

## LA STRUTTURA PROFONDA DEL MARGINE ORIENTALE DELLA SARDEGNA DALL'INTERPRETAZIONE DI SISMICA A RIFLESSIONE E A RIFRAZIONE

### INDICE

RIASSUNTO	pag. 239
ABSTRACT	” 239
INTRODUZIONE	” 239
ASSETTO GEOLOGICO E GEOFISICO DEL MARGINE SARDO ORIENTALE	” 240
PARAMETRI DI ACQUISIZIONE ED ELA- BORAZIONE DELLA SISMICA A RI- FLESSIONE	” 240
INTERPRETAZIONE E DISCUSSIONE DELLA SISMICA A RIFLESSIONE	” 241
INTERPRETAZIONE DELLA SISMICA A RIFRAZIONE NEL TERRAZZO DEL CORNAGLIA	” 242
CONCLUSIONI	” 243
BIBLIOGRAFIA	” 245

### RIASSUNTO

Recenti studi geofisici effettuati nella zona di transizione fra continente ed oceano in diversi margini passivi della Terra ci hanno stimolato alla revisione dei dati di sismica a riflessione ed a rifrazione lungo il margine passivo tirrenico della Sardegna. Da questo lavoro emerge che il basamento del Terrazzo del Cornaglia costituisce la zona di transizione fra crosta continentale ed oceanica lungo il margine sardo orientale.

Due linee di sismica a riflessione ad alta penetrazione, acquisite tra la Sardegna e la Sicilia dalla N/O OGS Explora nel 1982 e 1989, evidenziano, a sud del monte sottomarino Quirra, la presenza di riflettori immergenti verso mare che lasciano supporre la presenza di una sequenza vulcanica al passaggio fra il Bacino Sardo ed il Terrazzo del Cornaglia nella zona meridionale del margine. E' ipotizzata anche la presenza di una zona interessata da intrusioni (dicchi e *sill*) nel Terrazzo del Cornaglia in vicinanza della scarpata continentale siciliana.

Più a Nord, sempre nel Terrazzo del Cornaglia, la sismica a rifrazione mette in risalto la presenza di crosta di transizione di natura diversa a sud ed a nord del lineamento del 40° parallelo. Mentre a sud, infatti, le velocità del basamento mostrano una netta similitudine con le velocità crostali riscontrate nelle zone di transizione influenzate da vulcanismo, a nord del lineamento del 40°, si ha un rapido passaggio a velocità crostali riscontrate tipiche di aree transizionali caratterizzate da crosta continentale fortemente assottigliata non interessata da effusioni magmatiche.

### ABSTRACT

Recent geophysical studies carried out in the ocean-continent transition zone along several passive margin have stimulated a review of seismic reflection and refraction data

(\*)Istituto di Geologia Marina - CNR di Bologna.

(\*\*)Dipartimento di Scienze Geologiche - Università di Bologna.

(\*\*\*)Dipartimento di Scienze della Terra - Università di Parma.

(\*\*\*\*)Osservatorio Geofisico Sperimentale - Trieste.

available in the Tyrrhenian margin of Sardinia. From our interpretation it seems that the Cornaglia Terrace basement is the transitional area between the continental and oceanic crust of this margin.

The interpretation of two high penetration seismic reflection profiles, acquired by R/V OGS Explora (Osservatorio Geofisico Sperimentale-Trieste) in 1982 and 1989, re-processed in this study, show that the Quirra Smt. area has affinity with passive margins affected by volcanic activity at the hinge zone.

Further North in the Cornaglia Terrace seismic refraction point to a different characteristic of the transitional crust across the lineament of 40th parallel. Southward the transitional crust has velocities typical of passive margin affected by volcanism; northward side, the velocities are more similar to transitional area constituted by stretched continental crust without any evidence of effusive magmatism.

**PAROLE CHIAVE:** Margine continentale passivo, Sismica a riflessione e a rifrazione, Crosta di transizione.

**KEY WORDS:** Eastern Sardinia margin, Passive continental margins, Seismic reflection, Seismic refraction, Transitional crust.

### INTRODUZIONE

Il margine continentale sardo costituisce il margine passivo occidentale del bacino tirrenico. La sua origine sembra connessa allo sviluppo del Tirreno come bacino di retroarco legato alla subduzione di crosta jonica (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; MALINVERNO & RYAN, 1986; DOGLIONI, 1991). Sebbene il margine tirrenico sardo sia un esempio di margine passivo giovane con scarsa copertura sedimentaria, il suo stile di deformazione è tuttora oggetto di discussione (KASTENS *et alii*, 1988; MASCLE & REHAULT, 1990; LAVECCHIA & STOPPA, 1990; LAVECCHIA *et alii*, 1995). Ci sembra, perciò, interessante riesaminare i dati di sismica a riflessione e a rifrazione disponibili lungo il margine sardo orientale mettendoli a confronto con recenti risultati ottenuti da indagini sismiche riguardo la struttura e la natura della crosta lungo altri margini passivi (AUSTIN *et alii*, 1990; ROSENDAHAL *et alii*, 1991; HORSEFIELD *et alii*, 1993; WHITMARSH *et alii*, 1993; EITREIM, 1994; HOLBROOK *et alii*, 1994a e 1994b). Nei margini passivi è sempre presente una zona di transizione limitata verso terra dalla crosta francamente continentale, più o meno assottigliata durante il *rifting*, e verso mare dalla crosta oceanica. Tale zona può avere estensione variabile da qualche chilometro al centinaio di chilometri, in dipendenza dello stile deformativo del margine, e può essere influenzata da fenomeni di magmatismo intrusivo ed effusivo anche di imponenti entità.

Dal punto di vista fisiografico la zona di transizione di un margine passivo comprende generalmente la scarpata ed il rialzo continentale.

Nel margine sardo orientale la zona che corrisponde alle caratteristiche di una zona di transizione è quella del Terrazzo del Cornaglia bordata ad ovest dai bacini del sistema di *rift* del Bacino Sardo e ad est della piana del Vavilov con crosta tipicamente oceanica.

#### ASSETTO GEOLOGICO E GEOFISICO DEL MARGINE SARDO ORIENTALE

Gli elementi morfostrutturali fondamentali di questo margine sono il Bacino Sardo ed il Terrazzo del Cornaglia (Fig. 1), che rappresentano rispettivamente l'area di scarpata continentale superiore e l'area di scarpata continentale medio-inferiore.

