

**GEODINAMICA DELL'ITALIA MERIDIONALE
E IMPLICAZIONI NELLA TETTONICA DEL MATESE(****)**

INDICE

RIASSUNTO	”	167
ABSTRACT	”	167
INTRODUZIONE	”	167
SISMICITA' STORICA E ATTUALE	”	169
MONITORAGGIO	”	171
<i>Sismicità</i>	”	172
<i>Livellazioni e tiltmetria</i>	”	173
<i>Interferometria Differenziale SAR e misure GPS</i>	”	173
ANALISI DELLE DEFORMAZIONI DEL SISTEMA APPENNINO-TIRRENO E MO- DELLO GEODINAMICO	”	176
DISCUSSIONE E CONCLUSIONI	”	178
BIBLIOGRAFIA	”	180

RIASSUNTO

Nel presente lavoro sono riportati i risultati preliminari raggiunti nell'ambito del progetto CEC "Earthquakes prediction in tectonic active areas using space techniques" indirizzato alla previsione dei terremoti al Matese (Appennino Campano-Molisano).

Sono stati analizzati i processi geodinamici che hanno condotto all'attuale assetto strutturale del Matese per la definizione del campo di sforzi che agisce nell'area, con l'obiettivo di realizzare un modello dei processi di liberazione dell'energia sismica. A tale scopo si è reso necessario analizzare la dinamica dell'area nel lungo termine, attraverso l'analisi dell'assetto strutturale e dei processi geodinamici che hanno interessato questa parte della catena del Matese, nonché nel medio-breve termine attraverso lo studio della sismicità storica e attuale e dei movimenti lenti del suolo che precedono e accompagnano i terremoti. A tale scopo sono stati realizzati sistemi di monitoraggio sismico e di deformazione del suolo. Il controllo dei movimenti lenti del suolo viene effettuato utilizzando più tecniche, quali livellazione geometrica, tiltmetria, GPS e Interferometria differenziale (DINSAR). Per un controllo di maggiore dettaglio della sismicità locale sono state installate stazioni sismiche digitali che integrano le reti sismiche esistenti.

Si confida che attraverso l'integrazione dei dati di monitoraggio, sismicità storica, dati geologici, strutturali e modellazione sismotettonica dell'area si possa realizzare la previsione fisica a medio e breve termine dei terremoti nell'area del Matese.

(*)Osservatorio Vesuviano - Napoli.

(**)Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia - Università di Napoli.

(***)Dipartimento di Scienza e Ingegneria dello Spazio - Università di Napoli.

(****)CORISTA - Consorzio di Ricerca su Sistemi di Telesensori Avanzati - Napoli.

(*****)Lavoro eseguito con i contributi finanziari: CEC, contratto n. EV5V-CT94-0461 e M.U.R.S.T. (fondi 40%, resp. G. LUONGO).

ABSTRACT

In the present paper we refer to the preliminary results achieved in the framework of the European project "Earthquakes prediction in tectonic active areas using space techniques" for forecasting earthquakes in the area of the Matese Mountains (Appennino Campano-Molisano).

We have analyzed the geodynamic processes that have produced the existent structural pattern of the Matese in order to define the stress field acting in the area and derive a reliable model for the processes of releasing the seismic energy. The analysis is done on long term, by means of the study of the geodynamic processes that have affected the chain of the Matese, and on intermediate-short term, through the study of the historical and actual seismicity and of ground deformations which precede and accompany earthquakes. Thus, seismic and ground deformations monitoring systems have been carried out by the use of digital seismic stations which integrate the existing seismic networks and of instruments for acquiring the slow ground motions. The latter have been recorded by means of many techniques such as geometric levelling, tiltmetry, Differential Interferometry SAR and GPS measurements.

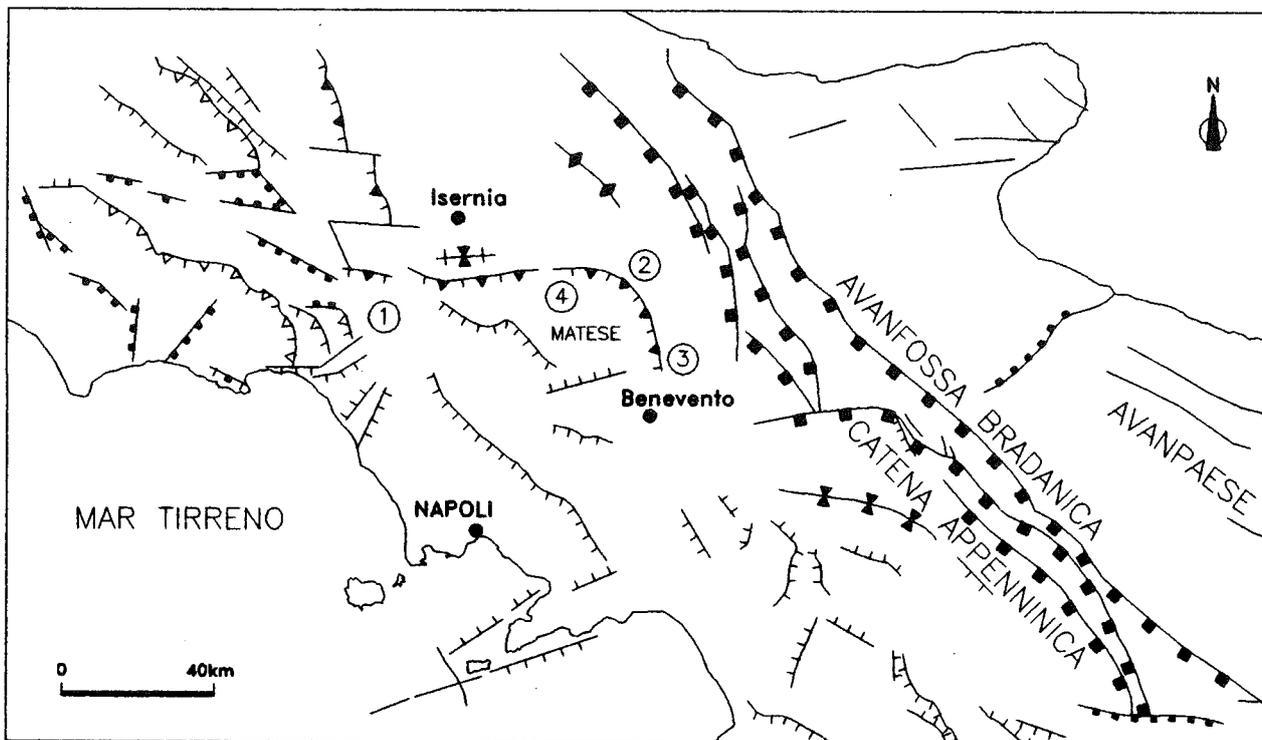
In our opinion the integration between data from monitoring, historical seismicity, geology and seismo-tectonic modelling of the area might realize the intermediate and short-term physical forecasting of earthquakes in the area of the Matese.

PAROLE CHIAVE: Geodinamica, Sismotettonica, Appennino, Matese.

KEY WORDS: Geodynamics, Seismotectonics, Apennines, Matese.

INTRODUZIONE

Il Complesso del Matese, che si sviluppa da Isernia a Benevento (Fig. 1), è uno dei segmenti della catena appenninica sismicamente più attivi (BARBANO *et alii*, 1989; LAPAJNE *et alii*, 1989; LUONGO *et alii*, 1993; MAYER-ROSA, 1989; MAYER-ROSA *et alii*, 1993; SIRO & SLEJKO, 1989). La sua collocazione nell'ambito dell'evoluzione geodinamica della penisola italiana, e in particolare dell'Appennino Meridionale, non è chiaramente definita in quanto non rientrando nella struttura dell'Arco Calabro, né in quella che possiamo definire dell'Arco Umbro-Marghigiano-Toscano, è considerata zona di transizione. Infatti la notevole variabilità del campo di deformazioni non solo evidenzia l'azione di un campo di sforzi regionale complesso, ma anche una differenziazione dello stesso rispetto ai campi di sforzi agenti nella parte meridionale e centro-settentrionale dell'Appennino (BOUSQUET *et alii*, 1993; CELLO *et alii*, 1982; CIARANFI *et alii*, 1983; DE VIVO *et alii*, 1979;



- ① - Mignano Montelungo, S.Pietro Infine, Sesto Campano
- ② - Sepino
- ③ - Cerreto Sannita
- ④ - Lago Matese, Letino, Gallo

LEGENDA

— Faglie verticali, trascorrenti e trasformati (eta' non differenziata)

Faglie normali, spesso listriche

Eta' non differenziata

Pliocene Medio-Pleistocene

Fronte delle falde

Asse di piega

Pliocene Medio-Pleistocene

Anticlinale
(Pliocene Medio-Pleistocene)

Pliocene Inferiore

Sinclinale
(Pliocene Medio-Pleistocene)

Messiniano

Sinclinale
(Pliocene Inferiore)

Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino Meridionale. Il Massiccio del Matese è stato interessato da trasporto orogenico durante il Tortoniano. Gli elementi strutturali emergenti sono fronti di falda del Pliocene Inferiore e faglie normali (da SCANDONE, 1990).

DEWEY *et alii*, 1989; HIPPOLYTE *et alii*, 1994; LAVECCHIA, 1988; LOCARDI, 1988; LUONGO *et alii*, 1991a; 1992; PATACCA & SCANDONE, 1987; PATACCA *et alii*, 1990). Pertanto, per la definizione delle zone sismogenetiche nell'area investigata, risulta necessario che l'analisi delle strutture locali sia inserita in un contesto geodinamico più ampio, sia per meglio definire i limiti delle aree sottoposte ai diversi campi di sforzi che le interazioni tra queste. Questo percorso appare indispensabile in quanto i dati locali non appaiono autosufficienti per definire le aree sismicamente attive e le modalità di liberazione

di energia. Infatti le sorgenti dei terremoti di maggiore energia sembrano attraversare più strutture tettoniche superficiali, evidenziando la non completa corrispondenza tra deformazioni superficiali e deformazioni profonde. Inoltre, poiché l'accumulo e la liberazione di energia avviene su lunghi intervalli di tempo, per gli eventi che attraversano più strutture tettoniche superficiali, i processi che sono alla base dei fenomeni osservati interessano necessariamente segmenti di catena molto estesi, e quindi, sono condizionati da campi di sforzi a carattere regionale piuttosto che locali.

In generale, la previsione a medio e breve termine di un terremoto deve essere costruita sulla interpretazione dei processi che preparano l'evento sismico attraverso lo studio dei cosiddetti precursori. Ma questo percorso, per la complessità dei processi in atto, sarà efficace solo se si è in grado di ottenere una rappresentazione attendibile del campo di sforzi che agisce nell'area indiziata.

Il nostro obiettivo di previsione dei terremoti al Matese si muove sui due filoni del monitoraggio delle deformazioni del suolo e della sismicità attuale e sulla modellazione sismotettonica dell'area, utilizzando la sismicità storica, la tettonica e la modellazione geodinamica dell'area.

L'integrazione dei dati locali e la modellazione regionale ha consentito la formulazione di un modello sismotettonico preliminare dell'area indagata e di evidenziare le principali relazioni tra sismicità e strutture tettoniche, primo elemento per la costruzione di carte sismogenetiche.

SISMICITA' STORICA E ATTUALE

La sismicità dell'Appennino è un chiaro segno che i processi tettonici che hanno determinato l'attuale configurazione della catena sono ancora in atto. Tuttavia la distribuzione dei fuochi dei terremoti e i loro meccanismi non appaiono sempre correlabili alle strutture geologiche superficiali. Questo dato evidenzia la complessità della ricostruzione del campo di sforzi che ha prodotto l'attuale assetto della catena.

