

Relazioni di attenuazione del moto del suolo

App.3 al Rapporto Conclusivo

a cura di L. Malagnini e V. Montaldo (marzo 2004)
con contributi di A. Akinci, E. Faccioli e G. Zonno

Premessa

Dopo aver determinato il potenziale sismogenetico delle zone sorgenti, la pericolosità sismica viene valutata trasferendo il contributo di ciascuna zona al sito attraverso opportune relazioni di attenuazione del moto del suolo.

La scelta delle relazioni da usare per il calcolo probabilistico della pericolosità sismica è spesso difficile perché il numero di equazioni disponibili in letteratura è molto elevato: il più recente compendio (Douglas, 2004) ne annovera infatti oltre 160 per l'accelerazione massima e circa 100 per gli spettri di risposta. Il criterio comunemente usato è quello di scegliere relazioni derivate da insiemi di dati registrati nella regione di interesse.

Qualora non fossero disponibili a causa della scarsità di registrazioni, la scelta ricade forzatamente su equazioni derivate da insiemi di dati più numerosi, anche se disomogenei dal punto di vista sismotettonico e propagativo.

Le relazioni di attenuazione che sono state utilizzate più frequentemente in Europa per il calcolo della pericolosità sismica (Giardini, 1999; Jiménez et al., 2001) sono quelle di Ambraseys (1995) e Ambraseys et al. (1996), ricavate da alcune centinaia di dati accelerometrici europei.

Queste relazioni hanno trovato largo impiego anche in Italia (e.g. Slejko et al., 1998 e 1999) perché, rispetto alle relazioni nazionali di Sabetta e Pugliese (1987 e 1996) e di Tento et al. (1992), derivate da circa cento registrazioni accelerometriche italiane, sono calibrate su una base di dati più ampia e possono essere applicate in un intervallo di magnitudo maggiore.

La carta di pericolosità prodotta dal Servizio Sismico Nazionale (Romeo e Pugliese, 2000) è stata calcolata utilizzando la relazione di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1996), mentre per la carta di consenso redatta congiuntamente dal Servizio Sismico Nazionale e dal GNDT (Albarelo et al., 2000) sono state usate sia la relazione di Sabetta e Pugliese (1996), sia quella Ambraseys et al. (1996), calcolando poi la media dei risultati.

Nell'ambito di questo progetto le principali relazioni di attenuazione utilizzabili in Italia (Tento et al., 1992; Ambraseys, 1995; Sabetta e Pugliese, 1996; Ambraseys et al., 1996) sono state analizzate per valutarne la capacità predittiva tramite il confronto dei valori di accelerazione di picco calcolati con quelli registrati in occasione di alcuni terremoti italiani avvenuti dopo la loro pubblicazione (Colfiorito, 1997 e Molise 2002).

Inoltre, per ovviare alla limitatezza degli insiemi di dati accelerometrici da cui sono state calcolate le relazioni descritte sopra e per cercare di valorizzare le caratteristiche locali del comportamento propagativo, si è provveduto a verificare la possibilità di utilizzo di leggi di scala determinate su base regionale a partire da registrazioni strong- e weak-motion.

In particolare, sono state considerate le leggi di scala proposte da Malagnini et al. (2000a e 2002) e da Morasca et al. (2003) perché contengono informazioni caratteristiche sulla propagazione in diversi domini crostali rendendo possibile la messa a punto di leggi di attenuazione regionalizzate specifiche per l'Italia.

1. Principali relazioni di attenuazione per il territorio italiano e confronto con le osservazioni

Le relazioni predittive dello scuotimento finora citate sono calcolate tramite regressione a partire da una base di dati strong-motion più o meno ampia. Ad esempio, le relazioni di Ambraseys (1995) e Ambraseys et al. (1996) sono derivate da alcune centinaia di dati europei, tra cui le registrazioni dei terremoti del Friuli 1976, della Valnerina 1979, dell'Irpinia 1980 e di Gubbio 1984. Invece le equazioni di Sabetta e Pugliese (1987 e 1996) e di Tento et al. (1992) sono calcolate esclusivamente dalle registrazioni dei terremoti italiani (circa 100 dati), ma utilizzando diversi criteri di selezione e correzione dei dati.