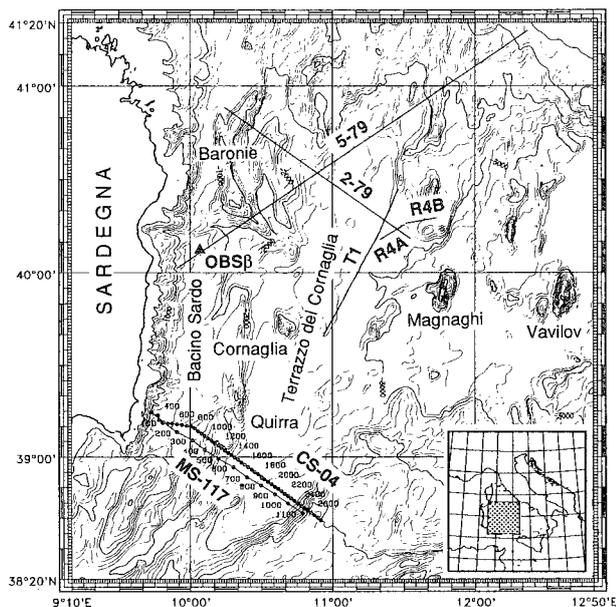


Fig. 1 - Batimetria del margine orientale della Sardegna. Profili di sismica a rifrazione: 2-79 e 5-79 da NICOLICH (1981); R4A ed R4B da RECQ *et alii* (1984); T1 da DUSCHENES *et alii* (1986). Profili di sismica a riflessione: CS-04 e MS-117 con posizione degli scoppi.

La sismica a riflessione ha rivelato l'esistenza di tre distinte sequenze sismostratigrafiche depositatesi prima, durante e dopo la formazione del margine sardo dette pre-, sin- e post-*rift*. La giovane età di questo margine (circa 9 Ma) e la scarsità di apporti sedimentari hanno permesso che i sedimenti riempissero con spessori al massimo di 2 sec (~2 km) il sistema di *rift* del Bacino Sardo (FABRETTI, 1995). Le classiche geometrie di pre-, sin- e post-*rift*, sono ben individuabili nell'area del Bacino Sardo, mentre sono molto meno evidenti nel Terrazzo del Cornaglia.

Il raccordo fra il Bacino Sardo ed il Terrazzo del Cornaglia lungo il margine è differente a nord ed a sud del lineamento, evidenziato dalle anomalie magnetiche, in corrispondenza del 40° parallelo (REHAULT *et alii*, 1987) (Fig. 2). A nord il raccordo è graduale, si esplica attraverso una serie di semi-*graben* posti ad est del rilievo sottomarino delle Baronie (FABRETTI, 1995). A sud del lienamento del 40° il raccordo avviene attraverso un rapido approfondimento della batimetria (Fig. 1), infatti, dai 1000-1500 m di profondità media del Bacino Sardo si passa ai 2500-2800 m del fondale del Ter-

razzo del Cornaglia, prevalentemente pianeggiante. Tale raccordo è espresso anche attraverso la variazione graduale dello spessore crostale da un minimo di 25 km nel Bacino Sardo ad un minimo di 12 km nel Terrazzo del Cornaglia. Il flusso di calore subisce invece un netto incremento da 50-90 mW/m<sup>2</sup> nel Bacino Sardo a 100-140 mW/m<sup>2</sup> nel Terrazzo del Cornaglia.

L'elemento che caratterizza il margine sardo orientale è la presenza di corpi vulcanici. Dalla carta delle anomalie magnetiche del campo residuo (AGIP, 1981) (Fig. 2), infatti, è ben rilevabile la presenza dell'edificio vulcanico del monte sottomarino Quirra e di altri piccoli centri vulcanici presenti nel Terrazzo del Cornaglia ed allineati SO-NE in direzione del vulcano Magnaghi (Fig. 2). L'età relativa di tale magmatismo, legato probabilmente ad effusioni basaltiche tipo IPB (*intra-plate basalt*) (BECCALUVA *et alii*, 1990; ARGNANI *et alii*, in stampa) è considerata pre-, sin-Pliocenica per il Quirra poiché dalla sua sommità furono dragati sedimenti in facies di trubi del Pliocene superiore (COLANTONI *et alii*, 1981).

Ad est delle Baronie le anomalie magnetiche (Fig. 2) sembrano limitare l'esistenza di un'attività vulcanica ai dintorni della Faglia Centrale o Linea R. Selli.

Dal punto di vista temporale l'assottigliamento crostale e la formazione del margine sardo orientale sembrano iniziare con il Tortoniano superiore nel Bacino Sardo e nel Terrazzo del Cornaglia (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990). Dal confronto fra i dati di pozzo, situati in posizioni diverse del margine, risulta che l'assottigliamento crostale sarebbe poi migrato verso E-SE. Infatti, mentre nel pozzo ODP 654, situato sul tetto del piano di faglia di un blocco ruotato della scarpata superiore (ad est delle Baronie), i sedimenti della sequenza di sin-*rift* sono compresi in età fra il Tortoniano superiore e la fine del Messiniano, nel pozzo ODP 652, situato nella scarpata inferiore (ad est della faglia centrale o Linea R. Selli) i depositi di sin-*rift* hanno età messiniano-pliocenica inferiore.

#### PARAMETRI DI ACQUISIZIONE ED ELABORAZIONE DELLA SISMICA A RIFLESSIONE

I profili sismici multicanale presentati sono stati acquisiti dalla N/O OGS Explora in epoche e con strumentazioni differenti.

Il profilo MS-117 è stato registrato nel 1982 usando un cavo di acquisizione lungo 2400 m composto di 48 canali ricevitori spazati 50 m e sorgente acustica *flexotir*. L'intervallo di scoppio ogni 100 m ha permesso di ottenere CDP con copertura massima 12. La rielaborazione è stata curata dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste applicando procedure standard di elaborazione del segnale: *sorting*, deconvoluzione prima dello *stack* con lunghezza dell'operatore di 200 msec e distanza predittiva di 16 msec, analisi di velocità, filtro FK prima dello *stack*, correzione di NMO, *muting* degli *offset* lontani, *stack*. Dopo lo *stack* alla sezione è stato applicato un filtro tempo variante ed un filtro FK per l'attenuazione delle multiple.

