

**TETTONICA ESTENSIONALE QUATERNARIA NELL'ARCO CALABRO  
E IN SICILIA ORIENTALE(\*\*)**

## INDICE

RIASSUNTO	pag. 351
ABSTRACT	" 351
INTRODUZIONE	" 351
SISMICITA'	" 353
MORFOLOGIA, ETA' E TASSI DI MOVIMENTO DELLE FAGLIE	" 353
<i>Calabria settentrionale</i>	" 355
<i>Calabria meridionale</i>	" 355
<i>Sicilia orientale</i>	" 357
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	" 359
BIBLIOGRAFIA	" 361

## RIASSUNTO

L'Arco Calabro, la cui evoluzione geodinamica recente è strettamente legata all'apertura del Tirreno meridionale, è una delle aree del Mediterraneo occidentale dove gli effetti della tettonica quaternaria sono meglio rappresentati. Le maggiori e più evidenti strutture della regione sono rappresentate da un sistema di faglie normali che si estende lungo il bordo tirrenico dell'arco, prolungandosi, attraverso lo Stretto di Messina, lungo la costa ionica della Sicilia fino a raggiungere gli Iblei orientali.

Dal punto di vista della sismicità, l'Arco Calabro e la Sicilia orientale rappresentano un'area molto attiva caratterizzata da eventi crostali, che negli ultimi nove secoli hanno raggiunto intensità X-XI ( $6 < M \leq 7.1$ ), e da terremoti intermedi e profondi localizzati lungo il settore interno dell'arco, al di sotto del Mar Tirreno.

I differenti segmenti di faglia, che durante il Pleistocene hanno controllato l'evoluzione dei maggiori bacini sedimentari, hanno lunghezze variabili da 10 a 50 km. Essi sono marcati da imponenti scarpate caratterizzate da una morfologia giovane che definisce i fronti delle principali aree montuose della regione (Catena Costiera, Aspromonte, Serre, Peloritani e Iblei). I caratteri morfologici delle scarpate di faglia e l'età dei terreni interessati suggeriscono tassi di movimento verticale di 0,5-1,0 mm/a per gli ultimi 700 ka (Pleistocene medio-Olocene), che raggiungono valori di circa 2,0 mm/a nelle aree interessate da vulcanismo attivo.

La distribuzione della sismicità crostale mostra che la maggior parte degli eventi sono localizzati al tetto delle maggiori faglie normali quaternarie, suggerendo un legame tra queste strutture estensionali e l'attività sismica.

Le osservazioni strutturali, unitamente ai dati sismologici, indicano come l'attività della faglie normali, che nel loro insieme definiscono una zona di *rift*, sia legata ad un'estensione regionale orientata WNW-ESE che sarebbe responsabile anche dell'evoluzione del magmatismo dell'area.

(\*)Istituto di Geologia e Geofisica - Università di Catania.

(\*\*)Lavoro eseguito con il contributo finanziario del CNR (contributo n. 94.00184.05).

## ABSTRACT

The Calabrian arc, whose recent geodynamic evolution was closely related to the opening of the southern Tyrrhenian Sea, is one of the areas of the western Mediterranean where the effects of intense Quaternary tectonics are well represented. The most impressive tectonic feature of the arc is represented by a prominent normal fault belt that, running more or less continuously along the inner side of the arc, extend, through the Strait of Messina, along the Ionian coast of Sicily as far as the Iblean Plateau.

From a seismic point a view, the Calabrian arc and Eastern Sicily represent a very active area characterized by crustal events, the largest of which reached in the last nine centuries an intensity of X-XI ( $6 < M \leq 7.1$ ), and by the occurrence of intermediate and deep focus earthquakes located along the inner side of the arc beneath the southern Tyrrhenian Sea.

The distinct normal fault segments, which during Pleistocene time have controlled the evolution of major marine sedimentary basins, have lengths ranging from 10 km to 50 km. They exhibit huge fault escarpments showing a youthful morphology which defines the fronts of the main mountain ranges of the region (Catena Costiera, Aspromonte, Serre, Peloritani and Iblei). Morphological features of fault escarpments and the age of the faulted rocks suggest slip rates of 0.5-1.0 mm/yr for the last 700 Kyr (Middle Pleistocene-Holocene), reaching values of about 2.0 mm/yr in the areas characterized by active volcanism.

Crustal seismicity patterns show that most of the events which have occurred in the area, are located on the hanging-walls of the main Quaternary normal faults thus suggesting a relationship between seismic activity and extensional structures.

Structural observations, together with seismological data, indicate that normal faulting, defining as whole a rift zone, is related to an overall ESE-WNW extension, which also controls the evolutionary history of the magmatism occurring in the area.

**PAROLE CHIAVE:** Sismotettonica, Estensione, Arco Calabro, Sicilia orientale.

**KEY WORDS:** Seismotectonics, Extension, Calabrian Arc, Eastern Sicily.

## INTRODUZIONE

L'Arco Calabro e la Sicilia orientale sono regioni in cui risultano evidenti gli effetti della tettonica recente e attiva, i quali si manifestano attraverso un'intensa attività vulcanica e sismica, quest'ultima caratterizzata da eventi con intensità e magnitudine tra le più elevate dell'intero Mediterraneo occidentale. I caratteri morfologici e la distribuzione della sismicità storica, nonché lo studio dettagliato delle varie sequenze quaternarie, caratterizzate da lacune e discordanze, hanno