I meccanismi focali sono prevalentemente di tipo *dip slip* per i terremoti di maggiore energia e *strike slip* per gli altri (GASPARINI *et alii*, 1985; SUHADOLC *et alii*, 1990; WESTAWAY, 1987). I meccanismi *dip slip* mostrano l'asse tensile normale alla catena, fenomeno interpretato con un processo di *rifting* che migra dalla costa tirrenica alla catena, mentre i meccanismi *strike slip* possono essere riferiti a movimenti trascorrenti normali all'asse della catena.

Anche l'analisi dei meccanismi composti delle sequenze sismiche di bassa energia del gennaio 1986 localizzata a NE della città di Isernia e quella dell'aprile 1990 poco a nord della città di Benevento, mostrano che l'asse tensile è allineato secondo la direzione NE-SW, ortogonale alla catena (ALESSIO *et alii*, 1987; 1996).

L'andamento del campo degli sforzi dedotto dall'analisi delle deformazioni dei sedimenti pleistocenici è coerente con il campo degli sforzi tensile mostrato dai meccanismi focali (CIARANFI *et alii*, 1983). La revisione dei meccanismi dei terremoti del 21 agosto 1962 in Irpinia e il ripetersi di eventi sismici al di sotto dei bacini sedimentari intrappenninici inducono WESTAWAY (1987) a ritenere questi bacini aree di elevata pericolosità sismica. Anche LAVECCHIA (1988) rileva una stretta corrispondenza tra la distribuzione dei principali *graben* del Miocene Inferiore-Pleistocene dell'Appennino e gli eventi sismici con $M \geq 6.5$ avvenuti tra l'anno 1000 e il 1980 (Fig. 2). I meccanismi focali, tuttavia, spesso non rappresentano i campi di deformazione attesi per i processi geodinamici in atto. Secondo SUHADOLC *et alii* (1990), questo risultato sarebbe determinato dall'azione dei campi di sforzi locali anziché di quelli a carattere regionale nell'ipotesi della tettonica a zolle. La scarsa correlazione tra deformazioni osservate nella catena e quelle dedotte dall'analisi

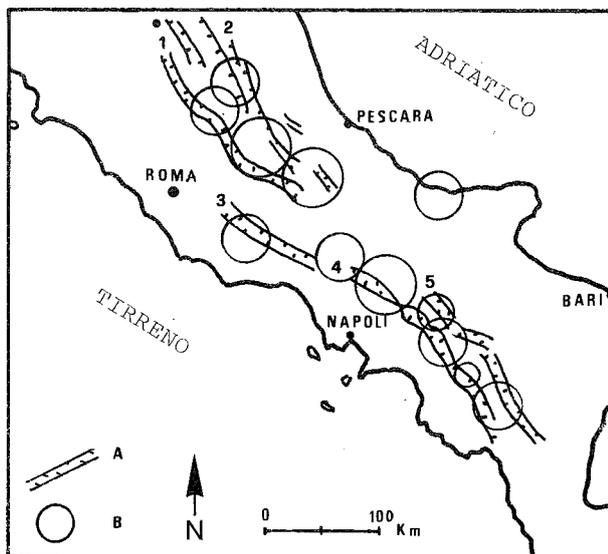


Fig. 2 - Distribuzione degli eventi sismici di maggiore energia e strutture a *graben* del Miocene Inferiore-Pleistocene nella catena Appenninica (modificata da LAVECCHIA, 1988). A: Principali allineamenti tensili. Ogni allineamento consiste di parecchi *graben* con strutture *en échelon* di età Pliocene-Pleistocene localizzati lungo la catena montuosa: 1. Valle dell'Umbria occidentale, *graben* di Terni, *graben* del Salto e *graben* della Conca del Fucino. 2. Faglie normali con *en échelon* secondo l'allineamento Scheggia-Norcia-L'Aquila e *graben* dell'Aterno. 3. *Graben* dell'Iri. 4. *Graben* del Volturno e del Vallo di Diano. 5. *Graben* di S. Angelo dei Lombardi e *graben* dell'Alta Valle dell'Agri. B: Epicentri con magnitudo $M \geq 6.5$. I cerchi sono proporzionali al volume focale.

dei meccanismi focali può trovare una interpretazione ragionevole nelle variazioni del campo di sforzi nel corso del tempo. Infatti HIPPOLYTE *et alii* (1994), analizzando l'orientazione dei piani di faglia, rilevano che nel Pleistocene Inferiore il regime tettonico è compressivo con sforzo massimo orizzontale in direzione ENE-WSW; successivamente il campo diventa tensile con distensione in direzione NE-SW. Quest'ultimo è simile a quello rilevato con i meccanismi focali.

L'Appennino campano rappresenta una delle zone a più alta sismicità di tutta la penisola italiana (BRANNO *et alii*, 1986; POSTPISCHL, 1985 a, b) (Fig. 3). Alcuni terremoti localizzati al confine tra Campania e Molise e tra Campania e Basilicata hanno provocato danni su aree estese migliaia di km². La distribuzione delle isosiste con intensità superiore all'VIII grado dei terremoti più intensi dell'Appennino Campano, a partire dal 1456 fino al 1980, mostra che le aree sismogenetiche corrispondono al Matese, Sannio ed Irpinia. Questa è una delle regioni più attive d'Italia, caratterizzata da terremoti distruttivi con magnitudo circa 7. Gran parte di essi sono localizzati su una stretta fascia lungo la cresta occidentale della catena appenninica, con un allineamento delle isosiste di massima intensità dei terremoti storici secondo la direzione appenninica NW-SE, coerentemente con la distribuzione dei lineamenti tettonici più significativi. E' da ritenere quindi che le strutture sismogenetiche dei terremoti di più elevata energia abbiano andamento secondo l'asse longitudinale della catena. Dall'analisi della sismicità storica, è possibile evidenziare che nell'area in esame: — le isosiste sono chiaramente allungate nella direzione della catena e seguono i maggiori lineamenti tettonici;

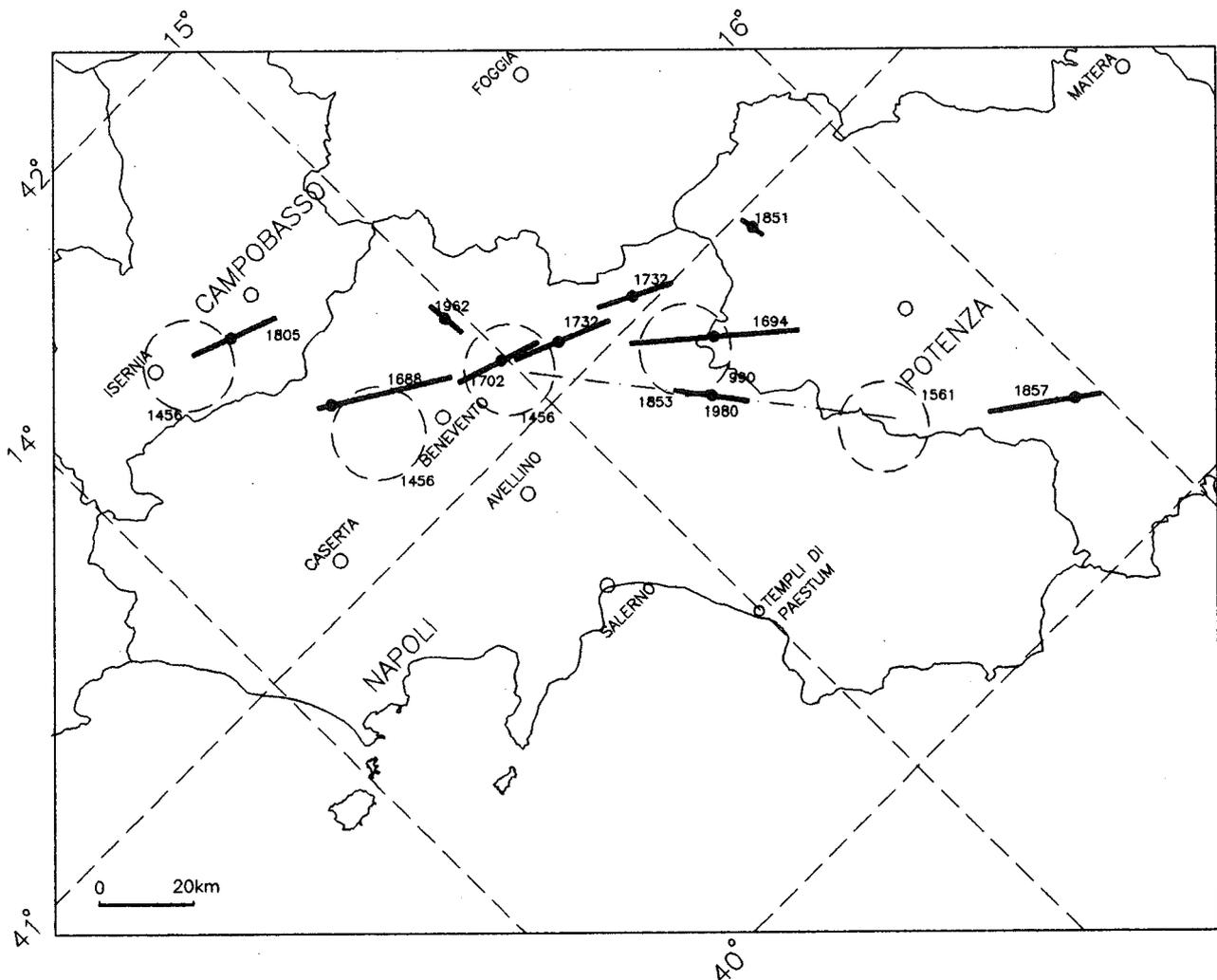


Fig. 3 - Principali terremoti storici nell'Appennino Meridionale. I segmenti rappresentano direzione e dimensione lineare delle faglie sismogenetiche. I cerchi rappresentano le dimensioni delle sorgenti dei terremoti del 990, 1456 e 1561 per i quali non è stato possibile ricostruire dimensione e direzione del piano di faglia (modificata da BRANNO *et alii*, 1986).

- la magnitudo degli eventi storici di maggiore energia, stimata confrontando le aree danneggiate dai terremoti passati e recenti, varia tra 6.8 e 7.5 (Tabella);
- la lunghezza massima delle faglie sismogenetiche raggiunge il valore di 100 km (Tabella);
- i periodi di attività sismica sono separati da periodi di quiescenza talvolta molto estesi;
- per i grandi terremoti prevalgono meccanismi di rottura complessi, così come può dedursi dal terremoto del 1456 (FIGLIUOLO, 1988) (Fig. 4). La complessità del meccanismo di rottura può trovare giustificazione in un mezzo molto fratturato dove le strutture longitudinali alla catena possono essere notevolmente segmentate da faglie trasversali generate dalla rotazione e migrazione della penisola verso est;
- le strutture trasversali alla catena possono essere attivate dai terremoti lungo l'asse della catena stessa, oppure possono avere le funzioni di canalizzatori di energia sismica. In tal caso le isosiste tenderebbero a ruotare dalla direzione prevalente NW-SE a quella NS come si osserva per il campo macrosismico dell'evento del 26 luglio 1805 (Fig. 5) (Esposito *et alii*, 1987);
- l'attività sismica si concentra sul versante orientale del Matese e i meccanismi sono prevalentemente distensivi con piani principali in direzione NW-SE.

