

## INVERSIONE LINEARE DI FORME D'ONDA PER LA RICOSTRUZIONE DEL PROCESSO DI SORGENTE: CONFRONTO DI DUE METODI APPLICATI AD EVENTI DEL FRIULI

### INDICE

RIASSUNTO	pag.	59
ABSTRACT	"	59
INTRODUZIONE	"	59
METODO 1	"	60
METODO 2	"	61
INVERSIONE DI DATI REALI:		
CONFRONTO TRA I DUE METODI	"	63
CONCLUSIONI	"	63
BIBLIOGRAFIA	"	63

### RIASSUNTO

Gli eventi di piccola magnitudo riflettono complessità strutturali di piccola scala. Lo studio dei meccanismi focali di tali eventi risulta difficile se si usano le tecniche standard, basate sulle letture delle polarità delle onde P, a meno che non sia disponibile una rete sismometrica locale con un numero elevato di stazioni. L'inversione della parte dominante di un segnale sismico permette invece di estrarre informazioni sulla sorgente anche quando, per un dato evento, è disponibile un numero limitato di registrazioni. Nel seguente lavoro sono presentati e confrontati due metodi d'inversione di forme d'onda. Nel primo metodo i parametri invertiti, meccanismo focale, funzione temporale di sorgente e ipocentro, sono vincolati a essere compatibili con un modello di doppia coppia. Nel secondo metodo sono invertite le componenti della derivata rispetto al tempo del tensore momento sismico completo; nel corso dell'inversione vengono variati anche la profondità ipocentrale e il modello strutturale. In entrambi i metodi la differenza (norma L2) tra dati e sismogrammi sintetici, ottenuti con il metodo della somma multimodale, viene minimizzata per mezzo dei minimi quadrati. I due metodi sono stati applicati ad eventi di piccola magnitudo registrati dalla rete locale del Friuli, gestita dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS) di Trieste. I parametri invertiti con i due metodi sono compatibili tra di loro e sono in accordo con le poche letture di polarità dei primi arrivi disponibili. Le funzioni temporali di sorgente indicano che anche gli eventi di bassa intensità possono essere caratterizzati da sorgenti complesse.

### ABSTRACT

Small-magnitude events reflect the complexity of the tectonic structure at the small-scale level. The source mechanisms of these events are very difficult to study with the standard techniques based on P-wave polarities, unless one has a very

dense network. The inversion of the dominant part of a seismic signal allows to extract information on source parameters also in the case of a limited number of records. Two schemes of inversion of earthquake waveforms recorded by local networks are presented and compared. In the first method the inverted parameters are related to the focal mechanism of a double couple, the source time function and hypocenter. In the second, the inverted parameters are the time dependent components of the complete moment tensor. The difference (L2 norm) between observed and theoretical seismograms computed using the multimode summation technique for anelastic layered media is minimized by least squares. The two methods have been applied to a small event recorded by the O.G.S. network in the Friuli (NE Italy) area. The parameters inverted with the two methods are compatible among themselves and in accord with the few available polarities.

**PAROLE CHIAVE:** Forme d'onda, tensore momento sismico, meccanismi focali, funzione temporale di sorgente.

**KEY WORDS:** Waveforms, seismic moment tensor, focal mechanisms, source time function.

### INTRODUZIONE

Negli ultimi anni sono stati sviluppati vari metodi per ricostruire la sorgente sismica mediante l'inversione di forme d'onda. Tali metodi presentano come vantaggio, rispetto all'analisi classica delle polarità dei primi arrivi, la possibilità di ricostruire non solo il meccanismo focale e la posizione dell'ipocentro ma anche la funzione temporale di sorgente, che descrive la durata e le modalità del rilascio energetico.

La maggior parte dei metodi di inversione di forme d'onda è stata sviluppata al fine di ricostruire la sorgente per eventi di elevata magnitudo registrati su scala telesismica (GILBERT & DZIEWONSKY, 1975; LANGSTON, 1981; DZIEWONSKY *et al.*, 1981, NABELEK, 1984).