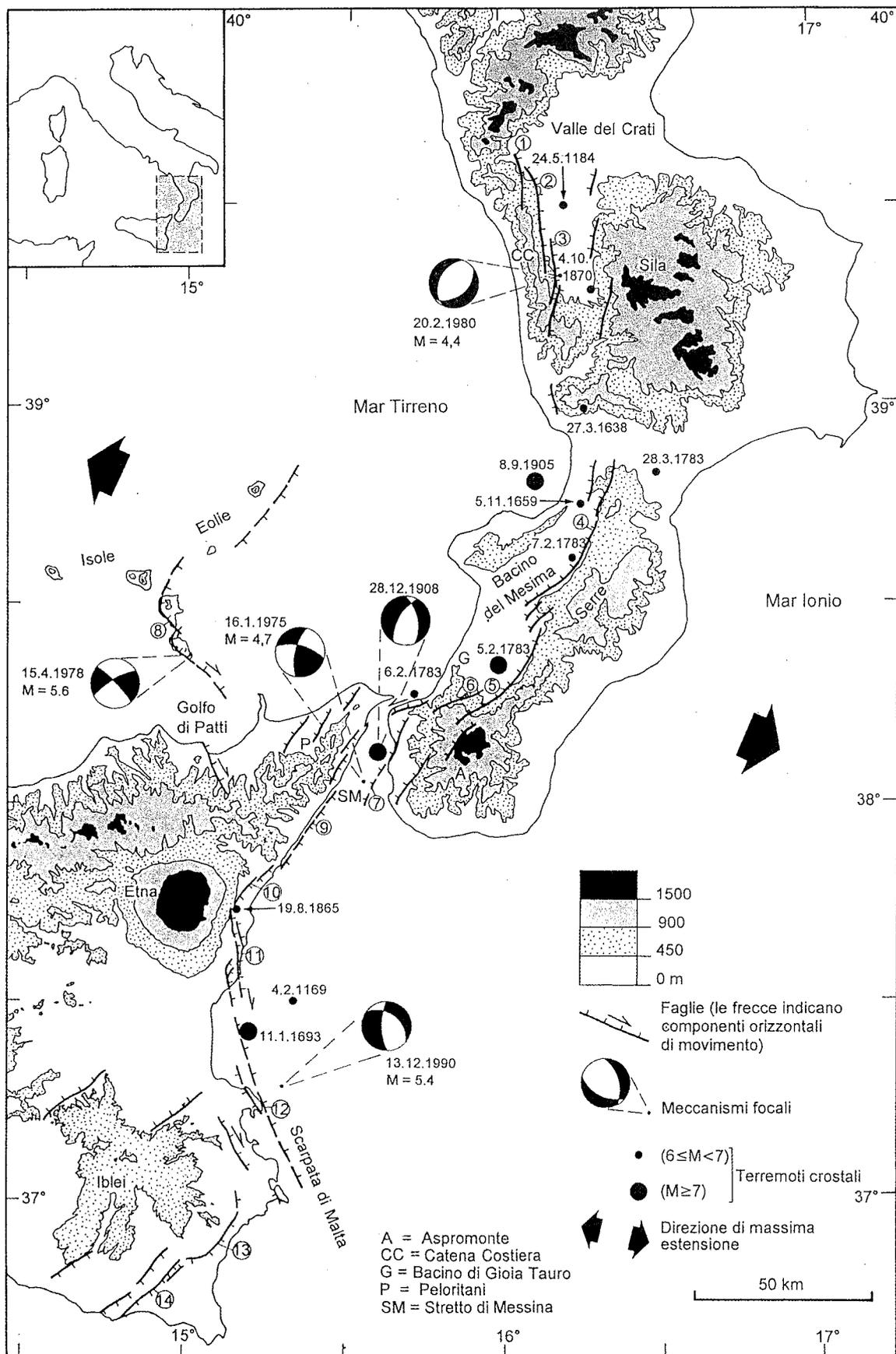


Fig. 1 - Carta sismotettonica dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale. La topografia deriva dai fogli a scala 1:100.000 dell'Istituto Geografico Militare. Le faglie, prevalentemente normali (trattini sul lato ribassato; tratteggiate ove presunte), sono caratterizzate da attività suprapleistocenico-olocenica. I meccanismi focali dei terremoti storici (POSTPISCHL, 1985) sono tratti da GASPARI *et alii* (1982), CELLO *et alii* (1982), ANDERSON & JACKSON (1987) e AMATO *et alii* (1991). I numeri si riferiscono ai segmenti di faglia elencati in Tab. 1 e trattati nel testo.

mostrato come negli ultimi milioni di anni questa regione sia stata interessata da intensi fenomeni tettonici la cui comprensione risulta particolarmente importante sia per la definizione delle sue caratteristiche simotettoniche che per la messa a punto di modelli geodinamici (BOUSQUET *et alii*, 1980; DUMAS *et alii*, 1991; GHISSETTI, 1979; 1981a; 1984; 1992; LANZAFAME & TORTORICI, 1981; MONTENAT *et alii*, 1991; RAFFY *et alii*, 1981; TORTORICI *et alii*, 1986; VALENSISE & PANTOSTI, 1992; WESTAWAY, 1993).

L'evoluzione neogenica e quaternaria dell'Arco Calabro (Fig. 1), è stata messa in relazione con i processi di subduzione del dominio ionico al di sotto di quello tirrenico, accompagnati dall'apertura di quest'ultimo e dalla migrazione dell'intero sistema verso ESE (REHAULT *et alii*, 1984; MALINVERNO & RYAN, 1986; DEWEY *et alii*, 1989). La storia evolutiva neogenico-quaternaria della Sicilia orientale è legata alla migrazione del fronte Maghrebe verso l'Avampaese Ibleo, accompagnata dall'attività di importanti sistemi di faglie trascorrenti (GHISSETTI & VEZZANI, 1982). Le maggiori e più evidenti strutture della regione sono rappresentate da un sistema di faglie normali che si estende con una certa continuità lungo il bordo tirrenico dell'arco, prolungandosi, attraverso lo Stretto di Messina, lungo la costa ionica della Sicilia fino a raggiungere i bordi dell'altopiano ibleo (Fig. 1). Nell'Arco Calabro queste strutture separano i principali bacini plio-pleistocenici dalle catene montuose (Sila, Cateina Costiera, Serre, Aspromonte, Peloritani), mentre in Sicilia orientale il sistema di faglie, ribassando verso est, controlla la costa ionica congiungendosi con il sistema della Scarpata di Malta (SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; SARTORI *et alii*, 1991; TORTORICI *et alii*, 1995). Le faglie deformano terreni suprapleistocenico-olocenici e sono caratterizzate da morfologia giovane che suggerisce un'attività recente (WALLACE, 1978; WESNOUSKY, 1986).

La presenza nell'area analizzata sia di faglie recenti che di sismicità crostale storica suggerisce che questi fenomeni siano strettamente collegati. Considerata l'omogeneità strutturale dell'area comprendente l'Arco Calabro e la Sicilia orientale, viene proposto uno studio preliminare sulla tettonica recente ed attiva che caratterizza questa regione, intendendo fornire con esso una serie di nuovi dati sulla distribuzione e sulle caratteristiche delle strutture tettoniche recenti ed attive nonché sui parametri che hanno governato e governano la loro evoluzione geodinamica.

Lo studio comprende un esame della sismicità storica e strumentale della regione, a partire dall'anno 1.000, e l'identificazione delle strutture recenti ed attive, ottenuta utilizzando i classici metodi di rilevamento morfologico e geologico-strutturale di campagna, integrati dall'interpretazione di fotografie aeree a varie scale e dall'elaborazione di immagini da satellite SPOT e LANDSAT 5 TM. Dati stratigrafici esistenti, unitamente all'analisi morfologica delle principali scarpate, hanno consentito inoltre di definire i tassi di movimento verticale dei singoli segmenti di faglia, sui quali sono stati inoltre eseguiti studi strutturali di dettaglio atti a definire la cinematica del sistema.

## SISMICITÀ

La sismicità dell'Arco Calabro è definita da ter-

remoti crostali ( $H < 35$  km) e subcrostali ( $H > 35$  km). Questi ultimi sono localizzati al di sotto del Mar Tirreno, estendendosi fino a circa 470 km di profondità, definendo una piastra immergente di circa  $45^\circ$  verso NW (GASPARINI *et alii*, 1982; ANDERSON & JACKSON, 1987). Un *gap* nella distribuzione dei terremoti con  $M \geq 5$  tra i 35 e i 200 km di profondità suggerisce un'interruzione della continuità di questa piastra, legata ad un distacco dello slab litosferico del dominio ionico avvenuto nel Pleistocene medio (WORTEL & SPACKMAN, 1993; WESTAWAY, 1993; TORTORICI *et alii*, 1995).

La sismicità crostale è definita dai terremoti storici e strumentali verificatisi a partire dall'anno 1000 (POSTPISCHL, 1985) e che hanno raggiunto intensità X-XI MCS ( $6 < M < 7.1$ ). La distribuzione degli epicentri con  $M \geq 5$  (Fig. 2) definisce una fascia sismica che si estende lungo il bordo tirrenico dell'Arco Calabro, prolungandosi, attraverso lo Stretto di Messina, lungo la costa ionica della Sicilia fino a raggiungere gli Iblei. Solo pochi terremoti, prevalentemente con  $M < 6$ , sono localizzati nel settore ionico della Calabria.

Meccanismi focali sono disponibili per alcuni eventi crostali (Fig. 1), quali il terremoto calabro-messinese (28.12.1908;  $M = 7.1$ ) e quelli dello Stretto di Messina (16.1.1975;  $M = 4.7$ ), del Golfo di Patti (15.4.1978;  $M = 5.6$ ), della Valle del Crati (20.2.1980;  $M = 4.4$ ) e della Sicilia orientale (13.12.1990;  $M = 5.4$ ) (GASPARINI *et alii*, 1982; CELLO *et alii*, 1982; ANDERSON & JACKSON, 1987; AMATO *et alii*, 1991). In accordo con la geometria delle faglie regionali riteniamo che gli eventi dello Stretto di Messina siano da attribuire a piani immergenti verso WNW, quello della Valle del Crati ad un piano immergente verso ESE, mentre quelli del Golfo di Patti e della Sicilia orientale a piani immergenti verso NE caratterizzati da movimenti obliquo-destri, tutti compatibili con una direzione di massima estensione WNW-ESE (Fig. 1).

L'attività tettonica della regione studiata è testimoniata da una sismicità caratterizzata da numerosi eventi ad elevata magnitudo ( $M > 6$ ) i cui epicentri sono prevalentemente localizzati lungo le depressioni tettoniche pleistoceniche del settore tirrenico dell'Arco Calabro e lungo la terminazione settentrionale della Scarpata di Malta (Fig. 1). Lungo questa fascia durante gli ultimi tre secoli sono infatti avvenuti alcuni degli eventi sismici a più elevata intensità registrati nella regione italiana, tra cui quelli del 1169 e del 1693 degli Iblei ( $M \cong 7$ ), quello del 1908 di Messina ( $M = 7.1$ ), la sequenza del 1783 della Calabria meridionale (4 eventi con  $6 \leq M \leq 7$  verificatisi nell'arco temporale di tre mesi), quello di Monteleone del 1905 ( $M \cong 7$ ) ed ancora quello della Valle del Crati del 1870 ( $M \cong 6.5$ ). Questi eventi insieme ad altri di minore intensità ( $6 \leq M < 7$ ) marcano il sistema di faglie più imponente di questa regione suggerendo immediate e logiche relazioni di causa-effetto tra strutture e sismicità (Fig. 1).