Il profilo CS-04 è stato registrato nel 1989 con cavo di acquisizione, lungo 3000 m, composto di 120 canali ricevitori spazati 25 m e sorgente acustica *air gun* con potenza di sparo di 80 lt. L'intervallo di scoppio di 50 m ha permesso di ottenere CDP con copertura massima 30. La rielaborazione è stata curata dall'Istituto di Geologia Marina del CNR di Bologna applicando le seguen-

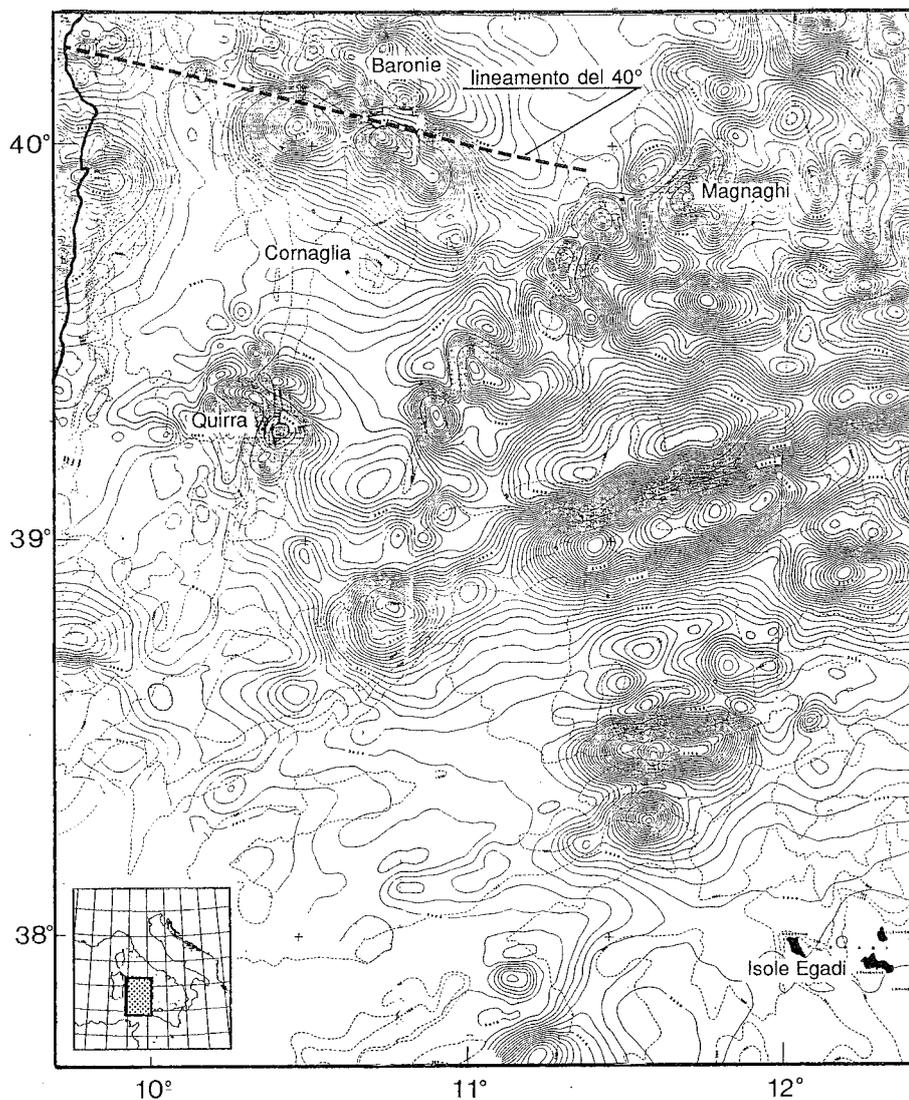


Fig. 2 - Carta aeromagnetica. Anomalie del campo residuo (AGIP, 1981).

ti procedure di elaborazione del segnale: *editing* delle tracce rumorose, correzione della divergenza sferica, deconvoluzione con con operatore di 256 msec e distanza di predizione di 8 msec, *sorting*, analisi di velocità, correzione di NMO, *muting* degli *offset* lontani, migrazione parziale prima dello *stack* (*dip move out*) al fine di attenuare le multiple e di correggere le riflessioni con contrastante immersione legate all'elevata complessità strutturale dell'area, *stack*. Dopo lo *stack* è stata applicata la migrazione alle differenze finite.

#### INTERPRETAZIONE E DISCUSSIONE DELLA SISMICA A RIFLESSIONE

Le linee CS-04 ed MS-117 sono posizionate nell'area meridionale del margine orientale sardo (Fig. 1). Attraversano tutto il margine sardo fino ad arrivare alla scarpata continentale inferiore della Sicilia che rappresenta il settore interno del fronte di accavallamento Drepano delle unità Calabro-Kabilidi (CATALANO *et alii*, 1989; COMPAGNONI *et alii*, 1989).

Le linee MS-117 (Tav. 1) e CS-04 (Tav. 1), nella loro parte occidentale, evidenziano la struttura ad *half-graben* che il Bacino Sardo assume in questa zona.

L'ampia faglia di bordo (BF) immergente verso est, visibile fra i 3 ed i 6.2 sec, disloca ~ 1.5 sec di sedimenti in posizione di *pre-rift*. I sedimenti di *sin-rift* mostrano, all'interno della classica geometria cuneiforme, forti riflessioni legate alla presenza delle facies evaporitiche messiniane (ME). La sommità di queste facies, localmente alternata ad una superficie di erosione, è marcata dal riflettore M. La fine dei movimenti lungo la faglia di bordo è evidenziata dalla *post-rift unconformity* (PRU) al di sopra di essa, infatti, riflessioni sub-orizzontali mostrano la ripresa di una sedimentazione non disturbata dalla tettonica.

In corrispondenza dello scoppio 750 sulla linea CS-04 (Tav. 1) un riflettore immergente verso mare è visibile dai 2.5 sec fino a circa 4.3 sec (RT). Al di sopra, la presenza di un piccolo bacino sedimentario e di faglie antitetiche immergenti verso terra testimoniano l'attività distensiva che il piano associato al riflettore RT ha avuto. Tale geometria può essere provocata dalla riattivazione in distensione di un piano di taglio preesistente nella crosta continentale. Nel suo complesso, la zona rappresenta l'anticlinale di *roll-over* al di sopra della faglia listrica (BF) del Bacino Sardo. La linea MS-117, tra lo scoppio 200 e 300 (Tav. 1), mostra

in particolare una struttura a graben in corrispondenza della cresta dell'anticlinale.

Riflessioni profonde, comprese tra i 6.2 e gli 8.5 sec, sono visibili lungo la linea CS-04, fra lo scoppio 750 e 975 (Tav. 1), e nella linea MS-117, fra lo scoppio 200 e 250 (LC) (Tav. 1). Tale pacchetto di riflettori mostra andamento suborizzontale, spessore di circa 1.5 sec e lieve immersione verso terra. Possono rappresentare riflessioni provenienti dalla crosta continentale inferiore che generalmente ha una riflettività a carattere laminare.