Negli ultimi anni, lo sviluppo di reti sismiche locali ha permesso la registrazione di un numero elevato di eventi di bassa intensità, fortemente condizionati da complessità strutturali di piccola scala. La ricostruzione dei meccanismi focali di tali eventi risulta difficile se vengono utilizzate le tecniche standard, basate sulla lettura delle polarità delle prime fasi dei sismogrammi, a meno che non sia disponibile una fitta rete di stazioni. Per tale motivo sono state sviluppate tecniche di inversione di forme d'onda registrate da reti locali (SILENY & PANZA, 1991; SILENY *et al.*, 1992; MAO *et al.*, 1993), che hanno le seguenti caratteristiche comuni: 1) utilizzano funzioni di Green a largo spettro, contenenti anche le alte frequenze (tipicamente fino a 10 Hz); 2) determinano simultaneamente il meccanismo di sorgente,

(\*) Istituto di Geodesia e Geofisica-Università di Trieste

(\*\*) International Center for Theoretical Physics-Trieste

l'ipocentro e la funzione temporale di sorgente. Le funzioni di Green sono state calcolate per frequenze fino a 10 Hz con il metodo della somma multimodale in mezzi anelastici stratificati (PANZA, 1985; PANZA & SUHADOLC, 1987; FLORSCH *et al.*, 1991). La tecnica usata per la minimizzazione della differenza tra sismogrammi teorici e serie temporali osservate è quella dei minimi quadrati.

Nel primo metodo (MAO *et al.*, 1993), i parametri di sorgente, *strike*, *dip*, *rake*, profondità ipocentrale e coordinate epicentrali sono determinati simultaneamente assumendo che la sorgente sismica possa essere rappresentata in modo soddisfacente da una doppia coppia con momento totale nullo. Essendo tale tipo di problema non lineare, viene applicata la tecnica dei minimi quadrati linearizzati. Le derivate parziali dei sismogrammi sintetici, rispetto ai parametri del modello di sorgente, sono calcolate analiticamente. È possibile utilizzare modelli strutturali differenti per ogni percorso epicentro-stazione. Nel secondo metodo (SILENY *et al.*, 1992) la sorgente è rappresentata dal tensore momento sismico completo, non vincolato a priori a una pura doppia coppia. Ogni componente del tensore momento sismico può variare nel tempo indipendentemente dalle altre, in modo da permettere al meccanismo focale di variare nel tempo. Il modello strutturale che rappresenta l'area in cui ha avuto luogo l'evento e la profondità ipocentrale non sono fissati ma variano entro due intervalli predefiniti.

#### METODO 1 (MAO ET AL., 1993)

Il moto del suolo dovuto a un terremoto è determinato dalle proprietà della sorgente e dalla struttura dell'area in cui si propagano le onde. Se la struttura dell'area è nota i parametri caratteristici della sorgente (*strike*, *dip* e *rake* della faglia, profondità dell'ipocentro, posizione dell'epicentro e funzione temporale di sorgente) possono essere determinati minimizzando la differenza tra dati e sismogrammi sintetici. Ciò è possibile a causa del fatto che le fasi dei sismogrammi forniscono informazioni sulla posizione della sorgente, mentre le ampiezze delle onde sono collegate al profilo di radiazione e di conseguenza al meccanismo.

Se la distanza epicentrale e la minima lunghezza d'onda del segnale sono molto più grandi delle dimensioni della sorgente, quest'ultima può essere considerata di dimensioni puntiformi. In tal caso la dislocazione alla sorgente può essere schematizzata da una doppia coppia con momento totale nullo (BURRIDGE & KNOPOFF, 1964), la cui orientazione è determinata dalla geometria del piano di faglia e la cui posizione coincide con le coordinate ipocentrali.

Il movimento del suolo generato da una sorgente puntiforme, caratterizzata da una funzione temporale di sorgente, può essere espresso come:

$$s(t) = u(t, x) * \dot{m}(t) \quad (1)$$

dove l'asterisco denota l'operatore di convoluzione e  $u(t, x)$  lo spostamento alla superficie libera, al passaggio della perturbazione, generata da una sorgente puntiforme la cui dipendenza è temporale data da una funzione gradino;  $x$  è il vettore che rappresenta la distanza sorgente-stazione.

