

## ELEMENTI SISMOTETTONICI DELL'APPENNINO MERIDIONALE (\*)

Nota dei Soci CIARANFI N.<sup>(1)</sup>, GUIDA M.<sup>(2)</sup>, IACCARINO G.<sup>(2)</sup>, PESCATORE T.<sup>(2)</sup>, PIERI P.<sup>(1)</sup>, RAPISARDI L.<sup>(1)</sup>, RICCHETTI G.<sup>(1)</sup>, SGROSSO I.<sup>(2)</sup>, TORRE M.<sup>(2)</sup>, TORTORICI L.<sup>(3)</sup> & TURCO E.<sup>(3)</sup> e di SCARPA R.<sup>(4)</sup>, CUSCITO M.<sup>(5)</sup>, GUERRA I.<sup>(3)</sup>, IANNACCONE G.<sup>(2)</sup>, PANZA G.F.<sup>(5)</sup>, SCANDONE P.<sup>(6)</sup>

### RIASSUNTO

Nell'Appennino campano-lucano la revisione della sismicità storica indica una forma ellittica delle isosisme massime, associata agli eventi sismici più energetici, con orientamento in direzione appenninica delle zone di frattura. La distribuzione delle repliche associate all'evento del 23 novembre 1980 ( $M_s = 6.9$ ) conferma tale andamento, indicando in particolare una profondità della zona sismogenetica superiore ai 10 km. I meccanismi focali dei terremoti indicano una predominanza di movimenti di di faglie normali, con una componente secondaria di faglie trascorrenti; queste ultime sono associate ad alcuni eventi con magnitudo inferiore a 6, distribuiti lungo le principali discontinuità laterali della catena. L'andamento del campo degli sforzi dedotto dall'analisi strutturale delle deformazioni nei sedimenti pleistocenici è in ottimo accordo con l'orientazione tensionale ortogonale alla catena dedotta dai meccanismi focali.

L'attività neotettonica dell'ultimo milione di anni mostra un comportamento differenziale del versante tirrenico, in fase prevalente di abbassamento, rispetto alla fascia appenninica e a quella adriatica, in sollevamento. Nell'Appennino meridionale l'entità delle deformazioni pleistoceniche è documentata da spostamenti dell'ordine di 1 mm/anno, con predominanza di movimenti legati a faglie normali, secondo direzioni longitudinali alla catena. L'assetto strutturale mostra forte disomogeneità, sia in senso trasversale alla catena, con forti variazioni delle proprietà crostali e litosferiche, sia

longitudinali con una segmentazione laterale della catena in vari elementi, i quali giocano un ruolo « passivo » abbastanza importante per la definizione della sismicità, coincidendo probabilmente con i limiti delle zone di rottura.

### SUMMARY

Available geological and seismological data concerning the Southern Apennines and Northern Calabria are reviewed in this paper. Pronounced elliptical isoseismals are a common feature of the largest earthquakes occurring in the Southern Apennines, with major axes elongated in the mountain chain direction. Aftershock activity of the November 23, 1980 earthquake ( $M_s = 6.9$ ) confirms this pattern, with a seismogenetic zone extended in the crust at depth higher than 10 km.

Fault plane solutions indicate predominant normal faulting, with a few solutions showing strike slip motion. In particular this last type of motion seems to occur along the main discontinuities of the chain. This stress pattern is coherent with the structural analysis deduced from the brittle deformations in pleistocenian sediments.

Neotectonic activity in the last million years shows different vertical block movements of the Tyrrhenian side, with a predominance of subsidence, with respect to the Apenninic and Adriatic blocks. The amount of uplift in the mountain range, as shown by the movements since Pleistocene, is of the order of 1 mm/year, with associated normal faulting striking in the same direction of the mountain chain. The structural behaviour of this region is characterized by strong lateral inhomogeneities, with sharp variations of the crustal and lithospheric properties in a direction orthogonal to the Apenninic chain. Moreover this mountain belt is characterized by a lateral segmentation which are in most cases related to the boundaries of the rupture zones associated to the largest earthquakes.

PAROLE CHIAVE: *Sismotettonica, Italia meridionale.*

(\*) Lavoro eseguito nell'ambito del Progetto Finalizzato Geodinamica, CNR.

(1) Istituto di Geologia e Paleontologia, Università di Bari

(2) Istituto di Geologia e Geofisica, Università di Napoli

(3) Dipartimento di Scienze della Terra, Università della Calabria

(4) Osservatorio Vesuviano, Ercolano (Napoli).

(5) Istituto di Geodesia e Geofisica, Università di Trieste

(6) Istituto di Geologia, Università di Pisa.

## INTRODUZIONE

L'Appennino meridionale e la Calabria settentrionale sono i territori italiani caratterizzati dal più elevato potenziale sismogenetico, in relazione sia alla notevole sismicità regionale che all'assetto strutturale e alle evidenze neotettoniche. DE VIVO *et al.* (1979) hanno valutato in 6.9 la massima magnitudo possibile per la fascia appenninica, individuata nel complesso come regione omogenea, mentre quella relativa a tutto l'arco Calabro-Peloritano risulta essere di 7.4, di poco superiore ai terremoti catastrofici di Pizzo Calabro (1905) e Messina (1908). Gli schemi di regionalizzazione proposti per l'Italia meridionale dagli AA. citati e da CIARANFI *et al.* (1981) prevedono una suddivisione di questo territorio in quattro fasce fondamentali, ciascuna delle quali è caratterizzata da peculiari evidenze strutturali, neotettoniche e sismiche: queste corrispondono rispettivamente all'avampaese apulo (eccetto il Gargano), alla Fossa bradanica, alla catena appenninica ed al margine tirrenico. Tra i problemi da approfondire resta quello di determinare, almeno per gli eventi più energetici, una serie più numerosa di parametri focali, per pervenire ad una caratterizzazione più precisa delle aree sismicamente attive nonché ad una più dettagliata definizione spaziale della sismicità.

In questo lavoro vengono presentati i risultati di una revisione dei dati sismologici disponibili eseguita allo scopo anzidetto. Nell'area in esame e in quelle adiacenti è stato possibile determinare il meccanismo focale di numerosi terremoti con metodi classici; nel caso del terremoto del Gargano del 19 Giugno 1975 è stato anche applicato un metodo basato sull'utilizzo dei sismogrammi sintetici per la determinazione del momento sismico  $M_0$ . Le indagini neotettoniche e microtettoniche svolte in Calabria, unitamente a quelle sismologiche, hanno permesso di valutare l'orientazione del campo di sforzi di questa regione. Inoltre, nel territorio dell'Italia meridionale lo studio analitico dell'assetto strutturale e dei movimenti verticali recenti ha consentito di individuare blocchi che hanno subito movimenti, nell'insieme omogenei, di subsidenza e di sollevamento. Le entità dei sollevamenti raggiungono, in Calabria ed al bordo esterno dell'Appennino meridionale, valori del-

l'ordine del mm/anno; nell'area della Fossa bradanica e del bacino crotonese esse sono comprese tra 0.6 e 0.4 mm/anno, mentre in Puglia si aggirano tra 0.3 e 0.2 mm/anno (CIARANFI *et al.*, 1981; TORTORICI, 1981).

## SISMICITA'

In fig. 1 è riportata la distribuzione degli epicentri nel periodo 1000-1980 ricavata dal catalogo Aquater-Enel e dai bollettini dell'Istituto Nazionale di Geofisica, di cui è stata controllata la completezza e l'assenza di errori macroscopici per gli eventi con intensità massima  $I_0$  superiore o uguale a 8 MCS. La mancanza di omogeneità, unitamente alla complessità insita nella stima di epicentri macrosismici, e la probabilità di notevoli effetti sistematici nelle valutazioni degli epicentri strumentali (stima incontrollabile delle profondità, presenza di notevoli variazioni laterali delle proprietà crostali) sono i fattori principali che impediscono una risoluzione fine della geometria delle regioni sismogenetiche. Le profondità focali dei terremoti non possono essere risolte con un dettaglio sufficiente, attraverso le usuali determinazioni riportate nei bollettini e cataloghi, specie per gli eventi crostali. Attraverso i dati macrosismici si può dedurre un relativo approfondimento dei fuochi nell'Irpinia e nel Gargano (DE VIVO *et al.*, 1979). L'andamento delle isosime massime per gli eventi più catastrofici ha in generale un orientamento appenninico, salvo lungo la linea dell'Ofanto, dove il rafforzamento potrebbe essere spiegato in termini di canalizzazione dell'energia sismica.

Questo andamento è stato confermato dall'evento sismico del 23-11-1980 che è stato caratterizzato da un'elongazione della sorgente in senso appenninico, dedotta sia dalla distribuzione spaziale delle repliche che dagli effetti macrosismici (GRUPPO DI LAVORO SISMOMETRIA TERREMOTO DEL 23-11-1980, 1981; *Autori vari*, 1981), e da una profondità focale superiore a 10 Km, evidenziata sia dalla distribuzione delle repliche che dal centroide dello « stress glut » (BOSCHI *et al.*, 1981).

Nella Calabria settentrionale non esistono notizie storiche, né registrazioni sismiche di eventi con magnitudo comparabile a quelli dell'Appennino meridionale ( $M > 6.5$ ). Il minimo relativo nell'occorrenza dei ter-

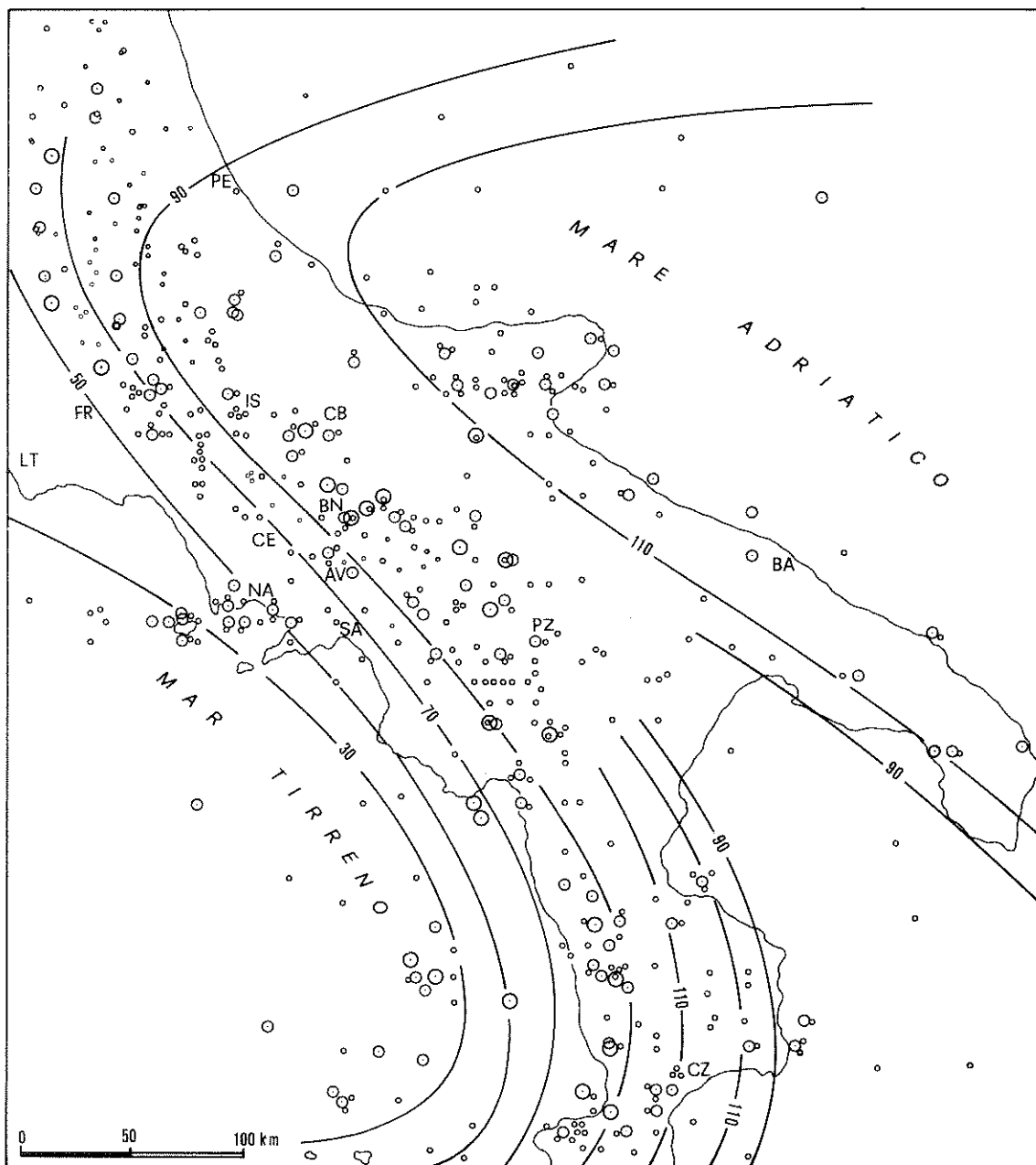


Fig. 1 - Distribuzione degli epicentri nel periodo 1000-1980 ed isobate della base della litosfera (valori espressi in km).

remoti nella regione intorno al Monte Polino potrebbe ricevere una plausibile spiegazione sia in base alla mancanza di informazioni macrosismiche nell'area, in gran parte disabitata o per lo meno isolata dalle principali vie di comunicazione, che alla

presenza di scorrimenti asismici. Dati strumentali recenti mostrano in questa regione una discreta attività di microterremoti, ma solo misure di deformazioni del suolo permetterebbero di valutare il rilascio di deformazione nella regione, caratterizzata da in-

tensa attività neotettonica. La Puglia, eccettuato il Gargano, è pressoché asismica, ma può risentire l'effetto dei terremoti appenninici più energetici e, nella penisola salentina, degli eventi della Grecia-Albania. In fig. 2, oltre alle isosisme massime dei più rilevanti eventi appenninici, sono riportate le aree pugliesi danneggiate dagli eventi del 5-12-1456 e del 20-2-1743 (MARGOTTINI, 1981).

