

9. CREAZIONE DI CAMPI DI SCUOTIMENTO SISMICO IN INTENSITA' ATTRAVERSO GIS

Vera Pessina

GNDT c/o Politecnico di Milano

9.1 Introduzione

Sono numerose in letteratura le relazioni di attenuazione capaci di descrivere lo scuotimento sismico in termini di accelerazione o velocità massima, di valori spettrali o di intensità di Arias. Queste relazioni sono state tarate su recenti dati strumentali e generalmente forniscono una buona stima oltre una certa distanza (3-5 km ad esempio) dalle zone di faglia. Vengono impiegate nella creazione di scenari di scuotimento atteso, ad esempio nel caso di valutazione del rischio sismico, ma nel loro uso è bene tenere in considerazione le incertezze di stima nei pressi dell'area di faglia, laddove sono maggiori alcuni effetti di sorgente. Meno abbondanti sono invece le relazioni capaci di descrivere il campo di scuotimento in termini di intensità, anche perché, nell'era moderna della sismologia quantitativa, le stime di intensità di scuotimento sono considerate misurazioni soggettive, anche se diffusamente usate come l'intensità Mercalli Modificata (I_{MM}) negli Stati Uniti e l'intensità I_{JMA} in Giappone. Eppure nello studio dei terremoti storici l'intensità risulta essere il parametro fondamentale per interpretare le informazioni che ci sono giunte sul danno. Infatti, se si creano scenari di scuotimento in intensità da confrontare con i dati macrosismici osservati, si possono saggiare le ipotesi di faglia ritenute responsabili degli eventi storici, e fornire indicazioni di carattere previsionale qualora, riconosciuta la faglia, la si ritiene sorgente caratteristica dell'area in esame.

Nella costruzione di scenari di intensità si possono utilmente impiegare relazioni di attenuazione (ad es. Grandori et al., 1987) o modelli (ad es. Sirovich, 1996) capaci di stimare direttamente l'intensità; alternativamente si possono creare scenari di scuotimento secondo altri parametri sismici e poi convertirli in intensità. La solidità e l'affidabilità di questa seconda procedura sono state verificate nel presente lavoro: attraverso l'uso di un sistema geografico informativo (GIS), che facilita la creazione di scenari di scuotimento anche complessi, si sono generati scenari in termini di accelerazione massima attesa al variare della rappresentazione della sorgente e delle caratteristiche amplificative del terreno, che, una volta convertiti in intensità, sono stati confrontati con il campo di osservazioni macrosismiche.

Contributo dell'UO POLIMI1

Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Politecnico di Milano, P.za L. da Vinci 32, 20133, Milano

Responsabile: E. Faccioli

Contratto n.98.03203.PF54

e-mail 1° autore: pessina@stru.polimi.it

Inoltre, per una faglia di tipo trascorrente è stato utilizzato un modello già esistente (Perkins and Boatwright, 1995) mai applicato prima alla realtà italiana, capace di descrivere la propagazione dell'energia sismica direttamente in termini di intensità; esso, grazie ad una rappresentazione non semplificata della sorgente, può considerare i possibili fenomeni di direttività e fornire una stima attendibile anche nel campo vicino.

9.2 Metodo semplificato

All'interno del progetto MISHA sono state avanzate due ipotesi di faglia, ritenute responsabili del terremoto che ha colpito l'area di Fabriano nel 1741.

Una prima ipotesi è quella avanzata dall'Unità di Ricerca dell'OGS di Trieste da Sirovich et al. (1999), che indicheremo in seguito con S. La seconda ipotesi è quella di Lavecchia et al. (1999), elaborata all'interno del Progetto 5.1.1, e qui indicata con L. In Tab. 1 vengono riportati, sinteticamente, i parametri descrittivi delle due ipotetiche faglie.

