

**EVOLUZIONE STRUTTURALE DEI BACINI NEOGENICI ESTENSIONALI  
SOVRAIMPOSTI ALL'OROGENE MAGHREBIDE NEI DINTORNI DELLE ISOLE EGADI(\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 247
INTRODUZIONE	" 247
ASSETTO GEOLOGICO	" 247
BACINO INVO1	" 250
<i>Sottobacino settentrionale (NS)</i>	" 250
<i>Sottobacino meridionale (SS)</i>	" 250
BACINO INVO2	" 250
<i>Sottobacino occidentale (WS)</i>	" 250
<i>Sottobacino orientale (ES)</i>	" 253
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 253
BIBLIOGRAFIA	" 254

## RIASSUNTO

In questo lavoro vengono presentati i risultati dell'analisi sismo-stratigrafica di due bacini localizzati nel settore nord-occidentale del canale di Sicilia e denominati INVO1 e INVO2. Essi frammentano la catena delle isole Egadi e sono ubicati tra la zona estensionale tirrenica a N e le fosse tettoniche presenti nella parte centrale del Canale di Sicilia a SE. Il lavoro, volto a definire lo stile strutturale dei due bacini INVO, è stato attuato utilizzando un grigliato di profili sismici a riflessione multicanale. Il bacino INVO1 è suddiviso in un sottobacino settentrionale (NS) ed in uno meridionale (SS). Due sottobacini, uno occidentale (WS) e uno orientale (ES), compongono anche il bacino INVO2. Faglie estensionale con prevalente orientazione NO-SE, sono presenti in gran parte dei bacini INVO. Una diversa evoluzione si evidenzia esclusivamente per NS, l'area più vicina al Tirreno, dove sono predominanti direzioni N-S.

Il riempimento sedimentario dei bacini INVO è interessato da strutture compressive che hanno direzione sia perpendicolare che parallela all'asse dei bacini; in alcuni casi queste strutture possono essere messe in relazione alla riattivazione di faglie estensionali. Sebbene la mancanza di pozzi per esplorazione non permetta di stabilire una stratigrafia precisa e quindi di datare gli episodi compressivi, questi sembrano inseriti nel predominante contesto distensivo, tuttora attivo, che ha portato alla formazione dei bacini. La causa degli episodi compressivi in un predominante contesto estensionale può essere ricercata nella dinamica della adiacente zona di collisione appenninico-maghrebide.

## ABSTRACT

Extensional basins are known to occur on top of the Apennine-Maghrebian fold and thrust belt that runs along Sicily and peninsular Italy. They formed mainly during the Plio-Quaternary, presumably in relation to the opening of the Tyrrhenian back-arc basin, while contraction was active at the thrust front and contractional structures are often present within their sedimentary fill. Two of these basins,

named INVO1 and INVO2 are located in the NW side of the Strait of Sicily and have been investigated, using a grid of multichannel seismic reflection profiles, in order to define their structural style. Basin INVO1, the easternmost one, is subdivided into two subbasins. The northern one (NS) presents extensional faults with variable trends (N-S, NW-SE, NNE-SSW) that often show evidence of contractional reactivation. In the southern one (SS), extensional faults trend NW-SE and contractional structures are absent. Basin INVO2 originated along a system of NW-SE-trending extensional faults and is subdivided into two sub basins separated by a morphologic high. Flipping of half graben polarity often occurs along the axis of the two subbasins. Contractional structures, trending both perpendicular and parallel to the basin axis, occur within the basin fill, and in some instances these structures can be related to reactivation of previous extensional faults.

Although the lack of well control does not allow a precise dating of the contractional episodes they appear to occur intermittently within the dominant extensional regime. The origin of compressional pulses in this extensional setting can be looked for in the dynamics of the adjacent collision zone.

**PAROLE CHIAVE:** Bacini intramontani, Maghrebidi siciliane, Riattivazione di faglie.

**KEY WORDS:** Intramontane basins, Maghrebides of Sicily, Faults reactivation.

## INTRODUZIONE

Il sistema appenninico-maghrebide costituisce una catena neogenica a pieghe e faglie (Fig. 1). La catena è interessata, nelle sue porzioni interne, da faglie estensionali che hanno originato vari bacini sedimentari e hanno portato all'apertura del bacino di retro-arco tirrenico; questa attività estensionale è stata contemporanea a movimenti compressivi nelle zone esterne della catena, almeno dal Messiniano. L'avampaese della catena appenninico-maghrebide si trova nella regione centrale del Canale di Sicilia ed è stato sede, nel Pliocene, di un *rifting* che ha portato alla formazione di fosse tettoniche con orientazione NO-SE. In questo lavoro vengono evidenziate le caratteristiche strutturali, ricavate dall'interpretazione di profili sismici a riflessione multicanale, dei bacini estensionali denominati INVO1 ed INVO2 che sono posizionati ad ovest delle isole Egadi.

## ASSETTO GEOLOGICO

L'area peri-tirrenica è occupata dalla catena appenninico-maghrebide formatasi, principalmente in età neogenica, a causa della collisione fra placca europea e placca africana (Fig. 1). Le porzioni di catena maghre-

(\*)Istituto per la Geologia Marina - CNR, Bologna.

(\*\*)Lavoro eseguito con il contributo n. 1030 dell'Istituto per la Geologia Marina di Bologna.