Tabella riassuntiva dei terremoti di maggiore energia registrati in tempi storici nell'Appennino Meridionale

Anno	G.	Mese	Magnitudo	L (km)
1456	5	Dicembre	7.5	100
1688	5	Giugno	6.8	45
1694	8	Settembre	7.0	53
1732	29	Novembre	6.8	45
1805	26	Luglio	6.8	45
1857	16	Dicembre	7.0	53
1930	23	Luglio	6.8	45
1980	23	Novembre	6.8	45

La sismicità attuale dell'area, caratterizzata da terremoti frequenti e di bassa energia, è concentrata in un fascia relativamente stretta della penisola (Fig. 6), con profondità focali inferiori ai 20 km. Così come evidenziato dall'analisi della sismicità storica, l'attività sismica recente e attuale non è associata ad una particolare struttura tettonica - faglia appenninica - al contrario, le sorgenti sono molteplici. Una conferma della complessità del campo di sforzi agente e della molteplicità delle strutture sismogenetiche che generano eventi sismici di bassa o moderata energia è fornita dal-

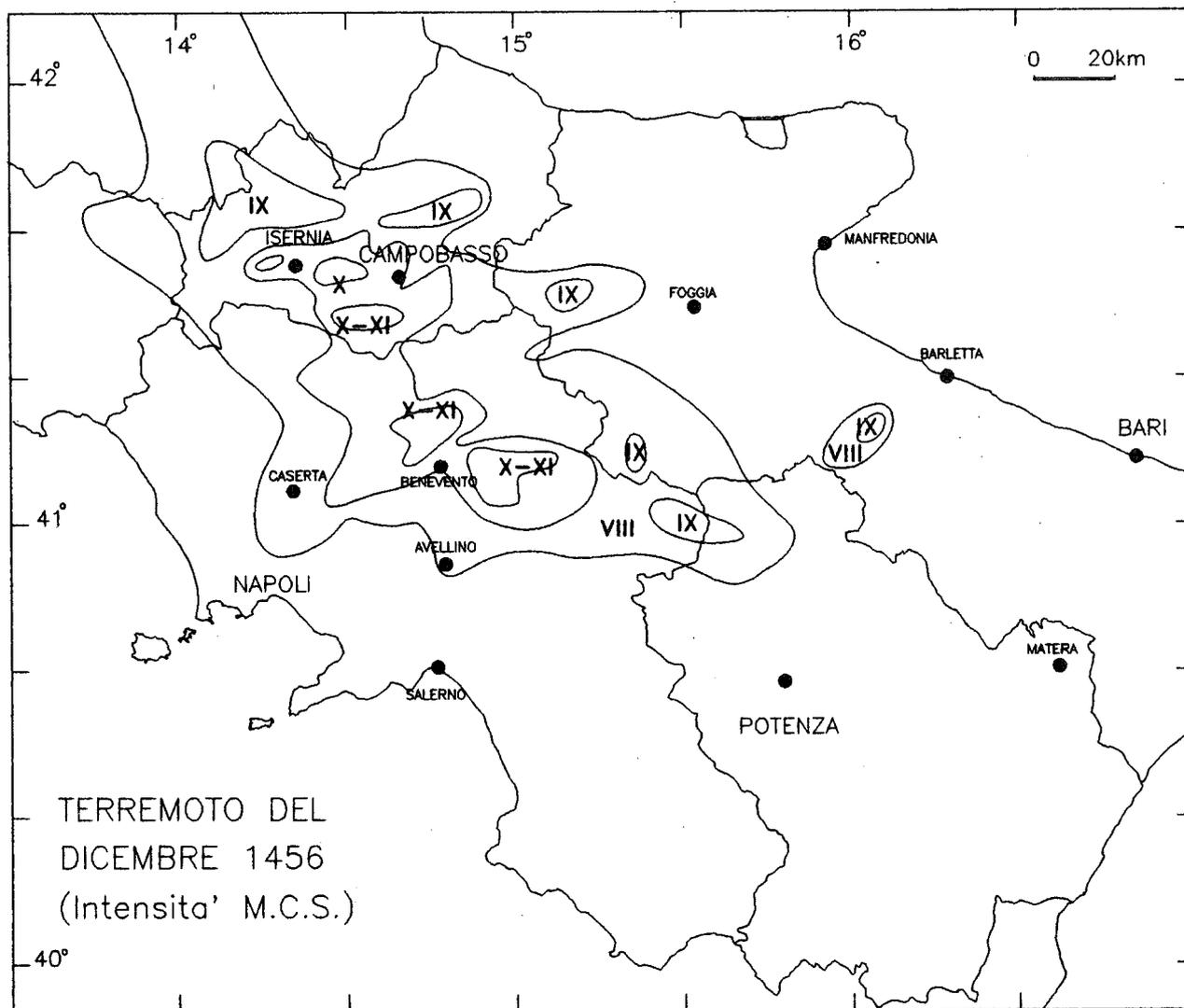


Fig. 4 - Isoisete del terremoto del 1456 (FIGLIUOLO, 1988). Si tratta del più grande terremoto che abbia interessato in tempi storici l'Appennino Meridionale. La magnitudo è stata valutata di 7.5 e la lunghezza del piano di faglia di circa 100 Km. Le intensità massime raggiungono in più punti picchi del XI grado (MCS). L'area di danneggiamento interessa diverse regioni dell'Italia centro-meridionale (Lazio, Abruzzo, Molise, Campania, Puglia, Basilicata). La complessità del campo macrosismico può essere interpretata con un meccanismo di rottura molto complesso che abbia interessato più segmenti di faglia orientati prevalentemente secondo l'asse della catena e dislocati da strutture trasversali.

l'analisi della distribuzione magnitudo-frequenza dei terremoti registrati nel periodo 1977-1987 dalla quale si evince un alto valore del coefficiente "b" della relazione GUTENBERG & RICHTER. Gli eventi più significativi sono stati registrati nel 1986 nell'area di Isernia (MI = 4.0) e nel beneventano con la crisi sismica di aprile-maggio 1990 con eventi di bassa e moderata energia (magnitudo massima = 3.6) (ALESSIO *et alii*, 1987; 1988; 1993; 1996).

In sintesi, in questo settore dell'Appennino, definito di transizione tra i due archi, e nel quale ricade il complesso del Matese, è possibile distinguere quattro aree sismogenetiche principali a diverso comportamento sismico:

1) Abruzzo Meridionale, in cui l'attività sismica, sia in tempi storici che attuali, mostra livelli medio-bassi;

2) Molise, con terremoti storici di elevata intensità ($\geq X$ grado) e attività sismica recente con caratteristiche di bassa energia (MI = 4.0) e a sciami;

3) Area Beneventana, con terremoti storici di alta intensità ($\geq X$ grado). Si ricorda inoltre il terremoto del 1962 con intensità IX grado (WESTAWAY, 1987), mentre l'attività più recente mostra eventi frequenti e di bassa energia;

4) Campania-Basilicata, con eventi di elevato livello di energia e di intensità sia in tempi storici che recenti. Si ricorda in tempi recenti il terremoto del 1980 (MI = 6.8).

MONITORAGGIO

Le deformazioni attuali nell'area del Matese sono misurate attraverso lo studio della sismicità e dei movimenti lenti del suolo.

La sismicità viene controllata attraverso le stazioni della rete sismica nazionale gestita dall'Istituto Nazionale di Geofisica (ING), la rete regionale dell'Osservatorio Vesuviano (OV) e stazioni temporanee in-

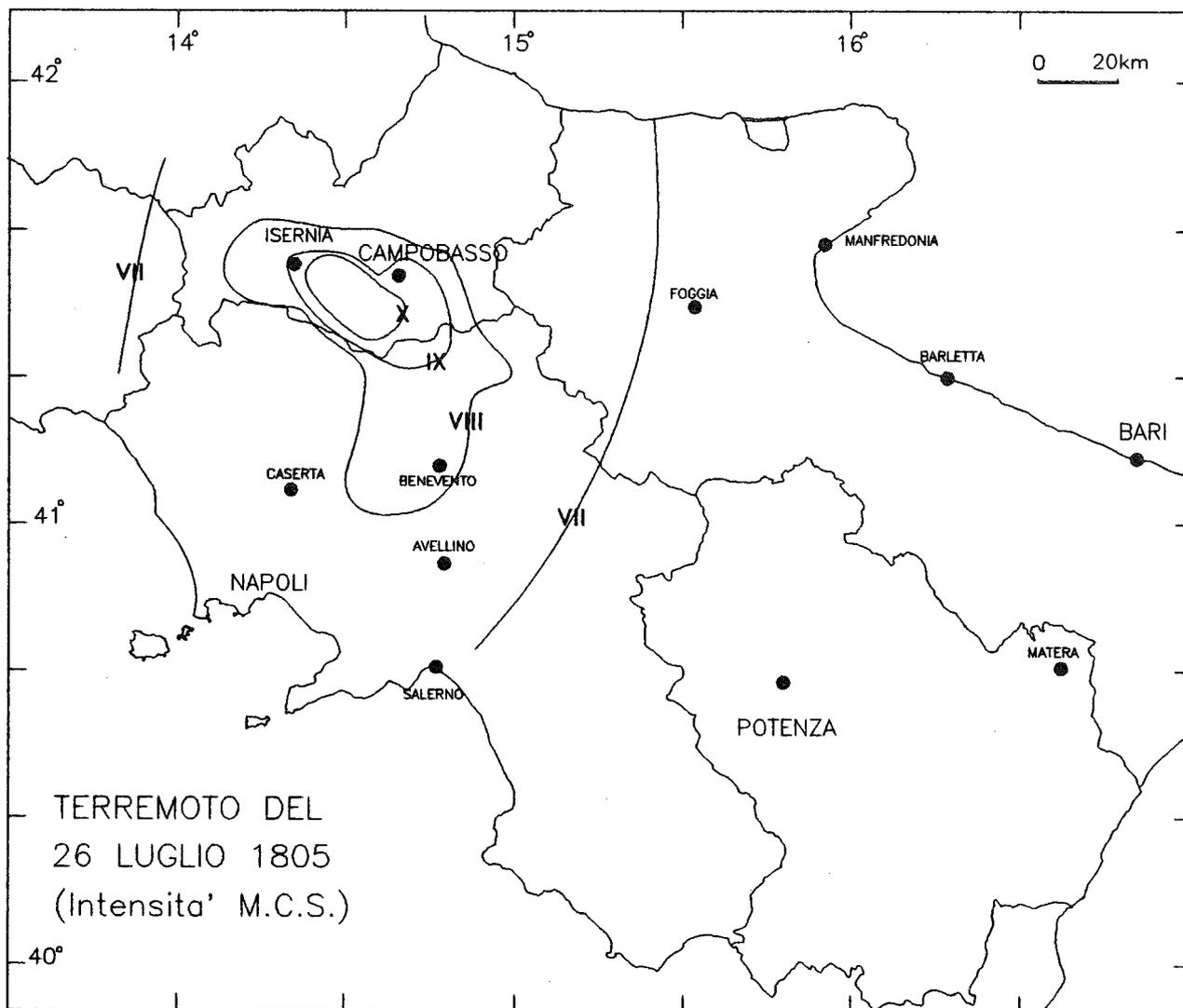


Fig. 5 - Isoisiste del terremoto del 1805 (Esposito *et alii*, 1987). Le isosiste di massima intensità sono orientate secondo l'asse della catena coerentemente con la direzione delle strutture tettoniche principali. Le isosiste dell'VIII grado mostrano una significativa deviazione secondo la direzione N-S, evidenziando una buona canalizzazione dell'energia in questa direzione.

stallate per ridurre i gap delle stazioni delle reti permanenti (Fig. 7).

I movimenti lenti del suolo sono misurati effettuando livellazioni di precisione, misure di inclinazione del suolo e utilizzando tecniche satellitari quali, *Global Positioning System* (GPS) e Interferometria Differenziale SAR (DINSAR) (Fig. 8).