Per ognuna delle due ipotesi di sorgente sono stati creati gli scenari di scuotimento del suolo in termini di accelerazione massima attesa (PGA), utilizzando la relazione di attenuazione di Sabetta and Pugliese (1987), stimata sulla base di forti terremoti italiani.

Secondo tale relazione, l'attenuazione dell'energia sismica dipende dalla distanza dall'area di faglia, e dalla magnitudo del terremoto che, per l'evento del 1741, è stata assunta pari a $M=6.2$ (dal catalogo NT4.1.1, Camassi e Stucchi, 1997). Inoltre, inizialmente, si è assunta una sorgente rettilinea espressione superficiale della faglia (F) che successivamente è stata sostituita dalla proiezione in superficie dell'intera area di rottura (A), capace di rappresentare meglio la fisicità dell'evento. Così, per ognuna delle due ipotesi di sorgente si hanno due rappresentazioni geometriche S_F, L_F e S_A, L_A. Infine, per tenere in conto le condizioni di sito, si sono creati scenari di scuotimento sia per condizioni di roccia che di suolo amplificativo: i due valori di scuotimento atteso calcolati per ogni sito di osservazione macrosismica sono da considerarsi come estremi di paragone nel confronto col valore di intensità osservato.

Tab. 1 - Descrizione delle due ipotetiche faglie sorgenti del terremoto di Fabriano del 1741.

Parametri	Ipotesi Sirovich (S)	Ipotesi Lavecchia (L)
descrizione	trascorrente destra rottura asimmetrica	geometria listrica dip-slip
coordinate	(12.80 - 43.40) (13.20 - 43.50)	(13.01 - 43.43) (13.13 - 43.25)
dimensioni	27 km (dall'epicentro: 10 km verso SW e 17 km verso NE)	25 km lungh. lungo direzione 20 lunghezza lungo immersione 15 larghezza proiezione in superficie
strike	236°	140° - 170°
immersione	NNW	SW
dip	79°	40° - 60°
profondità	10 km	13 km (massima)

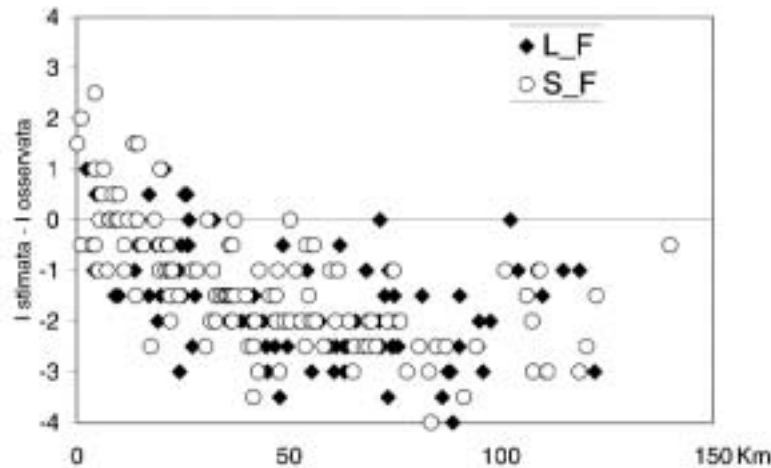


Fig. 1 – Distribuzione degli scarti tra intensità stimata e osservata verso la distanza dalla sorgente, per entrambe le ipotesi L e S nel caso di sorgente rettilinea (F), su roccia.

Lo scuotimento è stato calcolato facendo uso dei GIS ArcInfo e ArcView, con una risoluzione dei pixel di 500x500m, compatibilmente con le dimensioni dell'area esaminata.

I valori di PGA calcolati sono stati convertiti in intensità attraverso la relazione di Wald et al. (1999), approssimando $I_{MCS} \sim I_{MM}$ nel campo di intensità considerate. Le relazioni utilizzate sono le seguenti:

$$I_{MM} = 3.66 \log (PGA) - 1.66 \quad (\sigma = 1.08) \quad \text{per } V \leq I_{MM} \leq VIII$$

$$I_{MM} = 2.20 \log (PGA) + 1.00 \quad \text{per } I_{MM} < V$$

I valori di intensità stimati sono poi stati confrontati con quelli del campo macrosismico ricostruito (Monachesi e Stucchi, 1997): gli scarti, in percentuale, tra le intensità stimate e quelle osservate sono riportati in Tab. 2.