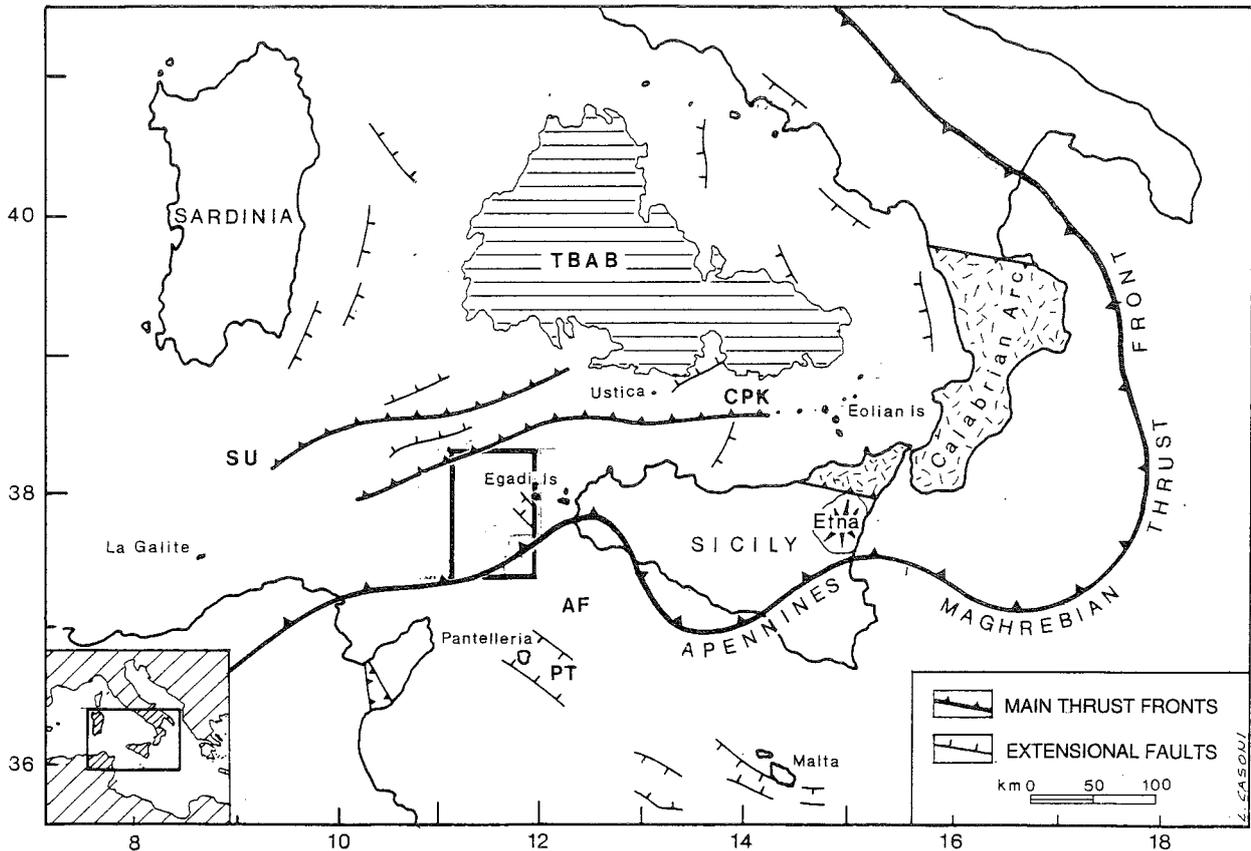


Fig. 1 - Schema geologico semplificato dei principali elementi strutturali nello stretto di Sicilia ed aree adiacenti. SU: unità sarde; CPK: unità calabrido-peloritano-kabilidi; TBAB: bacino di retro-arco tirrenico; PT: fossa di Pantelleria; AF: avampaese africano. L'area racchiusa nel rettangolo corrisponde a quella di figura 4.

bide affioranti in Sicilia e in nord Africa sono collegate dalla catena delle isole Egadi, strutturata nell'*off-shore* nordoccidentale del Canale di Sicilia. La catena delle isole Egadi (*Egadi Fold and Thrust Belt*, EFTB) è costituita da un insieme di scaglie tettoniche scollate dal loro substrato e sovrascorse, dal Miocene medio-superiore, verso SE. Questa tettonica origina un sistema embriacato (ARGNANI *et alii*, 1987) nel quale le scaglie tettoniche più interne sono costituite da carbonati e argille di età variabile dal Triassico superiore al Terziario inferiore, mentre quelle esterne sono costituite dal *Flysch Numidico* di età oligocenica-miocenica inferiore (ANTONELLI *et alii*, 1988). A nord della catena delle Egadi, nel Canale di Sardegna, due unità tettoniche principali, le unità sarde (SU) e le unità Calabro-Peloritano-Kabilidi (CPK), sono giustapposte alla catena delle isole Egadi (CATALANO *et alii*, 1989).

Faglie estensionali sono state attive al retro della catena appenninico-maghrebide dal Messiniano al Recente, mentre l'ispessimento crostale dovuto a compressione era ancora in atto al fronte del sistema orogenico peri-tirrenico. Questa tettonica estensionale ha portato alla formazione dei bacini peri-tirrenici (es. Bacino di Cefalù) ed è culminata nell'apertura del bacino di retro-arco tirrenico (TBAB). Nello stretto di Sardegna, i piani di sovrascorrimento principali fra le unità sarde e le CPK, immergenti verso N, sono stati parzialmente riattivati in estensione e si collegano con orientamento circa E-W alle zone di retro-arco tirrenico (TRICART *et alii*, 1994).

L'avampaese della catena appenninico-maghrebide (AF) presente nel canale di Sicilia è stato sede di un processo di *rifting* che lo ha frammentato originando una serie di bacini bordati da faglie estensionali con direzione prevalente NO-SE. I singoli bacini sono limitati in senso longitudinale da lineamenti orientati N-S (ARGNANI, 1990). Il più occidentale di questi bacini, la fossa di Pantelleria (PT), è bordata verso ovest dalla valle di Pantelleria avente direzione N-S (Fig. 2; PV).

Nella catena delle isole Egadi sono presenti due bacini sedimentari allungati in direzione NO-SE, INVO1 e INVO2 (Fig. 2; GAMBERI & ARGNANI, 1993), che tagliano perpendicolarmente le precedenti strutture compressive costituendo il collegamento fra la regione di retro-arco tirrenica e le aree in estensione nel Canale di Sicilia; il bacino INVO2, in particolare, è ubicato a nord della valle di Pantelleria. Il loro riempimento sedimentario è principalmente di età plio-quadernaria (GAMBERI & ARGNANI, 1993).

La ricostruzione dell'evoluzione strutturale dei bacini INVO è stata effettuata tramite l'interpretazione sismo-stratigrafica di un grigliato di profili sismici a riflessione multicanale (Fig. 3). Parte di essi sono stati acquisiti dal Ministero dell'Industria italiano nel 1982, utilizzando un cavo sismico a 96 canali e una serie di *airgun* a 3000 pollici cubici come sorgente. In aggiunta, nel 1989, l'Istituto per la Geologia Marina di Bologna ha acquisito circa 1000 km di profili con spaziatura ravvicinata, nel più meridionale (INVO2) dei due bacini sovrapposti alla catena delle Egadi. Questi pro-