Le funzioni di Green,  $u(t, x)$ , che rappresentano la risposta della struttura considerata alle varie componenti del tensore momento sismico nelle tre direzioni degli assi spaziali coordinati, sono calcolate per mezzo del metodo della somma multimodale (PANZA, 1985; PANZA & SUHADOLC, 1987; FLORSCH *et al.*, 1991). La funzione temporale di sorgente è parametrizzata per mezzo di una serie di triangoli, con base uguale a  $dt$ , parzialmente sovrapposti. La distanza tra due triangoli successivi è  $dt'$ , con  $dt'$  sempre minore o uguale a  $dt/2$ . Ogni triangolo, di area unitaria è moltiplicato per un peso opportuno. Dato un numero  $j$  di triangoli e detti  $w_j$  i pesi associati a tali triangoli la funzione temporale di sorgente si può esprimere come:

$$\dot{m}(t) = \sum_{j=1}^k w_j g[t - (j-1)dt] \quad (2)$$

dove  $g[t - (j-1)dt]$  è la funzione che rappresenta un triangolo di area unitaria (cioè di momento sismico unitario) centrato all'istante  $(j-1)dt$ . Dato un set di valori  $dt$  e  $dt'$ , la funzione temporale di sorgente è condizionata dal numero  $k$  di triangoli e da altrettanti pesi  $w_j$ . Nell'inversione viene scartata a priori la possibilità di avere il fenomeno del "back-slip", pertanto, ogni qualvolta durante le iterazioni, i pesi  $w_j$  tendono a valori negativi, sono posti automaticamente a zero. Dal momento che i sismogrammi teorici non sono funzioni lineari dei parametri di sorgente, la minimizzazione è effettuata adottando la tecnica dell'inversione linearizzata. L'equazione linearizzata standard è data da:

$$A \, dx = r \quad (3)$$

dove  $A$  è lo Jacobiano delle derivate parziali dei sismogrammi sintetici rispetto ai parametri di sorgente;  $dx$  è il vettore incognito, le cui componenti sono le perturbazioni degli  $N$  parametri di sorgente;  $r$  è il vettore che contiene le differenze  $(o_j - s_j)$  ( $j=1, \dots, M$ ) tra i dati ed i rispettivi sismogrammi sintetici. L'equazione (3) è quasi lineare poichè  $A$  cambia in corrispondenza al vettore  $x$  contenente la soluzione e il minimo viene ricercato mediante una procedura iterativa. Data una sorgente rappresentata da una doppia coppia di forze complanari vengono quindi determinati i sei parametri incogniti della sorgente, *strike*, *dip* e *rake*, profondità ipocentrale, posizione epicentrale e funzione temporale di sorgente. Una volta determinati i parametri di sorgente e la funzione temporale, il momento sismico scalare viene determinato con l'espressione:

$$M_0 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{O_{i \max}}{S_{i \max}} \int_0^{t_k} \dot{m}(t) \, dt \quad (4)$$

dove  $O_{i \max}$  e  $S_{i \max}$  sono i massimi degli inviluppi, rispettivamente del dato e del sismogramma teorico, relativi alla stazione  $i$ , mentre il valore dell'integrale rappresenta l'area racchiusa dalla curva, cioè il momento sismico scalare del sismogramma sintetico, e  $t_k$  è dato da:

$$t_k = dt + (k-1) \, dt' \quad (5)$$

Le differenze tra i valori del momento sismico scalare, dedotti dalle varie stazioni, sono attualmente piccoli, poichè viene incluso un vincolo sull'ampiezza relativa alle varie stazioni (per tenere conto del profilo di radiazione).