## MORFOLOGIA, ETA' E TASSI DI MOVIMENTO DELLE FAGLIE

Le maggiori e più evidenti strutture dell'area studiata sono rappresentate da un sistema di faglie quaternarie che, estendendosi con continuità dalla Valle del Crati fino agli Iblei per circa 370 km, limita i principali bacini plio-pleistocenici della regione, quali il bacino del Crati, il bacino del Mesima-Gioia Tauro, il ba-

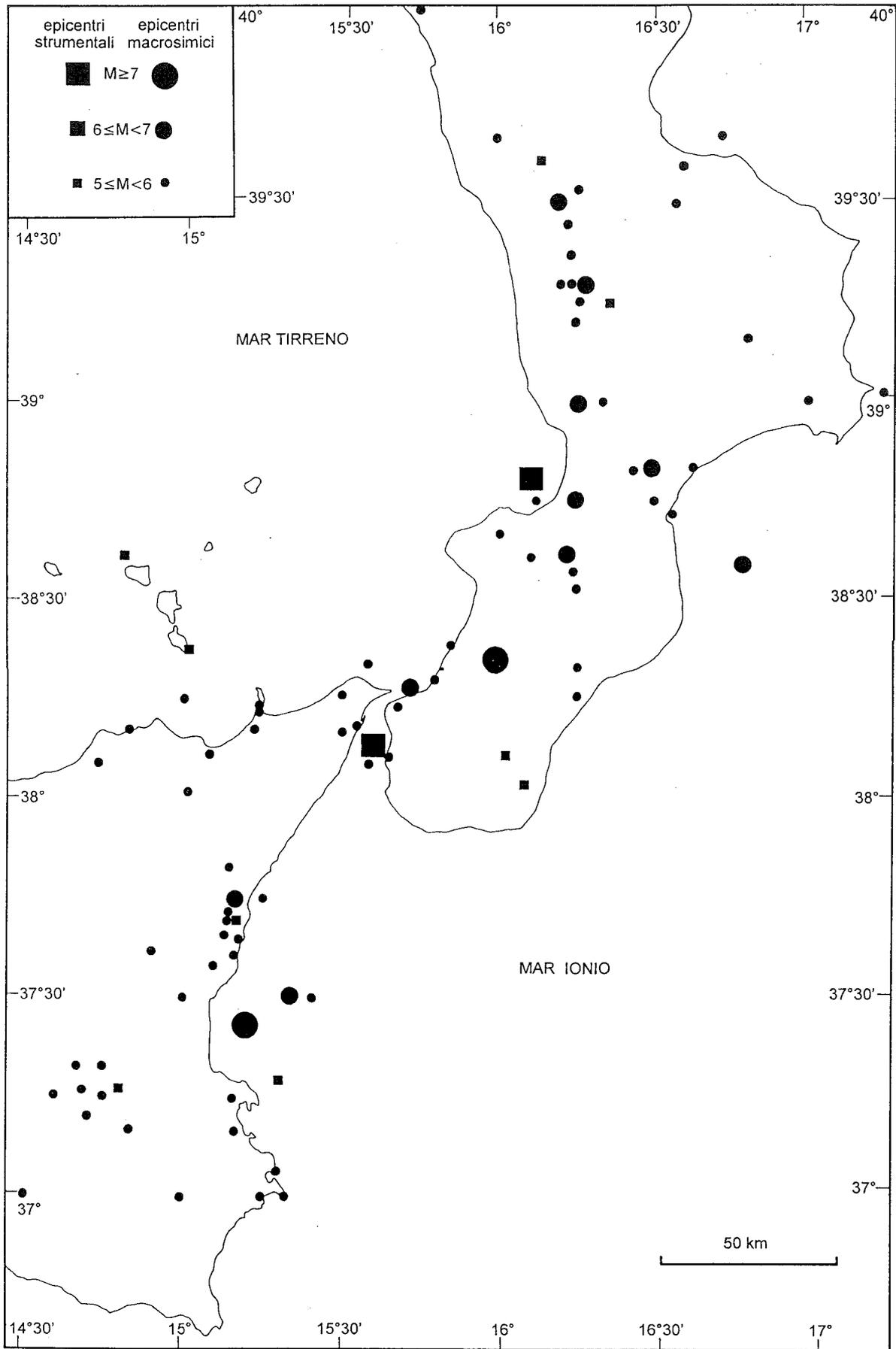


Fig. 2 - Carta della sismicità crostale ( $H < 35$  km), a partire dall'anno 1000, dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale (da GASPARINI *et alii*, 1982; POSTPISCHL, 1985; ANDERSON & JACKSON, 1987).

cino dello Stretto di Messina (Fig. 1). Esso inoltre controlla il settore orientale dell'arcipelago eoliano (MAZZUOLI *et alii*, 1995; TORTORICI *et alii*, questo vol.) e la linea di costa della Sicilia orientale, delimitando alcuni bacini estensionali nell'immediato *off-shore* ionico (SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; SARTORI *et alii*, 1991; MONACO *et alii*, questo vol.).

I differenti segmenti di faglia che costituiscono questo imponente sistema sono caratterizzati da lunghezze dell'ordine delle decine di km e orientazione variabile da NNE-SSW (Calabria meridionale, Sicilia nord-orientale, Iblei), a N-S (Calabria settentrionale) e NNW-SSE (Golfo di Patti, costa sud-orientale siciliana). Essi dislocano i sedimenti pleistocenici con rigetti fino a diverse centinaia di metri costituendo le principali strutture lungo cui avvengono i movimenti verticali di questa regione (Fig. 1). Morfologicamente controllano la topografia dando luogo ad imponenti scarpate caratterizzate da altezze variabili in funzione della velocità di deformazione della struttura e del suo periodo di attività. Queste scarpate presentano un marcato sviluppo di faccette triangolari e trapezoidali e condizionano l'andamento del reticolo idrografico controllando i processi di erosione e sedimentazione con formazione di conoidi alluvionali al tetto, spianate a letto e terrazzamenti differenziali tra i due lati della struttura. Lungo questo sistema si sviluppano inoltre apparati vulcanici attivi quali le isole più orientali dell'arcipelago eoliano (Stromboli, Lipari e Vulcano) e l'Etna.

Combinando le evidenze geologiche, morfologiche e strutturali e quelle relative alla sismicità storica sono stati identificati alcuni segmenti di faglia che possono essere considerati all'espressione superficiale di faglie attive (SLEMMONS & DE POLO, 1986; BRIAIS *et alii*, 1990; ARMJO *et alii*, 1992; AVOUAC *et alii*, 1993; TORTORICI *et alii*, 1995). Questi segmenti sono stati caratterizzati sulla base delle loro velocità di deformazione (Tab. 1) al fine di ottenere un parametro che, oltre a costituire un elemento classificativo, definisca l'attività geodinamica della struttura e la sua potenzialità. I tassi deformativi di lungo e breve periodo sono stati analizzati attraverso lo studio di dettaglio, sia morfologico che strutturale, delle scarpate di faglia, del reticolo idrografico e dei depositi sia continentali che marini strettamente associati all'attività delle principali strutture.

Sono stati inoltre riportati (Tab. 1) i principali terremoti associabili a queste strutture in base all'esame dei documenti storici originali e dei cataloghi sismici. Parte dei risultati di questa ricerca sono già stati pubblicati o sono in via di pubblicazione (TORTORICI *et alii*, 1986; 1995; MAZZUOLI *et alii*, 1995; MONACO *et alii*, questo vol.; TORTORICI *et alii*, questo vol.), per cui verranno di seguito riportati sommariamente i principali risultati ottenuti.

#### Calabria settentrionale

Il sistema di faglie normali affiorante in Calabria settentrionale (Tab. 1) limita, con direzione circa N-S (Fig. 1), il bacino suprapliocenico-pleistocenico della Valle del Crati dai terreni cristallini, con relative coperture terziarie, della Catena Costiera ad ovest e della Sila ad est. Il bacino della Valle del Crati è riempito da un migliaio di metri di depositi marini pelitico-sabbioso-conglomeratici del Pliocene superiore-Pleistocene medio, ricoperti in discordanza da conoidi alluvionali con apici ubicati alla base delle scarpate di faglia (TORTORICI *et alii*, 1995).

Il sistema di faglie è rappresentato da tre segmenti principali, con disposizione *en-echelon* sinistro, costituiti dalla faglia di Fagnano Castello, di S. Marco-S. Fili e di Montalto-Rende (1, 2 e 3 in Fig. 1). I piani di faglia, immergenti fortemente verso est, si sviluppano alla base della Catena Costiera (Fig. 3), tagliando le rocce cristalline e i depositi mediopleistocenici, quest'ultimi verticalizzati in prossimità del contatto. L'analisi strutturale ha rivelato la presenza di strie da subverticali ad oblique su piani orientati N10-45°E, indicanti componenti destre nel movimento e direzione di massima estensione attorno a N125°E (TORTORICI *et alii*, 1995).