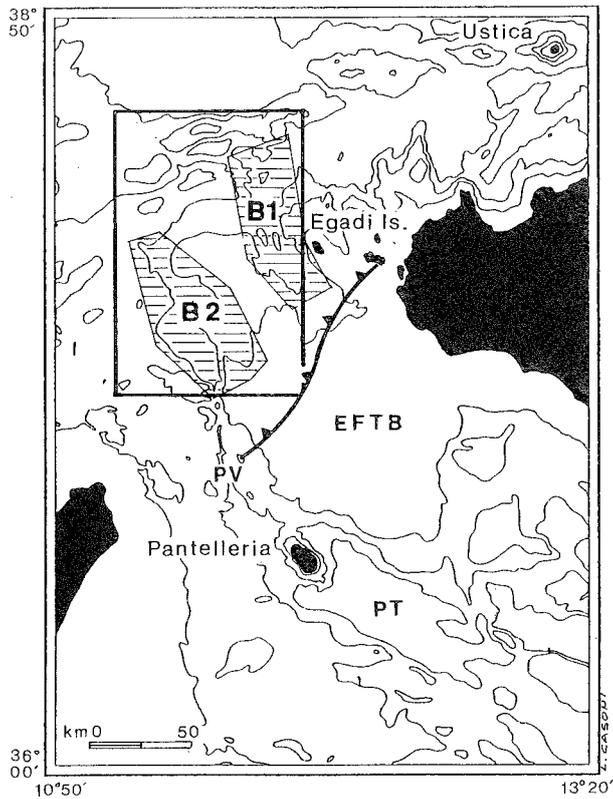
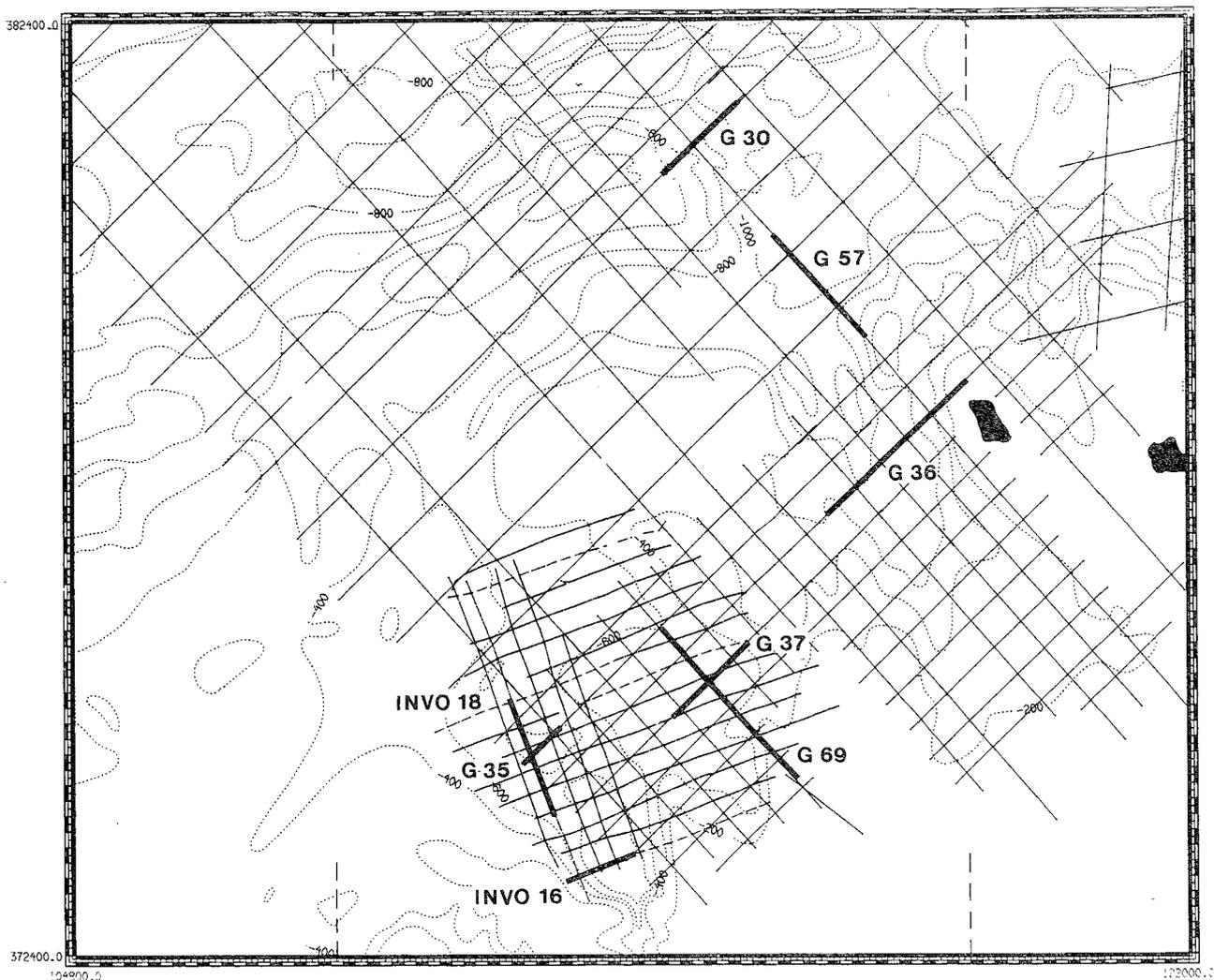


Fig. 2 - Ubicazione dei bacini INVO nel Canale di Sicilia; l'area racchiusa nel rettangolo corrisponde a quella di figura 4. B1: bacino INVO1; B2: bacino INVO2.

Fig. 3 - Profili sismici nella zona di studio. In grassetto sono indicati i profili illustrati in questo lavoro.



fili sono stati acquisiti utilizzando un cavo sismico composto da 24 canali e uno Sparker 30 kJ come sorgente.

## BACINO INVO1

Questo bacino è suddiviso in un sottobacino settentrionale (NS) e uno meridionale (SS) separati da un'area più elevata caratterizzata da spessore ridotto dei depositi plio-quadernari. A causa della scarsa riflettività, nell'area rilevata fra i due sottobacini, le unità sismiche riconosciute in NS non sono correlabili con quelle di SS. I due sottobacini presentano assetti strutturali alquanto diversi (Fig. 4); essi saranno perciò descritti separatamente.