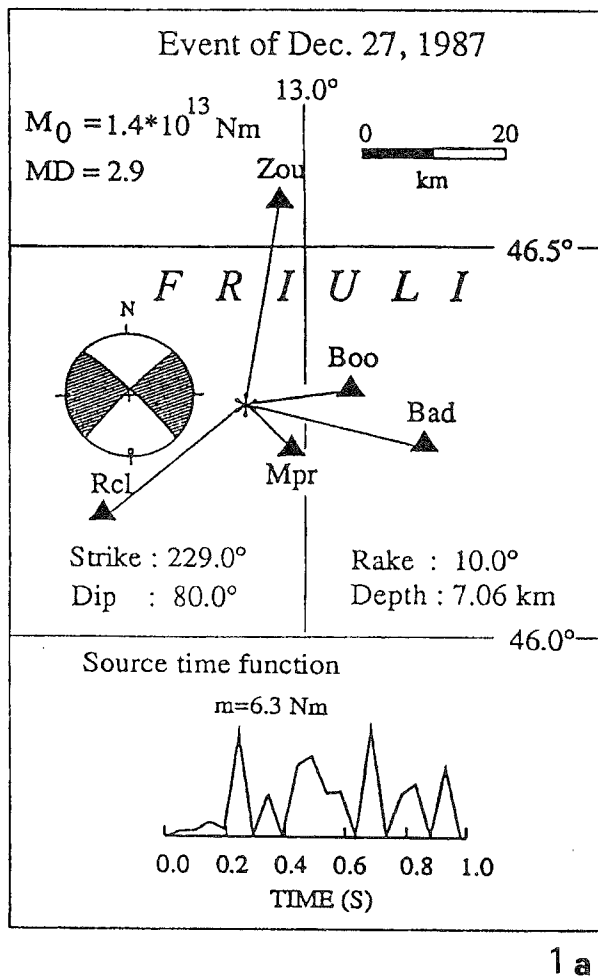
Il movimento del suolo generato da una sorgente puntiforme caratterizzata da una funzione temporale di sorgente viene espresso come (AKI & RICHARDS, 1980):

$$s(t) = \sum_{i,j=1}^3 \dot{M}_{ij}(t) * G_{ij}(t) \quad (6)$$

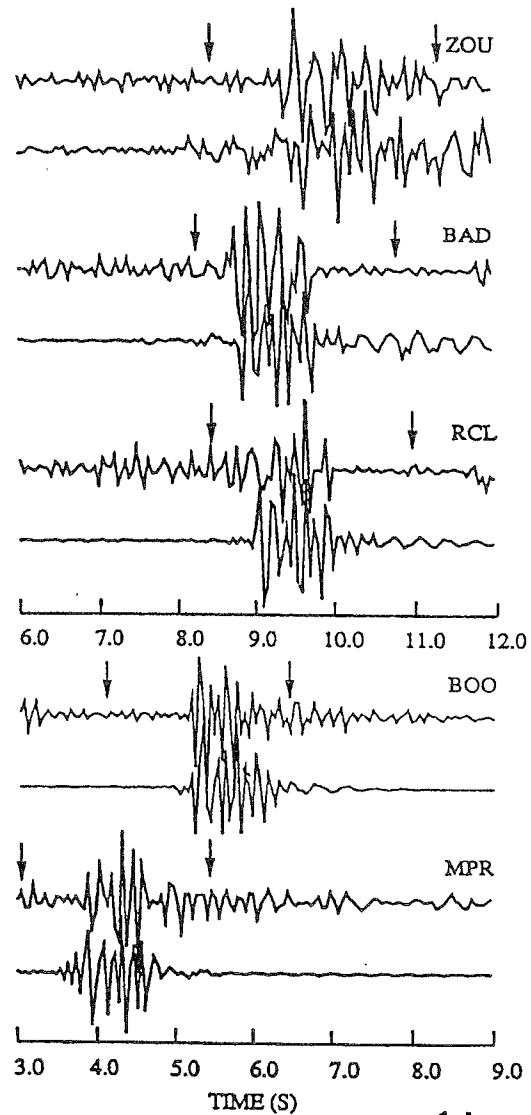
dove l'asterisco denota l'operatore di convoluzione e  $G_{ij}(t)$  sono le risposte del mezzo a sorgenti elementari rappresentate da coppie di forze con momento e dipoli agenti lungo le tre direzioni degli assi coordinati spaziali. La dipendenza temporale delle  $G_{ij}(t)$ , dette funzioni di base, è data da una funzione gradino. Le funzioni rappresentano le componenti della derivata del tensore momento. Ogni componente può variare nel tempo in modo indipendente dalle altre. Ciò significa che istante per istante il meccanismo può cambiare.