Le tecniche utilizzate hanno capacità di detezione dei movimenti lenti del suolo significativamente diverse tra loro ma complementari. Le livellazioni forniscono i dati più precisi sulle variazioni di quota, ma non consentono una ricostruzione attendibile del campo globale degli spostamenti che potrebbe interessare l'intera area investigata. Inoltre essendo le misure periodiche, tra una osservazione e l'altra bisogna assumere un comportamento lineare del processo. Le misure dell'inclinazione del suolo consentono di seguire con continuità le deformazioni in atto ma hanno carattere puntuale. In generale le misure con tecniche satellitari, GPS e SAR, pur esse periodiche, forniscono dati meno precisi sulla componente verticale del moto del suolo ma la tecnica GPS consente di determinare con una precisione soddisfacente le componenti orizzontali del cam-

po di spostamenti e la tecnica DINSAR attraverso gli interferogrammi è in grado di fornire il campo degli spostamenti verticali.

Le tecniche utilizzate sono state scelte con duplice scopo; da un canto ci si prefigge l'obiettivo di ottenere risultati su tempi medio-lunghi, anche senza l'accadimento di un evento sismico significativo e dall'altro nei tempi brevi, in caso di evento sismico.

Sismicità

Nell'area del Matese sono operanti le reti sismiche dell'Istituto Nazionale di Geofisica (ING) e dell'Osservatorio Vesuviano (OV), costituite da stazioni di tipo analogico con trasmissione dei segnali via cavo e via radio. Per un controllo di maggiore dettaglio della sismicità locale sono state installate nell'area del Matese e zone circostanti, a cura del Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia (DGV), 4 stazioni temporanee la cui distribuzione consente di ridurre i *gap* delle stazioni delle reti permanenti (Fig. 7). Tali stazioni, equipaggiate con geofoni a tre componenti, sono di tipo digitale ed operano in registrazione locale. E' stata così ottenuta una copertura ottimale dell'area del Sannio-

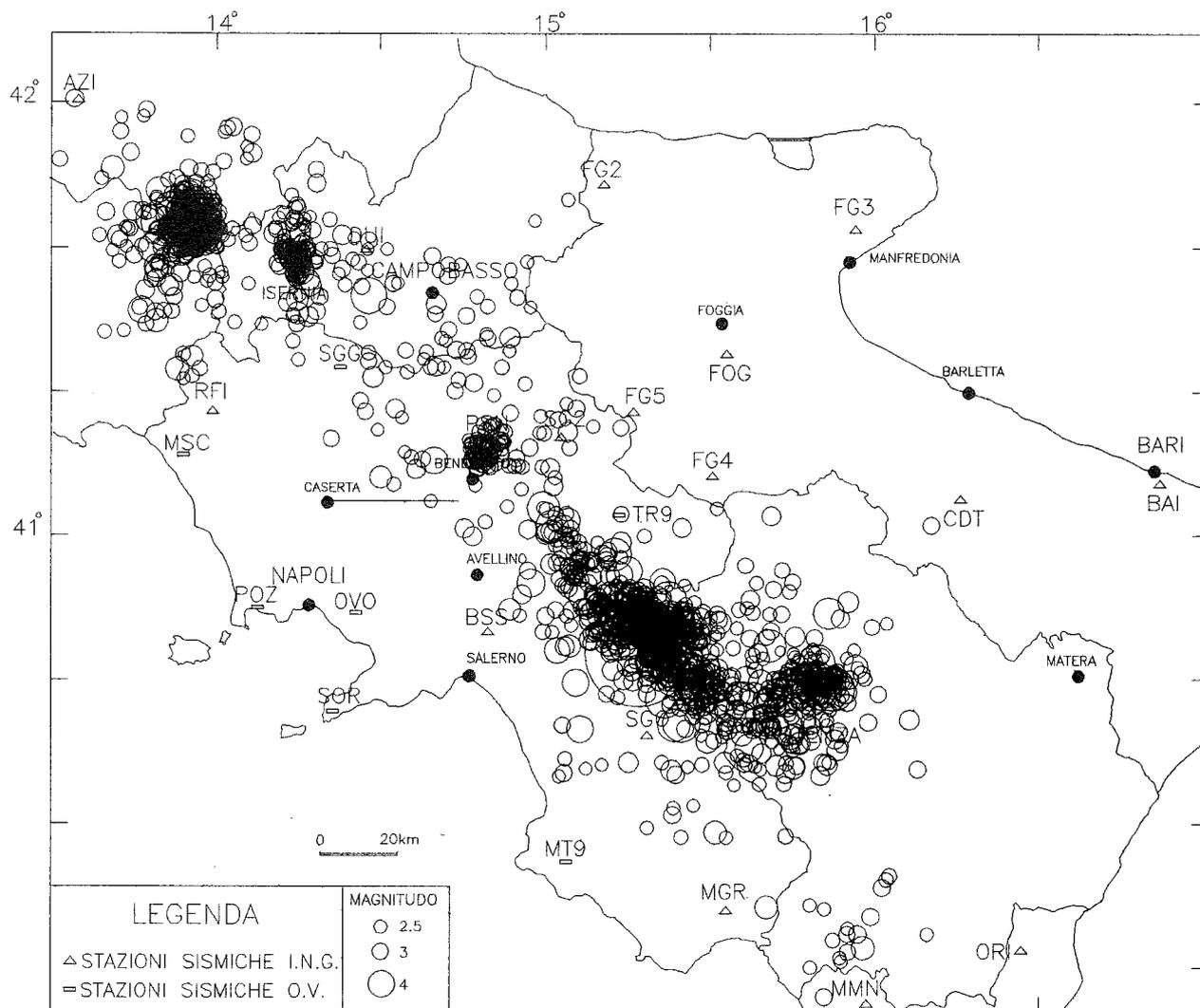


Fig. 6 - Distribuzione epicentrale degli eventi sismici registrati dal 1980 al 1991 nell'Appennino Meridionale (ALESSIO *et alii*, 1993). La maggiore concentrazione di eventi si osserva nella parte dell'Appennino Campano-Lucano interessata dall'evento sismico del 23 novembre 1980 e dalla sequenza di repliche.

Matese per lo studio della sismicità di bassa e media energia.

L'obiettivo delle indagini sismiche è quello di arrivare ad una ricostruzione della dinamica dell'area mediante: localizzazioni ipocentrali, meccanismi focali, analisi delle forme d'onda; variazioni temporali dei parametri sismici; confronto dei campi macrosismici sperimentali con quelli sintetici (SUHADOLC, 1991; PANZA, 1991).

Da una prima analisi della serie temporale degli eventi sismici registrati dal 1985 al 1994, si evince che l'attività recente nell'area è quasi stazionaria. Infatti l'energia liberata si mantiene su valori costanti con eventi di magnitudo compresa prevalentemente tra 2.0 e 3.0 (Fig. 9). Anche la loro distribuzione spaziale non mostra variazioni significative per lo stesso intervallo temporale. La distribuzione degli epicentri evidenzia un allineamento secondo la direzione SE-NW concordante con quella della sismicità storica.

Livellazioni e tiltmetria

La linea di livellazione si estende dalla Piana del Volturno, dove si collega alla rete altimetrica della Pia-

na Campana (CUBELLIS *et alii*, 1989; 1991), a Baranello, in Molise, attraversando il Massiccio del Matese secondo la direttrice SW-NE. Essa ha una estensione lineare di circa 100 Km ed è materializzata con 120 capisaldi. La distribuzione dei capisaldi è stata definita sulla base delle conoscenze geologiche e strutturali dell'area in modo da poter interessare i principali elementi tettonici del Matese che potrebbero essere coinvolti in un processo dinamico in concomitanza di un evento sismico.

Per meglio definire il quadro dei movimenti lenti del suolo 2 stazioni tiltmetriche sono ubicate l'una sul versante Molisano e l'altra sul versante Campano del Massiccio del Matese. Le stazioni sono in registrazione locale ed equipaggiate con un sensore del tipo *Biaxial Model 702 Applied Geomechanics* con sensore termico alto guadagno, sensibilità 10 mV / microradianti, e basso guadagno, sensibilità 1 mV / microradianti (Fig. 8).

Interferometria Differenziale SAR e misure GPS

Il SAR (*Synthetic Aperture Radar*) è un sistema radar attivo utilizzato nel telerilevamento per ottenere

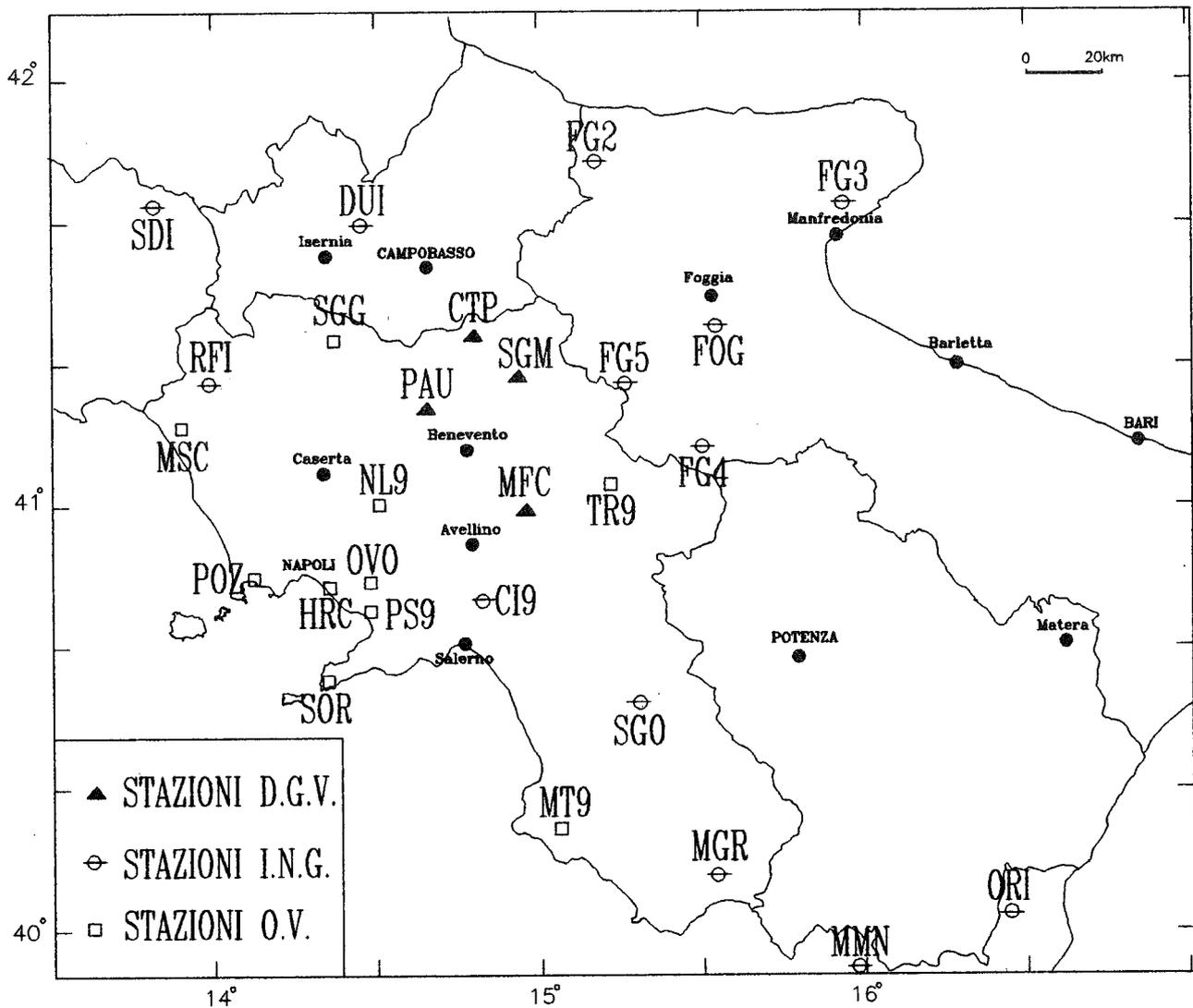


Fig. 7 - Reti sismiche permanenti per il controllo della sismicità regionale e stazioni digitali temporanee installate nell'area del Matese e zone circostanti. (DGV = Dipartimento di Geofisica e Vulcanologia, Università Federico II, Napoli; I.N.G. = Istituto Nazionale di Geofisica; O.V. = Osservatorio Vesuviano).

immagini della superficie terrestre per definirne la geometria e le caratteristiche fisiche. Rispetto ad altri sistemi di telerilevamento il SAR ha la peculiarità di acquisire immagini in ogni condizione di luce ed in ogni condizione atmosferica in quanto basato sull'utilizzo di microonde. Esso può essere montato sia a bordo di aereo che su piattaforma spaziale. Notevole utilizzazione nelle applicazioni hanno trovato i dati telerilevati dal satellite ERS-1, il primo satellite dell'ESA (*European Space Agency*), lanciato il 7 luglio 1991.

