISTER G.S., ETHERIDGE M.A. & SYMONDS, P.A. (1986) - *Detachment faulting and the evolution of passive continental margins*. *Geology*, **14**, 246-250.
- MARCHEGIANI L., DEIANA G. & TONDI E. (1998) - *Tettonica pre-orogenica in Appennino centrale*. *Stud. Geol. Cam.*, *stesso volume*.
- MCKENZIE D.P. (1978) - *Some remarks on the development of sedimentary basins*. *Earth and Planetary Science Letters*, **40**, 25-30.
- MOLNAR P. (1988) - *Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics*. *Nature*, **335**, 131-137.
- MONTARDERT L., ROBERTS D. G., AUFFRET G., BOCK W., DU PEUPLE P. A., HAILWOOD E. A., HARRISON W., KAGAMI H., LUMSDEN D. N., MUELLER C., SCHNITKER D., THOMPSON T. L. & TIMOFEEV P. P. (1977) - *Rifting and subsidence on passive continental margins in the north east Atlantic*. *Nature*, **268**, 305-309.
- MONTARDERT L., ROBERTS D.G., DE CHARPAL O. & GUENOC P. (1979) - *Rifting and subsidence of the Northern continental margin of the Bay of Biscay*. *Init. Rep. Deep Sea Drilling prof.*, **48**, 1025-1060.

- POAG C.W. (1985) - *Depositional history and stratigraphic reference section for Central Baltimore Canyon Trough*. In: Geological Evolution of the U.S. Atlantic margin, Ed. by C. W. Poag, 217-264, Van Nostrand Reinhold, New York, 383p.p.
- SANTANTONIO M. (1993) - *Facies associations and evolution of pelagic carbonate platform/basin systems*. Examples from the Italian Jurassic. *Sedimentology*, **40**: 1039-1067.
- SCLATER J. C. & CHRISTIE P. A. F. (1980) - *Continental stretching: an explanation of the post-mid Cretaceous subsidence of the central North Sea basin*. *J. Geophys. Res.*, **85**, 3711-3739.
- STECKLER M. S. & WATTS A. B. (1978) - *Subsidence of the Atlantic type continental margin off New York*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **41**, 1-13.
- VAN DER MEER F. & CLOETINGH S. (1993) - *Intraplate stresses and the subsidence history of the Sirte Basin (Libya)*. *Tectonophysics*, **226**, 37-58.
- VAN HINTE J.E. (1978) - *Geohistory analysis - application of micropaleontology in exploration geology*. *A. A. P. G. Bull.*, **62**, 201-222.
- WATTS A.B. (1988) - *Gravity anomalies, crustal structure and flexure of the lithosphere at the Baltimore Canyon Trough*. *Earth and Planet Science Letters*, **89**, 221-238.
- WERNICKE B. (1981) - *Low-angle normal faults in the Basin and Range Province: nappe tectonics in an extending orogen*. *Nature*, **291**, 645-648.
- WERNICKE B. & BURCHFIEL, B.C. (1982) - *Mode of extensional tectonics*. *J. Struct.Geol.*, **4**, 105-115.
- WINTERER E. L. & BOSELLINI A. (1981) - *Subsidence and sedimentation on Jurassic passive continental margin, Southern Alps, Italy*. *Am. Assoc. Pet. Geol.*, **65**: 394-421.