Verso mare si perdono le caratteristiche di riflettività laminare e tra i 7 ed i 9 sec compaiono riflessioni con forte inclinazione verso terra (MU) (Tav. 1). Riflessioni analoghe sono state riscontrate da SHERIDAN *et alii* (1993) lungo il margine centro atlantico degli U.S.A. e sono state interpretate come evidenze di un *underplating* magmatico. Grazie infatti a studi di sismica a rifrazione HOLBROOK *et alii* (1992) evidenziano, in loro corrispondenza, un campo di velocità anomalmente alto (7.2 - 7.4 km/sec). Alcuni autori (HOLBROOK *et alii*, 1994a e 1994b) sostengono, perciò, l'esistenza di intrusioni magmatiche mafiche ed ultramafiche in corrispondenza di tale livello della crosta continentale inferiore, lungo parte del margine U.S.A. poco ad ovest della *East Coast Magnetic Anomaly*.

Dallo scoppio 1000 al 1450 della linea CS-04 (Tav. 1), sono visibili, al di sotto della PRU una serie di riflettori immergenti verso mare (SDR) (*seaward-dipping reflectors*). Riflettori immergenti verso mare sono considerati l'elemento caratterizzante dei margini vulcanici (HINZ, 1981; MUTTER, 1985; WHITE *et alii*, 1987), la cui origine veniva attribuita all'azione di un punto caldo che avrebbe avuto attività durante il *rifting* e sarebbe stato il punto di inizio dell'oceanizzazione. Tale ipotesi è stata recentemente modificata da HOLBROOK e KELEMEN (1993) che, avendo ritrovato evidenze di riflettori immergenti verso mare lungo la costa centro orientale degli Stati Uniti, dove non è documentabile l'azione di un punto caldo, ipotizzano un'origine "più generale" per giustificare la loro presenza. Anche MUTTER (1993) riconosce che la classificazione di un margine passivo in termine di "margine vulcanico" o "non vulcanico" è scorretta se intesa come una schematizzazione fra due processi fisici di origine "rigidi" (azione di un punto caldo o meno). Nel nostro caso in particolare i riflettori (SDR) sembrano essere legati all'attività vulcanica del monte sottomarino Quirra che si erge pochi chilometri più a Nord.

Dallo scoppio 1200 sulla linea CS-04 (Tav. 1) si passa all'area profonda del Terrazzo del Cornaglia, la zona del margine dove si depositarono i maggior spessori di evaporiti messiniane con presenza di sale (FABBRI & CURZI, 1979; CURZI *et alii*, 1980; MALINVERNO *et alii*, 1980; REHAULT *et alii*, 1987). Dalla geometria dei sedimenti sembra emergere che la deposizione dei sedimenti messiniani (ME) avvenne in un bacino già formato e più profondo rispetto alle aree circostanti. Al di sotto del Messiniano e della PRU un corpo di presunta origine sedimentaria (M1), è interpretato come deposito di *sin-rift*, mentre il corpo M2 sembra essere un deposito di *post-rift* di età pre-messiniana (Tortoniano sup.?).

Tra lo scoppio 1425 e 1700, sulla linea CS-04 (Tav. 1), e fra lo scoppio 600 e lo scoppio 700 sulla linea MS-117 (Tav. 1) è nuovamente visibile una zona con riflettività ad andamento laminare (LC) compresa tra i 6 ed i 7.5 sec. Tali orizzonti potrebbero rappresentare dei lembi di crosta inferiore assottigliata. Le carat-

teristiche di riflettività si perdono completamente man mano che si procede verso est in concomitanza con la chiusura del bacino sedimentario profondo presente nel Cornaglia. Tale perdita completa di una riflettività organizzata, ed i valori crescenti delle anomalie gravimetriche di Bouguer, del flusso di calore e dell'intensità delle anomalie magnetiche fa supporre che il tratto di crosta fino alle pendici del margine siciliano rappresenti una crosta continentale assottigliata di "transizione" e interessata da fenomeni intrusivi.

La presenza di un riflettore immergente verso terra fra lo scoppio 2400 e 2770, linea CS-04 (Tav. 1), rappresenterebbe il limite fra la crosta di transizione e la crosta continentale del margine siciliano. Piccole faglie distensive ad alto angolo interessano i sedimenti messiniani e pre-messiniani del margine.

#### INTERPRETAZIONE DELLA SISMICA A RIFRAZIONE NEL TERRAZZO DEL CORNAGLIA

Gli esperimenti di sismica a rifrazione lungo il margine orientale sardo risalgono agli anni '80 (NICOLICH, 1981; RECQ *et alii*, 1984; DUSCHENES *et alii*, 1986), da allora ad oggi numerosi studi sulla struttura crostale dei margini passivi hanno permesso di approfondire differenze ed elementi comuni fra i vari margini. Abbiamo cercato, quindi, di rianalizzare i dati relativi al margine orientale della Sardegna alla luce dei recenti dati disponibili in letteratura.

Ciò che emerge dalla sismica a rifrazione (linea T1 in Fig. 1), realizzata da DUSCHENES *et alii* (1986), e dall'andamento delle anomalie magnetiche lungo il Terrazzo del Cornaglia, è la netta diversità nelle caratteristiche crostali fra la zona a sud del lineamento del 40° parallelo (REHAULT *et alii*, 1987) e quella a nord (Fig. 2).

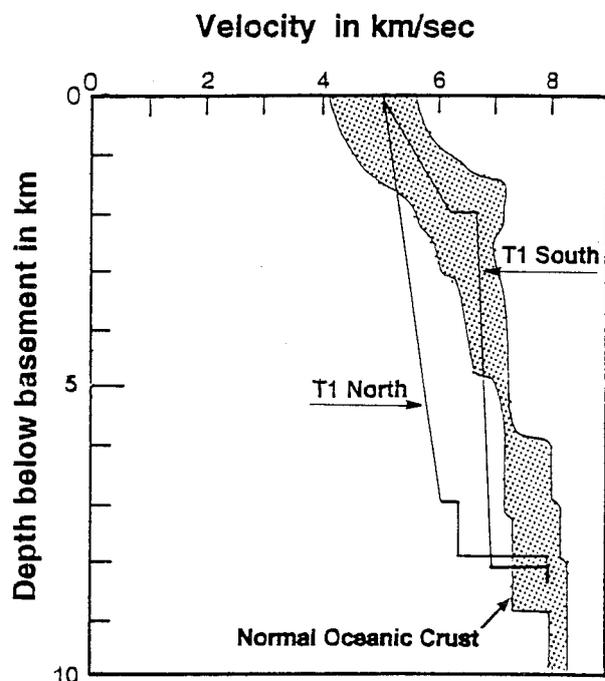


Fig. 3 - Confronto fra il campo di velocità della crosta oceanica normale (area puntinata) (WHITE *et alii*, 1984) ed i profili velocità/profondità al di sotto dei sedimenti della linea T1 nel settore a nord e nel settore sud (DUSCHENES *et alii*, 1986) del lineamento del 40° parallelo. Per il posizionamento della linea T1 vedere Fig. 1.