La sorgente è descritta dal tensore momento completo che può essere decomposto in una parte volumetrica, rappresentante un movimento di tipo esplosivo o implosivo, in una di vettore di dipolo lineare compensato (CLVD), rappresentante un'apertura di tipo lenticolare e in una di doppia coppia con momento totale nullo, rappresentante una dislocazione. Ogni componente del tensore momento è parametrizzata da una serie di triangoli sovrapposti a metà base di area unitaria, ciascuno moltiplicato per un peso opportuno. A seconda della massima frequenza presente nei dati la semibase dei triangoli è uguale al passo di campionamento dei dati o ad un suo multiplo. Infatti se, ad esempio, il passo di campionamento  $dt$  dei segnali reali è di 0.0488 s, la massima frequenza contenuta in essi è di 10 Hz; per riprodurre dei sismogrammi sintetici con adeguato contenuto spettrale è necessario in tale caso usare triangoli con la semibase di 0.0488 s ( $1/2dt = fN = 10.24$  Hz).

La profondità ipocentrale e il modello strutturale non sono fissati, ma variano entro due intervalli prefissati. Le



1 a



1 b

Fig. 1 - a. Nel primo riquadro sono indicati i valori del momento sismico e della magnitudo; nel secondo la posizione delle stazioni e dell'epicentro; nel terzo i parametri di sorgente ottenuti mediante l'inversione dei dati con il metodo 1.

b. Evento del 27/12/1987: dati (tracce superiori) e sismogrammi sintetici (tracce inferiori) ottenuti utilizzando il metodo 1.

funzioni di base sono calcolate quindi, prima dell'inversione dei dati, per i due modelli rappresentanti gli estremi dell'intervallo strutturale, e per una serie di profondità ipocentrali, individuate suddividendo l'intervallo scelto in parti uguali mediante un passo opportuno. Se, nel corso dell'inversione, vengono selezionati nuovi valori di profondità ipocentrale e nuovi modelli strutturali, le corrispondenti funzioni di base sono ottenute per mezzo di interpolazione lineare di quelle già esistenti. Sostituendo nella formula (6) le notazioni

$$\begin{aligned} \dot{M}_{ij}(t) &\rightarrow F_m(t) \\ G_{ij}(t) &\rightarrow \Phi_m(t) \end{aligned} \quad (7)$$

si può riscrivere la (5) come:

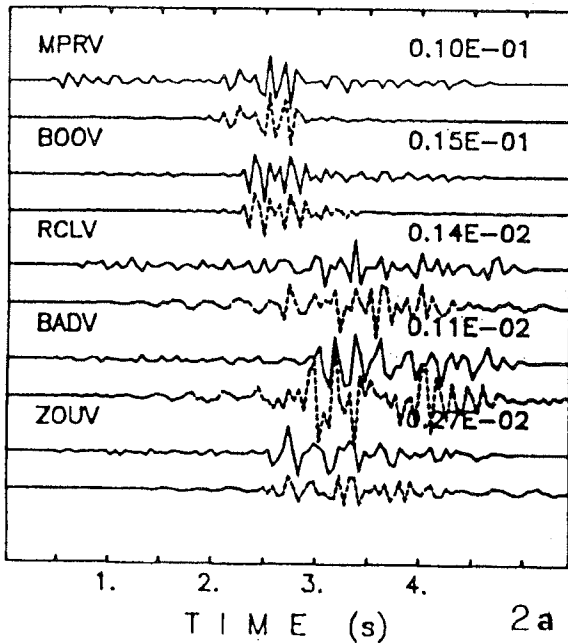
$$s(t) = \sum_{m=1}^6 F_m(t) * \phi_m(t) \quad (8)$$

Parametrizzando  $F_m(t)$  con una serie di triangoli sovrapposti, ciascuno di peso  $w_p$ , si ha:

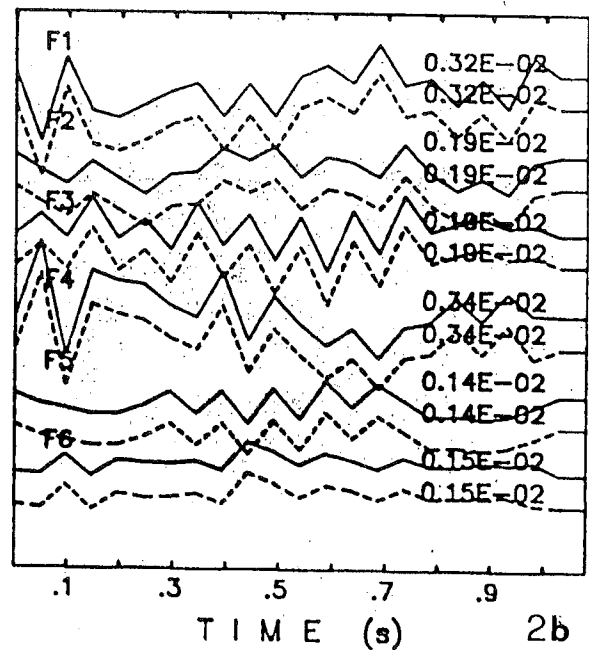
$$s(t) = \sum_{m=1}^{6k} w_p A_p(t) \quad (9)$$