In Calabria settentrionale esiste una fa-

scia di attività sismica nella regione che va dalla stretta di Catanzaro alla valle del Crati. Più debole, relativamente, è l'attività sismica storica nel settore ionico: qui alla sismicità crostale si sovrappone quella intermedia connessa alla zona di Benioff tirrenica. Tale zona sembra presentare un gap verticale di terremoti in Calabria settentrionale tra 80 e 200 km di profondità. Nella parte meridionale, di massima curvatura dell'arco, l'attività è invece pressoché continua,

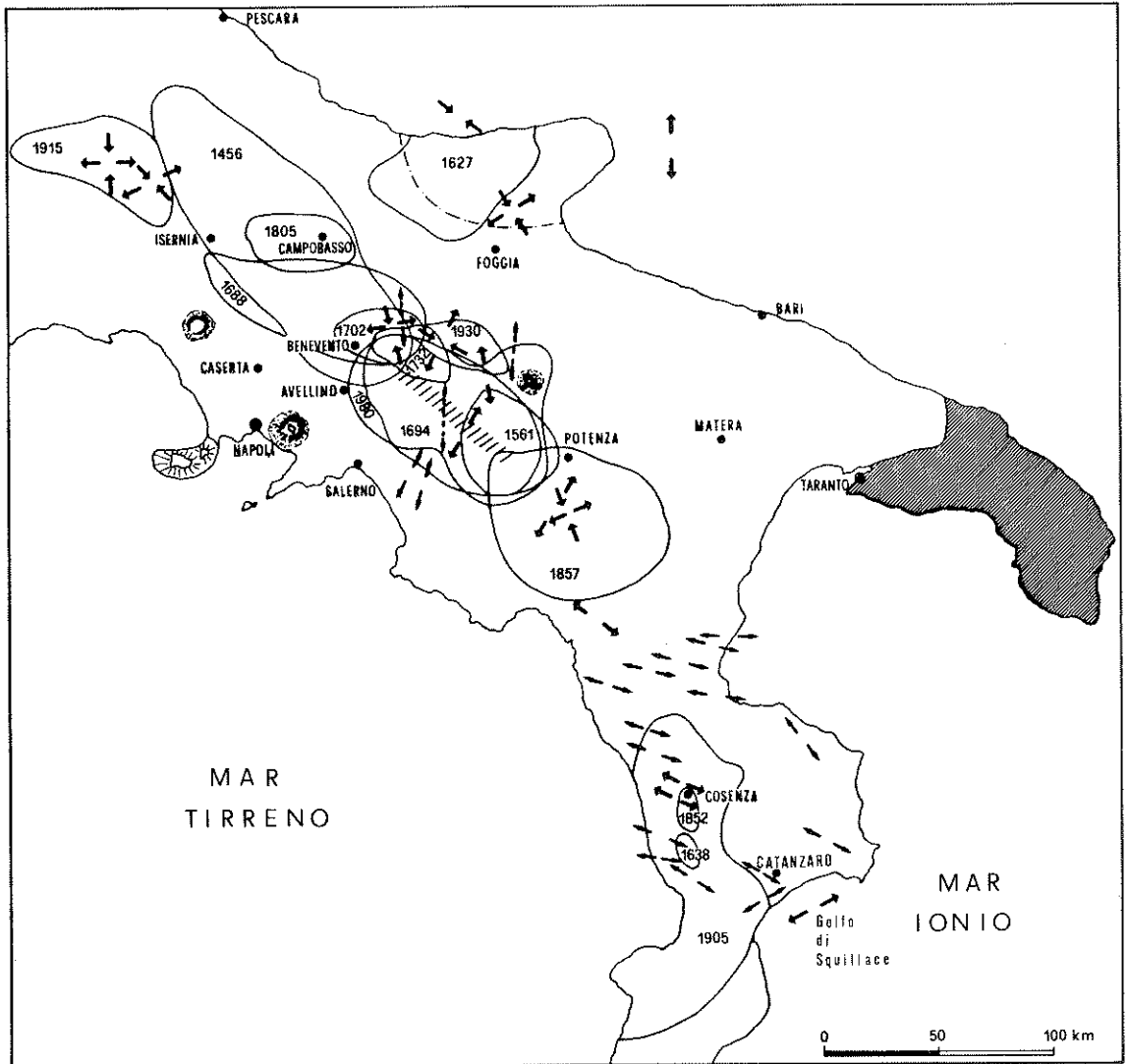


Fig. 2 - Isosisme dei terremoti più significativi ( $I_0 > 8$  MSK) dal 1456 al 1980. L'area a tratteggio leggero indica la zona delle repliche del terremoto del 23 Novembre 1980. Il tratteggio più intenso nella Penisola salentina individua le zone danneggiate dagli eventi del 1456 e del 1743. Le frecce a tratto più marcato corrispondono agli assi principali di sforzo dedotti dai meccanismi focali, mentre le frecce con tratto più leggero indicano le direzioni del  $\sigma_1$ , dedotte da informazioni strutturali.

fino a 500 km di profondità, con un rilascio di energia sismica massimo nello intervallo 250-320 km (GASPARINI *et al.*, 1982). Poco al largo di Crotone, nel Golfo di Squillace, sono localizzati eventi a profondità 50-80 km (valori di profondità dedotti dalle fasi pP-P).

### ANALISI DEI MECCANISMI FOCALI

Per il presente studio sono stati analizzati i dati disponibili, relativi ai primi impulsi della fase P, per gli eventi che vanno dal 1905 (terremoto della Calabria dell'8-9-1905,  $M = 7.3$ ), ai recenti eventi del 1980 che hanno interessato Cosenza, Vigianello e Paternò (tutti con  $I_0 = VII$  MCS), nonché all'evento del 23 Novembre 1980 ( $M_s = 6.9$ ). Il metodo adottato è descritto in GASPARINI *et al.* (1980) e consiste nella ricerca numerica dei piani che meglio accordano la distribuzione delle polarità osservate e teoriche, secondo un modello alla sorgente di doppia coppia. I dati sono rappresentati in una proiezione di Wulff, emisfero inferiore, con angoli di incidenza valutati in base al modello di velocità della Terra di HERRIN *et al.* (1968). Le letture sono state effettuate, per la quasi totalità, da sismogrammi della rete WWSSN di alcuni Osservatori selezionati e di dati della rete sismica nazionale, integrati in alcuni casi da valori indicati nei bollettini BCIS, ISS e ISC. In Tab. 1 sono riportate le soluzioni più attendibili, in base al numero dei punti, alla copertura azimutale ed alla consistenza rispetto al modello. Non sono qui riportate le soluzioni relative ai terremoti intermedi e profondi del basso Tirreno per i quali si rimanda al lavoro di GASPARINI *et al.* (1982) che contiene una revisione dei parametri ipocentrali e dei meccanismi focali.

Le soluzioni ottenute mostrano una notevole variazione dei tipi di sforzi agenti nella regione in esame: in particolare nell'Appennino meridionale sono presenti sia movimenti di trascorrenza che movimenti distensivi, questi ultimi con carattere predominante. Inoltre nella regione irpina, come risulta dai meccanismi della sequenza dell'Agosto 1962, sembra essere predominante una distensione orientata circa EW, associata all'evento di più elevata magnitudo ( $M = 6.2$ ). L'ultimo evento della sequenza presenta però un movimento di trascorren-

TABELLA 1  
MECCANISMI FOCALI DI TERREMOTI CROSTALI CON  $M > 4$

D	Hh	Lat	Lon	H	M	StA	IA	StB	IB	Pt	Pp	Bt	Bp	Tt	Tp
11.05.1947	06.22	38.69	16.78	14	5.6	026	77NW	122	68NE	162	25	358	65	255	20
21.08.1962	18.09	41.23	15.01	25	5.7	032	65SE	118	81NE	347	11	099	64	252	24
21.08.1962	18.19	41.25	15.05	28	6.2	192	34NW	134	70NE	187	56	324	27	065	20
06.05.1971	03.45	41.20	15.24	33	4.8	072	86NW	162	84NE	297	02	039	83	207	07
13.04.1973	08.12	38.97	16.92	43	4.5	031	89SE	067	03NE	124	44	031	03	299	46
08.08.1973	14.36	40.72	15.41	5	4.6	026	86SE	113	54NE	256	62	027	51	154	68
20.02.1980	02.34	39.32	16.20	10	4.4	007	47W	022	58SE	026	59	220	31	127	07
20.02.1980	02.40	39.33	16.19	10	4.3	030	48NW	042	43SE	057	83	215	07	306	03
09.03.1980	12.00	39.99	15.91	10	4.3	022	61NW	068	39SE	066	64	215	24	312	11
14.05.1980	01.40	40.36	15.77	15	4.2	120	61NE	160	30SW	197	74	302	05	034	16
23.11.1980	18.34	40.77	15.30	18	6.9	118	64NE	145	29SW	183	68	303	12	037	18

D = data; Hh = ora; Lat = latitudine; Lon = longitudine; H = profondità; M = magnitudo; StA = direzione del piano A; IA = inclinazione del piano A; StB = direzione del piano B; IB = inclinazione del piano B; Pt = azimuth dell'asse P; Pp = inclinazione dell'asse P; Bt = azimuth dell'asse B; Bp = inclinazione dell'asse B; Tt = azimuth dell'asse T; Tp = inclinazione dell'asse P.

za opposta agli altri avvenuti nella stessa regione; questo caso è però piuttosto comune nelle sequenze multiple di scosse, in cui l'ultima fase od evento può presentare polarità opposte ai precedenti; ciò può essere giustificato in base a varie ipotesi tra cui un brusco termine delle rotture che può produrre segnali con polarità opposta a quelli dovuti al preesistente campo degli sforzi (vedi MULLER *et al.*, 1978). L'evento principale del 23-11-1980 indica un meccanismo di faglia normale con piani nodali in direzione appenninica, coerenti con la distribuzione delle repliche e la direzione di allungamento del campo macrosismico. Una soluzione preliminare è stata ottenuta anche per il terremoto irpino del 23 Luglio 1930: questo meccanismo è poco attendibile a causa del numero di dati relativamente basso e della sfavorevole distribuzione delle osservazioni sperimentali. Tuttavia è da rilevare che la soluzione ottenuta indica che l'asse di massima tensione è orizzontale con orientamento NS, coincidente quindi con quella deducibile, secondo il metodo proposto da NAKAMURA *et al.* (1977), dall'allineamento EW dei conetti laterali del vulcano Vulture, distante solo poche decine di km dall'area epicentrale. Per l'area garganica esistono due soluzioni che esprimono la complessità del campo degli sforzi della regione. Infatti l'evento del 19-6-1975, con epicentro lungo il bordo meridionale del promontorio, presenta una accentuata componente di trascorrenza, mentre quella del 9-12-1967, con epicentro spostato verso NE nell'Adriatico, indica un forte andamento distensivo, con asse tensile (T) orientato NS. Nella Calabria settentrionale i terremoti di Cosenza del 20-2-1980 indicano una componente tensionale orientata WNW-ESE, in ottimo accordo con le evidenze neotettoniche esistenti nella valle del Crati. L'asse tensile è orientato perpendicolarmente all'asse di curvatura dell'arco anche per i terremoti del 9-3-1980 e del 14-5-1980. Nel Golfo di Squillace sono stati registrati sia eventi nella crosta che nel mantello, con differenti meccanismi focali. Per l'evento dell'11-5-1947 ( $M = 5.6$ ) il movimento strike-slip trova anche in questo caso corrispondenza con i dati neotettonici che prevedono, per il blocco costituito dalla Calabria settentrionale un movimento alla base con trascorrenza de-

strorsa, orientata circa EW. Per i due eventi del 13-4-1973 e 15-8-1977, entrambi subcrosali, sono presenti invece sforzi compressivi, con asse di massima compressione posto quasi orizzontalmente e con la stessa direzione di immersione della zona di Benioff, verso il centro del Tirreno. In fig. 2 è riportato uno schema del campo degli sforzi in tutta la regione esaminata. In tale rappresentazione è mostrata solo l'orientazione degli assi di massima e minima compressione, indicando solo quello posto più prossimo al piano orizzontale. Nei casi di prevalenza della componente di trascorrenza (inclinazione dell'asse nullo inferiore ai  $45^\circ$ ) sono invece riportate le orientazioni di massima e minima compressione.