Si nota che nel caso di faglia lineare (F) i valori medi dello scarto sono sempre negativi, perché, per distanze superiori a 25 km, i valori di intensità stimati sono inferiori a quelli osservati (vedi anche Fig. 1). Da una parte, i valori di scarto medi (in modulo) risultano minori per l'ipotesi S, per entrambe le condizioni geologiche, d'altra parte però l'ipotesi S ha valori della deviazione standard degli scarti maggiore, e valori massimi degli scarti nettamente superiori (anche se ciò è da attribuirsi solo a pochi valori). In ogni caso, le stime su suolo presentano scarti minori di quelli su roccia.

Con l'ipotesi della proiezione superficiale dell'area di rottura (A) anziché quella di faglia rettilinea (F), si ottengono valori che meglio approssimano il campo dei risentimenti macrosismici, come si vede dai valori degli scarti sempre riportati in Tab. 2. In questo caso i campi di intensità generati sono più prossimi alle osservazioni macrosismiche, soprattutto nel caso di condizioni di roccia, dove i valori medi degli scarti sono inferiori (1.3% e -4.4% nel caso A, anziché -18% e -22% nel caso F).

Se si rappresentano i valori della differenza tra intensità stimata e osservata in funzione della distanza per gli scenari costruiti con faglia rettilinea F (Fig. 1) e con proie-

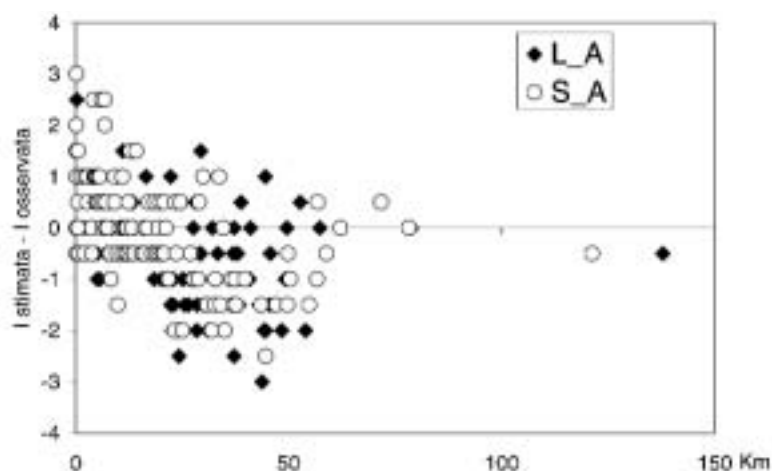


Fig. 2 – Come in Fig. 1, ma con ipotesi di proiezione superficiale dell'area di faglia (A).

zione superficiale dell'area A (Fig. 2), si osserva nel secondo caso una minor dispersione dei valori. Per spiegare questa tendenza bisogna tener presente che, a parità di magnitudo e di condizioni di suolo, le distanze massime coinvolte nel caso F sono di circa 40 km superiori a quelle del caso A, e ricordare che gli scarti aumentano per distanze maggiori di 25 km.

La Fig. 3 illustra la distribuzione geografica degli scarti (differenza tra intensità stimata e osservata) relativa allo scenario S_A, su roccia. Si nota che gli errori maggiori si concentrano nel campo vicino alla sorgente (dove i valori stimati sono talvolta minori addirittura di 3 gradi di intensità), e nella fascia di distanza maggiore di 25-30 km. In Fig. 3 viene mostrata anche la traccia della faglia L usata nella generazione di scenari.