Dal punto di vista morfologico, le scarpate di faglia si presentano rettilinee e caratterizzate da tre ordini di faccette triangolari o trapezoidali, separate da valli fortemente reincise al letto, con altezze di 300-400 m, 250 m e 70-100 m. Al tetto si sviluppano una serie di conoidi alluvionali in parte abbandonate e terrazzate. Le evidenze geologiche e morfologiche suggeriscono un'attività a partire da 700 ka (LANZAFAME & TORTORICI, 1981; TORTORICI *et alii*, 1995) che ha causato un rigetto verticale cumulativo, registrato nell'altezza totale del fronte montano di circa 600-700 m, implicando un tasso di movimento verticale a lungo termine di almeno 0,8-1,0 mm/a. Ulteriori informazioni, basate sulla complessa interazione tra movimenti tettonici e processi erosionali responsabili della formazione dei differenti ordini di faccette triangolari, ha suggerito tassi di movimento verticale negli ultimi 240 e 120 ka rispettivamente di 1,0 e 0,6-0,9 mm/a (TORTORICI *et alii*, 1995).

L'analisi della sismicità storica, in base alla distribuzione dei danni e dell'area mesosismica (CONTI, 1871; BARATTA, 1901), ha consentito di associare i terremoti del 24.5.1184 ( $M = 6.1$ ) e del 4.10.1870 ( $M = 6.5$ ) rispettivamente alle faglie di S. Marco-S. Fili e di Montalto-Rende (Tab. 1). Inoltre fagliazione superficiale si è verificata probabilmente lungo il settore meridionale di quest'ultima (TORTORICI *et alii*, 1995).

#### Calabria meridionale

La Calabria meridionale è caratterizzata da un sistema di faglie normali (Tab. 1), esteso un centinaio di chilometri e con direzione attorno a NE-SW, che limita verso ovest i sistemi montuosi delle Serre e dell'Aspromonte da una serie di bacini estensionali suprapliocenico-pleistocenici (Fig. 1).

Le faglia delle Serre (4 in Fig. 1) limita, con direzione NNE-SSW e immersione verso ovest, questa catena montuosa dal bacino del Mesima (GHISSETTI, 1979). Verso sud passa, attraverso una serie di piccole faglie *en-echelon*, alla faglia di Cittanova (5 in Fig. 1) che, con direzione NW-SE e immersione verso ovest, limita il semi-graben di Gioia Tauro. Questo bacino è riempito da un migliaio di metri di sedimenti marini, ricoperti in discordanza da depositi alluvionali del Pleistocene medio-superiore e tagliati da una spianata di erosione tardopleistocenica (TORTORICI *et alii*, 1995). Il letto di queste faglie è costituito da rocce cristalline direttamente ricoperte da depositi alluvionali che formano due ordini principali di terrazzi corrispondenti ad altrettante trasgressioni marine infra-mediopleistoceniche (GHISSETTI, 1981a; DUMAS *et alii*, 1982). L'analisi mesostrutturale, condotta lungo zone di taglio cataclastiche, ha rivelato strie subverticali su piani orientati

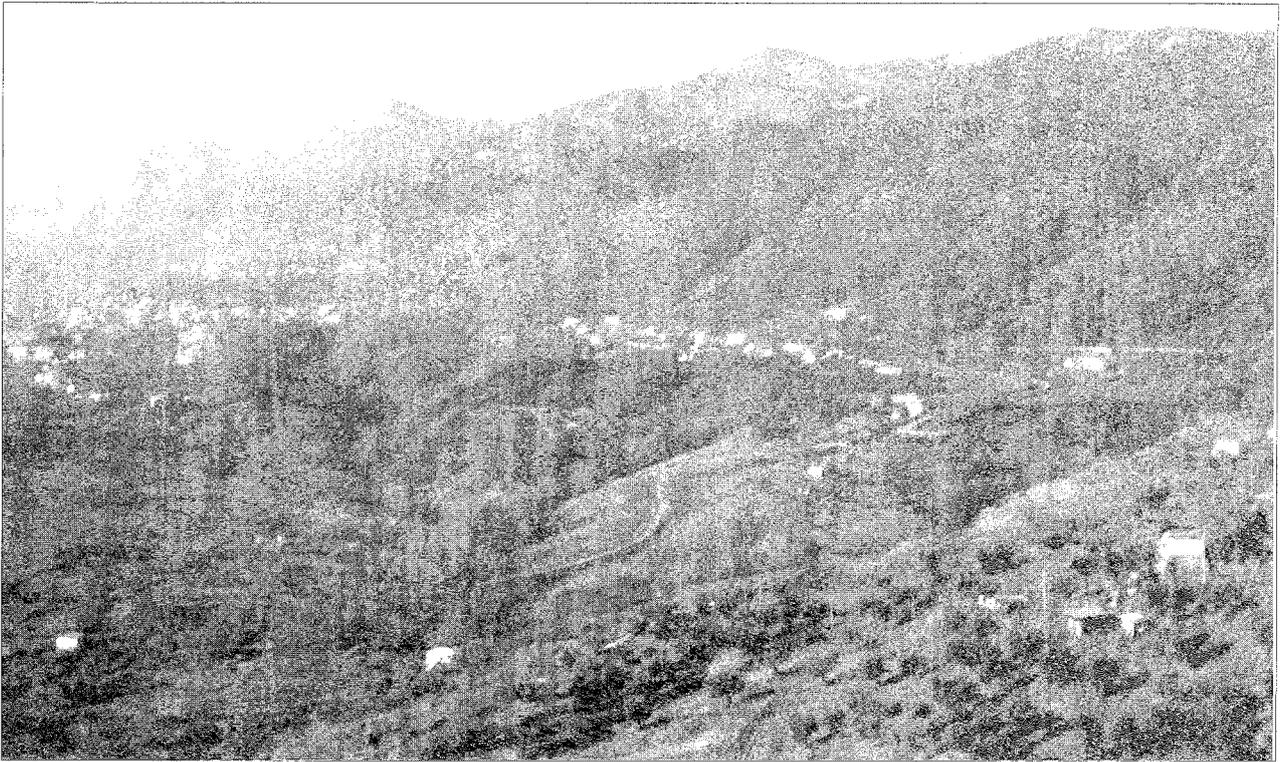


Fig. 3 - Veduta da nord-est della scarpata di faglia di Montalto-Rende (600-700 m) con faccette triangolari e trapezoidali separate da strette valli incise su rocce cristalline. Nella parte ribassata affiorano i depositi plio-pleistocenici della Valle del Crati.

N25-45°E, indicanti una direzione di massima estensione attorno a N140°E (TORTORICI *et alii*, 1995).

L'analisi morfologica lungo le scarpate di faglia, alte 500-600 m e caratterizzate da andamento rettilineo e da tre ordini di faccette triangolari (400 m, 200-250 m, 80-90 m) ha suggerito tassi di movimento verticale di circa 0,8-1,0 e 0,7 mm/a rispettivamente per gli ultimi 240 e 120 ka. Questi valori sono compatibili con quelli a lungo termine di 0,6-0,7 ricavati da considerazioni stratigrafiche oltre che morfologiche (TORTORICI *et alii*, 1995).

La faglia di S. Eufemia (6 in Fig. 1), con direzione WNE-WSW, fa parte di un sistema *en-echelon* destro che si estende dalla terminazione meridionale della faglia di Cittanova allo Stretto di Messina. Questo segmento di faglia, immergendo verso nord, limita le rocce cristalline dell'Aspromonte dal settore meridionale del bacino suprapliocenico-pleistocenico di Gioia Tauro. La zona di taglio è caratterizzata da piani orientati N45-90°E su cui strie oblique (35-70°) indicano componenti sinistre di movimento, legate a estensione orientata N135°E (TORTORICI *et alii*, 1995).

La faglia di S. Eufemia è caratterizzata morfologicamente da una scarpata rettilinea alta 200-250 m, con faccette triangolari post-tirreniane alte 70-80 m che suggeriscono un tasso di movimento verticale di circa 0,7 mm/a per gli ultimi 120 ka (TORTORICI *et alii*, 1995).