dove  $A_p$  è la matrice contenente la convoluzione delle funzioni di base con i triangoli che parametrizzano la

12/27/87 (6.,10.,0.5)



12/27/87 (6.,10.,0.5)



12/27/87 (6.,10.,0.5)

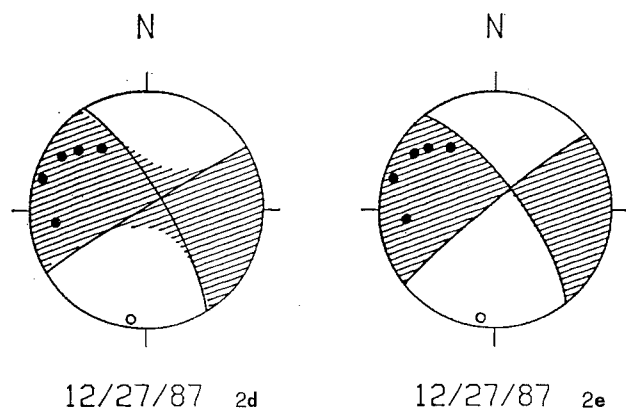
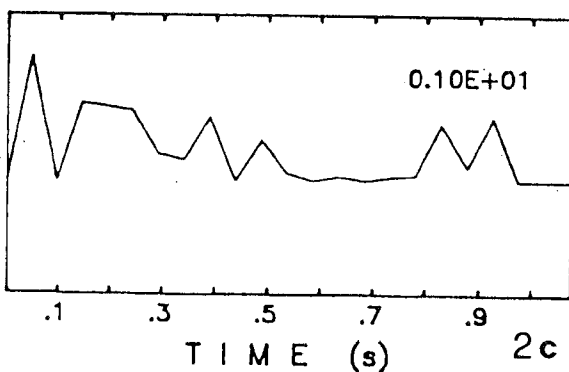


Fig. 2 - a. Evento del 27/12/1987: dati (tracce continue) e sismogrammi sintetici (tracce tratteggiate) ottenuti utilizzando il metodo 2.

b. Componenti della derivata del tensore momento  $\dot{M}_{ij}(t)$  (linee continue) e loro parti deviatorie  $m_{ij}(t)$  (linee tratteggiate) ottenute utilizzando il metodo 2.

c. Funzione temporale di sorgente ottenuta con il metodo 2. Il numero in alto a destra indica l'altezza del picco massimo.

d. Metodo 2: meccanismo focale prevalente durante l'intero periodo di rilascio energetico. Le linee tratteggiate indicano le compressioni, le parti bianche le dilatazioni. Sono sovrapposte le letture disponibili delle fasi P: cerchi neri=compressioni, cerchio con parte interna bianca=dilatazione.

e. Metodo 2: meccanismo focale caratterizzante il primo istante significativo di rilascio energetico. Le linee tratteggiate indicano le compressioni, le parti bianche le dilatazioni. Sono sovrapposte le letture disponibili delle fasi P: cerchi neri=compressioni, cerchio con parte interna bianca=dilatazione.

sorgente, tutti con il medesimo peso. Nel corso dell'inversione viene risolto il seguente sistema di equazioni, in notazione matriciale:

$$A \mathbf{w} = \mathbf{o} \quad (10)$$

dove  $\mathbf{o}$  è il vettore contenente i dati osservati. Le incognite sono i pesi dei triangoli, contenuti nel vettore  $\mathbf{w}$ , per ciascuna componente del tensore, ottenuti risolvendo le equazioni in forma normale:

$$(A^T A) \mathbf{w} = A^T \mathbf{o} \quad (11)$$

Al termine dell'inversione vengono individuate quindi le sei componenti della derivata del momento tensore, la profondità ipocentrale ed il modello strutturale più adatti a riprodurre i dati reali.