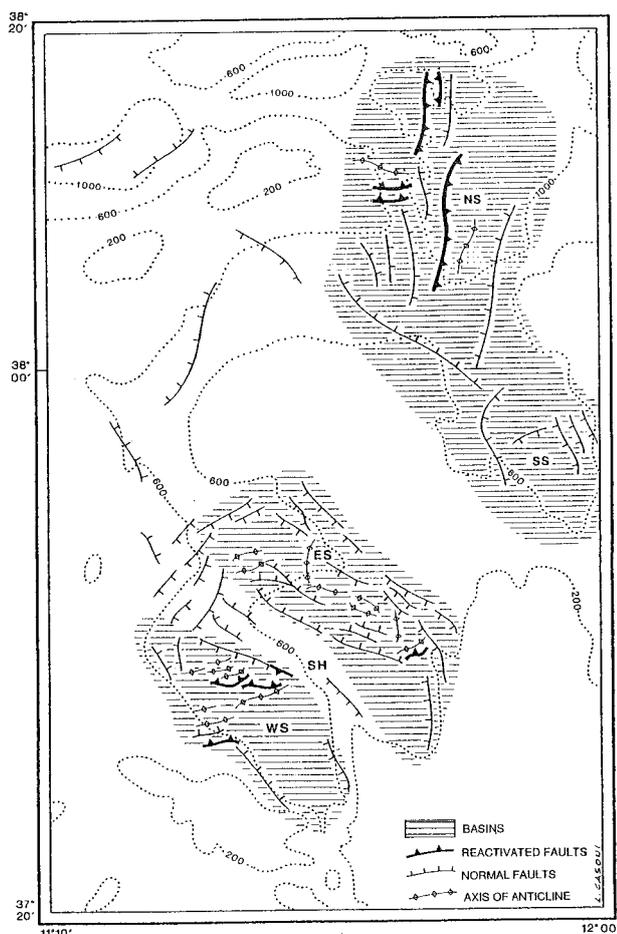


Fig. 4 - Mappa strutturale schematica dei bacini INVO. Per i dettagli vedi il testo.

### Sottobacino settentrionale (NS)

Questo sottobacino è caratterizzato dalla presenza di faglie estensionali con direzioni molto variabili (N-S, NO-SE, NNE-SSO) e dalla coesistenza di strutture estensionali e compressive; quest'ultime spesso risultano dall'inversione del movimento lungo precedenti faglie estensionali. Sono state distinte due unità. L'unità basale (unità 1) presenta facies sismiche simili a quelle che caratterizzano i sedimenti messiniani post-evaporitici delle regioni peri-tirreniche (FABBRI *et alii*, 1981); ciò evidenzia che NS si è individuato a partire dal Messiniano superiore.

Lungo la linea G-57 (Fig. 5) l'unità 1 ha forma a cuneo con spessore che diminuisce da nord verso sud. Il depocentro dell'unità 1, limitato a N da una faglia originariamente estensionale immergente verso S, risulta sollevato rispetto alle parti adiacenti della stessa unità a formare un'anticlinale. I sedimenti dell'unità 2 poggiano in *onlap* sul tetto dell'unità 1 e mostrano convergenza degli strati nei fianchi dell'anticlinale. Queste relazioni suggeriscono che il sollevamento dell'area depocentrale dell'unità 1 è dovuto alla riattivazione in contrazione, avvenuta durante la deposizione dell'unità 2, della faglia estensionale.

La linea G-30 (Fig. 6) mostra uno stile strutturale simile a quello della linea precedente. Anche in questo caso la zona depocentrale dell'unità 1 si presenta sollevata in seguito alla riattivazione in compressione delle faglie estensionali.

### Sottobacino meridionale (SS)

L'area bacinale ha direzione NO-SE e un'ampiezza di 15 km. All'interno del riempimento sedimentario di SS non sono presenti unità sismiche con facies simile a quella descritta da FABBRI *et alii*, (1981) per il messiniano post-evaporitico dell'area tirrenica. Pertanto, si ritiene che l'individuazione di questo sottobacino sia di età pliocenico-quadernaria, quindi posteriore alle prime fasi estensionali osservate in NS. Questo sottobacino è composto da due semi-*graben* entrambi caratterizzati da direzione NO-SE ma con opposta asimmetria del riempimento sedimentario. La faglia estensionale principale immerge infatti verso ovest nel semi-*graben* meridionale e verso est in quello settentrionale (Fig. 4). Il riempimento sedimentario del bacino non è interessato da strutture compressive.

La linea G-36 (Fig. 7) taglia perpendicolarmente il semi-*graben* settentrionale e mostra la faglia estensionale principale che origina questo semi-*graben*. L'immersione verso ovest delle unità all'interno del substrato, nell'*hanging-wall* della faglia principale, è dovuta al carattere rotazionale della faglia stessa. Il riempimento pliocenico-quadernario ha forma di cuneo, presenta il massimo spessore in vicinanza della faglia estensionale e la geometria convergente delle riflessioni testimonia che la tettonica estensionale è stata attiva fino al Recente.

## BACINO INVO2

Questo bacino è orientato in direzione NO-SE ed è suddiviso da un alto strutturale con la stessa direzione in un sottobacino orientale (ES) ed uno occidentale (WS) (Fig. 4). Il riempimento del bacino è costituito esclusivamente da sedimenti plio-quadernari. Siccome i due sottobacini sono separati dall'alto strutturale, le sequenze riconosciute non sono correlabili e i due sottobacini saranno descritti separatamente.

### Sottobacino occidentale (WS)

Questo sottobacino ha ampiezza di 10 km e lunghezza di circa 30 km e la sua base raggiunge profondità superiori a 900 m. È composto da due semi-*graben* a polarità opposta originati da faglie estensionali con orientazione variabile da NO-SE a NNO-SSE (Fig. 4); faglie estensionali con orientazione NE-SO sono presenti esclusivamente nel settore settentrionale e sono caratterizzate generalmente da rigetti molto limitati.

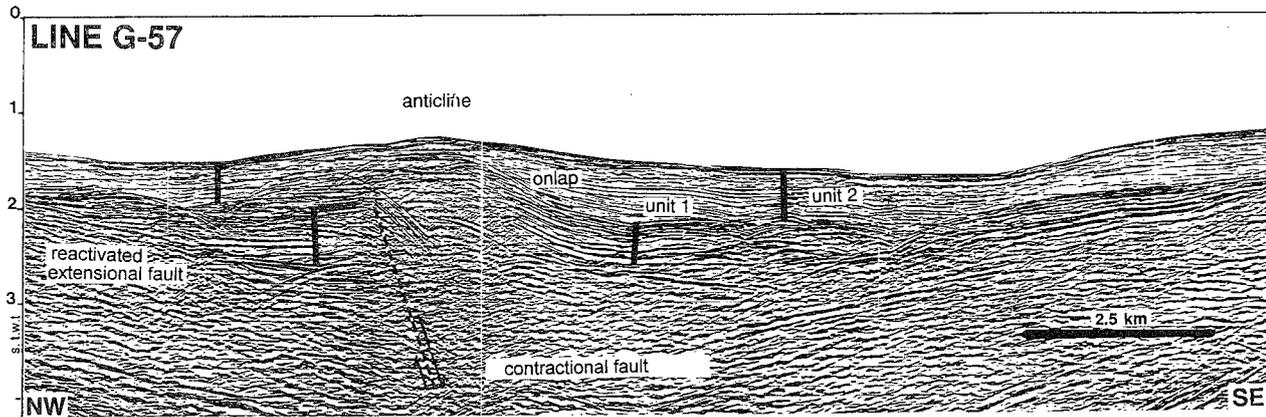


Fig. 5 - Linea G-57 nel NS. Il riempimento ha forma a cono con massimo spessore nel settore occidentale della linea. Le aree depocentrali si presentano sollevate per l'inversione del movimento lungo la faglia distensiva che borda ad O il depocentro. Notare l'onlap dei riflettori basali dell'unità 2 sul tetto dell'unità 1.