L'analisi della sismicità storica, considerazioni geologiche e ricerche su documenti storici (TORTORICI *et alii*, 1995) hanno suggerito una relazione tra la sequenza del terremoto del 1783 ( $6 \leq M \leq 7$ ) e le faglie suddette (Tab. 1). Questa sequenza fu caratterizzata da un primo evento (5.2.1783) al tetto della faglia di Cittanova, un secondo (6.2.1783) al tetto del sistema di faglie di S. Eufemia ed un terzo (7.2.1783) al tetto del-

la faglia delle Serre (HAMILTON, 1783; VIVENZIO, 1783; DE DOLOMIEU, 1784; BARATTA, 1901; COTECCHIA *et alii*, 1969). Fenomeni di fagliazione superficiale, per una lunghezza di 15 km, si sono inoltre verificati lungo la scarpata di Cittanova in corrispondenza dell'evento principale (DE DOLOMIEU, 1784; TORTORICI *et alii*, 1986).

Il segmento di Reggio Calabria (7 in Fig. 1) fa parte di un sistema di faglie normali, orientato NNE-SSW, che ha controllato durante il Pliocene superiore-Pleistocene la sedimentazione (GHISSETTI, 1981b; BARRIER, 1987) del bacino dello Stretto di Messina (Fig. 1). Questa faglia, immergente verso ovest, si estende per 15 km in terraferma e continua per circa 10 km lungo l'*off-shore* a sud di Reggio Calabria. La faglia ribassa verso ovest depositi sabbioso-conglomeratici medio-pleistocenici che rappresentano i *fore-set* di una serie di delta-conoidi sottomarine i cui *top-set* sono costituiti da sedimenti di spiaggia e alluvionali terrazzati, di età tirreniana (130 ka), che si estendono anche al letto della struttura.

Dal punto di vista morfologico la faglia di Reggio Calabria è caratterizzata da una scarpata alta 70-100 m su cui si sviluppano faccette triangolari alte 50-70 m. L'analisi mesostrutturale sulle rocce di faglia ha mostrato piani orientati da NNE-SSW a NE-SW con strie subverticali, indicanti una direzione di massima estensione attorno a N110°E (TORTORICI *et alii*, 1995). Il rigetto verticale dei depositi tirreniani e l'altezza delle faccette triangolari hanno suggerito (Tab. 1) tassi di movimento verticale di circa 0,6 mm/a (TORTORICI *et alii*, 1995).

Il terremoto calabro-messinese del 28.12.1908 ( $M = 7.1$ ), uno dei più forti mai avvenuti in Italia meridionale, è da associare ad una delle faglie che bor-

dano il bacino dello Stretto di Messina in quanto l'epicentro è stato localizzato lungo lo stretto (POSTPISCHL, 1985). Considerazioni sui danni e sulle modificazioni morfologiche (BARATTA, 1910), unitamente a studi sismologici (SHICK, 1977; BOTTARI *et alii*, 1986; WESTAWAY, 1992), morfotettonici e geologici (GHISETTI, 1984; 1992; TORTORICI *et alii*, 1995), suggeriscono che questo terremoto (Tab. 1) sia strettamente correlato alla faglia di Reggio Calabria (TORTORICI *et alii*, 1995).

#### Sicilia orientale

La Sicilia orientale è caratterizzata da un complesso sistema di faglie quaternarie che, partendo dal settore orientale dell'arcipelago eoliano, taglia il settore meridionale dell'Arco Calabro (Monti Peloritani) con direzioni NE-SW e NW-SE e prosegue a sud dell'Etna con direzione NNW-SSE, fino a riassumere direzioni NE-SW in corrispondenza degli Iblei (Fig. 1).

Le isole più orientali dell'arcipelago eoliano (Fig. 1), caratterizzate da vulcanismo attivo, rappresentano l'espressione superficiale di discontinuità crostali ad andamento NE-SW e NW-SE, risultato di un'estensione orientata circa N100°E (MAZZUOLI *et alii*, 1995; TORTORICI *et alii*, questo vol.). Quest'ultima viene accomodata da strutture estensionali (faglie normali e fessure) lungo la direzione NE-SW, che controlla il vulcanismo, e da movimenti obliquo-destri lungo la direzione NW-SE. L'insieme di queste strutture forma delle geometrie di tipo *pull-apart* o *fan* estensionali (TORTORICI *et alii*, questo vol.). La struttura che ha mostrato attività più recente è il segmento Lipari-Vulcano (8 in Fig. 1) caratterizzato, dove assume direzioni NW-SE, da scarpate rettilinee alte fino a 100 m e da fasce cataclastiche larghe fino a 200-300 m. L'età dei prodotti tagliati, rapportata con i rigetti accumulati, hanno suggerito (TORTORICI *et alii*, questo vol.) tassi di movimento verticali di 1,0-2,0 mm/a (Tab. 1). Il settore più me-

Area	Segmento di faglia	Lunghezza	Tasso di movimento verticale	Terremoti anno		Loc. in Fig. 1
Calabria settentrionale	Fagnano Castello	8	0,6-1,0	?	?	1
	S.Marco-S.Fili	25		6.1	1184	2
	Montalto-Rende	15		6.5	1870	3
Calabria meridionale	Serre	40	0,6-1,0	6.7	1783	4
	Cittanova	35	0,6-1,0	7	1783	5
	S.Eufemia	18	0,7	6	1783	6
	Reggio Calabria	25	0,6	7.1	1908	7
Sicilia orientale	Lipari-Vulcano	≈30	1,0-2,0	5.6	1978	8
	Messina-Giardini	≈ 40	?	?	?	9
	Piedimonte	10	1,1-1,7	4.1	1922	10
	S. Alfio-Acireale	≈ 30	1,0-2,0	4.0-6.3	1865-1989	11
	Augusta-Siracusa	≈ 50	?	5.4 7	1990 1693	12
	Avola-Noto	18	0,6	?	?	13
	Rosolini-Pozzallo	≈ 25	0,5	4.6	1896	14

Tab. 1 - Lunghezza, velocità di deformazione e principali terremoti lungo i segmenti di faglia della "zona di rift" dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale.

ridionale del sistema, a direzione NW-SE, è stato ri-mobilizzato dal terremoto del Golfo di Patti del 15.4.1978 ( $M = 5.6$ ), durante il quale si sono sviluppati fenomeni di fagliazione superficiale caratterizzati da movimenti destri (BARBANO *et alii*, 1979; MAZZUOLI *et alii*, 1995; TORTORICI *et alii*, questo vol.).

I movimenti lungo il segmento Lipari-Vulcano vengono trasferiti, attraverso un sistema di faglie obliquo-destre localizzate nel Golfo di Patti e poco a sud di questo (GHISETTI & VEZZANI, 1982), nel segmento Messina-Giardini (9 in Fig. 1). Quest'ultimo, orientato NNE-SSW e immergente verso ESE, rappresenta la continuazione verso sud del sistema di faglie dello Stretto di Messina. Il sistema Messina-Giardini si sviluppa prevalentemente nell'immediato *off-shore* ionico ed è evidenziato dalla morfologia rettilinea della linea di costa e dal sollevamento recente del blocco cristallino dei Peloritani, testimoniato dai terrazzi di età tirreniana di Taormina. Lungo questo sistema non è stato possibile definire i tassi di movimento verticale ed esso è inoltre caratterizzato dall'assoluta mancanza di sismicità storica (Tab. 1).

Nell'area etnea il sistema Messina-Giardini, a direzione NNE, prosegue con il segmento di Piedimonte (10 in Fig. 1). Dove non risulta mantellata da colate laviche storiche, questa faglia, di tipo normale con immersione verso ESE, crea una scarpata rettilinea, alta circa 60 m, che rigetta prodotti di circa 35 Ka (MONACO *et alii*, questo vol.). Considerazioni geomorfologiche e stratigrafiche suggeriscono tassi di movimento verticale (Tab. 1) variabili da circa 1,1 mm/a, a lungo termine, a circa 1,7 mm/a, a breve termine (MONACO *et alii*, questo vol.). L'analisi della sismicità storica ha

permesso di riferire a questa struttura (Tab. 1) l'evento del 17.8.1922 ( $M = 4.1$ ).