## INVERSIONE DI DATI REALI: CONFRONTO TRA I DUE METODI

I due metodi sono stati applicati all'inversione di cinque sismogrammi, componente verticale, registrati dalla rete sismometrica gestita dall'OGS. L'evento considerato, del 27 Dicembre 1987, è localizzato nell'area sismica del Friuli, attraversata dalla linea sismica CROP-1.

I dati sono stati ricampionati con lo stesso passo usato per calcolare le funzioni di base (0.0488 s) e successivamente filtrati a 10 Hz. La posizione delle stazioni e dell'epicentro sono date in Fig. 1a.

Nell'applicazione del metodo 1 è stato adottato come modello strutturale il modello FRIUL7W, ottenuto dall'inversione dei tempi di arrivo delle onde P ed S (MAO & SUHADOLC, 1992). La posizione iniziale della sorgente, ottenuta con il programma HYPO71 (LEE & LAHR, 1975) ed il meccanismo focale ottenuto con le letture delle polarità dei primi arrivi (BRILLINGER *et al.*, 1980; BUFORN, 1982) sono stati usati come parametri iniziali della sorgente. La funzione temporale di sorgente è stata modellata con venti triangoli aventi base  $dt=0.1$  s e  $dt' = 0.0488$  s. La soluzione trovata dopo dieci iterazioni è mostrata in Fig. 1b. I sismogrammi invertiti (tracce inferiori) riproducono bene quelli reali per le stazioni MPR, BOO, e BAD, mentre per le stazioni più lontane dall'epicentro, cioè RCL e ZOU, l'accordo è meno buono. Ciò può essere attribuito all'inadeguatezza del modello strutturale adottato su percorsi relativamente lunghi per la probabile presenza di inomogeneità laterali non prese in considerazione. Il meccanismo focale dell'evento è di tipo *strike-slip* ed è in accordo con le polarità osservate dei primi arrivi.

Nell'applicazione del metodo 2, come modelli strutturali estremi sono stati scelti il FRIUL7A (PANZA & SUHADOLC, 1987) e il FRIUL7W. L'intervallo di profondità adottato per il calcolo delle funzioni di base, variabile tra 6 km e 10 km, è stato suddiviso in parti uguali ciascuna di 0.5 km. La ricostruzione delle forme d'onda è mostrata in Fig. 2a: i dati reali corrispondono alle linee continue, i sismogrammi sintetici alle linee tratteggiate. Le sei componenti della derivata del tensore momento sismico  $M_{ij}(t)$ , e le loro parti deviatorie,  $m_{ij}(t)$ , sono rappresentate in Fig. 2b rispettivamente come linee continue e tratteggiate. La componente volumetrica è praticamente nulla. La funzione temporale

della sorgente (Fig. 2c) è simile a quella dedotta con il metodo 1. In Fig. 2d-e sono mostrati rispettivamente il meccanismo focale prevalente durante l'intero periodo di rilascio energetico e quello caratterizzante il primo istante significativo di rilascio energetico: entrambi risultano in accordo con quello dedotto con il metodo 1. Alcune differenze possono essere dovute al fatto che con il metodo 2 non è stato eliminato a priori qualsiasi movimento di "back-slip"; inoltre la funzione temporale di sorgente contiene una parte di componenti non di doppia coppia (CLVD). L'evento sembra essere caratterizzato da diversi momenti di rilascio energetico. Il momento sismico dedotto è di circa  $1.4 \cdot 10^{13}$  N m. Sembra quindi che sorgenti estese nel tempo siano associabili anche a eventi di bassa magnitudo.

## CONCLUSIONI

I due metodi presentati permettono di ricostruire in maniera completa la sorgente associata a eventi di bassa intensità registrati da reti locali.

Nel metodo 1 non vengono accettate a priori soluzioni contenenti movimenti di tipo "back-slip" e il modello strutturale è fissato "a priori", mentre nel metodo 2 tali condizioni non vengono imposte e si permette che eventuali inadeguatezze nel modello strutturale selezionato vengano evidenziate dalla comparsa proprio di movimenti di tipo "back-slip", eliminabili nella fase conclusiva dell'inversione (SILENY *et al.*, 1992; PANZA *et al.*, 1993).