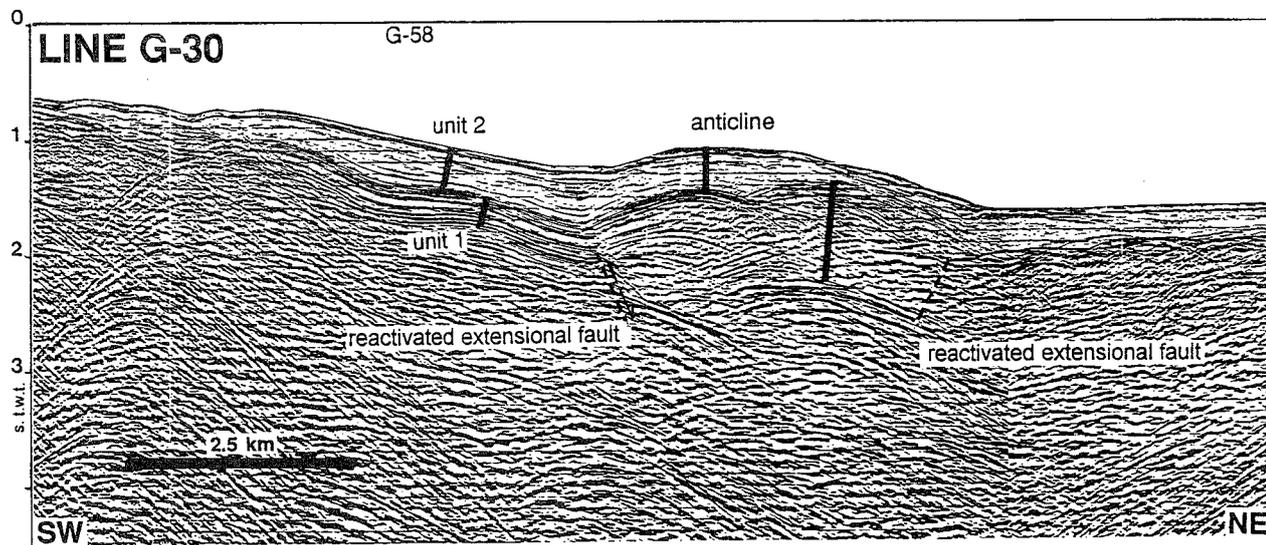


Fig. 6 - Linea G-30 posta nel NS. Il depocentro dell'unità 1 si presenta piú elevato rispetto alle aree circostanti a causa dall'inversione del movimento lungo le faglie originariamente estensionali che lo delimitano.

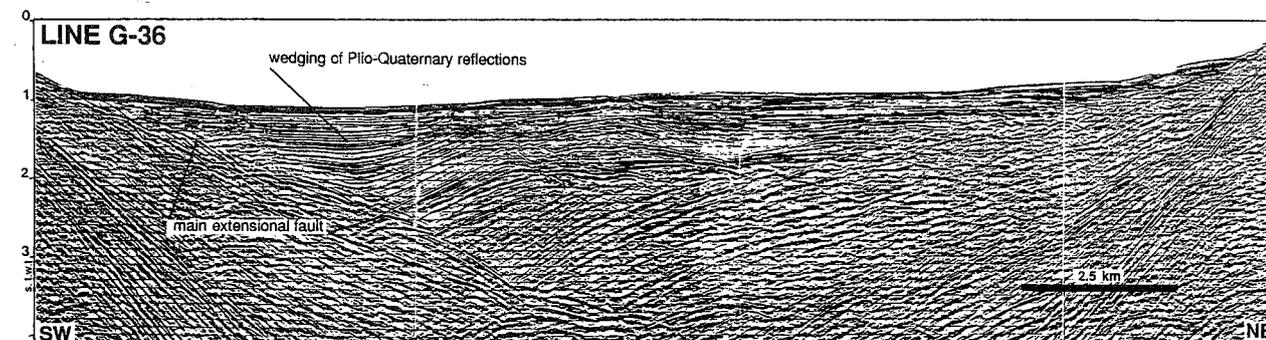


Fig. 7 - La linea G-36 mostra il semi-graben settentrionale di SS che è originato da una faglia estensionale con direzione NO-SE ed immersione verso E.

Alcune strutture compressive interessano i sedimenti plio-quadernari di WS ed hanno orientazione perpendicolare alle strutture estensionali.

La linea G-35 (Fig. 8) attraversa la parte settentrionale di WS perpendicolarmente all'asse del bacino e mostra la faglia estensionale, con immersione verso O, che borda il semi-graben settentrionale. Il riempimento è costituito da sedimenti plio-quadernari e l'unità basale (unità A) ha forma a cuneo ed è piegata a formare un'anticlinale. I riflettori dell'unità sovrastante (unità B) terminano in onlap sul tetto della unità A e mostrano riflessioni convergenti. Nella linea INVO-18 (Fig. 9), che attraversa la stessa porzione di WS con direzione perpendicolare alla linea precedente, sono state individuate le stesse unità del profilo precedente. L'anticlinale visibile nel profilo precedente è tagliata

trasversalmente ed appare delimitata a sud da una faglia inversa immergente verso nord.

Il semi-graben meridionale (Fig. 10; linea INVO-16) è originato da una faglia estensionale con direzione NNO-SSE e immergente verso est la cui attività produce un abbassamento della base del Pliocene fino a circa 3.0 secondi. La convergenza delle riflessioni nel riempimento sedimentario del bacino testimonia che la deposizione è avvenuta durante l'attività della faglia estensionale; alcune discordanze all'interno del riempimento sono imputabili ad attività intermittente della faglia estensionale principale o della sedimentazione. Le riflessioni riguardanti la parte superiore del riempimento sedimentario mostrano una geometria piano parallela che indica l'assenza di attività tettonica durante la sedimentazione.