La zona a sud (T1 sud) ricalca l'andamento di velocità, piuttosto che di crosta oceanica vera e propria (Fig. 3) come ipotizzato da DUSCHENES *et alii* (1986), della zona di transizione simile a quelle presenti nel margine Britannico occidentale Goban Spur in cui il profilo GS (Fig. 4) rivela la presenza, al di sotto dei sedimenti, di una sequenza basaltica di sin-rift spessa circa 2 km (HORSEFIELD *et alii*, 1993).

La zona nord (T1 nord) invece ricalca l'andamento delle velocità della crosta continentale di transizione priva di magmatismo effusivo, come ad esempio nella piana abissale Tagus del margine Iberico occidentale (PINHEIRO *et alii*, 1992) (Fig. 4 profilo AR). Una zona di transizione interessata da vulcanismo sembra tuttavia presente nella zona settentrionale del margine sardo nei pressi della Faglia Centrale (o Linea Raimondo Selli, linee R4B e R4A Fig. 1) (RECQ *et alii*, 1984). Infatti, non solo il campo di velocità che emerge dalle linee R4B e R4A mostra maggiore affinità con la linea T1 sud (Fig. 5), ma in loro corrispondenza si ha nuovamente un incremento d'intensità delle anomalie magnetiche (Fig. 2). E' possibile, inoltre, che la crosta continentale

dei bacini di rift a nord del 40° sia interessata da *underplating*. Infatti ad est e ad ovest delle Baronie (Fig. 5 e Fig. 6 profili 5-79 OBS-β e linea 2-79 di NICOLICH, 1981) sono segnalate velocità anomalmente alte (dai 6.9 ai 7.4 km/sec) in corrispondenza della crosta inferiore a profondità comprese tra di 19 - 16 km. Ciò fa supporre la presenza di intrusioni di rocce mafiche ed ultramafiche con spessore di circa 5 km.

## CONCLUSIONI

Dalla sismica a riflessione crostale lungo la scarpata continentale della Sardegna orientale emerge l'importanza che l'attività magmatica e la presenza di strutture preesistenti nella crosta continentale hanno avuto nello sviluppo di questo margine passivo.

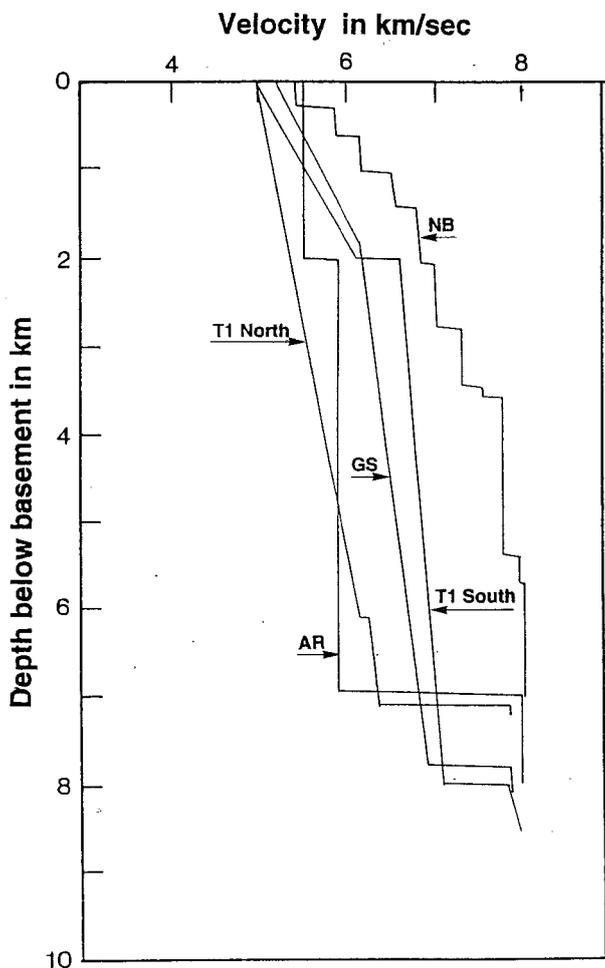


Fig. 4 - Profili velocità/profondità al di sotto dei sedimenti. Le profondità sono relative alla sommità del basamento nelle aree di transizione: del margine Iberico occidentale AR (Tagus Abyssal Plain), del margine Britannico occidentale GS (Goban Spur), del margine Francese settentrionale NB (North Biscay), T1 nord e T1 sud (Terrazzo del Cornaglia a N ed a sud del lineamento del 40°). Modificato dopo HORSEFIELD *et alii* (1993).

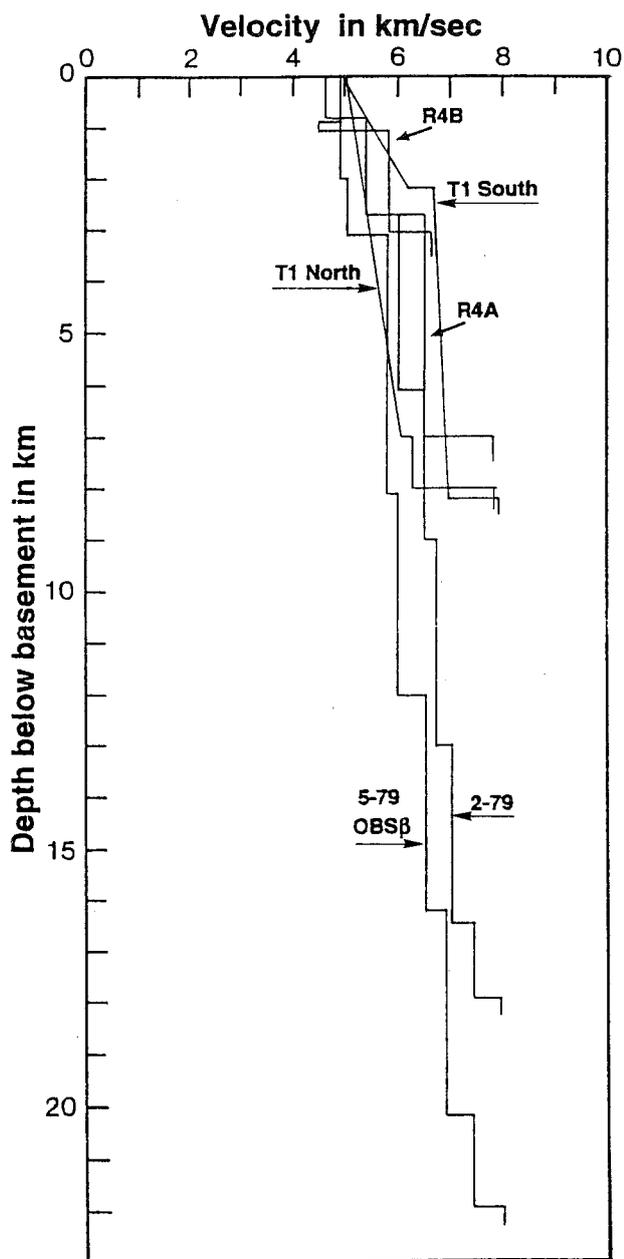


Fig. 5 - Profili velocità/profondità al di sotto dei sedimenti. Le profondità sono relative alla sommità della basamento. Profili: 2-79 e 5-79 OBS β da NICOLICH (1981); R4A ed R4B da RECQ *et alii* (1984); T1 nord e sud da DUSCHENES *et alii* (1986).