#### DETERMINAZIONE DEL MECCANISMO FOCALE MEDIANTE SISMOGRAMMI SINTETICI

I sismogrammi forniti dalle stazioni a lungo periodo, tipo WWSSN  $T_s = 15$  sec,  $T_g = 100$  sec, sono solitamente usati per la determinazione delle velocità di fase e di gruppo del modo fondamentale delle onde superficiali, per ottenere informazioni sulla struttura dell'interno della Terra.

La disponibilità di programmi di calcolo particolarmente ottimizzati permettono ora di usare i dati registrati dai sismografi a lungo periodo anche per la determinazione del meccanismo focale. L'approccio attualmente preferibile consiste nel considerare le onde torsionali (onde di Love) con frequenze minori od uguali a 0.1 Hz. La scelta di questa soglia è consistente con il tipo di risposta che hanno gli strumenti a lungo periodo.

Il metodo consiste nella costruzione di sismogrammi sintetici della componente azimutale dello spostamento, da confrontare con i sismogrammi sperimentali cui viene applicato un filtro passa bassa con frequenza di taglio 0.1 Hz.

Attualmente il modello di sorgente usato è la doppia coppia con funzione temporale a gradino (cf. PANZA *et al.*, 1973), tuttavia la generalizzazione a sorgenti di dimensioni finite non presenta particolari problemi ed è rilevante solo per terremoti di notevole entità.

In linea di principio la componente azimutale è costituita sia da modi di oscilla-

zioni torsionali che sferoidali, tuttavia questi ultimi danno un contributo 100 volte più piccolo di quello dato dai modi torsionali. Pertanto i sismogrammi sintetici vengono costruiti sommando i modi normali di oscillazione torsionale, che generano tutta la parte rilevante di energia sotto forma di onde SH a periodi maggiori od uguali a 10 sec (LIAO *et al.*, 1978). Il numero totale di modi presenti nella banda di frequenza considerata dipende dal modello strutturale utilizzato, tuttavia in generale non più di 100 modi sono necessari per la costruzione dei sismogrammi sintetici.

Assumendo un modello strutturale per la porzione di Terra compresa tra sorgente e ricevitore è possibile costruire una serie di sismogrammi sintetici corrispondenti a diversi valori di  $\varphi$  = azimuth della stazione rispetto alla intersezione del piano di faglia con la superficie terrestre (strike),  $\delta$  = inclinazione rispetto all'orizzontale del piano di faglia (dip),  $\lambda$  = angolo di scorrimento nel piano di faglia (slip) e  $h$  = profondità focale, fino a trovare un soddisfacente accordo con i sismogrammi sperimentali. Questa operazione è ovviamente molto facilitata se si ha a disposizione il meccanismo focale determinato con i primi impulsi. Il vantaggio principale di questo metodo non consiste però nella verifica indipendente dei meccanismi focali ma nella determinazione del modulo del momento sismico. Infatti la trasformata di Fourier dello spostamento del terreno per effetto di onde torsionali in funzione del momento sismico può essere scritta.

$$F[u(t)] = \left| \frac{\vec{M}_0}{M_0} \right| \frac{k_f^2 L_1 A_L}{W \sqrt{2\pi a \sin \delta}} e^{-\omega C_2 L_2 a \delta} e^{-i(k_f L_2 a \delta + \frac{5}{4} \pi)} \quad (1)$$

$$+ \frac{L_3 \bar{v}_2(h_f)}{\mu_f(h_f)} \cdot (d_1 \sin \varphi + d_2 \cos \varphi)$$

$$+ \gamma_1(h_f)(d_3 \sin 2\varphi + d_4 \cos 2\varphi)$$

dove  $e^{-\omega L_2 a \delta}$  rappresenta il termine di attenuazione all'anelasticità della Terra e tutti gli altri termini sono definiti in dettaglio da KAUSEL & SCHWAB (1973).

Dalla (1) si deduce che:

$$u(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F[u(t)] e^{i\omega t} d\omega = \left| \frac{\vec{M}_0}{M_0} \right| \left[ \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F[u_1(t)] e^{i\omega t} d\omega \right] = \left| \frac{\vec{M}_0}{M_0} \right| u_1(t) \quad (2)$$

dove  $u_1(t)$  è la serie temporale, cioè lo spostamento del terreno in cm/(dyne  $\times$  cm), corrispondente ad un momento sismico di 1 dyne  $\times$  cm nella sorgente.

Quindi una volta riprodotta sinteticamente la forma del sismogramma sperimentale,  $\left| \frac{\vec{M}_0}{M_0} \right|$  rappresenta il fattore di scala tra dati sintetici e dati sperimentali.

Per concludere è opportuno menzionare brevemente che le operazioni da effettuare sui sismogrammi sperimentali prima di effettuare il confronto con i dati sintetici sono: a) digitalizzazione con  $\Delta t = 0.5$  sec; b) eliminazione del trend lineare e del valor medio; c) separazione delle componenti radiali e trasversali del moto; d) filtraggio con un filtro passa bassa con frequenza di taglio 0.1 Hz.

Il metodo ora descritto è stato applicato al terremoto avvenuto nel Gargano il 19-6-1975 e registrato con sufficiente rapporto segnale-rumore solamente dalle stazioni a lungo periodo di Trieste (TRI) e Atene (ATU) (CUSCITO & PANZA, 1981).

La distribuzione dei parametri elastici ed anelastici, in funzione della profondità, usata per la costruzione dei sismogrammi sintetici è riportata in Tab. 2.

Dal confronto fra sismogrammi sintetici e dati sperimentali, sia nel dominio dei tempi che in quello delle frequenze, assumendo una profondità focale di 18 km, è possibile assegnare i seguenti valori ai parametri che caratterizzano il momento sismico

$$250^\circ \leq \delta_F \leq 256^\circ$$

$$72^\circ \leq \delta_S \leq 82^\circ$$

$$172^\circ \leq \lambda \leq 192^\circ$$

$$1.6 \cdot 10^{23} \text{ dyne} \times \text{cm} \leq M_0 \leq 2.2 \cdot 10^{23} \text{ dyne} \times \text{cm}$$

$\delta_F = \varphi + \delta_S$ , dove  $\delta_F$  = azimuth piano di faglia  $\delta_S$  = azimuth stazione ( $\delta_S = 341^\circ$  (TRI),  $\delta_S = 118^\circ$  (ATU)).

L'analisi completa del potere risolutivo del metodo è in corso, tuttavia si può os-

TABELLA 2  
MODELLO STRUTTURALE (A)  
USATO PER IL PROFILO GARGANO-ATENE

Spessore strato (km)	Densità (g/cm <sup>3</sup> )	B <sub>1</sub> (km/s)	B <sub>2</sub> (10 <sup>-3</sup> s/km)
1	2.2	2.0	0.4
17	2.6	3.3*	0.4
10	2.9	3.6	0.4
6	3.0	3.9	0.4
61	3.4	4.6	1.1
180	3.4	4.2	1.0
50	3.6	4.8	1.1
100	3.7	5.1	1.1
200	4.0	5.3	0.4
75	4.4	6.2	0.4

B<sub>1</sub> e B<sub>2</sub> sono la velocità di fase e l'attenuazione di fase delle onde trasversali. Per il modello b, usato per il profilo Gargano-Trieste, il valore B<sub>1</sub>, con l'asterisco in tabella, è uguale a 3.2. Per profondità maggiori di 700 km sono stati utilizzati valori standard per strutture continentali.

servare che i valori di  $\delta_F$ ,  $\delta$ ,  $\lambda$  sono in buon accordo con la determinazione basata sull'analisi dei primi impulsi (GASPARINI *et al.*, 1980).

KANAMORI & ANDERSON (1975), analizzando un numero considerevole di terremoti di elevata intensità, hanno stabilito una relazione lineare tra il logaritmo del momento sismico  $M_0$ , ed il logaritmo dell'area di frattura S. Un modello analogo (BOORE, 1977), esteso ai terremoti di più piccola magnitudo, permette di assegnare all'evento considerato un'area di frattura compresa tra 4 e 60 km<sup>2</sup>, per uno stress drop compreso tra 100 bars ed 1 bar. D'altra parte il momento sismico  $M_0$  è dipendente dalle caratteristiche fisiche e geometriche del mezzo fagliato secondo la relazione (AKI, 1966)  $M_0 = \mu U_m S$ , dove  $\mu$  è la rigidità del mezzo ed  $U_m$  è lo spostamento medio nel piano di faglia. Assumendo  $\mu = 2.7 \times 10^{11}$  dyne/cm<sup>2</sup> è possibile stimare  $U_m$ , che risulta essere compreso tra 1.3 cm e 20 cm.

#### ANALISI DEL CAMPO DEGLI SFORZI ATTRAVERSO METODOLOGIE STRUTTURALI

Uno degli elementi indispensabili alla comprensione dell'evoluzione spazio-temporale dell'attività sismica di una regione è costituito dalla ricostruzione della geometria del campo di sforzi agente in tempi neotettonici.

I dati utilizzati per la soluzione di problemi di questo tipo sono stati finora di genere prettamente sismologico, essendo basati essenzialmente sullo studio dei meccanismi focali. Recentemente tuttavia sono stati sviluppati metodi statistici di tipo strutturale, i quali, fornendo risultati contrastanti con quelli sismologici, consentono di esercitare una verifica indipendente dallo stato tensionale dell'area in esame, con il vantaggio evidente di estendere la conoscenza sia nel tempo che nello spazio. Allo stato attuale si dispone di dati sufficienti per un confronto significativo solo per la Calabria settentrionale (TORTORICI, 1981).

Ovviamente per operare un confronto con i dati sismologici, i quali coprono un arco di tempo storico, è possibile utilizzare esclusivamente i dati relativi all'ultimo evento deformativo che interessa i sedimenti medio-suprapliocenico-pleistocenici. Le strutture ascrivibili a questo evento sono rappresentate essenzialmente da faglie normali ad andamento preferenziale N-S, le quali, a scala regionale, permettono l'individuazione dei bacini medio-suprapliocenico-infrapliocenici, come la valle del Crati ed il bacino Crotonese.

Strutture originate da questo evento deformativo sono ben riconoscibili, alla mesoscala, anche in sedimenti miocenici ed infrapliocenici.

I dati utilizzati per la caratterizzazione di questo evento deformativo sono stati rilevati in 19 stazioni di misura delle quali 10 in sedimenti plio-pleistocenici e 9 in sedimenti miocenici ed infrapliocenici per un totale di 1217 misure.

Per operare un confronto alla scala regionale sono state fornite soluzioni per gruppi di stazioni con caratteristiche omogenee e rappresentative di singoli settori. Per ogni raggruppamento sono state calcolate e proiettate cumulativamente su un diagramma le direzioni principali del tensore degli sforzi. I risultati ottenuti mostrano che tutta l'area



è caratterizzata da un campo di sforzi legato ad un ambiente tettonico di tipo distensivo, con la componente principale minima,  $\sigma_3$ , orientata in direzione N 100°-110° (GUERRA *et al.*, 1981).