In corrispondenza dell'Etna (Fig. 1) il sistema di faglie analizzato cambia direzione assumendo un'orientazione NNW-SSE. Il sistema S. Alfio-Acireale (11 in Fig. 1) forma una serie di scarpate rettilinee alte da 5 a 200 m (Fig. 4), di età suprapleistocenico-olocenica, che controllano la topografia ed il reticolo idrografico del basso versante sud-orientale del vulcano (MONACO *et alii*, questo vol.). Questo sistema taglia prodotti con età da 170 Ka ad oggi, comprese colate preistoriche e storiche, ed è caratterizzato da una faglia principale che si estende, con direzione  $N160^{\circ}E$  e immersione verso ENE, da S. Alfio ad Acireale, ribassando un bacino riempito da fanglomerati del tardo Wurm (Chiancone) e controllando in parte la linea di costa. Verso est è affiancato da un sistema di faglie sintetiche e antitetiche, mentre verso sud risulta disposto *en-échelon* con una faglia secondaria (Fig. 1). Le porzioni più settentrionali del sistema sono state riattivate durante una serie di terremoti (Tab. 1) dal 1865 al 1989 ( $I = VIII-X$ ;  $M = 4.0-6.3$ ), con rigetti verticali al suolo tra i 20 e i 70 cm (POSTPISCHL, 1985; AZZARO *et alii*, 1989). L'analisi morfologica e l'età dei prodotti interessati hanno permesso di stabilire tassi di movimento verticale (Tab. 1) lungo queste strutture compresi tra 1,0 e 2,0 mm/a (MONACO *et alii*, questo vol.).

L'analisi mesostrutturale sia lungo il segmento di Piedimonte, caratterizzato da fratture d'estensione e fessure aperte orientate NNE-SSW, che lungo il sistema S. Alfio-Acireale, dato da faglie normali con componente trascorrente destra orientate NNW-SSE, suggerisce che ambedue i sistemi siano legati ad un'esten-



Fig. 4 - Veduta da est della scarpata rettilinea (25-30 m) di una faglia del sistema S. Alfio-Acireale, impostata su vulcaniti del tardo-Wurm.

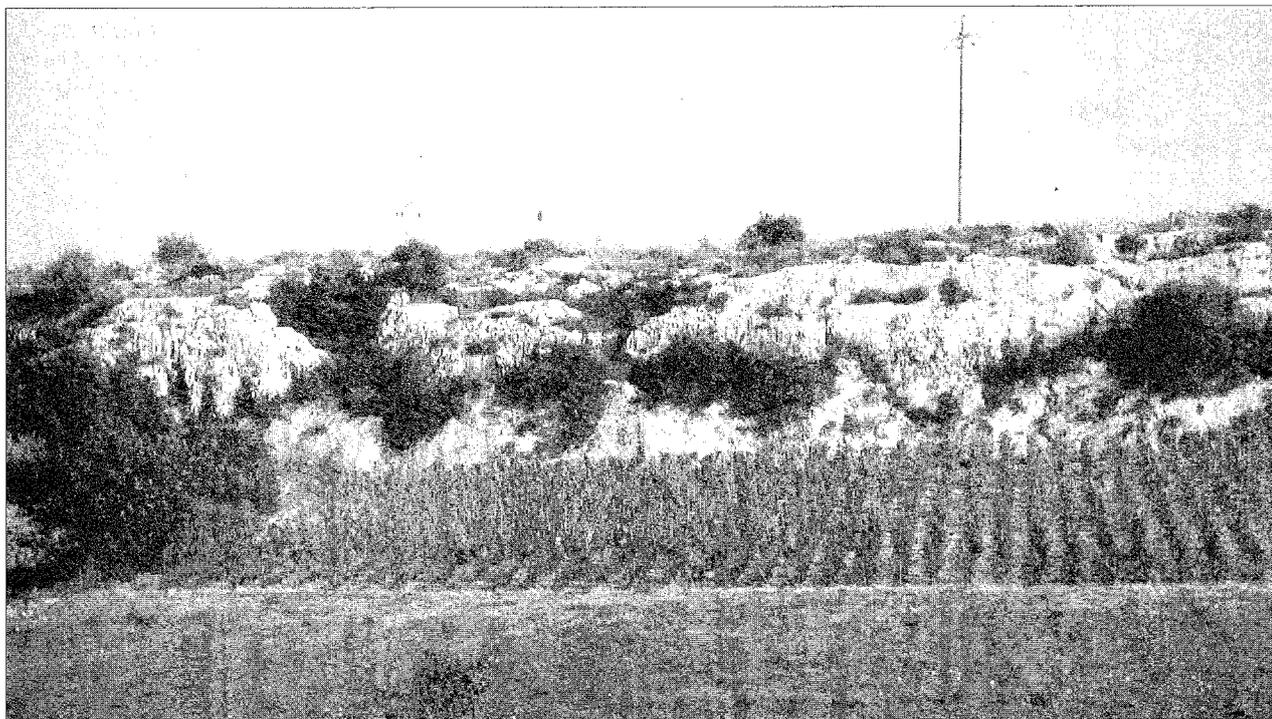


Fig. 5 - Veduta da nord-ovest della scarpata rettilinea (20 m) di una faglia del sistema Rosolini-Pozzallo, impostata su calcari mediomiocenici.

sione orientata circa N100°E (MONACO *et alii*, questo vol.). I due sistemi risultano quindi cinematicamente compatibili e costituiscono un importante elemento crostale responsabile dell'attività del vulcano (ELLIS & KING, 1991; MONACO *et alii*, questo vol.).

Il sistema S. Alfio-Acireale prosegue verso sud, al largo della costa ionica, dando luogo al segmento Augusta-Siracusa (12 in Fig. 1), orientato NNW-SSE e immergente verso ENE. Questa struttura riattiva la terminazione settentrionale del sistema della Scarpata di Malta (MONACO *et alii*, questo vol.), importante discontinuità crostale formatasi durante il Miocene superiore (SCANDONE *et alii*, 1981; CASERO *et alii*, 1984; SARTORI *et alii*, 1991). La localizzazione degli epicentri dei terremoti del 11.1.1693 ( $M \approx 7$ ) e del 13.12.1990 ( $M = 5.4$ ) al tetto del segmento Augusta-Siracusa (Fig. 1) suggerisce una relazione tra questa struttura e la sismicità della Sicilia sud-orientale.

Il segmento Augusta-Siracusa è caratterizzato da componenti trascorrenti destre di movimento, come suggerito da uno dei possibili meccanismi focali del terremoto del 1990 (AMATO *et alii*, 1991). Questi movimenti vengono accomodati, verso sud, da una serie di faglie normali, orientate NE-SW, che delimitano l'altipiano ibleo (Fig. 1). Queste faglie hanno in parte riattivato, a partire dal Pleistocene medio, alcune strutture preesistenti (GRASSO & REUTHER, 1988) e costituiscono la terminazione meridionale dell'intero sistema studiato.

Il segmento Avola-Noto (13 in Fig. 1) forma una scarpata, orientata NE-SW e alta fino a 400 m, caratterizzata da faccette triangolari e trapezoidali, separate da valli fluviali fortemente reincise, al letto, e da una serie di conoidi coalescenti, in parte terrazzate, al tetto. L'analisi mesostrutturale lungo la zona di faglia ha rivelato movimenti prevalentemente normali, legati a estensione orientata NW-SE. La presenza di vari ordini di terrazzi suprapleistocenico-olocenici ai fianchi del-

le valli reincise suggerisce un'attività recente della faglia. Considerato che la struttura è attiva a partire dal Pleistocene medio (DI GRANDE & RAIMONDO, 1983) e che i depositi clastici alla base della scarpata risultano in eteropia con calcareniti del Pleistocene medio-superiore, si può affermare che il segmento Avola-Noto sia caratterizzato da un tasso di movimento verticale, a partire da 700 ka, di circa 0,6 mm/a (Tab. 1). Un'analisi della sismicità storica non ha rivelato l'esistenza di eventi di una certa rilevanza al tetto di questa struttura (Fig. 2), anche se la distribuzione dei danni del terremoto del 1693 (BOCCONE, 1697; BARATTA, 1901) fa sospettare una riattivazione del segmento Avola-Noto in occasione di una delle scosse legate a quell'evento.

A sud di Noto la deformazione viene distribuita in una serie di faglie normali (segmento Rosolini-Pozzallo; 14 in Fig. 1), orientate NE-SW, che causano un'intensa reincisione del reticolo idrografico nei settori rialzati. Queste faglie formano delle scarpate rettilinee (Fig. 5) che raggiungono l'altezza di 70 m in corrispondenza dell'abitato di Ispica. Poco a NE dell'abitato di Rosolini, la faglia principale del sistema è affiancata da una faglia antitetica che forma un piccolo *graben* in corrispondenza del quale si sviluppano valli reincise, deviazioni e catture fluviali. Considerato che la faglia principale rigetta una spianata tirreniana, si può affermare che essa sia caratterizzata da un tasso di movimento verticale, a partire da 120 ka, di circa 0,5 mm/a (Tab. 1). L'analisi della sismicità storica ha mostrato la mancanza di eventi significativi in corrispondenza di questa struttura, se si eccettua il terremoto di Pozzallo del 2.7.1896 ( $M = 4.6$ ).

## DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Il confronto tra le osservazioni macrosismiche ri-

guardanti eventi crostali con  $I \geq VIII-IX$  e  $M \geq 6$ , derivate dall'esame dei documenti storici originali, e le evidenze morfologiche e strutturali lungo le faglie normali quaternarie dell'Arco Calabro e della Sicilia orientale suggerisce l'esistenza di una zona di estensione attiva che si estende, per circa 370 km con una direzione generale NNE-SSW, dal settore tirrenico della Calabria alla costa ionica siciliana. La distribuzione della sismicità crostale mostra infatti che la maggior parte dei terremoti, compresi i maggiori eventi ( $M \geq 6$ ) avvenuti nell'area, sono ubicati lungo una fascia localizzata al tetto delle faglie normali quaternarie (Fig. 1). Questa discontinuità crostale è ben evidenziata dalle aree mesosimiche di alcuni dei maggiori terremoti avvenuti nell'Arco Calabro ed in Sicilia orientale a partire dall'anno 1000 (Fig. 6).

I segmenti di faglia sono caratterizzati da una morfologia molto giovane che definisce i fronti dei maggiori sistemi montuosi dell'area (Catena Costiera, Sila, Serre, Aspromonte, Peloritani, Iblei) e controlla la linea di costa della Sicilia orientale. Osservazioni morfologiche e dati stratigrafici indicano tassi di movimento verticale, a partire dal Pleistocene medio, che variano da 0,5 a 1,0 mm/a, raggiungendo valori di 2,0 mm/a in corrispondenza delle aree a vulcanismo atti-

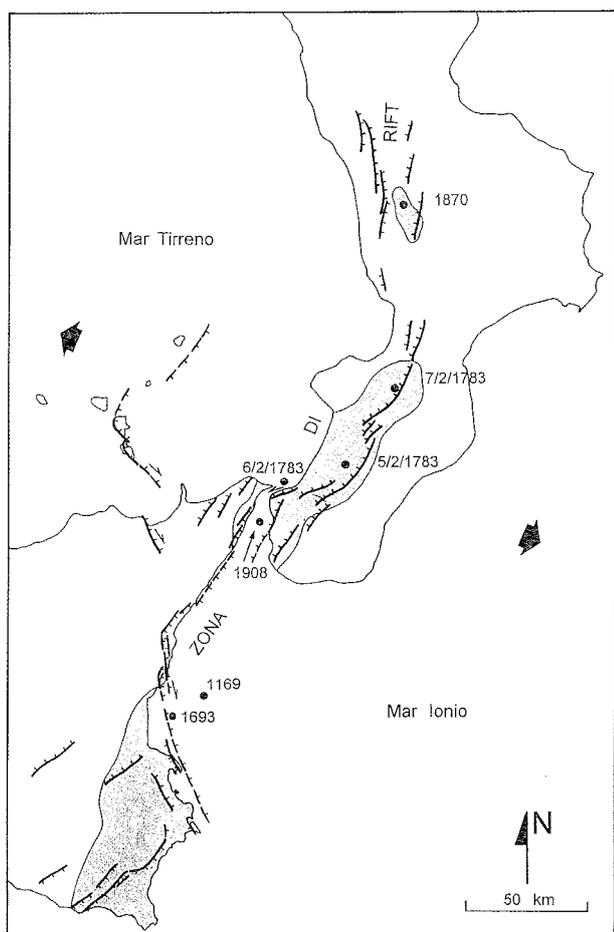


Fig. 6 - Relazione tra le faglie della "zona di rift" e le aree mesosimiche di alcuni dei maggiori terremoti ( $M \geq 6$ ) avvenuti nell'Arco Calabro ed in Sicilia orientale a partire all'anno 1000 (da CONTI, 1871; BARATTA, 1901; 1910; BARBANO & COSENTINO, 1981; LOMBARDO, 1985). Le frecce indicano la direzione di massima estensione.

vo (settore orientale dell'arcipelago eoliano, versante orientale etneo). L'analisi mesostrutturale e i meccanismi focali di alcuni terremoti mostrano che la deformazione è legata ad una direzione di massima estensione orientata WNW-ESE (Fig. 1). Lungo i segmenti orientati NNE-SSW (Serre, Cittanova, Reggio Calabria, Messina-Giardini, Piedimonte, Avola-Noto, Rosolini-Pozzallo) l'estensione è accomodata da movimenti normali, mentre piccole componenti di movimenti destro caratterizzano i segmenti orientati N-S (Fagnano Castello, S. Marco-S. Fili, Montalto-Rende). Componenti sinistre di movimento si osservano lungo il segmento di S. Eufemia, orientato ENE-WSW, attraverso il quale l'estensione viene trasferita dall'area dell'Aspromonte allo Stretto di Messina (Fig. 1). Analogamente componenti destre caratterizzano i segmenti orientati NW-SE (Lipari-Vulcano) e NNW-SSE (S. Alfio-Acireale, Augusta-Siracusa), attraverso i quali l'estensione viene trasferita rispettivamente alla costa ionica siciliana ed al margine sud-orientale ibleo.

Considerato che i differenti segmenti di faglia risultano cinematicamente compatibili con una direzione di estensione omogenea (WNW-ESE), perpendicolare all'asse della zona di estensione (NNE-SSW), e che quest'ultima taglia le strutture legate all'Arco Calabro in corrispondenza del Golfo di Patti e dello Stretto di Messina (Fig. 1), il processo estensionale potrebbe essere legato alla formazione di una "zona di rift" (TORTORICI *et alii*, 1986; 1995). Questo processo si è sviluppato a partire dal Pleistocene medio (700 ka circa), alla fine del processo di subduzione del dominio ionico al di sotto dell'Arco Calabro con conseguente formazione di un "detached slab" sotto il Tirreno (WORTEL & SPACKMAN, 1993; WESTAWAY, 1993). Il processo di *rifting* (Fig. 6) ha riattivato in parte strutture preesistenti, come le faglie bordiere dei bacini suprapliocenico-infrapleistocenici della Calabria, legate ad estensione di retroarco, la terminazione settentrionale del sistema neogenico della Scarpata di Malta e probabilmente alcune faglie infrapleistoceniche degli Iblei. Inoltre è ritenuto responsabile del vulcanismo mediopleistocenico-olocenico del settore orientale delle Isole Eolie (Stromboli, Salina, Lipari, Vulcano) e dell'Etna (TORTORICI *et alii*, questo vol.; MONACO *et alii*, questo vol.).

I differenti segmenti di faglia della "zona di rift" sono caratterizzati (Tab. 1) da lunghezze e velocità di deformazione comparabili, mentre solo parte di essi sembrano essere stati riattivati da terremoti storici di una certa rilevanza ( $M \geq 6$ ). Escludendo le aree caratterizzate da vulcanismo attivo, una quiescenza sismica negli ultimi 1000 anni, per eventi con  $M \geq 6$ , è infatti evidente per quanto riguarda i segmenti di Fagnano Castello in Calabria settentrionale e di Messina-Giardini, Avola-Noto, Rosolini-Pozzallo in Sicilia orientale. In conclusione, l'analisi preliminare delle relazioni tra strutture e sismicità nell'Arco Calabro ed in Sicilia orientale consente di localizzare i possibili eventi di una certa energia associati ai processi geodinamici in atto nella regione. Un ulteriore approfondimento, basato su analisi statistiche, morfometriche e paleosismologiche sarebbe utile a definire i terremoti caratteristici e i tempi di ritorno associati a ciascuna struttura attiva.