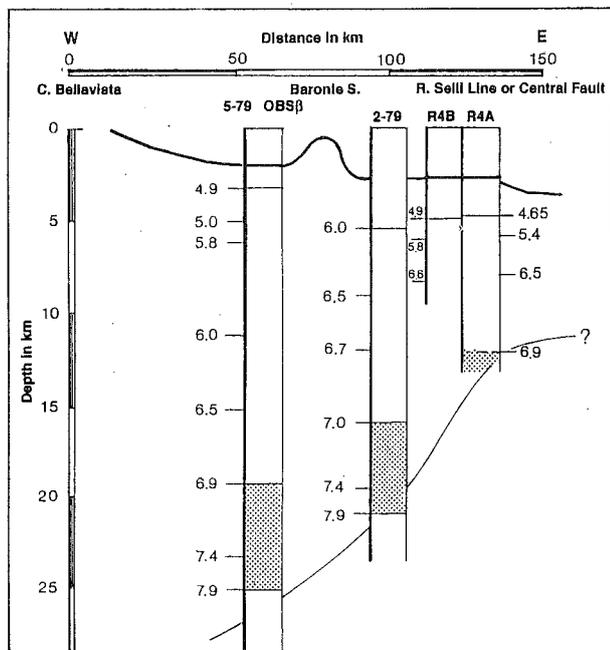


Fig. 6 - Struttura crostale del margine Sardo a Nord del lineamento del 40°. Aree puntinate: possibile livello di intrusioni mafiche (*underplating*). Dopo RECQ *et alii*, 1984.

In particolare risultano evidenti:

— un cambiamento netto nello stile strutturale fra le due aree principali del margine. Il Bacino Sardo è sede di un sistema di *rift* continentale organizzato in *half-graben* con faglie di bordo principali ad alto angolo che mostrano, talvolta, andamento listrico in profondità (FABBRI *et alii*, 1981; FABRETTI, 1995). Nel Terrazzo del

Cornaglia, invece, non è evidente alcuna faglia ad alto angolo nel basamento e le uniche testimonianze di una attività tettonica distensiva recente sono visibili lungo la scarpata che lo collega al Bacino Sardo e lungo l'area di raccordo con il fronte di accavallamento Drepano (TORELLI *et alii*, 1991). La mancanza di chiare geometrie di faglia nel basamento del Terrazzo del Cornaglia ci fa supporre quindi che l'assottigliamento crostale possa essere avvenuto o attraverso il sovrapporsi di più generazioni di faglie, o ad opera di faglie a basso angolo, probabilmente riattivanti precedenti piani di compressione (COMPAGNONI *et alii*, 1989), e/o con deformazioni di tipo duttile.

— La variabile posizione dei riflettori associati alla crisi di salinità messiniana. Mentre nei bacini dei *rift* essi sono generalmente associati alle sequenze di pre-, sin-*rift*, nel Terrazzo del Cornaglia essi sembrano non essere dislocati da alcun episodio distensivo e quindi essere già parte della sequenza di post-*rift*.

— Riguardo ai tempi di sviluppo del margine risulta evidente il diacronismo della post-*rift unconformity* (PRU) lungo il margine stesso, già suggerita da TORELLI *et alii*, (1991). La distensione, che portò all'assottigliamento e al magmatismo mafico nel margine, sembra avere agito dapprima nel Terrazzo del Cornaglia dove terminò nel Tortoniano superiore - Messiniano. Il Bacino Sardo sembra invece avere iniziato la propria fase di strutturazione come sistema di *rift* continentale nell'immediato pre-Messiniano, forse nel Tortoniano medio superiore (KASTENS *et alii*, 1988; SARTORI, 1989; MASCLE & REHAULT, 1990), ed averla continuata fino al Pliocene.

Dalla sismica a rifrazione ed a riflessione emerge quindi che nel margine orientale sardo la componente vulcanica aumenta da nord a sud (Fig. 7). Infatti, al