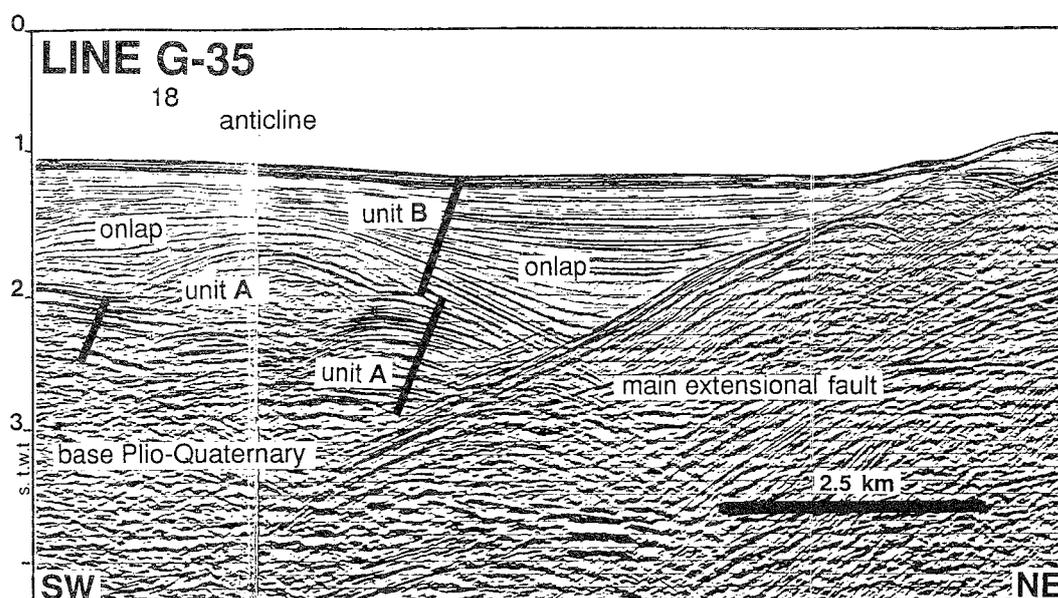


Fig. 8 - La linea G-35 mostra la faglia estensionale che origina il semi-graben settentrionale di WS. La parte centrale del sottobacino è occupata da un'anticlinale legata ad una faglia inversa (Fig. 9).

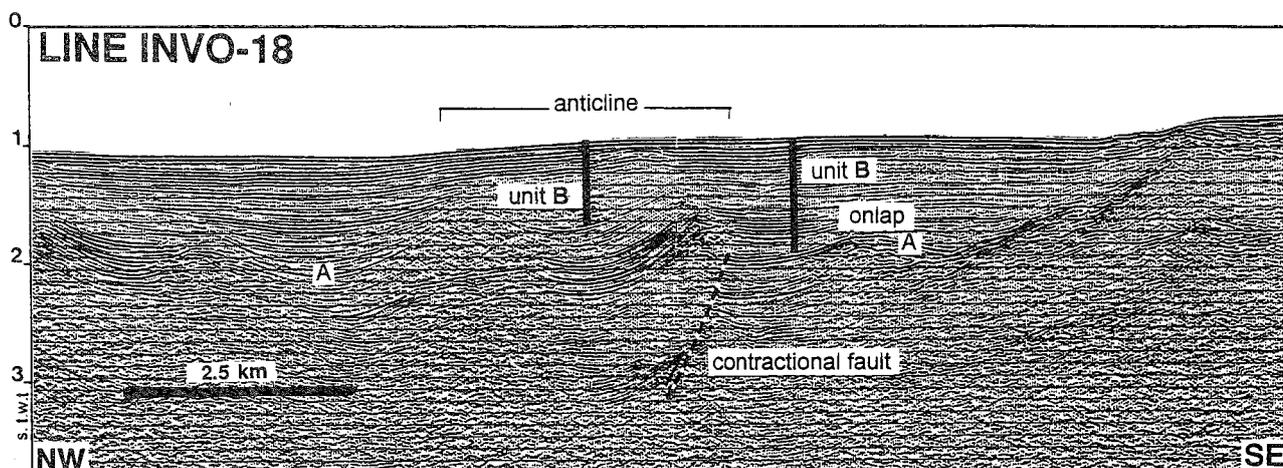


Fig. 9 - Linea INVO89-18. L'anticlinale che occupa il segmento centrale di questo profilo è la stessa osservabile nella linea precedente ed è legata a una faglia inversa immergente verso N.

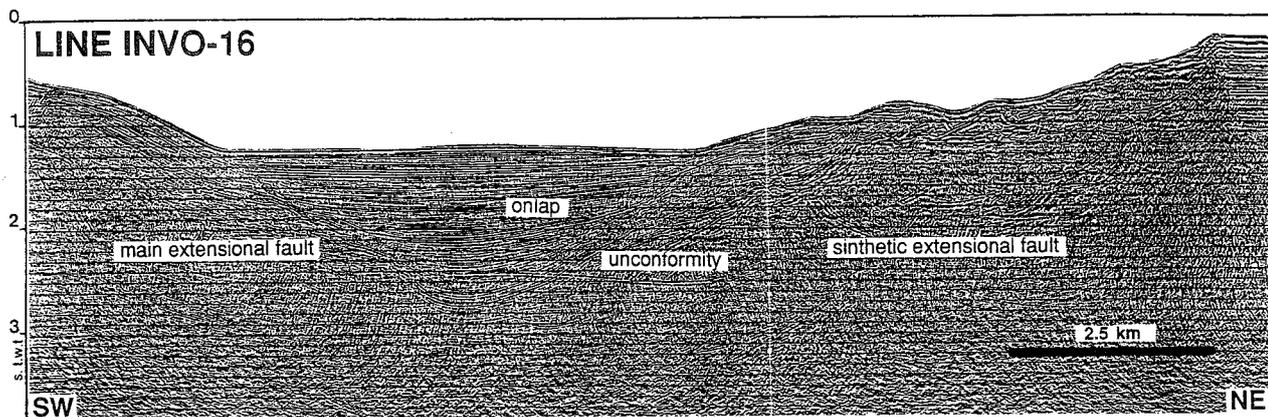


Fig. 10 - Linea INVO89-16. Mostra la faglia distensiva immergente verso E che origina il semi-graben meridionale di WS.

### Sottobacino orientale (ES)

Ha una lunghezza di 30 km e un'ampiezza di 10 km e la sua profondità non supera gli 800 metri. E' originato da una serie di faglie estensionali con orientazione N-S e NO-SE, immergenti sia verso O che verso E che suddividono il sottobacino in diverse porzioni caratterizzate da opposta immersione delle faglie estensionali. Alcune strutture compressive, pieghe e faglie inverse, interessano il riempimento di questo sottobacino e la loro direzione, generalmente parallela a quella delle strutture estensionali, suggerisce che esse sono legate alla riattivazione contrazionale di queste ultime.