Alcune limitazioni insite in questo metodo semplificato sono state rimosse attraverso l'uso del GIS (possibilità di creare facilmente scenari sia di tipo F che A, alta risoluzione del pixel, capacità di considerare le condizioni di suolo amplificative, ecc.), ma altri importanti limiti non possono essere facilmente risolti (introduzione di grosse approssimazioni nel derivare l'intensità dalla PGA; probabili effetti di focalizzazione del-

Tab. 2 - Confronto dello scarto per le due ipotesi di sorgenti sismiche (S e L), nel caso di faglia (F) e di proiezione superficiale dell'area di rottura (A), per condizioni geologiche differenti; lo scarto percentuale è definito come segue: $\text{scarto}\% = (\text{Istimata} - \text{Iosservata}) / \text{Iosservata}$.

	S_F		L_F		S_A		L_A	
	roccia	suolo	roccia	suolo	roccia	suolo	roccia	suolo
scarto max	46.4	57.7	18.3	27.2	54.4	66.7	39.9	50.2
scarto min	-48.1	-40.4	-49.3	-41.5	-31.5	-23.2	-35.3	-27.6
media	-18.2	-8.9	-22.1	-12.8	1.3	10.6	-4.4	4.8
dev. std.	17.4	17.7	15.1	15.6	17.3	18.0	16.3	17.0

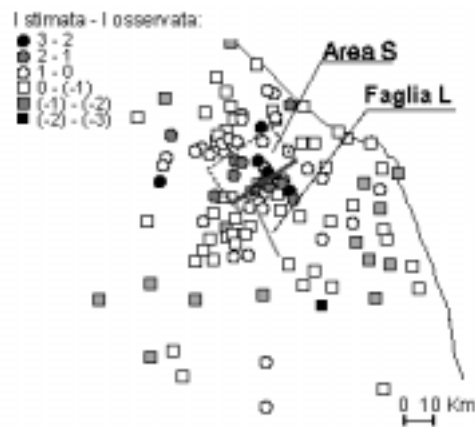


Fig. 3 - Differenza tra le intensità stimate e osservate nel caso di scenario S_A. Viene riportata anche la traccia della faglia L, usata nelle analisi.

l'energia sismica non ben rappresentate dalle leggi di attenuazione della PGA; stime poco affidabili nel campo vicino).

9.3 Analisi con un modello avanzato

Per risolvere alcuni limiti dei metodi semplificati, nella generazione di scenari di scuotimento in intensità, è stato impiegato un metodo diverso, elaborato da Boatwright (1982) e successive modifiche (Perkins and Boatwright, 1995), che deriva da considerazioni fisiche sulle modalità di rottura della sorgente sismica. Poichè esso è applicabile a faglie di tipo trascorrente, è stato qui utilizzato solo nella generazione di scenari con l'ipotesi di sorgente S.

Elementi essenziali del modello di sorgente sono il tipo di frattura, le caratteristiche geometriche della stessa (dimensioni, angolo di immersione, azimuth, profondità), la velocità di propagazione della frattura rispetto alla velocità delle onde S del substrato roccioso, l'area effettiva di frattura (discretizzabile in sub-eventi laddove, sulla stessa faglia, la profondità di frattura non si mantiene costante o in faglie differenti qualora queste contribuiscono allo stesso evento). Un programma di calcolo già esistente, implementato in Fortran e relativo all'uso del modello, è stato tradotto in ambiente GIS ArcInfo, nel linguaggio di programmazione AML, nell'ambito di una collaborazione di ricerca con l'autore presso l'U.S. Geological Survey di Menlo Park (California).

Il modello di sorgente utilizzato in questa analisi affronta e risolve tre aspetti che sono generalmente critici nella stima di scuotimento sismico nel campo vicino (e intermedio): la variazione dello scuotimento in funzione della dimensione della sorgente, l'effetto dell'estensione fisica della sorgente e la focalizzazione dei raggi sismici dipendente dalla geometria della rottura.