Tutti gli autori citati hanno analizzato la maggiore delle due componenti orizzontali di ciascuna registrazione e la componente verticale, che però non è di interesse in questo progetto.

In generale, la forma funzionale delle relazioni di attenuazione comprende un termine lineare che descrive la dipendenza dello scuotimento dalla magnitudo, ed un termine non lineare che rappresenta invece la dipendenza dalla distanza. Le equazioni più recenti includono anche un coefficiente di sito, i.e. un fattore di scala tramite il quale si tiene conto delle amplificazioni legate ai siti non rocciosi. La definizione più comune di sito roccioso fa riferimento al valore della media pesata delle velocità delle onde di taglio nei primi 30m (V_{S30}).

Per Ambraseys et al. (1996) un sito roccioso è caratterizzato da V_{S30} superiori a 750m/s, mentre per Sabetta e Pugliese (1996) si intende roccia affiorante con V_{S30} superiore a 800m/s. Entrambe queste equazioni possono essere utilizzate nel calcolo della pericolosità sismica perché le "Norme tecniche per il progetto, la valutazione e l'adeguamento sismico degli edifici", All.2 dell'Ordinanza di Protezione Civile n. 3274 del 20 marzo 2003, supplemento n. 72 alla GU 8 maggio 2003, n. 105, richiedono che al fine dell'applicazione delle norme, il territorio nazionale venga suddiviso "in zone sismiche, ciascuna contrassegnata da un diverso valore del parametro a_g - accelerazione orizzontale massima su suolo di categoria A" (punto 3.2.1), definito nelle stesse norme (al punto 3.1) come costituito da "Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi caratterizzati da valori di V_{S30} superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 m".

Per quanto riguarda la magnitudo, Ambraseys (1995) e Ambraseys et al. (1996) usano esclusivamente M_s ; Tento et al. (1992) utilizzano ML, mentre Sabetta e Pugliese (1996) adottano M_s come magnitudo di riferimento per terremoti con $M > 5.5$ e ML per i terremoti più deboli ($M < 5.5$).

1.1 Definizione della distanza nella relazione di Ambraseys et al. (1996). Per applicare correttamente l'equazione proposta da Ambraseys et al. (1996; di seguito ASB96) è necessario affrontare il problema della definizione di distanza che per questi Autori non è univoca, infatti utilizzano la distanza dalla proiezione in superficie della faglia (secondo la definizione di Joyner e Boore, 1981) per i terremoti di $M_s \geq 6.0$, e la distanza epicentrale per i terremoti più deboli. La scelta nasce dal fatto che i terremoti forti sono associati a faglie estese fino a qualche decina di km di dimensione che possono avere significativi effetti nel campo vicino.

Come è ovvio, la distanza dalla proiezione in superficie della faglia (di seguito R_{jb}) è sempre minore o al massimo uguale alla distanza epicentrale (di seguito R_{epi}); di conseguenza l'utilizzo di R_{jb} al posto di R_{epi} si traduce in una sottostima dello scuotimento.

Il codice SEISRISK III (Bender e Perkins, 1987) scelto per il calcolo della pericolosità sismica, suddivide le aree sorgente in celle e considera i terremoti generati dal baricentro di ciascuna di esse. L'accelerazione è calcolata per ogni nodo di una griglia di punti utilizzando la distanza geometrica tra il sito ed il baricentro della cella attivata. Questa misura non corrisponde esattamente né alla distanza dalla faglia, né alla quella epicentrale, anche se quest'ultima sembra fornire l'approssimazione migliore perché è una misura della distanza tra due punti su una superficie. Di conseguenza, tutte le equazioni predittive dello scuotimento che, come ASB96, non sono definite per distanze epicentrali, devono essere corrette.