I dati sismologici, con cui è possibile un confronto in questa regione, sono relativi all'evento sismico dell'11 maggio 1947, localizzato nel Golfo di Squillace e caratterizzato da magnitudo 5.6, e a due eventi del 20 febbraio 1980 localizzati nell'alta valle del Crati e caratterizzati da magnitudo 4.5 e 4.2 rispettivamente; le soluzioni sono mostrate in Tab. 1 e Fig. 2.

Per meglio visualizzare l'andamento regionale delle direzioni di  $\sigma_3$ , ricavate dall'analisi mesostrutturale, e per meglio operare un confronto diretto tra questi dati e quelli inerenti le soluzioni dei meccanismi focali, gli stessi risultati sono stati riportati in planimetria (Fig. 2).

L'andamento dei  $\sigma_3$  risulta orientato in direzione N 125° con lievi variazioni in tutta l'area; fa eccezione la stazione ubicata nella parte sudorientale dell'area che fornisce una soluzione con  $\sigma_3$  orientato in direzione N 70° circa. E' da notare come anche il meccanismo relativo all'evento del Golfo di Squillace mostra una simile variazione dell'orientamento degli assi degli sforzi, restando coerente con la geometria ricavata con i metodi strutturali.

Analisi strutturali di questo tipo sono state iniziate anche sull'Appennino meridionale; in particolare dati sono stati rilevati nei Conglomerati di Eboli, nelle sabbie di Ariano Irpino e di S. Angelo dei Lombardi e nelle piroclastici del Vulture.

Anche per queste aree è stata ricavata la terna assiale caratterizzata da  $\sigma_3$  orientato prevalentemente in direzione variabile da N-S a NE-SW.

Anche queste soluzioni, sebbene provvisorie, mostrano una buona congruenza con i meccanismi focali di questo settore.

#### SCHEMA STRUTTURALE

Sotto l'aspetto strutturale (fig. 3) nell'Italia meridionale si possono distinguere tre elementi principali; procedendo dall'Adriatico al Tirreno sono: a) l'avampaese apulo-garganico; b) l'avanfossa bradanica;

c) la catena appenninica (dal Molise alla Calabria). Questi elementi nel loro complesso derivano dalla deformazione più o meno spinta, sviluppata durante il Cenozoico, di diversi originari domini paleogeografici sia mesozoici che cenozoici.

a) L'avampaese apulo-garganico, costituito da una distinta unità stratigrafico-strutturale, si è originato nel Mesozoico in un dominio di piattaforma carbonatica ad elevata subsidenza su un tratto del paleocontinente africano; questa unità ha subito deformazioni plicative durante il Cretaceo superiore-Paleogene ed effetti di tettonica disgiuntiva, sviluppatesi in più fasi in tempi cenozoici ed infrapleistocenici, più marcati durante il Pliocene (RICCHETTI, 1980).

E' rappresentato dal Gargano, dalle Murge e dalla Penisola salentina. Si tratta di un dominio essenzialmente stabile, con crosta continentale normale e con una copertura sedimentaria superiore ai 6000 m, costituita da depositi evaporitici e da calcari neritici di età compresa tra il Trias ed il Cenozoico (Unità apula, D'ARGENIO *et al.*, 1973), con lembi più o meno estesi, di depositi calcarenitici quaternari anche terrazzati.

La parte litosferica del mantello è caratterizzata da valori di rigidità e spessore tipici per zone continentali stabili.

L'avampaese è ribassato, sia verso NE che verso SW, da faglie; la sua parte occidentale è coperta dai sedimenti dell'avanfossa bradanica, comprendenti anche coltri appenniniche esterne (CARISSIMO *et al.*, 1963; CIARANFI *et al.*, 1979; RICCHETTI, 1980; CASNEDI *et al.*, 1982).

Si riconoscono nell'Unità apula vari sistemi di faglie verticali che hanno preso origine a partire dal Pliocene: sistema appenninico (NW-SE), antiappenninico (NE-SW) ed infine E-W (CIARANFI *et al.*, 1979).

b) L'avanfossa bradanica si è originata all'inizio del Pliocene su un esteso ed ampio tratto, ribassato a gradinata verso SW, della stessa piattaforma carbonatica apulo-garganica, e su tratti (la cui estensione non è oggi ben valutabile) di vari domini riferibili ai bacini appenninici esterni. In seguito, unità appartenenti a questi domini sono sovrascorse lungo tutto il margine occidentale dell'avanfossa, sovrapponendosi sulle parti maggiormente ribassate della plat-

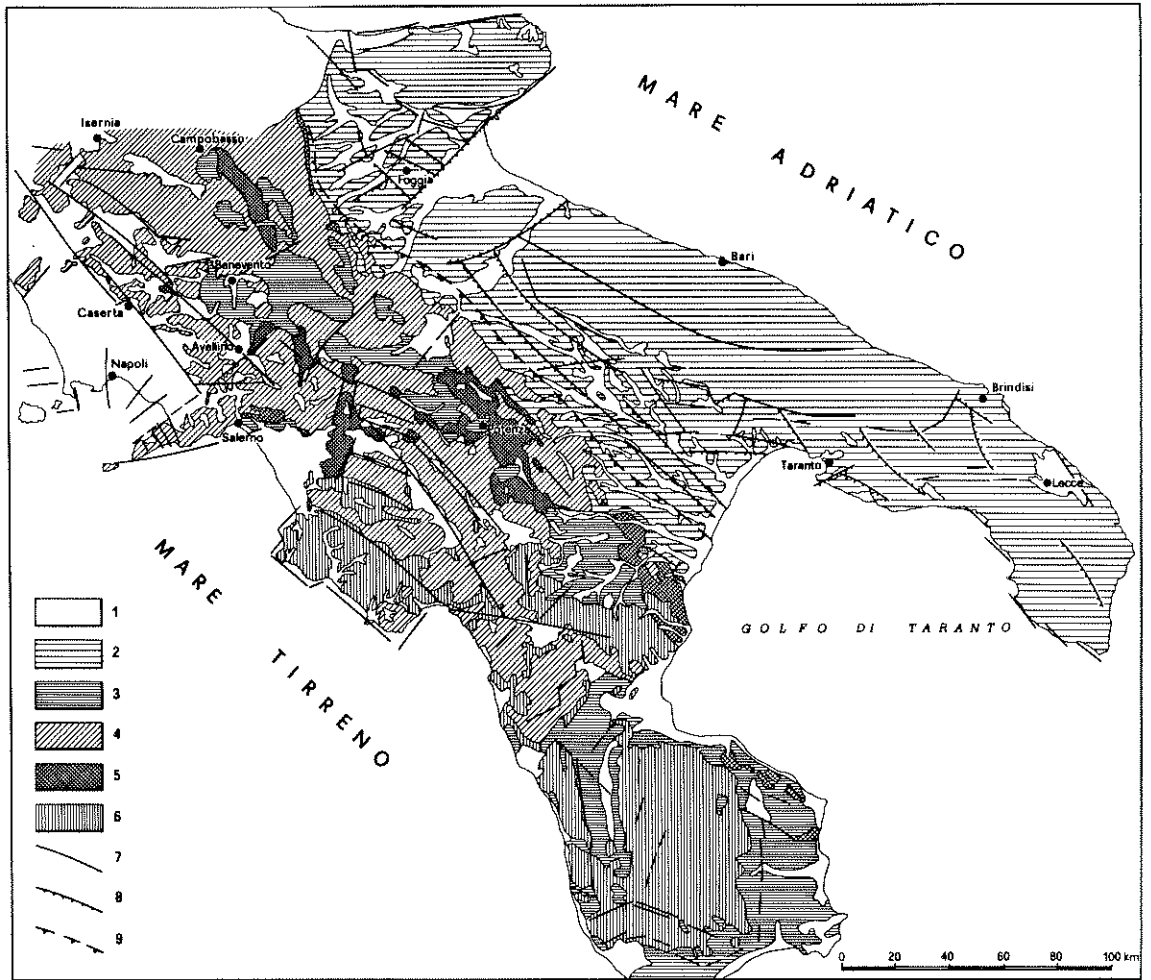


Fig. 3 - Schema strutturale dell'Appennino. 1 - Depositi vulcanici e quaternari continentali; 2 - Unità dell'avanfossa e dell'avampaese: unità bradanica e apulo-garganica; 3 - Unità tardo-tetogenetiche: unità di Ariano e di Altavilla; 4 - Unità tetogenetiche « esterne »: unità irpine, di Frosolone, della piattaforma abruzzese-campana, del bacino di Lagonegro e della piattaforma campano-lucana; 5 - Unità tetogenetiche « interne »: Complesso sicilide; 6 - Unità silentine e calabresi; 7 - Principali faglie; 8 - Principali faglie sepolte; 9 - Limite sepolto delle coltri.

taforma apulo-garganica (CARISSIMO *et al.*, 1963; CIARANFI *et al.*, 1979; RICCHETTI, 1980).

Sia l'avampaese che l'avanfossa derivano da peculiari deformazioni che hanno interessato la piattaforma carbonatica: dapprima, tra l'Eocene ed il Miocene, questa piattaforma si trovò in posizione di avampaese instabile e fu interessata da movimenti che condussero ad un suo inarcamento, con culminazione sul lato adriatico; in seguito, durante il Pliocene ed il Pleistocene inferiore, assunse nella sua parte occidentale il ruolo di avanfossa subsidente rispetto alla catena appenninica. In questo stesso intervallo di

tempo la piattaforma subì gli effetti smorzati della tetogenesi appenninica assumendo l'assetto di un ampio horst asimmetrico, con deboli ribassamenti verso l'area adriatica e più marcati cedimenti nell'area dell'avanfossa, dove si verificò una forte subsidenza. Dal Pleistocene medio sia l'area di avanfossa che quella di avampaese furono soggette a più fasi di sollevamento regionale differenziato.

Il riempimento di questa fossa è costituito da depositi clastici marini, provenienti in prevalenza dalle coltri appenniniche (Unità bradanica; D'ARGENIO *et al.*, 1973) e in

parte dall'avampese apulo-garganico. Sul lato appenninico in questi depositi, il cui spessore supera i 6.000 m tra Ancona e Chieti e raggiunge quasi i 3.000 m nell'entroterra del golfo di Taranto, sono intercalati «olistostromi» di notevole spessore (tra 4.000 e 2.000 m).

I depositi medio-suprapleistocenici formano una serie di terrazzi situati a varie quote.

In particolare il sollevamento dell'avanfossa è stato maggiore verso il bordo appenninico, e via via più ridotto verso le Murge (CIARANFI *et al.*, 1979).

c) L'Appennino meridionale è un segmento della catena alpidica che si è sviluppata durante il Cenozoico dalla deformazione di diversi domini paleogeografici mesozoici e cenozoici. Vi si può distinguere: a) una catena sud-appenninica che si allunga in direzione NW-SE fino alla Calabria settentrionale e che verge verso l'Adriatico; b) una catena alpina affiorante soprattutto nell'arco calabro-peloritano, con vergenza europea.

La catena sud-appenninica (fig. 3 e fig. 4) è costituita da varie varie unità stratigrafico-strutturali che hanno preso origine, dal Miocene al Pliocene medio, da domini paleogeografici connessi con il continente africano o con il promontorio africano-adriatico (CHANNEL & HORVATH, 1976); la catena alpina invece deriva da unità provenienti da domini più interni rispetto ai precedenti e da aree oceaniche delle Tetide. Queste unità deformate con vergenza europea tra il Cretacico superiore e l'Eocene medio, sono sovrascorse in toto, nel Miocene inferiore, sui domini paleogeografici più prossimi del continente africano i quali daranno luogo in seguito alla catena sud-appenninica.

La costruzione di questa catena si completa infine con intense fasi di sollevamento nel Pliocene e nel Quaternario. Per la bibliografia riguardante la storia geologica dell'Appennino meridionale si rimanda ai lavori di AMODIO MORELLI *et al.* (1979); D'ARGENIO & ALVAREZ (1979); PESCATORE (1981).

La catena è caratterizzata inoltre da linee tettoniche trasversali che ne individuano vari settori: laziale-abruzzese, campano-molisano, campano-lucano, calabro-peloritano.