Nel metodo semplificato sono stati generati scenari utilizzando i GIS per analisi

superficiali (le relazioni di attenuazione impiegano infatti parametri superficiali quali la distanza dalla proiezione in superficie della faglia); introducendo ora la finitezza della sorgente (descritta attraverso i parametri tridimensionali di azimuth, immersione, profondità, etc.) si giunge ad un modello fisicamente più rappresentativo (ad esempio la distanza viene ora calcolata dall'effettivo punto di nucleazione della sorgente, in ogni istante della rottura). Il modello è in grado di considerare anche l'influenza delle condizioni di suolo nella stima dello scuotimento in termini di intensità, attraverso fattori moltiplicativi (valore relativo rispetto alla stima su bedrock).

9.3.1 Modello di scuotimento del terreno

Il livello di scuotimento del suolo viene descritto attraverso una funzione Ξ , proporzionale al prodotto di tre termini secondo l'espressione:

$$\Xi = \left\langle \frac{1}{r} \right\rangle \cdot \langle D \rangle \cdot \left[\int \Delta \sigma^2 \cdot d\Sigma \right] \quad (1)$$

Il primo termine, $\langle 1/r \rangle$, rappresenta la dipendenza dello scuotimento dalla distanza dalla sorgente, in particolare dalla distanza fra il sito ed il punto medio della superficie di faglia interessata dalla frattura. Se si ipotizza che lo stress drop sia costante, questo termine rappresenta l'inverso della radice quadrata della distanza del sito dalla superficie di faglia. Il termine è una media dei valori di $1/r$ calcolati per ogni subevento nel quale è stata discretizzata la faglia.

Il termine $\langle D \rangle$ quantifica gli effetti di direttività, ed è una media dei termini D relativi ad ogni subevento che rappresenta la sorgente sismica. La funzione che descrive questi effetti è data dalla espressione:

$$D^2 = \frac{p_1}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \gamma_+\right)^2} + \frac{p_2}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \gamma_-\right)^2} + \frac{p_3}{\left(1 - \frac{v}{\beta} \cdot \cos \eta\right)^2} \quad (2)$$

e rappresenta un modello di rottura trilaterale, cioè una rottura che si propaga secondo tre direzioni principali: verticalmente verso l'alto ed orizzontalmente verso le due direzioni opposte lungo la linea di faglia. I valori p_1, p_2, p_3 , rappresentano le probabilità che la rottura si propaghi in una delle tre direzioni. I valori v e v sono le velocità di propagazione della rottura nelle direzioni orizzontale e verticale, β è la velocità di propagazione delle onde S, γ_+, γ_- e η sono i coseni direttori delle direzioni di propagazione della rottura rispetto alle direzioni orizzontale e verticale. In fase di utilizzo del modello per fini previsionali si suppone che la rottura si propaghi con le stesse modalità nelle tre direzioni principali, cioè si pone $p_1 = p_2 = p_3 = 1/3$ (altrimenti ai tre termini può essere assegnato un peso differente nel caso in cui sia nota la direzione preferenziale di rottura).

L'ultimo termine a secondo membro della (1) è invece una stima dell'energia rilasciata dalla sorgente, ed è funzione della caduta di sforzo ($\Delta \sigma$) e dell'area di faglia interessata dalla frattura (Σ). Per terremoti particolarmente violenti l'espressione può essere

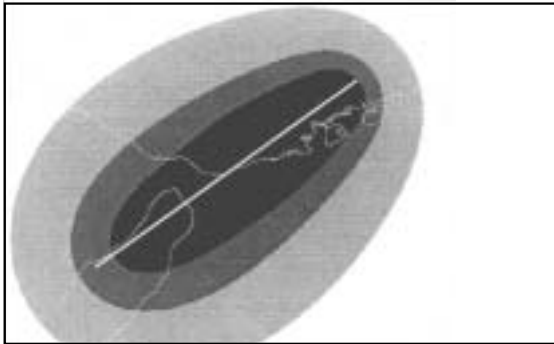


Fig. 4 - Effetti della distanza, funzione $\langle 1/r \rangle$, e della energia del sisma ($M_0 \propto \Sigma^{3/2}$).