La possibilità di usare in entrambi i metodi diversi modelli strutturali a seconda del percorso epicentro-stazione e l'utilizzo di forme d'onda complete permette di ottenere, per la ricostruzione del meccanismo focale, risultati attendibili anche quando la scarsità di registrazioni non permette di applicare il metodo classico dei primi arrivi.

## RINGRAZIAMENTI

Questo lavoro è stato realizzato utilizzando i fondi CNR (90.01026.PF54, 90.02382.CT15, 90.01007.PF54, 91.02367.CT12 e 91.02539.PF54) e MURST 40% e 60%. Si ringrazia vivamente l'ENEA, che, tramite il Centro Calcolo ENEA INFO BOL, ha messo a disposizione il calcolatore IBM 3090E, col quale è stata effettuata la maggior parte dei calcoli. La ricerca rientra nell'ambito delle attività previste dall'International Lithosphere Program (ILP) - Theme II-4: Three dimensional modelling of the Earth's Tectosphere.

## BIBLIOGRAFIA

- AKI K. & RICHARDS P.G. (1980) - *Quantitative seismology*. W.H. Freeman, San Francisco.
- BRILLINGER D.R., UDIAS A. & BOLT B.A. (1980) - *A probability model for regional focal mechanism solutions*. Bull. Seism. Soc. Am., **70**, 149-170.
- BUFORN E. (1982) - *Estudio estadístico de la dirección de esfuerzos principales en terremotos*. Tesi di dottorato, Universidad Complutense, Madrid.

- BURRIDGE R. & KNOPOFF L. (1964) - *Body force equivalents for seismic dislocations*. Bull. Seism. Soc. Am., **54**, 1875-1888.
- DZIEWONSKY A.M., CHOU T.A. & WOODHOUSE J.H. (1981) - *Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity*. J. Geophys. Res., **86**, 2825-2852.
- FLORSH N., FAEH D., SUHADOLC P. & PANZA G.F. (1991) - *Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode SHwaves*. UDIAS & BUFORN (Eds.), El Escorial workshop proceedings, Pageoph, **136**, 529-560.
- GILBERT F. & DZIEWONSKY A.M. (1975) - *An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra*. Phi. Trans. R. Soc. Lond., A, **278**, 187-269.
- LANGSTON C.A. (1981) - *Source inversion of seismic waveforms: the Konya, India, Earthquakes of 13 September 1967*. Bull. Seism. Soc. Am., **71**, 1-24.
- LEE W.H.K. & LAHR J.C. (1975) - *HYP071 (revised): a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes*. Geol. Surv. Open-File-Rep.(U.S.), 75-311, pp.16.
- MAO W.J. & SUHADOLC P. (1992) - *Simultaneous inversion of velocity structures and hypocentral locations: application to the Friuli seismic area NE Italy*. Pageoph., **138**, 267-285.
- MAO W.J., PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1993) - *Linearized waveform inversion of local and near-regional events for source mechanism and rupture process*. Geophys. J. Int., in stampa.
- NABELEK J.L. (1984) - *Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves*. Tesi di dottorato, Massachussets Inst. of Technology.
- PANZA G.F. (1985) - *Synthetic seismograms: the Rayleigh waves modal summation*. J. Geophys., **58**, 125-145.
- PANZA G.F. & SUHADOLC P. (1987) - *Complete strong motion synthetics*. In: BOLT B.A.(Ed.), Seismic strong motion synthetics, Computational techniques **4**, Academic Press, Orlando.
- PANZA G.F., SILENY J., CAMPUS P., NICOLICH R., & RANIERI G. (1993) - *Point source moment tensor retrieval in volcanic, geothermal and orogenic areas by complete waveform inversion*. J. Appl. Geophys., **30**, in stampa.
- SILENY J. & PANZA G.F. (1991) - *Inversion of seismograms to determine simultaneously the moment tensor components and source time function for a point source buried in a horizontally layered medium*. Studia geoph. et geod., **35**, 166-183.
- SILENY J., PANZA G.F. & CAMPUS P. (1992) - *Waveform inversion for point source moment tensor retrieval with variable hypocentral depth and structural model*. Geophys. J. Int., **109**, 259-274.