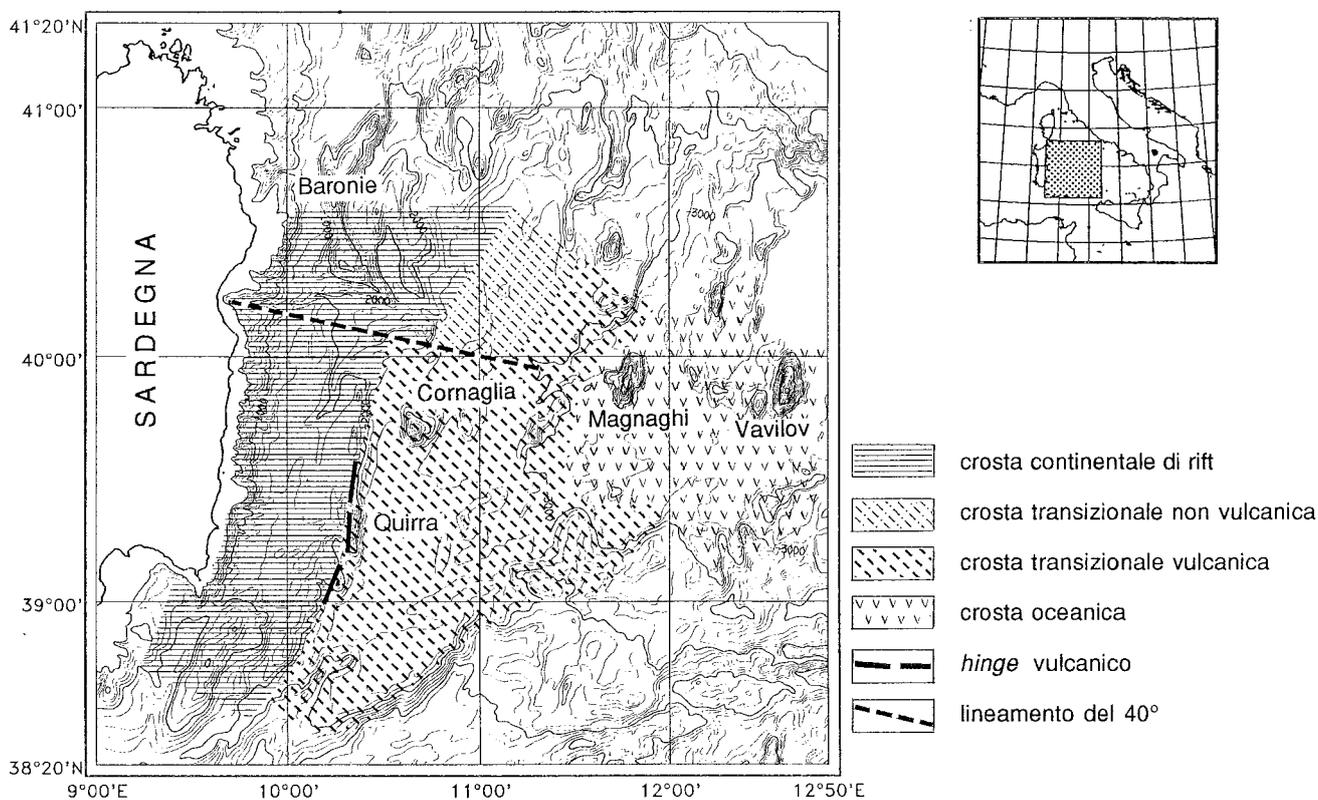


Fig. 7 - Caratteristiche crostali del margine sardo orientale.

di sopra del 40° parallelo, il margine è tipicamente “non vulcanico” (Fig. 4 T1 nord), più a sud continua ad avere caratteristiche di un margine “non vulcanico”, ma con una zona di transizione fra continente ed oceano influenzata da magmatismo effusivo (Fig. 4 T1 sud). Infine, nel settore più meridionale si riscontrano affinità con margini di tipo “vulcanico” (sezioni di sismica a riflessione CS-04 ed MS-117 in Tav. 1).

Deve, inoltre, essere sottolineata l'importanza che il lineamento del 40° parallelo ha nell'attuale costituzione del margine sardo. Esso mette a contatto aree del Terrazzo del Cornaglia con caratteristiche strutturali, magnetiche e cristalline differenti. Il lineamento del 40° sembra essere, quindi, un importante elemento di svicolo fra diverse porzioni del margine sottoposte a fasi di assottigliamento e di estensione che risulterebbero più elevati a sud.

#### RINGRAZIAMENTI

Ringraziamo per le costruttive discussioni e la revisione del manoscritto il Dott. A. ARGNANI, il Dott. F. GAMBERI, il Dott. M. MARANI, il Dott. C. SAVELLI. Grazie al Dott. M. LIGI per i suggerimenti riguardo l'elaborazione della linea CS-04 ed il Sig. L. CASONI per la realizzazione grafica delle figure.

La ricerca è stata realizzata nell'ambito del dottorato di ricerca in Scienze della Terra dell'Università di Bologna e con i fondi 40% del Prof. R. SARTORI. Contributo n. 1027 dell'Istituto di Geologia Marina, CNR, Bologna.