Una peculiare applicazione del SAR da satellite è quella di rilevare variazioni dell'altezza del terreno su aree estese attraverso l'Interferometria Differenziale che è una tecnica basata sull'osservazione della stessa area da punti di vista radar lievemente diversi, corrispondenti cioè a tre passaggi successivi del satellite lungo orbite parallele. In pratica le immagini vengono confrontate allo scopo di ricavare differenze di fase. Infatti, la fase di una singola immagine SAR dipende dallo sfasamento prodotto dagli "scatteratori" sulla superficie terrestre. In un secondo passaggio, con il satellite in un'orbita parallela a quella precedente tale da produrre una certa linea di base, gli stessi scatteratori

vengono visti da una posizione un poco diversa, producendo così delle differenze di fase. L'immagine risultante da queste differenze di fase viene chiamata "interferogramma" che è rappresentativo dell'elevazione del terreno. Ovviamente un terzo passaggio consente, per confronto con il passaggio precedente, di ottenere un secondo interferogramma. La differenza dei due interferogrammi genera un terzo interferogramma che dipenderà esclusivamente dalla variazione della posizione degli scatteratori avvenuta nell'intervallo di tempo intercorso fra il secondo ed il terzo passaggio.

Con tale tecnica è possibile, grazie alla stabilità sia dell'elettronica del sistema che delle orbite del satellite, mettere in evidenza spostamenti molto piccoli del suolo (anche dell'ordine di grandezza del cm - PRATI *et alii*, 1994). Va messo in evidenza che, nel caso di ripresa da satellite, quando gli echi relativi a ciascuna delle due immagini vengono combinati interferometricamente, la differenza tra gli angoli di incidenza relativi ai due segnali non può essere considerata trascurabile. Ne risulta che le due immagini non sono sovrapponibili. Affinché queste possano essere confrontabili si rende necessaria una correzione geometrica di una delle

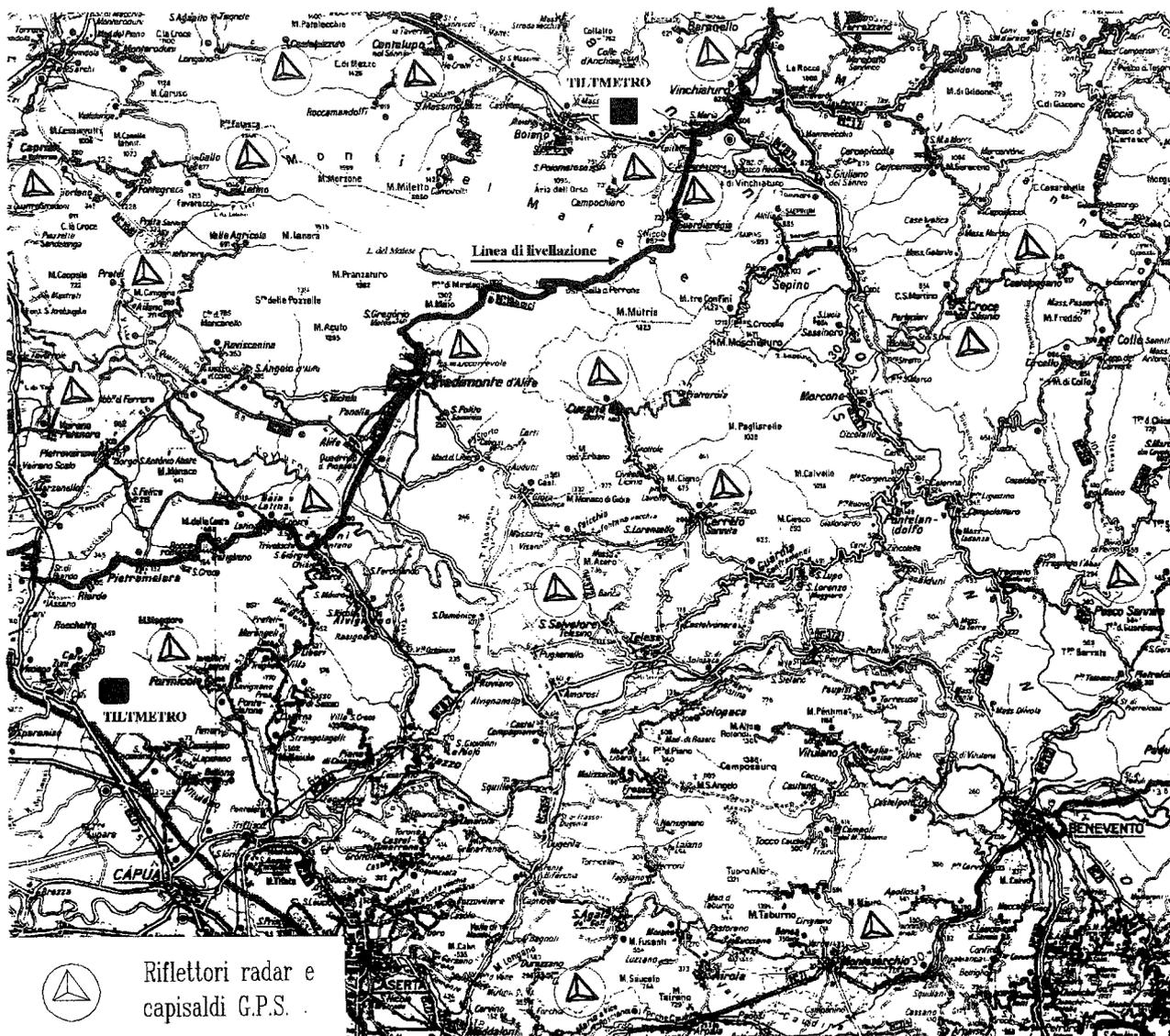


Fig. 8 - Reti di monitoraggio dei movimenti lenti del suolo: linea di livellazione, riflettori radar e capisaldi GPS, stazioni tiltmetriche.

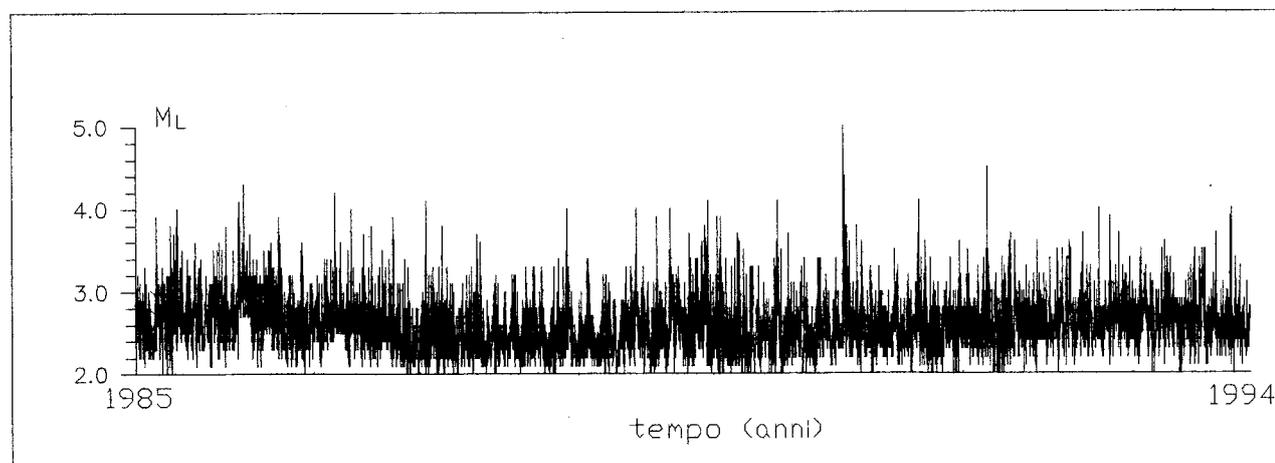


Fig. 9 - Magnitudo dei terremoti registrati nell'area del Sannio-Matese nel periodo 1985-1994.

immagini attraverso la localizzazione di un certo numero di GCP (*Ground Control Points*), ossia di punti, di coordinate note o misurate, facilmente individuabili.

E' stata utilizzata tale tecnica nell'area del Matese dove, per rendere confrontabili le immagini, sono stati installati 20 riflettori radar triedrici (Fig. 8), che sono dei bersagli coerenti e le cui posizioni (GCP) vengono identificate nelle immagini co-registrate. L'analisi dell'immagine radar ripresa dal satellite ERS-1 nel gennaio '95 ha consentito l'individuazione di gran parte dei riflettori. Una campagna GPS (*Global Positioning System*) consente di determinare, con estrema precisione le coordinate di tali riflettori. Misure GPS ripetute nel tempo, permettono, tra l'altro, di rilevare spostamenti del suolo dell'ordine del cm. Da questo punto di vista, le posizioni dei riflettori rappresentano anche dei punti di controllo degli spostamenti ottenuti dall'Interferometria Differenziale, ossia per altra via. Per ovvi motivi, data la precisione richiesta sia per l'interferometria che per il controllo GPS, i riflettori ed i vertici GPS sono stati resi solidali con il suolo. In aggiunta, per una maggiore affidabilità e ripetibilità delle misure GPS, vengono utilizzate aste per il centramento forzato del tipo Gubellini (FERRI *et alii*, 1994; UNGUEN-DOLI, 1992).

Nel novembre 1994 una prima campagna GPS della durata di 1 settimana è stata condotta in collaborazione con L'Institute for Navigation dell'Università di Stuttgart, su una rete costituita da 16 vertici 3D situati in prossimità dei 20 riflettori installati nell'area. A tale scopo sono stati utilizzati 6 ricevitori TRIMBLE 4000 SSE, di cui 2 fissi e 4 mobili, per un'acquisizione continua di circa 7 ore al giorno.

ANALISI DELLE DEFORMAZIONI DEL SISTEMA APPENNINO - TIRRENO E MODELLO GEODINAMICO

La catena appenninica è costituita da una spessa pila di coltri di ricoprimento formata da sedimenti di età compresa tra il Trias e il Pliocene che, dopo o durante la loro deposizione, hanno subito importanti traslazioni orizzontali e/o rotazioni, con ripetuti accavallamenti verso est, con valori massimi degli spostamenti valutati dell'ordine del centinaio di chilometri.

L'attività tettonica e la sismicità sono comunemente attribuite all'interazione delle zolle africana ed europea, accompagnata da un processo di subduzione ancora attivo nella parte meridionale della penisola. Questa interpretazione appare inadeguata in quanto rappresenta solo in parte i processi dinamici osservati. Infatti, l'evoluzione della catena appenninica appare strettamente correlata all'apertura del Bacino Tirrenico. Pertanto solo l'analisi congiunta del sistema Bacino Tirrenico-Catena Appenninica consente di interpretare in maniera coerente la distribuzione spaziale della sismicità regionale e i tipi di meccanismi attesi nelle varie strutture sismogenetiche. Un modello geodinamico dell'area che consenta una interpretazione unitaria del processo di apertura del Tirreno, delle deformazioni della penisola italiana, del vulcanismo, della sismicità della catena appenninica e della sua evoluzione cinematica, fornisce gli strumenti per la definizione del modello sismotettonico dell'Italia Meridionale.