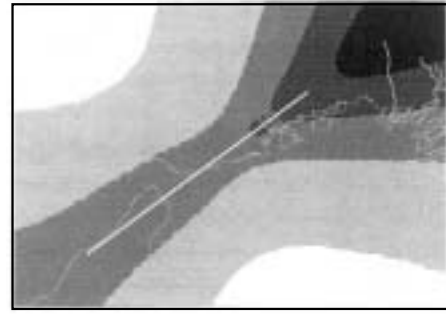


Fig. 5 - Effetti di direttività, funzione $\langle D \rangle$.

semplificata considerando la caduta di sforzo costante, così che l'energia sprigionata dal terremoto risulti essere funzione solamente dell'area di frattura (in questi casi infatti esiste proporzionalità fra M_0 e secondo la: $M_0 \propto \Sigma^{3/2}$).

Elementi essenziali del modello di sorgente sono i sub-eventi (le aree dei segmenti di faglia interessati dalla frattura) che insieme coprono l'intera area di frattura che ha originato il terremoto; il livello di scuotimento totale si ottiene dalla somma dei contributi dati dai singoli sub-eventi. L'operazione analitica, che consiste nella somma integrale di un numero infinito di sub-eventi, viene sostituita dalla somma di un numero finito di termini che rappresentano lo scuotimento dovuto ad un singolo segmento. Nel caso in esame, la discretizzazione ha portato alla suddivisione della linea di faglia usata nelle analisi in soli 4 segmenti a causa della onerosità dei calcoli effettuati in ambiente GIS.

A titolo esemplificativo, per illustrare i contributi dei singoli termini della (1), si riportano nelle Figg. 4 e 5 rispettivamente le funzioni di distanza $\langle 1/r \rangle$ e di direttività $\langle D \rangle$ stimati per il caso dell'evento di Kobe del 1995 (Mussi, 1997). Nella Fig. 6 si illustra il risultato finale della elaborazione, "somma" delle due precedenti componenti. L'influenza dell'area di frattura interessata, che rappresenta l'energia del sisma, è stata calcolata insieme al fattore $\langle 1/r \rangle$ e risulta quindi conglobata nella rappresentazione di Fig. 4.

In precedenti studi (Perkins and Boatwright, 1995), questo modello di propagazio-

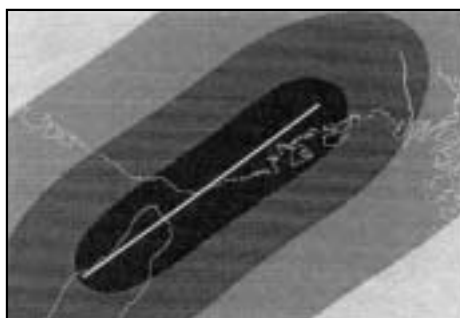


Fig. 6 - Funzione Ξ calcolata con pesi diversi in funzione delle direzioni di propagazione della rottura; valori di scuotimento maggiori si hanno in corrispondenza delle aree più scure.

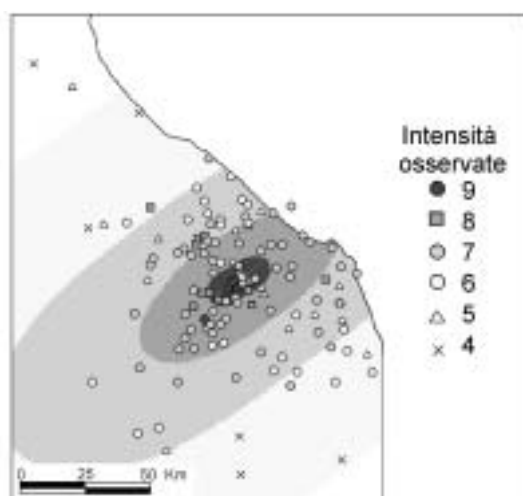


Fig. 7 - Mappa di intensità generata con il metodo avanzato per lo scenario S (aree colorate) e campo macrosismico osservato per l'evento del 1741 (simboli con colore) (la figura a colori è riportata in Appendice a pag. 172).