E' costituita da una potente successione di falde di ricoprimento tra le quali è possibile distinguere una pila di coltri in posizione inferiore con vergenza adriatica (afri-

cana) che costituiscono la catena sud-appenninica, ed una pila di coltri in posizione superiore con vergenza almeno in parte opposta (europea) che costituiscono l'arco calabro-peloritano.

Le unità della catena sud-appenninica affiorano estesamente in Italia meridionale fino alla linea di Sangineto; più a sud tra questa linea e quella di Taormina, nell'arco calabro-peloritano, sono presenti invece le unità alpine, mentre quelle appenniniche affiorano solo in alcune finestre tettoniche.

In corrispondenza della catena lo spessore crostale è solo di circa 35 km, lo spessore e la rigidità della parte litosferica del mantello descrescono andando dal versante adriatico a quello tirrenico.

Nell'ambito della catena sud-appenninica è possibile distinguere vari gruppi di unità differenziate per il loro dominio d'origine e per la loro età:

a) il primo gruppo comprende le unità di Ariano Irpino (D'ARGENIO *et al.*, 1973) costituite da sedimenti terrigeni deposti in bacini interni alla catena appenninica dopo la fase tetto-genetica avvenuta tra il Pliocene inferiore e medio.

b) Un secondo gruppo comprende varie unità (Unità di Altavilla, D'ARGENIO *et al.*, 1973) che hanno preso origine in bacini ubicati in aree depresse della catena in via di formazione, durante le fasi tardive della tetto-genesi appenninica dal Tortonianiano al Pliocene medio.

c) Un terzo gruppo comprende unità che derivano dalla deformazione, nel Tortonianiano, sia di domini paleogeografici mesozoici della Tetide meridionale (bacino molisano, piattaforma abruzzese-campana, bacino di Lagonegro p.p.; D'ARGENIO *et al.*, 1973), sia di bacini sinorogenetici a sedimentazione terrigena prevalentemente torbiditica (bacino irpino, COCCO *et al.*, 1972; PESCATORE, 1978).

d) Un quarto gruppo occupa una posizione superiore rispetto al precedente ed è dato da unità che derivano dalla deformazione durante il Langhiano, di domini paleogeografici mesozoici, quali il bacino di Lagonegro e la piattaforma campano-lucana (D'ARGENIO *et al.*, 1973) che occupavano una posizione più interna del margine continentale africano nonché a quella del gruppo precedente. A questo gruppo sono anche da ricollegare le unità sicilidi (OGNIBEN, 1969)

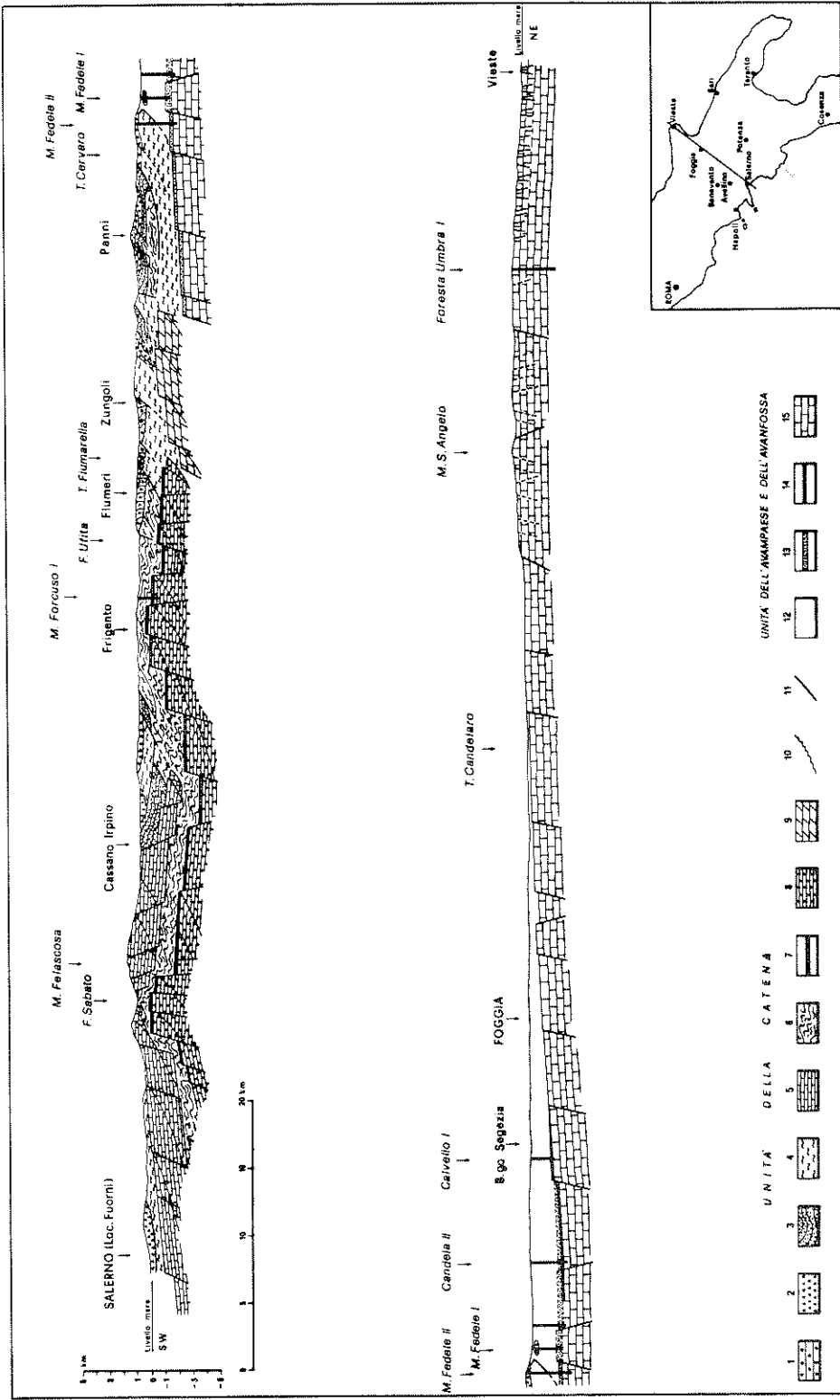


Fig. 4 - Sezione geologica lungo il profilo Salerno-Vieste. *Unità della catena*: 1 - Unità di Ariano; 2 - Unità di Altavilla; 3 - Unità irpine; 4 - Complesso Sicilide; 5 - Unità della piattaforma campano-lucana; 6 - Unità del bacino di Lagonegro; 7 - Unità della piattaforma abruzzese-campana; 8 - Unità della piattaforma abruzzese-campana; 9 - Unità di Frosolone (Bacino Mollisano); 10 - Trasgressione; 11 - Contatti tettonici. *Unità dell'avampese e dell'avanfossa*: 12 - Unità bradanicca; 13 - Unità apulo-garganica; 14 - Unità apulo-garganica; 15 - Unità apulo-garganica; 15 - Unità apulo-garganica; (Mesozoico).

che occupano una posizione sommitale nella catena sud-appenninica.

Le unità della catena alpidica affiorano soprattutto nell'arco calabro-peloritano; vi si riconoscono sia unità ofiolitiche, provenienti dai domini oceanici della Tetide, sia l'unità del margine più interno del continente africano.

Sembra di poter distinguere nell'arco calabro-peloritano un settore settentrionale (Sila) caratterizzato da una successione di falde con vergenza europea, messe in posto tra il Cretacico ed il Paleogene, che si è accavallata nel Miocene inferiore ai domini paleogeografici appenninici; a questo accavallamento sono seguite fasi di trasporto passivo durante la costruzione della catena appenninica (AMODIO MORELLI *et al.*, 1979).

Il settore meridionale (Aspromonte) invece, sarebbe rimasto indisturbato durante la tetto-genesi con vergenza europea ed avrebbe subito solo una tettonica con vergenza africana (BONARDI *et al.*, 1980).

Sull'intera catena già deformata, data dalla sovrapposizione delle unità alpine su quelle appenniniche, poggiano successioni stratigrafiche di età compresa tra il Tortoniano ed il Pliocene inferiore (corrispondenti alla Unità di Altavilla) e quindi i depositi del Pliocene medio-superiore e Pleistocene inferiore dei bacini intrappenninici (corrispondenti alle Unità di Ariano Irpino). I depositi più recenti sono rappresentati da sedimenti marini terrazzati in vari ordini e sedimenti continentali affioranti nelle depressioni della catena.

#### *Linee trasversali*

Durante la tetto-genesi appenninica i raccorciamenti sono stati irregolari nello spazio e nel tempo. Sono messi in evidenza da importanti linee longitudinali e trasversali con caratteri di sovrascorrimento e/o di trascorrenza. In particolare, le linee trasversali individuano depressioni e culminazioni lungo l'asse della catena appenninica; il ruolo che attualmente giocano questi importanti elementi strutturali non è noto con interezza e probabilmente è diverso da zona a zona; comunque essi rappresentano notevoli discontinuità evidenziate dai dati sismici (fig. 5).

Le principali linee trasversali sono: Ancona-Anzio; Pescara-Roccamonfina; Fortore-Volturno; Manfredonia-Sorrento; Trinitapoli-Paestum; Nocera-Sapri; linea di Sanginetto.

— La linea Ancona-Anzio separa l'Appennino centro-meridionale da quello settentrionale. Questa linea, corrispondente ad una faglia normale, delimitava dal Lias il bacino Sabino dalla piattaforma carbonatica. Nel Miocene, in seguito alle fasi tetto-genetiche, ha assunto il significato di una faglia trascorrente destra, mentre nel Pliocene inferiore, in seguito al cambiamento nella direzione delle spinte tettoniche, lungo questa linea si ha il sovrascorrimento dei depositi pelagici su quelli della piattaforma (CASTELLARIN *et al.*, 1978).

— La linea Pescara-Roccamonfina ha un andamento meridiano simile alla precedente; potrebbe avere un significato analogo. Essa margina le strutture della Maiella e delle Mainarde e individua verso sud un'ampia zona di depressione assiale nella catena sud-appenninica.

— La linea Fortore-Volturno rappresenta il limite meridionale degli affioramenti della piattaforma abruzzese-campana e marca un allargamento verso il Tirreno della depressione assiale parallela alla catena di cui si è detto. Lungo questa linea sono presenti alcune importanti sorgenti minerali (Telese, Grassano) che hanno originato vasti depositi di travertino. Questa struttura è allineata con la faglia che limita verso nord il Gargano.

— La linea Manfredonia-Sorrento corrisponde ad ovest al margine settentrionale della Penisola Sorrentina ed è allineata con la faglia, verticale ed attiva, che limita a sud il Gargano.

— La linea Trinitapoli-Paestum attraversa la valle del Sele, l'area vulcanica del M. Vulture e si allinea al margine settentrionale delle Murge, interessando un'area molto prossima all'epicentro del terremoto del 23-11-'80. A luoghi, lungo questa linea sono presenti manifestazioni idrotermali.