La linea G-69 mostra il margine meridionale del bacino (Fig. 11) nel quale è presente una faglia inversa con direzione NE-SO attiva fino al Recente che ha originato un' anticlinale sud vergente. All'interno del bacino si può osservare un' altra anticlinale che interessa solo la parte inferiore della successione sedimentaria. Questa anticlinale è tagliata trasversalmente dalla linea G-37 (Fig. 12) che, inoltre, mostra la faglia estensionale immergente verso O che limita il settore settentrionale di ES.

### DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

L'analisi dei profili sismici relativi ai bacini INVO ha messo in risalto la grande variabilità del loro

assetto tettonico e ne ha permesso la suddivisione in 4 sottobacini. I bacini INVO1 e INVO2 sono comparabili come dimensione e spessore dei sedimenti plio-quadernari, ai bacini neogenici localizzati nell'Appennino settentrionale (BOSSIO *et alii*, 1992; MARIANI & PRATO, 1991) e lungo il margine tirrenico orientale e meridionale (FABBRI *et alii*, 1981). A differenza della maggioranza di questi bacini sovrainposti alla catena appenninico-maghrebide, nei quali le faglie estensionali sono parallele all'asse della catena, nei bacini INVO le faglie hanno direzione perpendicolare alla catena stessa. Infatti, nei sottobacini SS, WS, ed ES le faglie estensionali principali hanno orientazione NO-SE e sono quindi perpendicolari agli assi delle strutture compressive della catena delle Egadi. E' importante notare che la direzione NO-SE della maggioranza delle strutture estensionali nei bacini INVO è la stessa di quella delle fosse originate dal *rift* nello stretto di Sicilia (ARGNANI, 1990). Solo il sottobacino settentrionale del bacino INVO1 è caratterizzato da un diverso orientamento delle strutture estensionali che risultano avere direzione variabile da N-S, a NNE-SSO, a NO-SE. NS, inoltre, si differenzia dagli altri sottobacini anche per quanto riguarda l'età di formazione; esso è infatti l'unico sottobacino nel quale sembrano essere presenti sedimenti tardo-messiniani.

La Fossa di Pantelleria è bordata ad occidente da

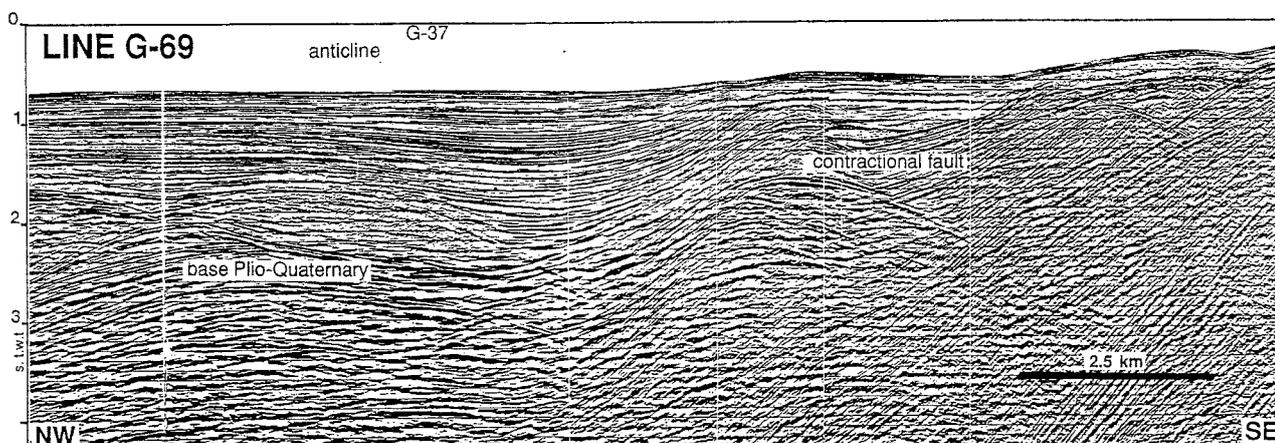


Fig. 11 - Linea G-69 nella porzione meridionale di ES. Sono visibili due strutture compressive che interessano il riempimento sedimentario del bacino. La struttura meridionale è stata attiva fino al Recente mentre quella settentrionale interessa solo la porzione basale della successione plio-quadernaria (vedi Fig. 12).

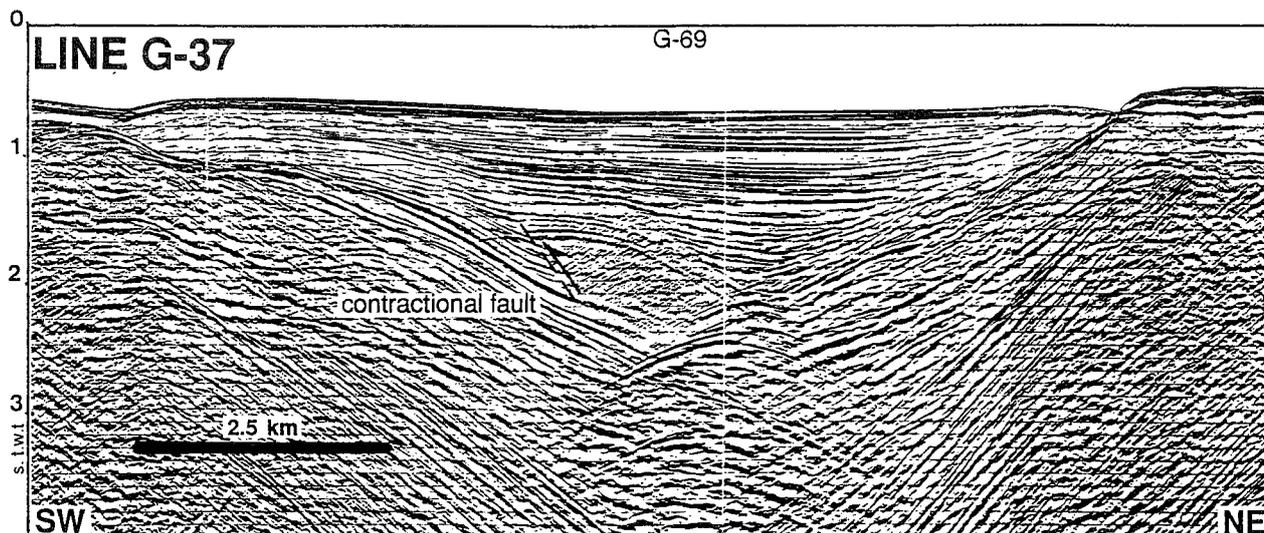


Fig. 12 - La linea G-37 è perpendicolare a una delle strutture compressive di figura 11 (vedi incrocio) e mostra come solo la parte inferiore della successione sedimentaria plio-quadernaria sia interessata dalla deformazione dovuta a faglia inversa.

un allineamento N-S, la Valle di Pantelleria (Fig. 2), che si innesta nella catena maghrebide nella zona dei bacini INVO. Pertanto, è possibile che il *rifting* del Canale di Sicilia contribuisca alla formazione dei bacini in catena interagendo con l'estensione legata all'apertura del Tirreno. Strutture estensionali legate all'apertura del Tirreno si ritrovano immediatamente a nord dell'area presa in esame (TORELLI *et alii*, 1991). Strutture compressive che ricordano molto da vicino quelle ottenute da modelli analogici di inversione (MCCLAY & BUCHANAN, 1992) sono spesso presenti nel riempimento sedimentario dei bacini INVO.