ne dell'energia è stato tarato in termini di I_{MM} su eventi californiani. Il legame trovato è del tipo:

$$I_{MM} = 3 \cdot \log(\Xi) + 6 \quad (3)$$

Considerando $I_{MCS} \sim I_{MM}$ nel campo di intensità considerate, si dovrebbe testare il modello nel caso di eventi italiani, scegliendo eventi ben documentati (con piani quotati di facile interpretazione) e addirittura eventi dei quali si dispone di osservazioni strumentali. Questo non è stato possibile, ma gli approfondimenti in corso sull'evento di Fabriano del 1741 hanno comunque fornito occasione di applicazione del modello.

9.3.2 Risultati

In Fig. 7 viene illustrato il campo di intensità generato attraverso il modello sopra descritto, per il caso di faglia S^* (ipotesi di Sirovich, con descrizione finita della sorgente attraverso i parametri di azimuth, immersione e profondità). Il confronto con il campo di osservazioni macrosismiche mostra tendenzialmente un buon accordo: le intensità osservate pari a 7, 7.5 sono quelle che più si discostano dal campo generato, ma bisogna considerare che lo scenario è stato calcolato per condizioni di suolo costanti (roccia), senza tener conto degli effetti amplificativi locali.

In Fig. 8 viene riportata la distribuzione della differenza tra i valori di intensità stimati e quelli osservati per il caso S^* , confrontato con le distribuzioni degli altri scenari considerati, ottenuti col metodo semplificato nel caso di faglia rettilinea o di proiezione in superficie dell'area di faglia. In generale si nota che:

- 1) utilizzando il metodo semplificato, si ottengono valori di intensità minori di quelli osservati (le distribuzioni risultano essere spostate verso i valori negativi), mentre con lo scenario avanzato si stimano valori di intensità quasi sempre maggiori di quelli osservati;

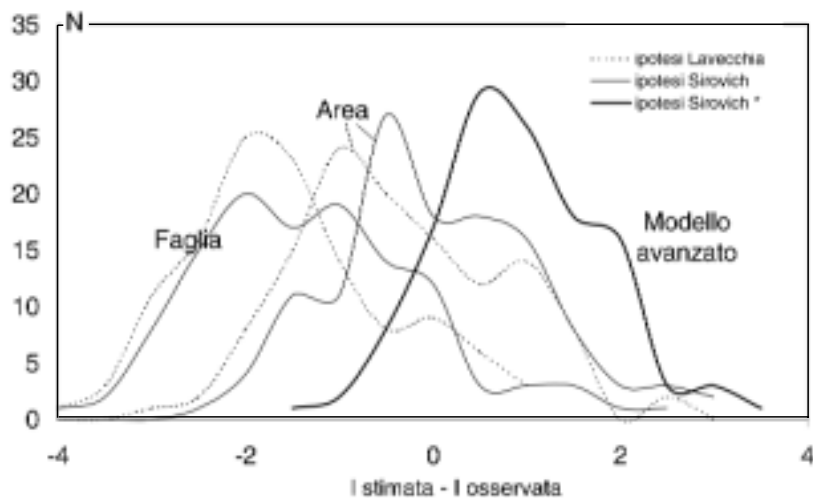


Fig. 8 - Distribuzione degli scarti tra i valori di intensità osservata e stimata per le ipotesi di faglie S e L (con la rappresentazione di sorgente rettilinea F o con la proiezione in superficie), e per il caso generato attraverso il modello avanzato con faglia S*

- 2) la media dei valori dello scenario avanzato (0.90) è leggermente superiore a quella ottenuta attraverso la proiezione in superficie dell'area di rottura (0.04 per faglia S e -0.36 per faglia L), ma la dispersione dei valori è più contenuta.