— La linea Sapri-Nocera ha un andamento E-W, limita a sud gli affioramenti delle unità lagonegresi ed a nord le unità

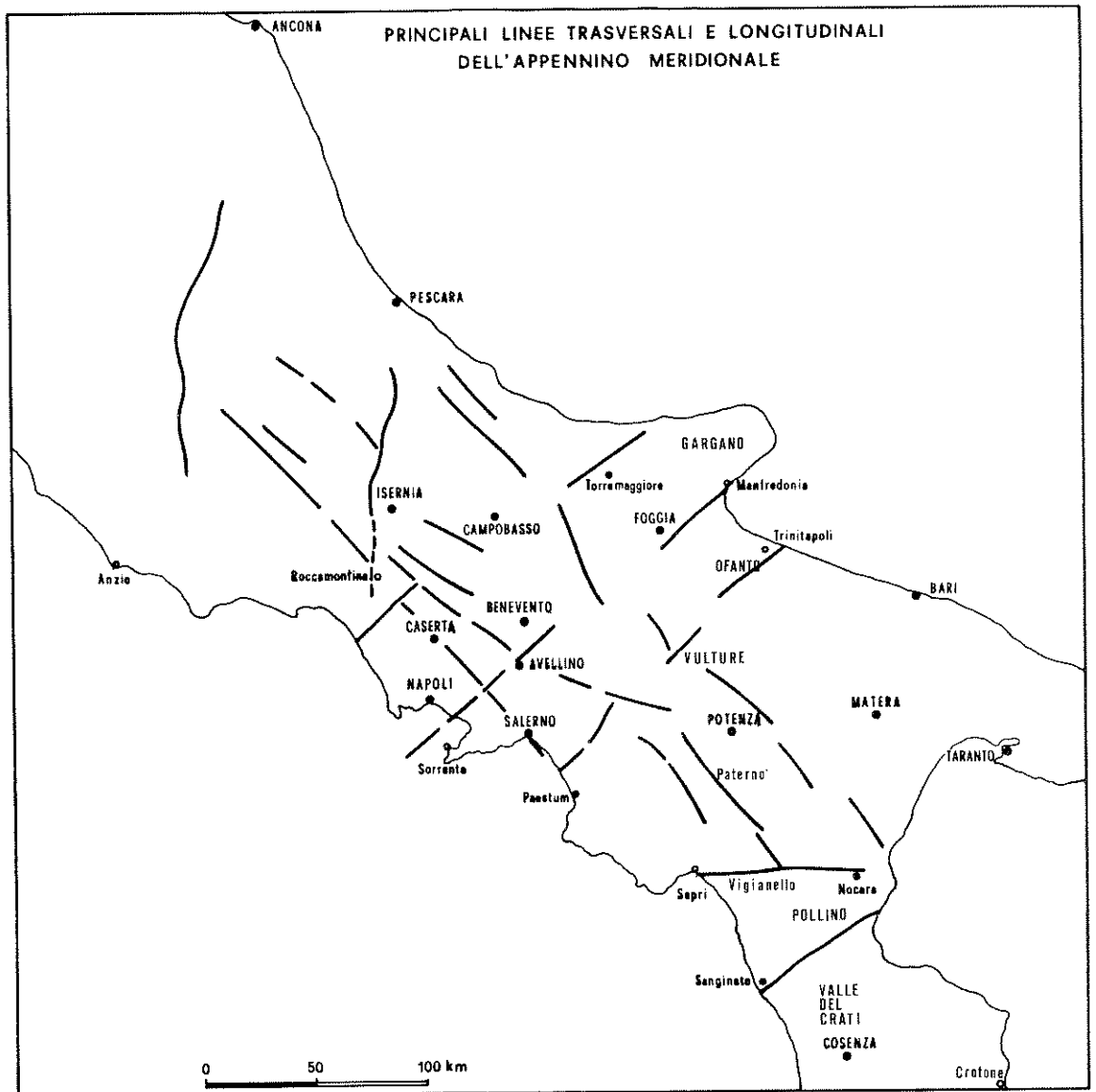


Fig. 5 - Principali linee trasversali e longitudinali dell'Appennino meridionale.

silentine. Rappresenta inoltre la culminazione assiale meridionale della catena sud-appenninica.

— La linea di Sangineto limita le unità della catena sud-appenninica da quelle alpine dell'arco calabro. Il suo significato, come quello della linea di Taormina che separa l'arco calabro-peloritano dalle unità siciliane (maghrebidi), è controverso. Secondo SCANDONE (1979) si tratta di linee tettoniche a prevalente componente orizzontale

connesse con l'apertura del Tirreno; per ORTOLANI (1979) si tratta di un fronte di sovrascorrimento orientato inizialmente N-S e che per torsione successiva ha assunto la posizione attuale.

I dati recenti dimostrano come questo elemento strutturale sia stato caratterizzato, almeno durante le fasi deformative quaternarie, da movimenti normali con marcata componente di trascorrenza sinistra (LANZAFAME & TORTORICI, 1981).

### EVOLUZIONE NEOTETTONICA

L'evoluzione neotettonica dell'Italia meridionale può essere così sintetizzata:

1) dal Pliocene inferiore al Pleistocene inferiore (5.2-1.0 M.a.), il regime tettonico fu caratterizzato dalla migrazione del fronte della catena verso NE con sforzi predominanti di tipo compressivo; ciò determinò:

a) estesi sprofondamenti per distensione sul margine tirrenico;

b) traslazione e sollevamenti della catena con formazione di embrici al fronte della stessa;

c) individuazione, in tempi infraplioceni, della parte meridionale dell'estesa avanfossa appenninica, soggetta poi a notevole subsidenza;

d) movimenti verticali nell'avampaese apulo-garganico, che assunse un assetto ad ampio Horst.

2) dal Pleistocene inferiore-medio gli sforzi predominanti furono di tipo distensivo e produssero:

a) movimenti di abbassamento e di sollevamento relativi sul margine tirrenico, che via via si estesero verso l'area appenninica; nell'area tirrenica tali movimenti sono accompagnati da un'importante attività vulcanica;

b) generale e forte sollevamento dell'Appennino meridionale, della Catena costiera e della Sila, con locale formazione di estese depressioni tettoniche, alcune delle quali si erano già individuate tra il Pliocene superiore ed il Pleistocene inferiore;

c) esteso sollevamento dell'avanfossa bradanica, più marcato sul lato appenninico con conseguente ritiro del mare infrapleistocenico, e la localizzata attività vulcanica del M. Vulture;

d) attenuato sollevamento dell'avampaese apulo-garganico.

Sulla base di queste evidenze neotettoniche si può dedurre che il territorio in esame ha dapprima (tra 5.2 e 1.0 M.a.) subito in prevalenza gli effetti di una tettonica di compressione, collegata con fasi terminali della tetto-genesi appenninica, e in seguito gli effetti di movimenti verticali, probabilmente connessi con un raggustamento isostatico regionale.

Sotto l'aspetto paleogeografico, l'effetto più importante determinatosi in questo contesto geodinamico fu rappresentato, durante il Pleistocene inferiore, dal collegamento territoriale fra la catena appenninica, in parte già sollevata, e l'avampaese apulo-garganico, come conseguenza dell'emersione dell'avanfossa bradanica.

Nel presente studio, finalizzato a scopi sismotettonici, sono stati presi in considerazione gli eventi succedutisi nell'ultimo milione di anni.

#### *Elementi areali*

Si è fatto ricorso all'individuazione di distinte paleosuperfici di riferimento di età nota, delle quali è stata anche valutata l'entità complessiva dei movimenti verticali subiti nell'ultimo milione di anni. A seconda dei luoghi, queste paleosuperfici corrispondono a:

a) tratti della originaria superficie di regressione dell'avanfossa bradanica, databile al passaggio tra il Pleistocene inferiore e medio;

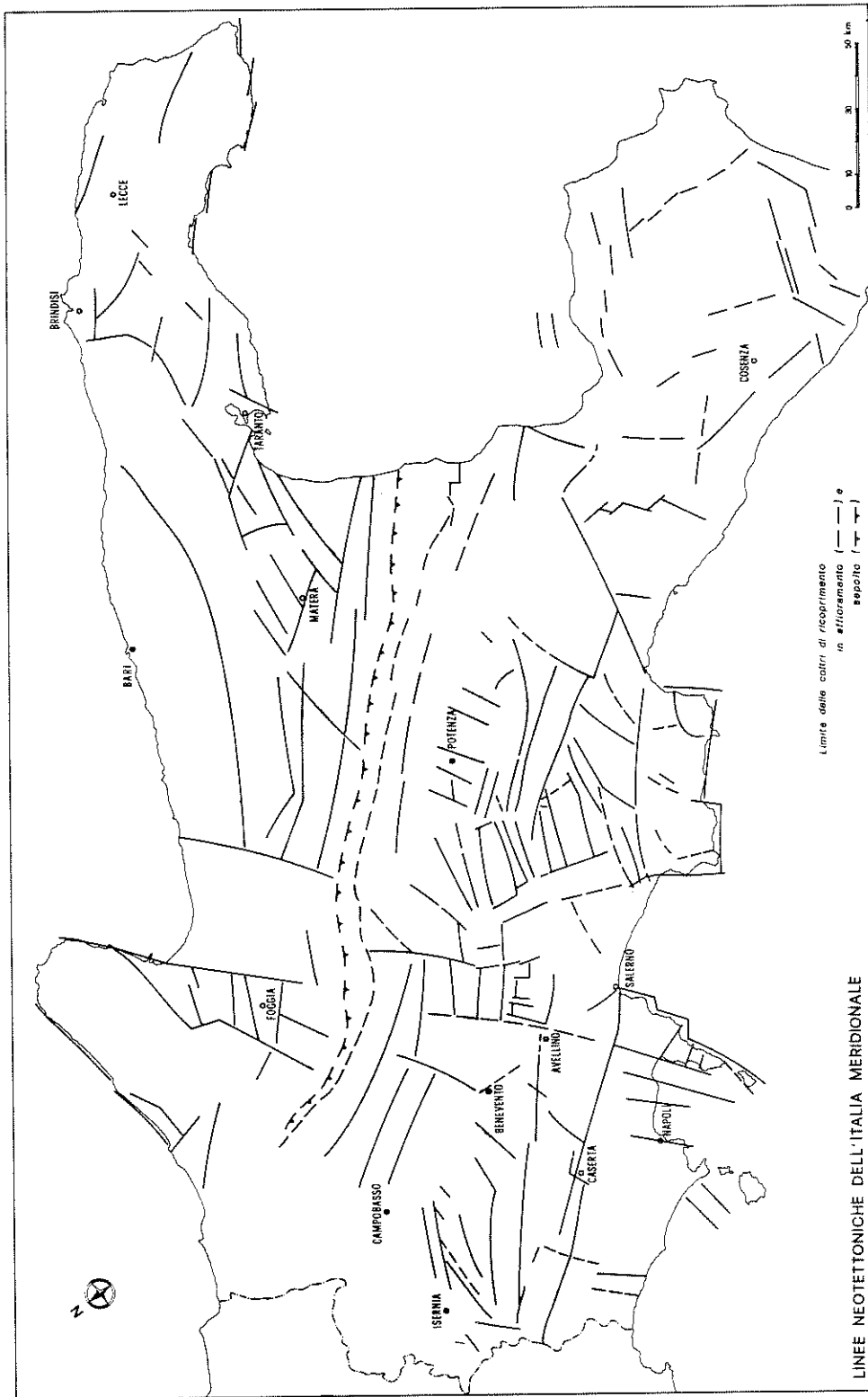
b) tratti delle originarie superfici di regressione infrapleistoceniche dei bacini formati in depressione tettoniche intra-appenniniche;

c) tratti di terrazzi marini di età meso-suprapleistocenica.

d) tratti di superfici di trasgressione dei depositi di età infrapleistocenica, nelle aree salentina e garganica.

Come è già stato accennato, i dati emersi dall'analisi degli elementi areali dimostrano che il territorio in esame, nell'ultimo milione di anni, ha subito gli effetti di movimenti verticali che hanno condotto a un generale sollevamento, sia pure differenziato da luogo a luogo, e a localizzate subsidenze. In particolare, procedendo dal Tirreno verso l'Adriatico, sono individuabili le seguenti fasce, distinte da differente comportamento neotettonico (fig. 6 e fig. 7):

1) *Fascia costiera campana*, caratterizzata da « blocchi » in sollevamento, corrispondenti al Promontorio di Gaeta, alla Penisola sorrentina ed al Cilento, intervallati da ampie aree in sensibile abbassamento, corrispondenti all'estesa Piana campana, con subsidenze superiori al migliaio di metri, ed



**LINEE NEOTETTONICHE DELL'ITALIA MERIDIONALE**

Fig. 6 - Linee neotettoniche dell'Italia meridionale.