L'analisi dell'evoluzione tettonica della catena appenninica rivela che a partire dal Tortoniano il campo

di sforzi agente nell'area non è prodotto solo dalla convergenza delle zolle africana ed europea, ma anche dall'apertura del Tirreno, che induce un significativo movimento del sistema appenninico, mentre le azioni prodotte dalla subduzione SE-NW diventano sempre meno rilevanti. L'azione dei due campi di sforzi suddivide l'Appennino in due archi principali, Settentrionale e Meridionale, convessi verso l'avampaese e separati dalla linea "Ortona-Roccamonfina", probabilmente correlati alla presenza nel Bacino Tirrenico di due domini, con differente tasso di espansione, a sud e a nord del 41° di latitudine (FINETTI & DEL BEN, 1986; PATACCA & SCANDONE, 1987; PATACCA *et alii*, 1990; ROYDEN *et alii*, 1987; SCANDONE *et alii*, 1990).

Molti ricercatori sono d'accordo nel sostenere che il sistema Bacino Tirrenico-Catena Appenninica-Avampaese non sia descrivibile in termini di semplice convergenza tra le zolle; tuttavia è ancora oggetto di discussione il modello che possa interpretare coerentemente la coesistenza di processi distensivi lungo il margine interno dell'edificio orogenico e di processi compressivi lungo il suo margine esterno, nonché la migrazione nel tempo dell'intero sistema da occidente verso oriente. Si assiste in pratica alla formazione di una catena lungo un margine non convergente con il blocco sardo-corso e contemporanea apertura, alle spalle della catena in via di formazione, di un bacino oceanico post collisionale che non è facilmente descrivibile in termini di classico bacino di retroarco.

Diversi sono i modelli proposti per l'interpretazione dell'apertura del Tirreno e degli sforzi ad esso associati e diverse risultano le interpretazioni sulla sismicità.

Riteniamo che un ruolo determinante sia da attribuire alla risalita del mantello nel Tirreno con il suo flusso verso est. Questo sarebbe dotato di forze attive che interessano anche l'assetto geologico superficiale.

L'ipotesi di lavoro che avanziamo è che a partire dal Tortoniano il motore dei processi geodinamici registrati nell'area Tirreno-Appennino sia rappresentato dalla risalita del mantello nel centro del Tirreno e dalla sua migrazione verso est, con progressivo raffreddamento e immersione procedendo verso sud-est con la formazione di una cella convettiva (LUONGO, 1988; LUONGO *et alii*, 1991 a,b,c; 1992; MILANO *et alii*, 1994). Un tale processo induce una significativa modifica dell'iniziale geometria della zolla in subduzione dall'Africa all'Europa che tenderebbe all'inizio del processo a divenire verticale fino al suo smembramento con la completa inversione del processo di subduzione, dall'Europa all'Africa (Fig. 10). L'evoluzione recente dell'Appennino risulterebbe così collegata all'evoluzione dell'apertura del Tirreno piuttosto che alla convergenza Africa-Europa. Il flusso astenosferico verso est indurrebbe un campo di sforzi, funzione della velocità relativa litosfera-astenosfera, in grado di generare distensione crostale, vulcanismo nel Tirreno, migrazione della penisola italiana con trasporto tettonico verso est, tettonica distensiva lungo il margine tirrenico della catena, prossimo al polo di espansione, e compressivo verso l'avampaese. Questo processo consente di interpretare la struttura geologica della catena che consiste di una serie di falde scollate e sovrascorse verso est e nord-est. Il risultato è una geometria estremamente complessa, soprattutto perché ogni fase tettonica ha modificato i rapporti geometrici costruiti nelle fasi precedenti. La struttura è interessata inoltre da un fitto reticolo di faglie orientate prevalentemente NW-SE e NE-SW, che

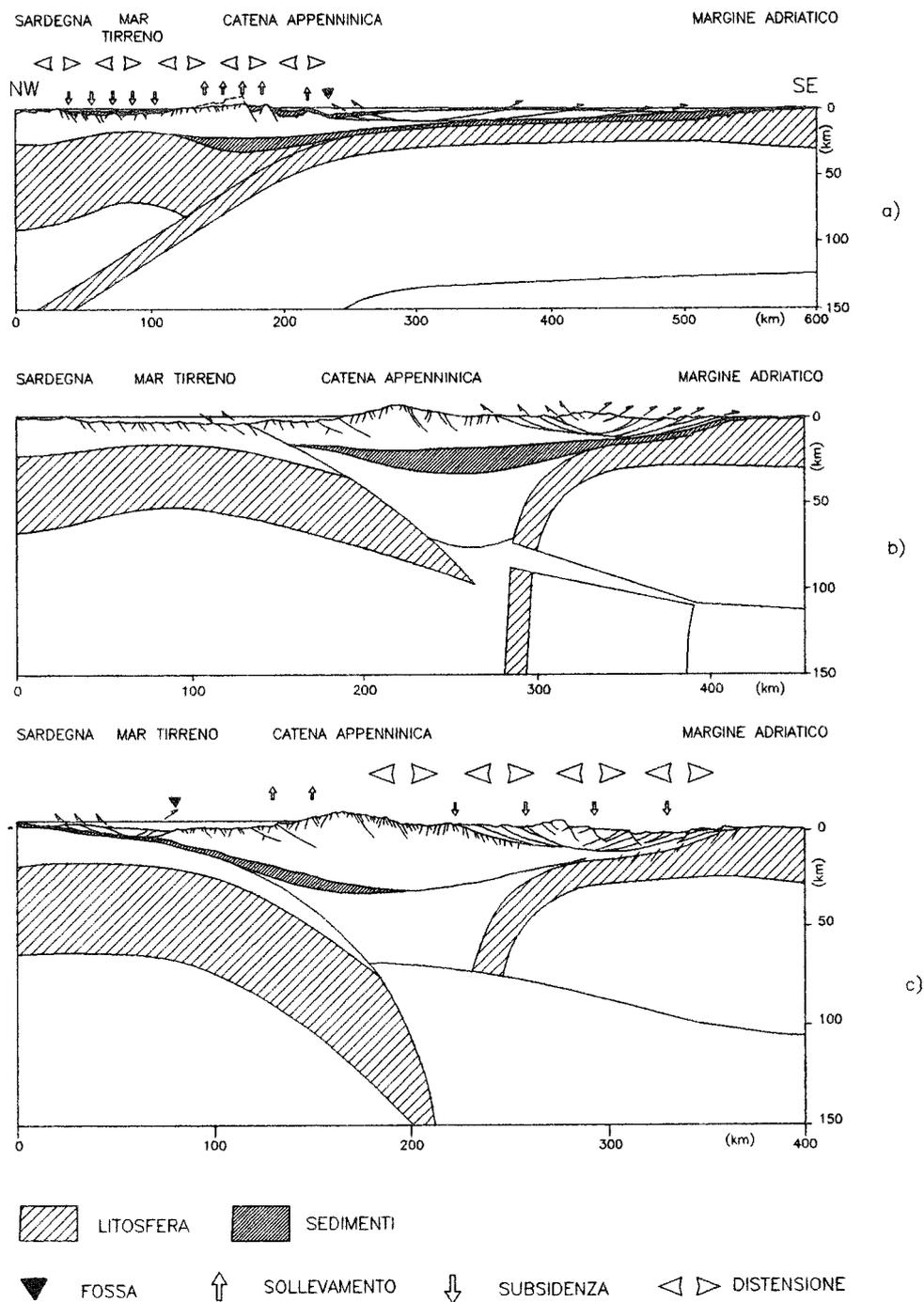


Fig. 10 - Evoluzione dell'Appennino Meridionale e del Bacino Tirreno in risposta alla migrazione di masse calde dall'astenosfera e alla collisione continentale Africa-Europa (LUONGO *et alii*, 1991 a,b). a) Sezione trasversale NW-SE della penisola italiana dal Bacino Tirreno al margine Adriatico nell'ipotesi della subduzione della litosfera dallo Ionio al Tirreno ($\geq 5-10$ ML anni). b) Evoluzione ipotetica dell'area a seguito dell'apertura ed espansione del Tirreno. Termina il processo di subduzione della litosfera oceanica dal Mar Ionio ed ha inizio la subduzione della litosfera dal Tirreno (≤ 5 ML anni - Attuale). c) Evoluzione futura della subduzione della litosfera dal Tirreno verso l'Adriatico.

rende ancora piú complesso l'assetto geologico strutturale.

Questi elementi evidenziano l'azione di un campo di sforzi che produce un'ampia area di tensione che dal Tirreno si estende fino ai primi contrafforti della catena appenninica, aldilà della Piana Campana. Lo sforzo principale massimo radiale rispetto alla Piana Abissale associato all'apertura del Tirreno, non sembra produrre attualmente raccorciamento crostale e faglie in-

verse sul fronte della catena. Tuttalpiú questi sforzi produrrebbero faglie trascorrenti trasversali alla catena. Le strutture distensive rilevate secondo l'asse della catena indicherebbero azioni compressive lungo la stessa. Queste ultime potrebbero essere associate all'insorgere di sforzi longitudinali all'asse della catena per rotazione della penisola. Probabilmente, a questo campo di sforzi va aggiunta l'azione tensile del residuo della zolla in subduzione passiva dallo Ionio al Tirreno (di-

saccoppiamento) che rende ancora più complesso il campo di deformazioni osservato.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

I dati della sismicità storica e attuale mostrano che le strutture attive sono orientate prevalentemente secondo l'asse della catena. Tuttavia il meccanismo di rottura per i terremoti di più elevata magnitudo si presenta complesso e può essere interpretato con una struttura longitudinale all'asse della catena segmentata da faglie trasversali, così come è stato proposto per il terremoto dell'Irpinia del 23 novembre 1980 (BERNARD *et alii*, 1993; PANTOSTI & VALENSISE, 1993; PANTOSTI *et alii*, 1993; WESTAWAY, 1993) e come suggerirebbe il campo macrosismico associato al grande terremoto del Matese del 5 dicembre 1456.

Comunemente si osserva che faglie di grandi dimensioni, in occasione di un terremoto, non presentano deformazioni per tutta la loro lunghezza. Questo risultato indica che la faglia sarebbe suddivisa in più segmenti che hanno dimensioni variabili da decine di chilometri fino a poche centinaia di metri. Secondo i sismologi la propagazione della rottura lungo il piano di faglia sarebbe controllata da asperità e barriere (AKI, 1979, 1984).

Nella modellazione della segmentazione i segmenti persistono come unità discrete per lunghi periodi di tempo e ognuno di essi si deforma separatamente dagli altri. L'identificazione dei segmenti e il loro diverso comportamento è di estrema importanza per la previsione di lungo termine dei terremoti. Il tempo trascorso tra un evento e l'altro e il periodo di ritorno dei terremoti associati a ciascun segmento, sono parametri che possono essere utilizzati per valutare dove lungo la faglia potrà verificarsi con maggiore probabilità un grande evento e valutare la sua probabilità di occorrenza. Questa analisi fornisce una base per selezionare quelle parti della zona fagliata dove realizzare un'indagine più intensiva per una previsione dei terremoti a breve termine.

La liberazione di energia sismica lungo l'asse della catena con meccanismi tensili può essere associata a un campo compressivo con la stessa direzione, che congiuntamente all'espansione del Tirreno, contribuisce alla curvatura della penisola.

Le faglie normali con direzione appenninica immergono sia verso SW (Tirreno) che verso NE (Adriatico). Le faglie con immersione verso il Tirreno possono essere associate alla residua subduzione della zolla dall'Adriatico al Tirreno mentre quelle che immergono verso l'Adriatico sono da associare alla migrazione di masse litosferiche in subduzione dal Tirreno all'Adriatico (LUONGO *et alii*, 1991 a,b).