## BIBLIOGRAFIA

- AMATO A., AZZARA R., BASILI A., CHIARABBA C., COCCO M., DI BONA M. & SELVAGGI G. (1991) - *La sequenza sismica del dicembre 1990 nella Sicilia orientale: analisi dei dati sismometrici*. Publication of the Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, n. 537, 57-83.
- ANDERSON H. & JACKSON J. (1987) - *The deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. R. Astron. Soc., **91**, 613-637.
- ARMUJO R., LYON-CAEN H. & PAPANASTASSIOU D. (1992) - *East-west extension and Holocene normal-fault scarps in the Hellenic arc*. Geology, **20**, 491-494. AVOUAC J.P., TAPPONNIER P., BAI M., YOU H. & WANG G. (1993) - *Active thrusting and folding along the northern Tien Shan and Late Cenozoic rotation of the Tarim relative to Dzungaria and Kazakhstan*. J. Geoph. Res., **98**, 6755-6804.
- AZZARO R., CARVENI P., LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1989) - *Il terremoto di Codavolpe (basso versante orientale etneo) del 29 gennaio 1989: campo macrosismico e fratturazione cosismica*. Boll. Gruppo Nazionale Vulcanologia, **1**, 1-12.
- BARATTA M. (1901) - *I terremoti d'Italia*. Arnoldo Forni Editore, 950 pp.
- BARATTA M. (1910) - *La catastrofe sismica calabro-messinese (28 Dicembre 1908)*. Relazione alla Soc. Geogr. Ital., 496 pp.
- BARBANO M.S., BOTTARI A., CARVENI P., COSENTINO M., FEDERICO B., FONTE G., LO GIUDICE E., LOMBARDO G. & PATANÈ G. (1979) - *Macro-seismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geostuctural frame of north-eastern Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 155-174.
- BARBANO M.S. & COSENTINO M. (1981) - *Il terremoto siciliano dell'11.1.1693*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 517-562.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des depots pliocenes et quaternaires du Detroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL (Paris), **11**, 59-81.
- BOCCONE P. (1697) - *Intorno al terremoto della Sicilia seguito l'anno 1693*. Museo di Fisica, Venezia.
- BOTTARI A., CARAPEZZA E., CARAPEZZA M., CARVENI P., CEFALI F., LO GIUDICE E., PANDOLFO C. (1986) - *The 1908 Messina Strait earthquake in the regional geostuctural framework*. J. Geodyn., **5**, 275-302.
- BOUSQUET J.C., CARVENI P., LANZAFAME G., PHILIP H. & TORTORICI L. (1980) - *La distension pléistocene sur le bord oriental du détroit de Messine: analogie entre les résultats microtectonique et le mécanisme au foyer du seisme de 1908*. Bull. Soc. Géol. Fr., **22**, 327-336.
- BRIAS A., ARMUJO R., WINTER T., TAPPONNIER P. & HERECQ A. (1990) - *Morphological evidence for Quaternary normal faulting and seismic hazard in the Eastern Pyrenees*. Annales Tectonicae, **4**, 19-42.
- CASERO P., CITA M.B., CROCE M. & DE MICHELI A. (1984) - *Tentativo di interpretazione evolutiva della Scarpata di Malta basata su dati geologici e geofisici*. Mem. Soc. Geol. It., **27**, 233-253.
- CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E. & SCARPA R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. J. of Struct. Geol., **4**, 385-393.
- CONTI D. (1871) - *Terremoti della provincia di Cosenza nel 1970*. Tipografia Municipale, Cosenza, 59 pp.
- COTECCHIA V., TRAVAGLINI G. & MELIDORO G. (1969) - *I movimenti franosi e gli sconvolgimenti della rete idrografica prodotti in Calabria dal terremoto del 1783*. Geol. Appl. Idrogeol., **4**, 1-24.
- DE DOLOMIEU D. (1784) - *Sopra i tremuoti della Calabria nell'anno 1783*. Merande e Comp., Librai Francesi, Napoli, 96 pp.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: M.P. COWARD, D. DIETRICH AND R.G. PARK (Editors), *Alpine Tectonics*. Geological Society Special publication, **45**, 265-283.
- DI GRANDE A. & RAIMONDO W. (1983) - *Lineamenti geologici del territorio siracusano tra Palazzolo, Noto e Siracusa (Sicilia sud-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **102**, 241-260.
- DUMAS B., GUEREMY P., LHENAFF R. & RAFFY J. (1982) - *Le soulèvement quaternaire de la Calabre meridionale*. Rev. Geol. Dyn. Geogr. Phys., **23**, 27-40.
- ELLIS M. & KING G. (1991) - *Structural control of flank volcanism in continental rifts*. Science, **254**, 839-842.
- GASPARINI C., IANNAONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **82**, 267-286.
- GHISETTI F. (1979) - *Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 387-430.
- GHISETTI F. (1981a) - *Upper Pliocene-Pleistocene uplift rates as indicators of neotectonic pattern: an example from southern Calabria (Italy)*. Z. Geomorph., Suppl. **40**, 93-118.
- GHISETTI F. (1981b) - *L'evoluzione strutturale del bacino plio-pleistocenico di Reggio Calabria nel quadro geodinamico dell'Arco Calabro*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 433-466.
- GHISETTI F. (1984) - *Recent deformations and the seismogenic source in the Messina Strait (Southern Italy)*. Tectonophysics, **109**, 191-208.
- GHISETTI F. (1992) - *Fault parameters in the Messina Strait (southern Italy) and relations with the seismogenic source*. Tectonophysics, **210**, 117-133.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1982) - *The recent deformation mechanisms of the Calabrian Arc*. Earth Ev. Sc., **3**, 197-206.
- GRASSO M. & REUTHER C.D. (1988) - *The western margin of the Hyblean Plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland*. Annales Tectonicae, **2**, 107-120.
- HAMILTON W. (1783) - *An account of earthquakes in Sicily, Calabria & C. Royal Society, London, British Museum*.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) - *La tettonica recente della Valle del Fiume Crati (Calabria)*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **4**, 11-21.
- LOMBARDO G. (1985) - *The Catania earthquake of February 4, 1169*. In: Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes (Ed: D. POSTPISCHL), CNR, P.F. Geodinamica, Graficoop Bologna, 164 pp.
- 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.
- MAZZUOLI R., TORTORICI L. & VENTURA G. (1995) - *Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands, (Aeolian Islands, Southern Italy)*. Terra Nova, **7**, 444-452.
- MONACO C., PETRONIO L. & ROMANELLI M. (1995) - *Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia)*. Studi Geol. Camerti, questo vol.
- MONTENAT C., BARRIER P. & OTT D'ESTEVOU P. (1991) - *Some aspects of the recent tectonics in the Strait of Messina, Italy*. Tectonophysics, **194**, 203-215.
- POSTPISCHL D. (1985) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. CNR, P.F. Geodinamica, Graficoop Bologna, 239 pp.
- RAFFY J., DUMAS B., GUEREMY P. & LHENAFF R. (1981) - *Uplift and Quaternary marine terraces to the east of Villa S. Giovanni (Calabria, Italy)*. Z. Geomorph. N.F., **40**, 119-125.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean basin geological evolution*. Mar. Geol., **55**, 447-477.
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L. (1991) - *Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giorn. di Geol., **53**, 49-64.
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**, 1299-1319.
- SHICK R. (1977) - *Eine seismotektonische Bearbeitung des Erdbebens von Messina im Jahre 1908*. Geol. Jahrb., **11**, 3-74.
- SLEMMONS D.B. & DE POLO C.M. (1986) - *Evaluation of active faulting and associated hazards*. In: Active Tectonics, National Academy Press, Washington, D.C., 45-62.
- TORTORICI L., TAPPONNIER P. & WINTER T. (1986) - *Faulting during the 1783 Calabria earthquakes and tectonics of the Messina Strait*. AGU, EOS, **67**, 1188.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- TORTORICI L., VENTURA G., MAZZUOLI R. & MONACO C. (1995) - *Strutture del settore orientale dell'Arcipelago Eoliano: interpretazione tettonica e modellizzazione numerica*. Studi Geol. Camerti, questo vol.

- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (1922) - *A 125 Kyr-long geological record of seismic source repeatability: The Messina Strait (Southern Italy) and the 1908 earthquake (Ms 7,5)*. Terra Nova, 4, 472-483.
- VIVENZIO G. (1783) - *Istoria e teoria dei tremuoti in generale ed in particolare di quelli della Calabria e di Messina del 1783*. Stamperia Regale, Napoli, 383 pp.
- WALLACE R.E. (1978) - *Geometry and rates of change of fault-generated range fronts, north-central Nevada*. J. Res. U.S. Geol. Survey, 6, 637-650.
- WESNOUSKY S.G. (1986) - *Earthquakes, Quaternary faults and seismic hazard in California*. J. Geoph. Res., 91, 12587-12631.
- WESTAWAY R. (1992) - *Seismic Moment Summation for Historical Earthquakes in Italy: Tectonic Implications*. J. Geophys. Res., 97, 15437-15464.
- WESTAWAY R. (1993) - *Quaternary uplift of Southern Italy*. J. Geophys. Res., 98, 21741-21722.
- WORTEL M.J.R. & SPACKMAN W. (1993) - *The dynamic evolution of the Apenninic-Calabrian, Hellenic and Carpathian arcs: a unifying approach*. Terra Nova, abstract supplement No.1 (5), 97.