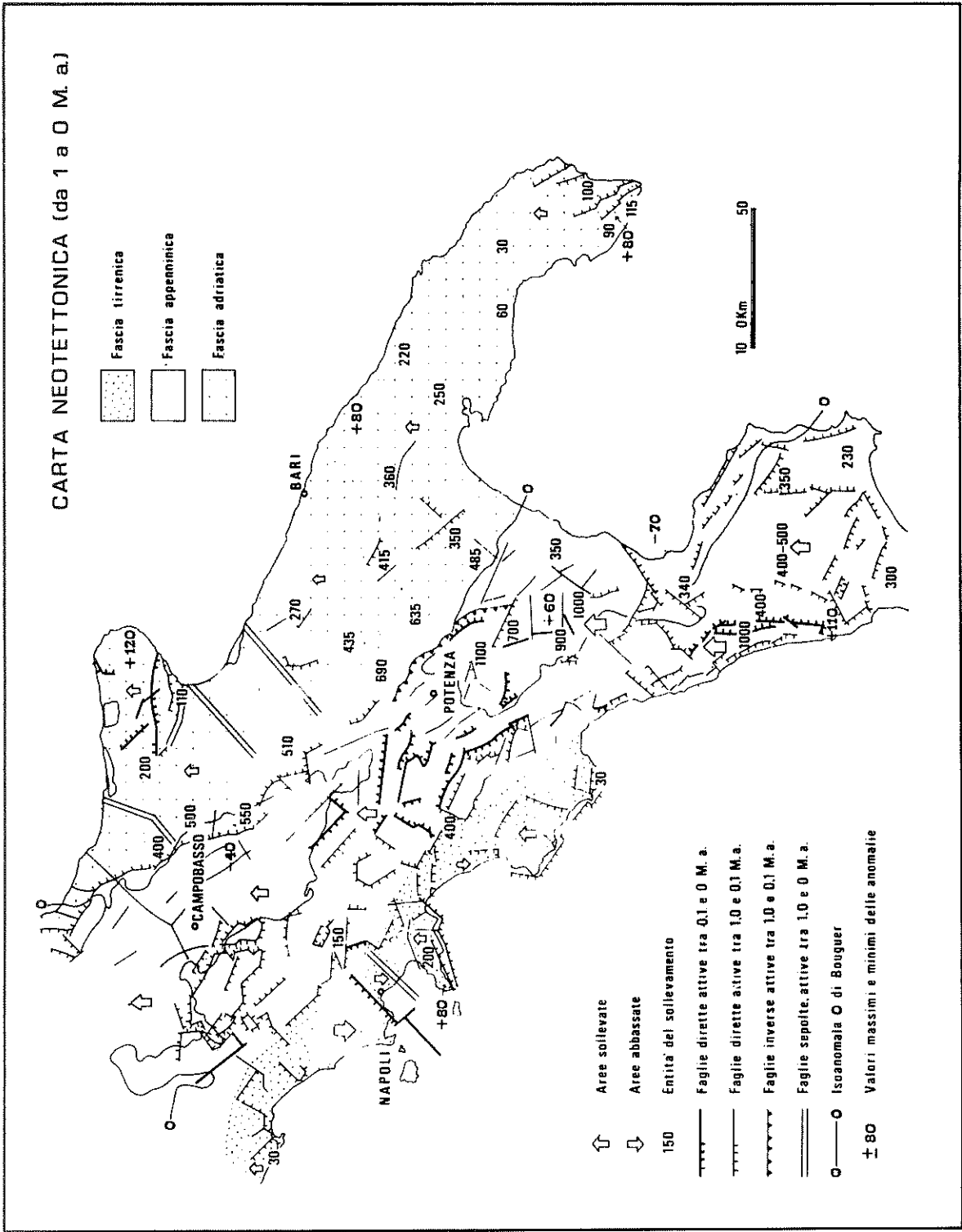


Fig. 7 - Carta neotettonica (da 1 a 0 M.a.).

alla Piana del F. Sele, con abbassamento di alcune centinaia di metri. Attualmente questa fascia mostra una « tendenza alla stabilità », documentata dall'esistenza, lungo estesi tratti costieri, di un'antica linea di spiaggia con depositi di circa 130.000 anni, uniformemente situata a 8 m sull'attuale livello del mare; fa eccezione l'area dei Campi Flegrei, tuttora interessata da movimenti verticali di segno opposto (bradisismo). L'intera fascia rientra in un'area di anomalie gravimetriche di Bouguer positive con massimo (+ 80 mg/l) nella Penisola sorrentina.

2) *Fascia appenninica* (sensu lato), comprendente anche la Catena costiera, l'altopiano silano ed i bacini intrappenninici plio-pleistocenici, sia marini (Ariano Irpino, Ruvo del Monte, Potenza, S. Arcangelo, Valle del Crati, Piana di Crotone) che continentali (Vallo di Diano, valli del Noce e del Mercure ed alta Val d'Agri). E' caratterizzata da massimi sollevamenti, sin oltre i 1000 m, meno marcati nelle aree corrispondenti alle depressioni tettoniche intrappenniniche. Il sollevamento di questa fascia è ancora in atto, come risulta dai vistosi fenomeni di terrazzamento in depositi alluvionali recenti e da sovraincisioni di diversi bacini idrografici. In gran parte questa fascia è compresa in aree con forti anomalie gravimetriche negative, con minimi nell'Appennino dauno (- 70 mg/l); una forte anomalia di Bouguer positiva (+ 110 mg/l) è localizzata nel tratto terminale della Catena costiera.

3) *Fascia adriatica*, comprendente parte del litorale molisano, il Tavoliere delle Puglie, la Fossa bradanica, il Gargano, le Murge e la Penisola salentina. Risulta interessata da un sollevamento regionale, più marcato sul margine appenninico (tra i 500 ed i 650 m), con minimi lungo la costa del Golfo di Manfredonia (50-20 m) e nella piana tarantino-brindisina (60-30 m). Questa fascia risulta ancora in sollevamento, documentato da reincisioni di depositi alluvionali recenti da parte di fiumi dei versanti ionico e adriatico, nonché dalla presenza, lungo estesi tratti della costa adriatico-ionica, di depositi di spiaggia e di cordoni dunari e litorali, di età recente (non più antica di 0.3 M.a.), disuniformemente sollevati tra qualche metro ed una decina di metri sull'attuale livello del mare. Questa fascia è quasi per intero compresa in un'area con

anomalie gravimetriche di Bouguer positive, con massimi in corrispondenza del Gargano orientale (+ 120 mg/l), del margine adriatico murgiano (+ 80 mg/l) e dell'estremità meridionale della Penisola salentina (+ 80 mg/l). Ricadono in area con anomalie negative alcuni tratti del litorale molisano, del Tavoliere delle Puglie e della Fossa bradanica al margine della catena appenninica.

#### *Elementi lineari*

Sono stati presi in considerazione esclusivamente i più significativi allineamenti di faglia ritenuti attivi nell'ultimo milione di anni: in gran prevalenza si tratta di faglie normali, alcune di queste hanno anche componente trascorrente.

Nel tentativo di meglio definire la « tendenza neotettonica » attuale e di riconoscere eventuali variazioni di comportamento geodinamico del territorio, si sono tenuti distinti gli allineamenti di faglia che furono essenzialmente attivi nell'intervallo fra 1.0 e 0.1 M.a., rispetto a quelli che hanno giocato un ruolo anche in tempi più recenti; inoltre, sono stati indicati alcuni allineamenti di faglia sepolti, ritenuti attivi nell'ultimo milione di anni.

a) gli allineamenti di faglia riconosciuti nella fascia tirrenica corrispondono essenzialmente a due sistemi di faglie normali, orientati SW-NE e NW-SE. Lungo la fascia appenninica, dall'area molisana fino all'alta Irpinia, predomina un sistema di faglie a direzione NW-SE; l'area irpina è caratterizzata da faglie orientate E-W; nell'Appennino lucano prevale ancora un sistema di faglie a direzione appenninica, orientato NNW-SSE; al confine calabro-lucano, infine, gli allineamenti di faglia sono orientati SW-NE; nell'area calabrese sono presenti anche due sistemi principali orientati NW-SE e SW-NE.

Nella fascia adriatica i pochi allineamenti di faglia corrispondono a due sistemi orientati NW-SE e SW-NE; nell'area garganica infine è presente una importante faglia orientata E-W (allineamento S. Marco in Lamis-M.te S. Angelo).

b) Gli allineamenti di faglia, riferiti all'intervallo 1.0-0.1 M.a., risultano più addensati nelle aree della fascia tirrenica ed appenninica, rispetto a quelli della fascia adriatica;

c) Gli allineamenti riferiti agli ultimi 0.1 M.a. presentano un massimo addensamento nella fascia appenninica.

d) Gli allineamenti di faglia sepolti sono localizzati nella fascia tirrenica, in corrispondenza del complesso vulcanico vesuviano, ed in quella adriatica, ai margini del Tavoliere, tra le Murge ed il Gargano.

In particolare, tra gli allineamenti di faglia più recenti, vanno segnalati:

— nella fascia tirrenica, le faglie a direzione SW-NE che delimitano la zona dei Campi Flegrei da quella del complesso vulcanico vesuviano: queste hanno essenzialmente componente verticale, con blocchi ribassati verso NW;

— nella fascia appenninica: a) le faglie verticali dell'alta Irpinia a direzione NW-SE e quelle NE-SW con componente trascorrente sinistra; b) nell'alta valle dell'Ofanto le faglie a direzione E-W, con movimenti essenzialmente verticali che determinano alti e bassi tettonici; c) tra Potenza e Lauria le faglie a direzione NNW-SSE, con prevalente componente verticale; d) nella Catena costiera, al limite con la fossa del Crati, le faglie normali ad andamento N-S, lungo le quali si rileva una marcata attività sismica.

— nella fascia adriatica, l'allineamento S. Marco in Lamis-Monte S. Angelo è rappresentato da un sistema di faglie vicarianti a prevalente direzione E-W, raccordato da faglie NW-SE, lungo le quali sono evidenti tracce di movimenti distensivi associati con movimenti di trascorrenza destra, in buon accordo con meccanismi focali proposti per recenti terremoti (D'INGEO *et al.*, 1980; CUSCITO & PANZA, 1981).

In definitiva, le informazioni tratte dall'analisi degli elementi neotettonici, integrate con le conoscenze di geologia strutturale, permettono di distinguere nell'ambito di ciascuna delle tre fasce più regioni a diverso comportamento sismotettonico; tale suddivisione è in buon accordo con informazioni di carattere sismologico:

— nella fascia tirrenica appare possibile considerare come settori a sé stanti l'area dei Campi Flegrei e la Piana campana;

— la fascia appenninica può essere suddivisa, procedendo verso SE, in tre settori

con soluzioni di continuità localizzabili rispettivamente: a N di Potenza, nell'area compresa fra l'alto Ofanto ed il Vallo di Diano e a N di Cosenza, in corrispondenza del basso bacino del Crati e della piana di Sibari;

— nella fascia adriatica si differenzia nettamente per i peculiari caratteri l'area garganica; in via subordinata, può anche distinguersi la parte del Tavoliere compresa fra il T. Cervaro ed il F. Ofanto.

## CONCLUSIONI

Lo stato di forte disequilibrio crostale e litosferico dell'Appennino meridionale è testimoniato dall'entità delle deformazioni pleistoceniche, caratterizzate da spostamenti verticali dell'ordine di 1 mm/anno, con sollevamento dell'Appennino sensu stricto e subsidenza relativamente anche maggiore delle zone tirreniche. Questi movimenti originarono i fasci principali delle deformazioni longitudinali alla catena; tali deformazioni corrispondono in prevalenza a faglie normali. Le peculiari caratteristiche strutturali sono definite inoltre dalla forte variabilità dello spessore della crosta (10-15 km nell'area tirrenica fino a circa 40 km sotto l'asse della catena) e della litosfera (30 km sotto l'area tirrenica fino a 110 km sotto la catena). Alle forti variazioni degli spessori crostali e litosferici corrisponde una notevole variazione laterale della geometria delle strutture tettoniche trasversali originatesi prima del Quaternario, delle quali solo alcune attive sismicamente.

In qualche caso tali strutture si estendono fino a livelli litosferici, come è documentato dal vulcanismo potassico delle aree peritirreniche e del Vulture. Da un punto di vista geometrico la massima deformazione trova un culmine nella parte meridionale dell'Arco calabro; a questo è associato il massimo di attività sismica superficiale di tutta la regione italiana, nonché la presenza di eventi intermedi e profondi. Sarebbe da attendersi una diminuzione graduale dell'attività sismica allontanandosi da questa regione, invece la sismicità storica registra un minimo abbastanza chiaro nella parte settentrionale dell'Arco calabro, tra il 39° ed il 40° di latitudine Nord (cioè tra la linea

Sapri-Nocera e la bassa valle del Crati), che non trova una immediata giustificazione sismotettonica.

In tutta l'area a Nord del graben di Caltanzaro il campo degli sforzi è prevalentemente tensile ed allineato in direzione NW-SE. A nord del 40° parallelo il campo degli sforzi dedotto dai meccanismi focali e dalle analisi strutturali si conserva tensile, con rotazione sempre in direzione antiappenninica. Ciò implica che lo stesso fenomeno di rifting che ha provocato il collasso della regione tirrenica, attualmente è in atto nella fascia appenninica.