In asse di catena non può essere esclusa anche l'azione di uno sforzo principale massimo verticale che potrebbe generare terremoti con meccanismi tensili.

Le deformazioni rilevate dall'analisi strutturale della catena, mostrano che il campo di sforzi prevalente è tensile con asse normale alla catena e che inoltre, in corrispondenza di questa, si sviluppano *graben* plio-pleistocenici.

Un tale campo di deformazione non apparirebbe coerente con la geodinamica del sistema Tirreno-Appennino-Adriatico. Infatti sia il moto relativo Africa-Europa che l'espansione del Tirreno dovrebbero generare un campo di sforzi compressivo in direzione NE-SW. L'azione di questo campo potrebbe produrre le deformazioni tensili rilevate in asse di catena se si ipotizza un processo di *bending* della zolla. In questo caso la parte superiore della piastra, convessa, sarebbe sottoposta a un campo tensile, mentre nella parte inferiore, concava, agirebbe un campo compressivo; i due campi sarebbero separati da un piano neutro (Fig. 11). In un processo di *bending*, per l'insorgere dei due campi di sforzi, tensile e compressivo, la sismicità al di sopra del piano neutro dovrebbe essere caratterizzata da eventi di più moderata energia rispetto a quelli localizzati al di sotto del piano neutro, ma con frequenza superiore. In tal caso si potrebbe utilizzare la sismicità superficiale di più bassa energia e più frequente, al di sopra del piano neutro, come precursore di lungo termine della sismicità più profonda localizzata al di sotto

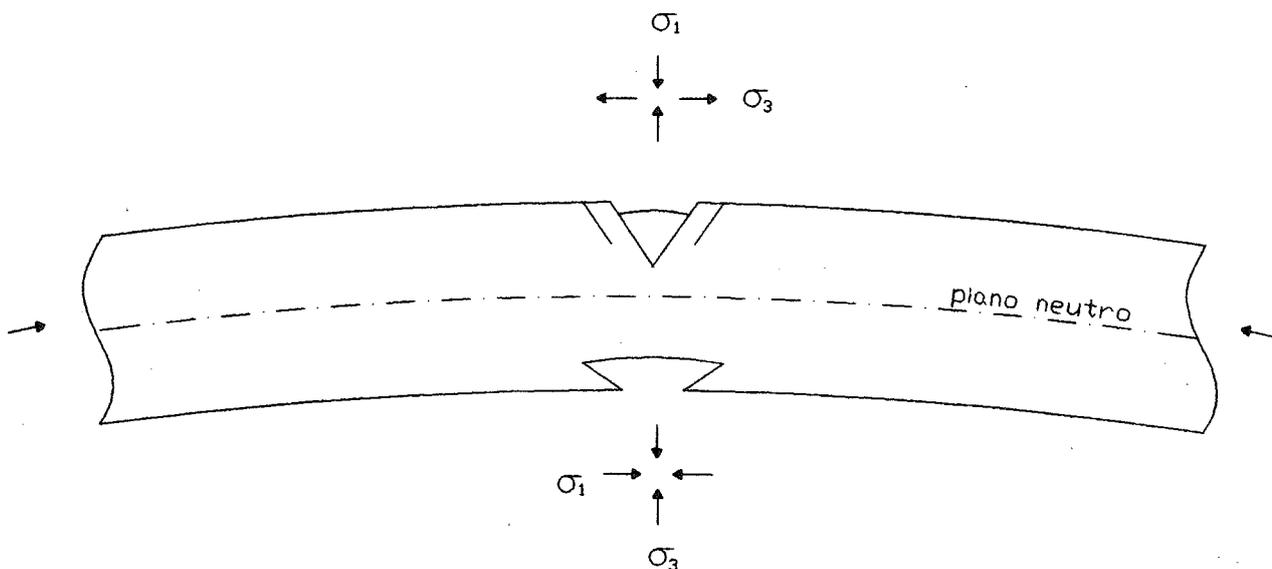


Fig. 11 - Schema degli sforzi agenti in una piastra sottoposta ad un processo di *bending* e relative deformazioni. Nella parte superiore del piano neutro prevalgono deformazioni distensive mentre nella parte inferiore si sviluppano compressioni.

del piano neutro. L'ipotesi di base prevede che le tensioni che si vanno caricando nella piastra raggiungano i limiti di rottura delle rocce prima nella parte superiore e poi in quella inferiore. Una lunga sequenza di eventi localizzati nella parte superiore dovrebbe segnalare l'azione del campo di sforzi sulla piastra e l'accumulo di tensioni in profondità. I terremoti di maggiore energia saranno localizzati a profondità maggiori del piano neutro, i quali mostreranno anche periodi di ritorno superiori.

La tettonica del Matese evidenzia strutture longitudinali alla catena sia dal versante Campano che da quello Molisano e strutture trasversali. Tra queste assumono particolare rilevanza quelle che delimitano a NW e a SE il massiccio secondo gli allineamenti Isernia-Sesto Campano e Cerreto Sannita-Sepino. Infine strutture distensive sono responsabili delle depressioni del lago Matese, di Letino e di Gallo. Si delinea, in tal modo, un campo di deformazioni notevolmente complesso che evidenzia l'azione di un campo di sforzi altrettanto complesso.

La sismicità storica ed attuale mostra che le strutture attive sono prevalentemente concentrate lungo la direttrice appenninica sul versante Molisano e sulla struttura trasversale meridionale, Cerreto Sannita-Sepino (terremoto di Cerreto Sannita del 5 giugno 1688).

Anche il bacino di Isernia è un punto di accumulo di tensione e scarico di energia sismica. Non è chiaro se quest'area debba considerarsi associata esclusivamente alla struttura sismogenetica appenninica già citata, oppure debba considerarsi un punto nodale tra una struttura appenninica e una struttura antiappenninica.

Tuttavia è da rilevare che quest'ultima mostra scarsa dinamica attuale (bassa sismicità). Solo nella sua parte estrema meridionale questa struttura ha evidenziato sismicità recente (S. Pietro Infine-Mignano Montelungo), anche se questa attività potrebbe essere associata a strutture appenniniche.

Sul fronte opposto anche la sismicità di Cerreto Sannita è una sorta di rompicapo perché non è chiaro se debba essere considerata la parte terminale di una struttura antiappenninica che borda il Matese dal lato orientale, o addirittura rientri in un dominio tettonico più esterno ma in tal caso la struttura appenninica che borda il massiccio dal versante campano, sarebbe silente da tempi storici.

La cinematica generale di quest'area e i campi di sforzo che si possono definire, non appaiono pienamente coerenti con la distribuzione spaziale e temporale della sismicità. In verità strutture che mostrano caratteristiche del tutto simili non liberano allo stesso modo energia elastica attraverso la sismicità.

Due ipotesi possono avanzarsi per interpretare quanto osservato:

— un diverso stato fisico del mezzo tra la fascia molisana e la fascia campana. Secondo tale ipotesi il comportamento delle strutture molisane sarebbe una conseguenza del comportamento rigido della crosta intermedia e profonda, tale da consentire l'accumulo di tensioni elastiche fino alla rottura con liberazione dell'energia sismica, mentre nella fascia campana si deve ipotizzare la presenza di un mezzo che scarica le tensioni attraverso un processo di *creep*;

— l'accumulo di tensione nella fascia attualmente silente avverrebbe con un tasso di incremento molto bas-

so tale da produrre sismicità con periodo di ritorno molto lungo.

Quest'ultima ipotesi fu già avanzata per la fascia costiera tirrenica nella realizzazione della carta sismotettonica preliminare dell'Appennino Meridionale (DE VIVO *et alii*, 1979). Un tale meccanismo troverebbe sostegno dal recente terremoto di Hanshin-Awaji (Giappone) del 17 gennaio 1995 dove il sisma si sarebbe verificato lungo una faglia silente da mille anni.

Se è possibile che nell'arcipelago giapponese, dove la dinamica è molto elevata, possano riattivarsi faglie dopo mille anni di silenzio, è da supporre che nella penisola italiana, dove la dinamica è significativamente inferiore (3-5 volte), il silenzio sismico possa durare alcune migliaia di anni. In tal caso, nella definizione di un modello sismotettonico, bisogna dare ai processi di deformazione che interessano le strutture crostali profonde un peso maggiore di quanto sia stato fatto finora.

Un modello sismotettonico non è altro che un modello tettonico delle strutture attive capaci di generare terremoti. Spesso un tale modello è l'obiettivo perseguito da quanti operano nel settore della ricerca sui terremoti e che viene indicato con il termine "previsione tettonica dei terremoti". Alla base del modello sismotettonico vi è un modello cinematico dell'area investigata che deve fornire un'interpretazione attendibile dell'assetto tettonico rilevato nonché la sua evoluzione temporale. L'analisi congiunta delle strutture tettoniche e della paleosismicità, della sismicità storica e di quella attuale dell'area, consente di definire quali strutture siano state attive nell'intervallo di tempo per il quale sono disponibili i dati sulla sismicità e quali possano considerarsi potenzialmente attive in quanto strutturalmente simili a quelle che il dato sperimentale le classifica tra le attive. Una volta definito il modello sismotettonico è possibile suddividere l'area investigata in zone sismotettoniche omogenee per caratteristiche strutturali e di sismicità (energia degli eventi, meccanismi, ecc. ...). Se infine tettonica e sismicità trovano anche un'interpretazione geodinamica attendibile, allora da una zonazione sismotettonica si passa alla definizione delle aree sismogenetiche.

Molte speranze sono state riposte nei modelli sismotettonici, all'indomani del terremoto del Friuli del 1976, per una più precisa definizione delle aree sismogenetiche. Purtroppo i risultati finora conseguiti non hanno risposto alle attese, forse perché alla base delle ricerche nel settore vi è un modello del meccanismo di accumulo delle tensioni nel mezzo e di liberazione dell'energia sismica inadeguato. In particolare l'eccessiva semplificazione della sorgente sismica, rappresentata da una faglia, potrebbe condurre a conclusioni errate quando si correla la sismicità con i dati della tettonica. Alcuni elementi forniti dalle indagini geologiche di superficie e dalla geofisica, evidenziano strutture significativamente diverse, per i parametri misurati con queste tecniche, ma forse non significative per i processi che generano i terremoti. In buona sostanza l'esperienza finora acquisita rileva che le strutture che generano i grandi terremoti interessano spesso aree con diverse strutture tettoniche. Quindi fino a quando non sarà disponibile un modello più dettagliato sul meccanismo del terremoto è impossibile definire con soddisfacente precisione le aree sismogenetiche. Al problema spaziale si aggiunge, e in misura di gran lunga maggiore, quello temporale quando si vuole procedere al-

la riduzione del rischio sismico. E' evidente che per difendersi dai terremoti bisogna "prevedere" dove accadrà e con quale energia il futuro terremoto. Un modello che fornisce la rappresentazione di quanto è accaduto non è sufficiente. Bisogna invece definire il campo di sforzi agente e conoscere le strutture geologiche, le geometrie dei corpi geologici, e le loro caratteristiche meccaniche.