9.4 Conclusioni

L'applicazione di un modello avanzato nella generazione di scenari di scuotimento sismico in termini di intensità ha fornito stime che meglio approssimano quelle macrosismiche osservate, sia per la possibilità di descrivere la sorgente in modo fisicamente più rappresentativo (attraverso i parametri di azimuth, immissione e profondità), sia per la capacità di considerare possibili effetti di focalizzazione della sorgente. Gli scarti tra i valori di intensità stimati e quelli osservati sono più contenuti rispetto a quelli che si ottengono attraverso la generazione di campi di intensità semplificati, che derivano il parametro I dalla stima di altri parametri di scuotimento (tipicamente PGA) e che non sono in grado di descrivere correttamente il fenomeno nel caso del campo vicino. Sebbene il modello applicato nel presente lavoro necessiti di essere calibrato su eventi italiani e sia applicabile solo in caso di faglia trascorrente, esso presenta indiscutibili vantaggi che possono essere sfruttati nelle analisi dei terremoti storici. Il modello infatti:

- 1) permette di caratterizzare la risposta locale attraverso opportuni coefficienti correttivi della stima ottenuta su condizioni di suolo standard;
- 2) fornisce valori di scuotimento direttamente in intensità;
- 3) può essere generalmente impiegato in qualsiasi situazione geografica, poichè è stato tradotto in linguaggio AML.

Bibliografia

- Boatwright J. (1982): A dynamic model for far-field acceleration. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **72**, 1049-1068.
- Camassi R. e Stucchi M. (1997): *NT4.1, un catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia di danno (versione NT4.1.1)*. GNDT, Milano, 66 + XXVII pp. e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/NT/home.html>.
- Grandori G., Perotti F., Tagliani A. (1987): On the attenuation of macroseismic intensity with epicentral distance. In: Cakmak (Ed.) *Ground Motion and Engineering Seismology*. 3rd Int. Conf. on Soil Dynamics and Earthquake Eng., Princeton USA, Elsevier, Amsterdam, 581-594.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F. (1999): Analisi delle relazioni tra sismicità e strutture tettoniche in Umbria-Marche-Abruzzo finalizzata alla realizzazione della mappa delle strutture sismogenetiche. GNDT, *Rapporto semestrale PE98 - Progetto 5.1.1*, Roma, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Monachesi G. e M. Stucchi (1997): *DOM4.1 Un database di osservazioni macrosismiche terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>
- Mussi A. (1997): Studi di risposta del territorio a terremoti violenti in ambiente GIS. Tesi di laurea inedita del corso Ingegneria per l'ambiente ed il territorio, Politecnico di Milano, 137 pp.
- Perkins J. and Boatwright J. (1995): *The San Francisco Bay Area - On Shaky Ground*. Association of Bay Area Governments, P95001EQK, Oakland, CA.
- Sabetta F. and Pugliese A. (1987): Attenuation of peak horizontal acceleration and velocity from Italian strong-motion records. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **77**, 1491-1513.
- Sirovich L. (1996): A simple algorithm for tracing out synthetic isoseismal. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **86**, 1019-1027.
- Sirovich L., Pettenati F., Bobbio M. (1999): Caratteristiche geometriche e cinematiche di sorgenti di terremoti storici ricavate tramite inversione di piani quotati macrosismici. GNDT, *Rapporto semestrale PE98 - Progetto 5.1.1*, Roma, e Internet: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/GNDT/P511/home.html>
- Wald D. J., Quitoriano D., Heaton T. H., Kanamori H. (1999): Relationships between peak ground acceleration, peak ground velocity and modified mercalli intensity in California. *Earthquake Spectra*, **15**, 557-564.