#### BIBLIOGRAFIA

- AGIP (1981) - *Italia: Carta Magnetica: Anomalie del Campo Magnetico Residuo, (scala 1: 500.000)*. Atti Min., Direz. Espl. Idrocarburi. S. Donato Milanese, Milano.
- ARGNANI A., MARANI M., SAVELLI C. & GALASSI B. (in stampa) - *Migrazione del vulcanismo di arco cenozoico nel contesto geodinamico intraorogeo del Mar Tirreno meridionale: un riesame*. Scritti e Documenti dell'accademia Nazionale delle Scienze.
- AUSTIN A.A. JR., STOFFA P.L., PHILLIPS J.D., OH J., SAWYER D.S., PURDY M.G., REITER E. & MAKRES J. (1990) - *Crustal structure of the Southeast Georgia embayment-Carolina trough: preliminary results of a composite seismic image of a continental suture (?) and a volcanic passive margin*. *Geology*, **18**, 1023-1027.
- BECCALUVA L., BONATTI E., DUPUY C., FERRARA G., INNOCENTI F., MACERA P., PETRINI R., ROSSI P.L., SERRI G., SEYLER M. & SIENA F. (1990) - *Geochemistry and mineralogy of volcanic rocks from ODP Sites 650, 651, 655 and 654 in the Tyrrhenian Sea*. In: Kastens K.A., Mascle J., Aurox C., et al., *Proc. ODP Sci. Results*, **107**: Collage Station, TX (Ocean Drilling Program), 49-74.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure ed il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **11**, 201-216.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & TORELLI L. (1989) - *From Sardinia Channel to Sicily strait. A geologic section based on seismic and field data*. In: Boriani, Bonafede Piccardo & Vai (Eds). *The lithosphere in Italy: advances in earth science research*. 109-127.
- CERMAK V., DELLA VEDOVA B., LUCAZEAU F., PASQUALE V., PELLIS G., SCHULZ R. & VERDOYA M. (1992) - *Heat-flow density*. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Muller (Eds), *A Continent Revealed: The European Geotraverse*, Cambridge University Press.
- COLANTONI P., FABBRI A., GALLIGNANI P., SARTORI R. & REHAULT J.P. (1981) - *Carta Litologica e Stratigrafica dei mari italiani*. Litografia Artistica Cartografica. Firenze.
- COMPAGNONI R., MORLOTTI E. & TORELLI L. (1989) - *Crystalline and sedimentary rocks from the scarps of the Sicily - Sardinia trough and Cornaglia Terrace (Southwestern Tyrrhenian Sea): paleogeographic and geodynamic implications*. *Chemical Geology*, Special Issue of the IGCP Project 195 "Ophiolites and lithosphere of Marginal Seas", **77**, 375-398.
- CURZI P., FABBRI A. & NANNI T. (1980) - *The messinian evaporitic event in the Sardinia Basin area (Tyrrhenian Sea)*. *Mar. Geol.*, **34**, 157-170.
- DOGLIONI C. (1991) - *A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian - Appennine system*. *Terra Nova*, **3**, 423-434.
- DUSCHENES J., SINHA M.C. & LOUDEN K.E. (1986) - *A seismic refraction experiment in the Tyrrhenian Sea*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **85**, 139-160.
- EITREIM S.L. (1994) - *Transition from continental to oceanic crust on the Wilkes-Adelie margin of Antarctica*. *Jour. Geoph. Research*, **99**, 24189-24205.
- FABBRI A. & CURZI P. (1979) - *The Messinian of the Tyrrhenian Sea: seismic evidence and dynamic implications*. *Giorn. Geol.*, **43**, 215-248.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In F.C. Wezel (Ed): *Sedimentary basins of Mediterranean margins*, Tecno-print, Bologna, 101-126.
- FABRETTI P. (1995) - *Analisi sismostratigrafica dei bacini sedimentari della scarpata continentale sarda, lato tirrenico*. Tesi di Dottorato, Univ. di Bologna, 138 pag.
- HINZ K. (1981) - *A hypothesis on terrestrial catastrophes-Wedge of very thick oceanward dipping layers beneath passive continental margins*. *Geologisches Jahrbuch*, **E22**, 3-28.
- HOLBROOK W. S., REITER E.C., PURDY G.M. & TOKSÖZ M.N. (1992) - *Image of the Moho across the continent-ocean transition, U.S. East coast*. *Geology*, **20**, 203-206. HOLBROOK W.S. & KELEMAN P.B. (1993) - *Large igneous province on the US Atlantic margin and implications for magmatism during continental breakup*. *Nature*, **364**, 433-436.
- HOLBROOK W.S., PURDY M.G., SHERIDAN R.E., GLOVER L. III, TALWANI M., EWING J. & HUTCHINSON D. (1994 a) - *Seismic structure of the U.S. Mid-Atlantic continental margin*. *J. Geophys. Res.*, **99**, 17871-17891.
- HOLBROOK W.S., REITER E.C., PURDY M.G., SAWYER D., STOFFA P.L., AUSTIN J.A. JR. & MAKRES J. (1994 b) - *Deep structure of the U.S. Atlantic continental margin, offshore South Carolina, from coincident ocean bottom and multichannel seismic data*. *J. Geophys. Res.*, **99**, 9155-9178.
- HORSEFIELD S.J., WHITMARSH R.B., WHITE R.S. & SIBUET J.C. (1993) - *Crustal structure of the Goban Spur rifted continental margin, NE Atlantic*. *Geophys. J. Int.*, **119**, 1-19.
- KASTENS K. & MASCLE J. (1990) - *The geological evolution of Tyrrhenian Sea: an introduction to the scientific results of ODP Leg 107*. In: Kastens K.A. & Mascle J., et al. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. **107**, 3-26.
- KASTENS K., MASCLE J. & OTHERS (1988) - *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: insights into passive margin and back-arc basin evolution*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **100**, 1140-1156.
- KLINGELE E., LAHMEYER B. & FREEMAN R. (1992) - *Gravity Anomaly Map, Bouguer anomalies central and southern segments*. In: D. Blundell, R. Freeman and St. Muller (Eds), *A Continent Revealed: The European Geotraverse*, Cambridge University Press.
- LAVECCHIA G. & STOPPA F. (1990) - *The Tyrrhenian zone: a case of lithosphere extension control of intra-continental magmatism*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **99**, 336-350.
- LAVECCHIA G., FEDERICO C., KARNER G.D., & STOPPA F. (1995) - *La distensione toscano-tirrenica come possibile motore della compressione appenninica*. In: *Geodinamica e tettonica attiva del sistema Tirreno - Appennino*. Convegno Scientifico, Camerino 9-10 Feb., 1995. 157-159.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. *Tectonics*, **5**, 227-245.
- MALINVERNO A., CAFIERO M., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1981) - *Distribution of Messinian sediments and erosional surfaces beneath the Tyrrhenian Sea: geodynamic implication*. *Oceanol. Acta*, **4**, 489-496.
- MASCLE J. & REHAULT J.P. (1990) - *A revised seismic stratigraphy of the Tyrrhenian sea: implications for the basin evolution*. In: Kastens K.A., Mascle J. et al., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, vol. **107**, 617-636.
- MUTTER J.C. (1985) - *Seaward dipping reflectors and the continent-*

- ocean boundary at passive continental margins. *Tectonophysics*, **114**, 117-131.
- MUTTER J.C. (1993) - *Margins declassified*. *Nature*, **364**, 393-394.
- NICOLICH R. (1981) - *Il profilo Latina-Pescara e le registrazioni mediante OBS nel Mar Tirreno*. Atti I Convegno G.N.G.T.S., 621-633.
- PINHEIRO L.M., WHITEMARSH R.B. & MILES P.R. (1992) - *The ocean-continent boundary off the western continental margin of Iberia-II. Crustal structure in the Tagus Abyssal Plain*. *Geophys. J. Int.*, **109**, 106-124.
- RECQ M., REHAULT J.P., STEINMETZ L. & FABBRI A. (1984) - *Amincissement de la croûte et accretion au centre du bassin Tyrrhenien d'après la sismique réfraction*. *Mar. Geol.*, **85**, 411-428.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E. & FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. *Mar. Geol.*, **74**, 123-150.
- ROSENDAHL B.R., GROSCHEL-BECKER H., MEYERS J. & KACZMARICK K. (1991) - *Deep seismic reflection study of a passive margin, southeastern Gulf of Guinea*. *Geology*, **19**, 291-295.
- SARTORI R. (1989) - *Evoluzione neogenico-recente del bacino tirrenico e suoi rapporti con la geologia delle aree circostanti*. *Giornale di Geologia*, **51/2**, 1-39.
- SHERIDAN R.E. & OTHERS (1993) - *Deep seismic reflection data of the EDGE U.S. Mid-Atlantic continental margin experiment: Implication for Appalachian sutures and Mesozoic rifting and magmatic underplating*. *Geology*, **21**, 563-567.
- TORELLI L., ZITELLINI N., ARGNANI A., BRANCOLINI G., DE CILLIA C., PEIS D. & TRICART P. (1991) - *Sezione geologica crostale dall'avampaese pelagiano al bacino di retroarco tirrenico (Mediterraneo centrale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**, 385-399.
- WHITE R.S., DETRICK R.S., SINHA M.C. & COMIER M.H. (1984) - *Anomalous seismic crustal structure of oceanic fracture - zone*. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **79**, 779-798.
- WHITE R.S., SPENCE G. D., FOWLER S.R., MCKENZIE D.P., WESTBROOK G.K. & BOWEN A.N. (1987) - *Magmatism at rifted continental margins*. *Nature*, **330**, 439-444.
- WHITEMARSH R.B., PINHEIRO L.M., MILES P.R., RECQ M. & SIBUET J.C. (1993) - *Thin crust at the western Iberia ocean-continent transition and ophiolites*. *Tectonics*, **12**, 1230-1239.