Il campo di sforzi attualmente agente non può essere definito solo attraverso lo studio dei meccanismi dei terremoti, perché la sequenza sismica disponibile non consente di ricostruire pienamente il campo. Infatti la lunghezza della sequenza temporale degli eventi sismici non ci garantisce l'attendibilità dei tempi di ritorno degli eventi per ogni zona sismogenetica e non ci garantisce che tutte le aree capaci di liberare energia sismica siano riportate nei cataloghi sismici. Alcuni esempi clamorosi sostengono una tale preoccupazione. Ricordiamo i terremoti eccezionali e imprevedibili di Villach del 1348, di Lisbona del 1755, del Cairo del 1992, di Kobe del 1995, solo per citarne alcuni. In tali condizioni il percorso che dovrebbe fornire risultati soddisfacenti per la previsione dei terremoti potrebbe essere il seguente:

— realizzazione del modello geodinamico della regione attraverso il quale è possibile costruire il campo di sforzi attualmente agente;

— definizione di una gerarchia di aree sismogenetiche mediante i modelli geodinamico e sismotettonico;

— monitoraggio delle deformazioni delle aree sospette.

Poiché i costi associati al monitoraggio sono elevati andrebbero privilegiate le aree a rischio più elevato. Quindi per il monitoraggio non andrebbero privilegiate le aree più attive, ma quelle che possono produrre più danni.

BIBLIOGRAFIA

- AKI K. (1979) - *Characterization of barriers on an earthquake fault*. J. Geophys. Res., **84**, 6140-6148.
- AKI K. (1984) - *Asperities, barriers, and characteristic earthquakes*. J. Geophys. Res., **89**, 5867-5872.
- ALESSIO G., GODANO C., GORINI A. & RICCIARDI G.P. (1987) - *Studio della sequenza sismica del gennaio 1986 presso Isernia*. Mem. Soc. Geol. Ital., **37**, 253-266.
- ALESSIO G., FERRI M., GORINI A. & LUONGO G. (1988) - *Sismicità dell'Appennino Meridionale nel periodo 1982-87*. Memorie Soc. Geol. It., **XLI**, 1129-1137.
- ALESSIO G., ESPOSITO E., GORINI A., LUONGO G. & PORFIDO S. (1993) - *Identification of seismogenic areas in the Southern Apennines, Italy*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 227-235.
- ALESSIO G., GORINI A., VILARDO G. & IANNACCONE G. (1996) - *Low energy sequences in areas with high seismic potential: Benevento (Southern Apennines), April 1990*. In: "Earthquake Hazard and Risk", 3-16, V. Schenk (Ed.) Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands.
- BARBANO M.S., EGOZCUE J.J., GARCIA FERNANDEZ, KIKO A., LAPAJNE J., MAYER-ROSA D., SCHENK V., SCHENKOVA Z., SLEJKO D. & ZONNO G. (1989) - *Assessment of seismic hazard for the Sannio Matese area of Southern Italy - A summary*. Natural Hazard, **2**, 217-228.
- BERNARD P., ZOLLO A., TRIFU CEZAR-IOAN & HERRERO A. (1993) - *Details of the rupture kinematics and mechanism of the 1980 Irpinia earthquake: new results and remaining questions*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 71-80.
- BOUSQUET J.C., GRELLET B. & SAURET B. (1993) - *Neotectonic setting of the Benevento area: comparison with the epicentral zone of the Irpinia earthquake*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 245-251.
- BRANNO A., ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A., PORFIDO S. & RINALDIS V. (1986) - *The largest earthquakes of the Apennines, Southern Italy*. IAEG, AIG Proc of the Intern. Symp. on Engineering Geology Problems in Seismic Areas - Bari, Italy, IV, 3-14.
- CELLO G., GUERRA I., TORTORICI L., TURCO E. & SCARPA R. (1982) - *Geometry of the neotectonic stress field in southern Italy: geological and seismological evidence*. Journal of Structural Geology, **4**, n. 4, 385-393.
- CIARANFI N., GUIDA M., IACCARINO G., PESCATORE T., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I., TORRE M., TORTORICI L., TURCO E., SCARPA R., CUSCITO M., GUERRA I., IANNACCONE G., PANZA G.F. & SCANDONE P. (1983) - *Elementi sismotettonici dell'Appennino Meridionale*. Boll. Soc. Geol. Ital., **102**, 201-222.
- CUBELLIS E., DEL GAUDIO C., GRIMALDI M., RICCO C. & LUONGO G. (1989) - *La rete gravimetrica per il controllo della dinamica della Piana Campana*. Pubbl. n. 1/89, Osservatorio Vesuviano, Napoli.
- CUBELLIS E., DEL GAUDIO C., FERRI M., GRIMALDI M., OBRIZZO F., RICCO C. & LUONGO G. (1991) - *Gravity anomalies in the Campanian Plain (Southern Italy) and their volcano-tectonic implications*. Acta Vulcanologica, **1**, 57-62.
- DE NATALE G., PINGUE F. & SCARPA R. (1988) - *Seismic and ground deformation monitoring in the seismogenic region of the Southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, **152**, 165-178.
- DE VIVO B., DIETRICH D., GUERRA I., IANNACCONE G., LUONGO G., SCANDONE P., SCARPA R. & TURCO E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino Meridionale*. Pubblicazione n. 166 del C.N.R. - Progetto Finaliz. Geodinamica.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H. W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: "Alpine Tectonics" COWARD M.P., DIETRICH D. & PARK R.G. (Eds). Geological Society Special Publication n. **45**, 265-283.
- ESPOSITO E., LUONGO G., MARTURANO A. & PORFIDO S. (1987) - *Il terremoto di S. Anna del 26 luglio 1805*. Mem. Soc. Geol. It., **37**, 171-191.
- FERRI M., LUONGO G., OBRIZZO F., SANTAMARIA R. & TROISI S. (1994) - *Monitoraggio dei movimenti del suolo nella Piana Campana con tecnica "GPS"*. Boll. Soc. It., Topografia e Fotogrammetria, **1**, 123-136.
- FIGLIUOLO B. (1988) - *Il terremoto del 1456*. Ed. Studi Storici Meridionali. Salerno.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **28**, 75-155.
- GASPARINI C., IANNACCONE G. & SCARPA R. (1985) - *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, **117**, 59-78.
- HIPPOLYTE J.C., ANGELIER J. & ROURE F. (1994) - *A major geodynamic change revealed by Quaternary stress patterns in the Southern Apennines (Italy)*. Tectonophysics, **230**, 199-210.
- LAPAJNE J., BRESKA Z., GODEC M. & ZIVICIC M. (1989) - *Seismic hazard in the Sannio-Matese Area of Italy*. Natural Hazard, **2**, 363-385.
- LAVECCHIA G. (1988) - *The Tyrrhenian-Apennines system: structural setting and seismotectogenesis*. Tectonophysics, **147**, 263-296.
- LOCARDI E. (1988) - *Geodinamica attuale dell'Appennino*. In: L'Appennino campano lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale. Atti 74° Congresso Nazionale della Soc. Geol. Ital., 88-92.
- LUONGO G. (1988) - *Tettonica Globale dell'Italia Meridionale: Subduzione o Bending?* Mem. Soc. Geol. It., **41**, 159-163.
- LUONGO G., CUBELLIS E., OBRIZZO F. & PETRAZZUOLI S.M. (1991 a) - *A physical model for the origin of volcanism of the Tyrrhenian margin: the case of Neapolitan area*. Journal of Volcanology and Geoth. Res., **48**, 173-185.
- LUONGO G., CUBELLIS E., FERRI M., OBRIZZO F. & TORTORA A. (1991 b) - *E' falsificabile il modello della Tettonica Globale? Il caso dell'Italia Meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 333-340.
- LUONGO G., CUBELLIS E., OBRIZZO F. & PETRAZZUOLI S.M. (1991 c) - *Modello fisico per l'origine del vulcanismo del margine tirrenico*. Extended Abstract, Atti X Convegno GNGTS, **II**, 885-888.
- LUONGO G., CUBELLIS E., FERRI M., MARTURANO A., MILANO G. & OBRIZZO F. (1992) - *A seismotectonic model of Southern Apennines and Tyrrhenian Basin*. Poster Session 29th International Geological Congress, Kyoto, Japan, 24 Aug.-3 Sept. 1992.
- LUONGO G., MARTURANO A. & RINALDIS V. (1993) - *Macroseismic data:*

- present limits and future possibilities*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 293-299.
- MAYER-ROSA D. (1989) - *Critical parameter investigation for earthquake hazard assessment in the Sannio-Matese Area of Southern Italy*. Natural Hazard, **2**, 237-247.
- MAYER-ROSA D., SLEJKO D. & ZONNO G. (1993) - *Assessment of seismic hazard for the Sannio-Matese area, Southern Italy (Project "TERESA")*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n.1, 199-209.
- MILANO G., VILARDO G. & LUONGO G. (1994) - *Continental collision and basin opening in Southern Italy: a new plate subduction in the Tyrrhenian Sea?* Tectonophysics, **230**, 249-264.
- PANTOSTI D. & VALENSISE G. (1993) - *Source geometry and long-term behaviour of the 1980, Irpinia earthquake fault based on field geologic observations*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 41-50.
- PANTOSTI D., D'ADDEZIO G. & CINTI F.R. (1993) - *Paleosismological evidence of repeated large earthquakes along the 1980 Irpinia earthquake fault*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 321-330.
- PANZA G.P. (1991) - *The theory and some applications of synthetic seismograms to strong motion data and macroseismic informations*. In: "Earthquake Hazard Assessment" Commission of the European Communities, Edited by R. FANTECHI, M.E. ALMEIDA-TEIXEIRA. 65-78, Brussel-Luxembourg.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Tectonic Evolution of the outer margin of the Apennines and related foredeep system*. In: BORIANI A. et alii, Editors, "The lithosphere in Italy Advances in earth science research". Accademia Nazionale dei Lincei.
- PATACCA E., SARTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian Basin and Apenninic Arcs: Kinematic Relations Since Late Tortonian Times*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 425-451.
- POSTPISCHL D. (Editor) - (1985 a) - *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica" del CNR, n. 114, Vol. **2A**.
- POSTPISCHL D. (Editor) (1985 b) - *Catalogo dei terremoti italiani dall'anno 1000 al 1980*. Quaderni de "La Ricerca Scientifica" del CNR, n. 114, Vol. **2B**.
- PRATI C., ROCCA F. & MONTI GUARNIERI A. (1994) - *Topographic capabilities of SAR exemplified with ERS-1*. Geo-Informationssysteme, **7**, n. 1, 17-23.
- ROYDEN L., PATACCA E. & SCANDONE P. (1987) - *Segmentation and configuratio of subducted lithosphere in Italy: An important control on trust-belt and foredeep-basin evolution*. Geology, **15**, 714-717.
- SCANDONE P., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1990) - *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. Atti del Convegno GNDT, **1**, 119-135.
- SCANDONE P. (Responsabile) (1990) - *Structural Model of Italy and gravity map*. CNR., PFG., Quaderni de "La Ricerca Scientifica", n. 114, Vol. 3.
- STRO L. & SLEJKO D. (1989) - *Different Approaches to the Seismic hazard of Sannio-Matese (Southern Italy)*. Natural Azard, **2**, 329-348.
- SUHADOLC P., PANZA G.F., MARSON I., COSTA G. & VACCARI F. (1990) - *Analisi della sismicità e meccanismi focali nell'area italiana*. Atti del Convegno GNDT "Zonazione e riclassificazione sismica", vol. **I**, 157-168.
- SUHADOLC P. (1991) - *Syntetic Isoseismal*. In: "Earthquake Hazard Assessment" Commission of the European Communities, Edited by R. FANTECHI, M.E. ALMEIDA-TEIXEIRA. 79-88, Brussel-Luxembourg.
- UNGUENDOLI M. (1992) - *La tecnica GPS in Italia: stato dell'arte e prospettive future*. Bollettino SIFET, n. 1.
- WESTAWAY R. (1987) - *The Campania, southern Italy, earthquakes of 1962 August 21*. Geophys. J.R. Astr. Soc., **88**, 1-24.
- WESTAWAY R. (1993) - *Fault rupture geometry for the 1980 Irpinia earthquake: a working hypothesis*. Annali di Geofisica, **XXXVI**, n. 1, 51-69.