A nord della linea Sapri-Nocera l'attività sismica riprende con valori elevati, anche se non confrontabili con quelli massimi della Calabria meridionale. I terremoti più energetici ( $M > 6.5$ ) seguono una direttrice appenninica, in una fascia larga circa 40 km, che si estende per circa 400 km dal confine calabro-lucano fino alla linea Ancona-Anzio. In questa fascia le dimensioni lineari delle zone di rottura non eccedono 80 km (l'evento del 5 dicembre 1456, di dimensioni maggiori, può essere interpretato come una frattura di due segmenti contigui), come deducibile tra l'altro dall'estensione spaziale delle repliche del terremoto del 23-11-1980 e dai dati macrosismici dei più grossi eventi appenninici. L'esistenza di diverse zone di frattura con estensione relativamente limitata nella fascia sismogenetica dell'Appennino è legata alle numerose segmentazioni trasversali della catena, evidenziate dal modello strutturale. Una di queste è rappresentata dalla linea Manfredonia-Sorrento lungo la quale si trova il limite settentrionale della zona delle repliche associate al terremoto del 23-11-1980. Lungo tale linea si sono verificati terremoti con moti trascorrenti sinistrorsi in direzione antiappenninica, come in occasione della sequenza del 1962, con epicentri in un'area da cui si diparte un'ulteriore zona di rottura, corrispondente all'evento del 23 luglio 1930 ( $M_S = 6.5$ ), e quasi parallela agli eventi del 1694 e 1980.

Le informazioni macrosismiche disponibili e la distribuzione degli epicentri del terremoto del 1980 indicano che la profondità media degli eventi più energetici dell'Appennino meridionale è intorno ai 20 km,

per cui non si hanno segni di fratturazioni in superficie connessi direttamente con la zona principale di frattura, anche a causa della struttura tettonica a falde di ricoprimento, non connessa direttamente con la parte sismogenetica, costituita dal basamento.

In conclusione, i processi geodinamici che hanno causato e causano tale complessa situazione sismotettonica, non trovano al momento una convincente ed univoca spiegazione in chiave dinamica. L'esistenza di notevoli variazioni laterali nel sistema litosfera-astenosfera (fig. 1) è una guida per comprendere la dinamica dei fenomeni in atto, come evidenziato ad esempio da correlazioni esistenti tra distribuzione dei terremoti più energetici, andamento del campo degli sforzi e proprietà litosferiche dell'Italia peninsulare (PANZA *et al.*, 1981). Inoltre la distribuzione delle zone di rottura è identificabile solo a grandi linee, soprattutto attraverso i dati macrosismici; la presente analisi fornisce una giustificazione della limitata estensione spaziale di tali regioni. D'altra parte l'evoluzione spazio-temporale del meccanismo di rottura associato a faglie normali è tra i meno conosciuti e solo recentemente KOSELUK & BITSCHE (1981) hanno proposto un modello di *elastic rebound* per tali zone, ipotizzando una fase di sollevamento durante il periodo di accumulo di sforzo, nel caso di una frattura non estesa all'intera litosfera. L'estensione trasversale dell'area in cui è osservabile il sollevamento sarebbe dell'ordine di 60-70 km, in assenza di fenomeni di copertura, ed è direttamente proporzionale alla caduta di sforzo ed al numero di faglie presenti. Il modello di frattura cosismico invece genera un basculamento dei blocchi e spostamenti di tipo horst e graben. ZANDT & OWENS (1980) hanno mostrato quantitativamente, attraverso un modello di flessione elastica e viscoelastica della crosta, che durante le fratture di tipo normale verrebbero indotte forze isostatiche con conseguenti spinte tensili nella parte superficiale della zona in abbassamento e spinte compressive per la parte superficiale in innalzamento relativo. Le grandezze degli sforzi deflettenti sarebbero dell'ordine di qualche centinaio di bars nel caso elastico. Tali modelli, se pure molto

semplificistici, permettono di individuare alcune caratteristiche spazio-temporali della microsismicità da ricercare quali elementi traccianti per una ricostruzione del ciclo dinamico di tali zone di frattura.

## RINGRAZIAMENTI

Si ringraziano per le numerose discussioni avute durante lo svolgimento del presente lavoro i Professori Di NOCERA, LAMBIASE, ORTOLANI e MANGRINI.

Manoscritto consegnato il 14 maggio 1982

Ultime bozze restituite il 24 giugno 1983

## BIBLIOGRAFIA

- AKI K. (1966) - *Generation and propagation of G waves from Niigata earthquake of June 16, 1964*. Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo, **44**, 23-88.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1979) - *L'arco calabro peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**, 1-60.
- AUTORI VARI (1981) - *Il terremoto del 23-11-1980. Rilievo macrosismico*. Rapporto tecnico, Prog. Final. Geodinam., CNR, Roma.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene-inferiore: la formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 365-394.
- BOORE D. (1977) - *The motion of the ground in earthquake*. Scientific American, **237**, 68-78.
- BOSCHI E., MULARGIA F., MANTOVANI E., BONAFEDE M., DZIEWONSKI A.M. & WOODHOUSE J.H. (1981) - *The Irpinia earthquake of November 23, 1980*. EOS (abstract), **62** (17).
- CALCAGNILE G., FABBRI A., FARSI F., GALLIGNANI P., GASPARINI C., IANACCONE G., MANTOVANI E., PANZA G.F., SARTORI R., SCANDONE P. & SCARPA R. (1981) - *Structure and evolution of the Thyrrhenian basin*. Rapp. Comm. Int. Mer Méditer., **27**, 197-208.
- CARISSIMO I., D'AGOSTINO O., LODDO C. & PIERI M. (1963) - *Petroleum exploration by AGIP mineraria and new geological informations in central and southern Italy from the Abruzzi to the Taranto Gulf*. "Sixth World Petroleum Congress" Frankfurt Main, 12-26-6-1963, **1**, 27, 267-292.
- CASNEDI R., CRESCENTI U. & TONNA M. (1982) - *Evoluzione dell'avanfossa adriatica meridionale nel Plio-Pleistocene, sulla base di dati di sottosuolo*. Boll. Soc. Geol. It., in corso di stampa.
- CASTELLARIN A., COLACICCHI R. & PRATURLON A. (1978) - *Fasi distensive, trascorrenze e sovrascorrenenti lungo la « Linea Ancona-Anzio » dal Lias medio al Pliocene*. Geol. Romana, **17**, 161-189.
- CHANNEL J.E.T. & HORVATH F. (1976) - *The African-Adriatic promontory as a paleogeographical premise for Alpine orogeny and plate movements in the Carpatho-Balkan region*. Tectonophysics, **35**, 71-99.
- CIARANFI N., CINQUE A., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., SGROSSO I. & TORTORICI L. (1981) - *Proposta di zonazione sismotettonica dell'Italia meridionale*. « Atti Conv. Sismicità in Italia »; Rend. Soc. Geol. It., **4**, 493-496.
- CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G. & WALSH N. (1979) - *Considerazioni sulla neotettonica della Fossa bradanica*. In: Nuovi contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, CNR Prog. Final. Geodinam., Pubbl. 251, 73-95.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & TORRE M. (1972) - *Les facies sédimentaires du Bassin Irpinien (Italie méridionale)*. Atti Acc. Pontaniana, Napoli, **21**, 13.
- CRESCENTI U. (1975) - *Sul substrato pre-pliocenico dell'avanfossa appenninica delle Marche allo Ionio*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 586-634.
- CUSCITO M. & PANZA G. F. (1981) - *Determinazione simultanea del momento sismico e dei parametri strutturali usando sismogrammi sintetici completi*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 477-478.
- D'ARGENIO B. & ALVAREZ W. (1979) - *Stratigraphic evidence for crustal thickness change on the Southern Tethyan margin during the Alpine cycle*. Geol. Soc. Am. Bull., **91**, 681-689.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania e Lucania)*. Atti del Convegno « Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino ». Acc. Naz. Lincei, **182**, 49-72.
- DE VIVO B., DIETRICH D., GUERRA I., IANACCONE G., LUONGO G., SCANDONE P., SCARPA R. & TURCO E. (1979) - *Carta sismotettonica preliminare dell'Appennino meridionale*. CNR Prog. Final. Geodinam., Pubbl. 166.
- D'INGEO F., CALCAGNILE G. & PANZA G. F. (1980) - *On the fault plane solutions in the Central-Eastern Mediterranean region*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **58**, 13-22.
- GASPARINI C., IANACCONE G., SCANDONE P. & SCARPA R. (1982) - *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, **84**, 267-286.
- GASPARINI C., IANACCONE G. & SCARPA R. (1980) - *On the focal mechanism of Italian earthquakes*. Rock Mechanics, Suppl. 9, 85-91.
- GRUPPO DI LAVORO SISMOMETRIA TERREMOTO 23-11-80 (1981) - *Elaborazione preliminare dati sismometrici del terremoto Campano-Lucano 23-11-80*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 427-450.
- GUERRA I., SCARPA R., TORTORICI L. & TURCO E. (1981) - *Geometria del campo tensionale agente in Calabria settentrionale: confronti tra metodologie strutturali e sismologiche*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 109-112.
- HERRIN E. (Ed.); ARNOLD E.P., BOLT B.A., CLAWSON G.E., ENGBAHL E.R., FREEDMAN H.W., GORDON D.W., HALES A.L., LOBDELL J.L., NUTTLI O., ROMNEY C., TAGGART J. & TUCKER W. (1968) - *Seismological tables for P phases*. Bull. Seism. Soc. Am., **58**, 1193-1352.

- KANAMORI H. & ANDERSON D. L. (1975) - *Theoretical basis of some empirical relations in seismology*. Bull. Seism. Soc. Am., **65**, 1073-1095.
- KAUSEL E. & SCHWAB F. (1973) - *Contributions to Lovewave transformation theory: Earth-flattening transformation for Love waves from a point source in a sphere*. Bull. Seism. Soc. Am., **63**, 983-993.
- KOSELUK R. A. & BISCHKE R. E. (1981) - *An elastic rebound model for normal fault earthquakes*. J. Geophys. Res., **86**, 1081-1090.
- LANZAFAME G. & TORTORICI L. (1981) - *La tettonica recente della valle del fiume Crati (Calabria)*. Geog. Fis. Din. Quat., **4**, 11-21.
- LIAO A. H., SCHWAB F. & MANTOVANI E. (1978) - *Computation of complete theoretical seismograms for tensional waves*. Bull. Seism. Soc. Am., **68**, 317-324.
- MARGOTTINI C. (1981) - *Il terremoto del 1743 nella penisola salentina*. Rapporto Comm. CNEN-ENEL, Udine.
- MULLER G., BONJER K. P., STOCKL H. & ENESCU D. (1978) - *The Romanian earthquake of March 4, 1977. I. Rupture process inferred from fault-plane solution and multiple-event analysis*. J. Geophys., **44**, 203-218.
- NORTH A. G. (1979) - *Seismic moment, source dimensions, and stress associated with earthquakes in the Mediterranean and Middle East*. Geophys. J.R. astr. Soc., **48**, 137-161.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**, 453-763.
- ORTOLANI F. (1979) - *Alcune considerazioni sulle fasi tettoniche mioceniche e plioceniche dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 609-616.
- PANZA G. F., SCANDONE P. & SCARPA R. (1981) - *Sul comportamento dinamico della litosfera nell'area italiana*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 571-572.
- PANZA G. F., SCHWAB F. & KNOPPOFF L. (1973) - *Multi-mode surface waves for selected focal mechanisms. I Dip-slip sources on a vertical fault plane*. Geophys. J.R. astr. Soc., **34**, 265-278.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del bacino irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97**, 783-805.
- PESCATORE T. (1982) - *Lineamenti strutturali dell'Appennino campano-lucano*. Rend. Soc. Geol. It., **4**, 49-54.
- PESCATORE T. & ORTOLANI F. (1973) - *Schema tettonico dell'Appennino campano-lucano*. Boll. Soc. Geol. It., **92**, 457-472.
- RICCHIETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 421-430.
- RICCHIETTI G. & MONGELLI F. (1980) - *Flessione e campo gravimetrico della micropiastra apula*. Boll. Soc. Geol. It., **99**, 431-436.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**, 1-75.
- SCANDONE P. (1979) - *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**, 27-34.
- TORTORICI L. (1981) - *Analisi delle deformazioni fragili dei sedimenti post orogeni della Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 291-308.
- ZANDT G. & OWENS T. J. (1980) - *Crustal flexure associated with normal faulting and implications for seismicity along the Wasatch front, Utah*. Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 1501-1520.