Strutture di inversione a larga scala che interessano i bacini distensivi neogenici peri-tirrenici sono già state rilevate (TRINCARDI & ZITELLINI, 1987; ARGNANI & TRINCARDI, 1991; BARTOLE *et alii*, 1991; TORELLI *et alii*, 1991) e anche l'analisi di campagna di strutture alla meso-scala nei bacini neogenici toscani ha permesso di evidenziare eventi compressivi che hanno agito in intermittenza alla tettonica distensiva (BOCCALETTI *et alii*, 1991; 1992). I bacini INVO1 e INVO2 presentano comunque un grado di complessità strutturale mai riportato nelle zone peri-tirreniche.

Le strutture contrazionali presenti nel riempimento sedimentario dei bacini INVO testimoniano impulsi compressivi intermittenti in un predominante regime estensionale. Questi bacini estensionali si sono formati al di sopra di una catena che nello stesso intervallo di tempo continuava ad accrescersi nelle parti frontali (ARGNANI *et alii*, 1987). Pertanto, l'origine degli episodi compressivi nei bacini INVO può essere ricercata nella dinamica del cuneo di accrezione appenninico-maghrebide. In un contesto subduittivo/collisionale, infatti, si possono verificare dei repentini cambi nel campo di *stress* in seguito a variazioni nel grado di accoppiamento fra la placca subdotta e quella sovrastante (BOTT *et alii*, 1989). Questi cambiamenti del campo di *stress* si propagano anche ad una certa distanza dal margine di placca e potrebbero essere responsabili degli episodi compressivi, intercalati ad un regime complessivamente estensionale, registrati nel riempimento sedimentario dei bacini INVO.

#### RINGRAZIAMENTI

L. CASONI ha preparato le figure del lavoro.

#### BIBLIOGRAFIA

- ANTONELLI M., FRANCIOSI R., QUERCI A., RONCO G.P. & VEZZANI F. (1988) - *Paleogeographic evolution and structural setting of the Northern side of the Sicily Channel*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 141-157.
- ARGNANI A. (1990) - *The Strait of Sicily Rift Zone: foreland deformation related to the evolution of a back-arc basin*. J. Geodyn., **12**, 419-428.
- ARGNANI A., CORNINI S., TORELLI L. & ZITELLINI N. (1987) - *Diachronous foredeep-system in the Neogene-Quaternary of the Strait of Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **38**, 407-417.
- ARGNANI A. & TRINCARDI F. (1991) - *Paola Slope Basin: evidence of regional contraction on the Eastern Tyrrhenian Margin*. Mem. Soc. Geol. It., **44**, 93-105.
- BARTOLE R., TORELLI L., MATTEI G., PEIS D. & BRANCOLINI G. (1991) - *Assetto stratigrafico-strutturale del Tirreno settentrionale: stato dell'arte*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1991/1, 115-140.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERRONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1991) - *L'alternanza distensione-compressione nel quadro evolutivo dei bacini neogenici dell'Appennino settentrionale*. Studi Geol. Camerti, Vol. speciale, 1991/1, 187-192.
- BOCCALETTI M., CERRINA FERRONI A., MARTINELLI P., MORATTI G., PLESI G. & SANI F. (1992) - *Late Miocene-Quaternary compressive events in the Tyrrhenian side of the Northern Apennines*. Ann. Tect., **4**, 2, 214-230.
- BOSSIO A., CERRI R., COSTANTINI A., GANDIN A., LAZZAROTTO A., MAGI M., MAZZANTI R., MAZZEI R., SAGRI M., SALVATORINI G. & SANDRELLI F. (1992) - *I bacini distensivi neogenici della Toscana*. In: Soc. Geol. It., LXXVI riunione estiva, l'Appennino settentrionale, Firenze, 24-26 settembre 1992. Guide alle escursioni post-congresso, 197-277.
- BOTT M.H.P., WAGHORN G.D. & WHITTAKER A. (1989) - *Plate boundary forces at subduction zones and trench-arc compression*. Tectonophysics, **170**, 1-15.
- 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 A., Bonafede M., Piccardo G.B., Vai G.B. (eds.), The lithosphere in Italy, 109-127, Accademia Nazionale dei Lincei, Roma.
- FABBRI A., GALLIGNANI P. & ZITELLINI N. (1981) - *Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian sedimentary basins*. In: Wezel F.C. (ed.), Sedimentary basins of the Mediterranean margins, 101-126, Tecnoprint, Bologna.

- GAMBERI F. & ARGNANI A. (1993) - *Seismostratigraphic analysis of the Neogene basins superposed on the Maghrebic orogen west of the Egadi Islands: preliminary results*. In: Max D. M. & Colantoni P. (eds). Geological development of the Sicilian-Tunisian platform, 61-64. Unesco.
- KELLER J.V.A & MINELLI G. (1993) - *Anatomy of late orogenic extension: the Northern Apennines case*. In: Late orogenic extension in mountain belts, International meeting, Montpellier, 4-6 March 1993. Abstracts volume, 106-107. Editions BRGM.
- MARIANI M. & PRATO R. (1988) - *I bacini neogenici costieri del margine tirrenico: approccio sismico-stratigrafico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**, 519-531.
- MCCLAY K.R. & BUCHANAN P.G. (1992) - *Thrust faults in inverted extensional basins*. In: McClay K.R. (ES.), Thrust tectonics, 93-104, Chapman & Hall.
- TORELLI L., ZITELLINI N., ARGNANI A., BRANCOLINI G., DE CILLA 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.
- TRINCARDI F. & ZITELLINI N. (1987) - *The rifting of the Tyrrhenian basin*. Geo-Mar. Lett., **7**, 1-6.
- TRICART P., TORELLI L., ARGNANI A., REKHISS F. & ZITELLINI N. (1994) - *Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (central Mediterranean)*. Tectonophysics, **238**, 317-329.