Nonostante ASB96 sia stata usata all'interno di tutti i principali progetti di calcolo della pericolosità ricordati in precedenza (GSHAP, SESAME, o le carte italiane di Albarello et al., 2000), il problema di convertire R_{JB} in R_{EPI} non è mai stato affrontato, ad eccezione dei lavori di Slejko et al. (1998 e 1999) che tuttavia ritenevano di non dover applicare alcuna conversione.

In questo progetto, invece, si è convenuto di intervenire, ma data la necessità di operare in tempi rapidi sono state valutate soltanto alcune possibilità di conversione basate sui dati disponibili, rinviando si la verifica della qualità delle informazioni sia l'esplorazione della possibilità di usare dati più aggiornati.

I tentativi hanno riguardato l'uso delle equazioni di Sabetta e Pugliese (1996) per distanze dalla faglia e per distanze epicentrali, l'uso delle equazioni di Wells e Coppersmith (1994) e l'uso dei database accelerometrici disponibili (Internet Site for European Strong-Motion Data, <http://www.isesd.cv.ic.ac.uk/ESD/>, Ambraseys et al., 2002; e il database di Ambraseys e Bommer, 1991).

Dal confronto dei risultati ottenuti da vari test, la scelta migliore è sembrata quella di introdurre una relazione di conversione tra distanza dalla faglia (R_{JB}) e distanza epicentrale (R_{EPI}) calcolata a partire dal database europeo pubblicato da Ambraseys and Bommer (1991), e cioè l'equazione 1 (fig.1):

$$R_{JB} = -3.5525 + 0.8845 \cdot R_{EPI} \quad (R^2 = 0.95) \quad (1)$$

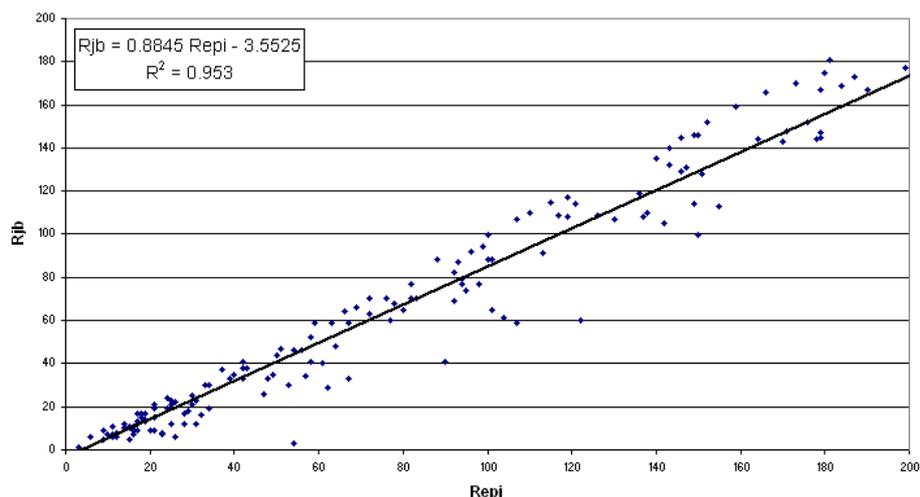


Figura 1. Interpolazione dei dati estratti dal database di Ambraseys e Bommer (1991).

La relazione di conversione (eq.1 e fig.1) viene utilizzata esclusivamente per $M_s \geq 6.0$ in accordo con quanto dichiarato dagli autori.

In fig.2 sono mostrati i risultati: le curve nere a tratto continuo rappresentano le relazioni corrette per M_s comprese tra 4.0 e 7.5, mentre quelle blu tratteggiate sono le curve utilizzate in precedenza, i.e. non modificate (solo per $M_s \geq 6.0$).

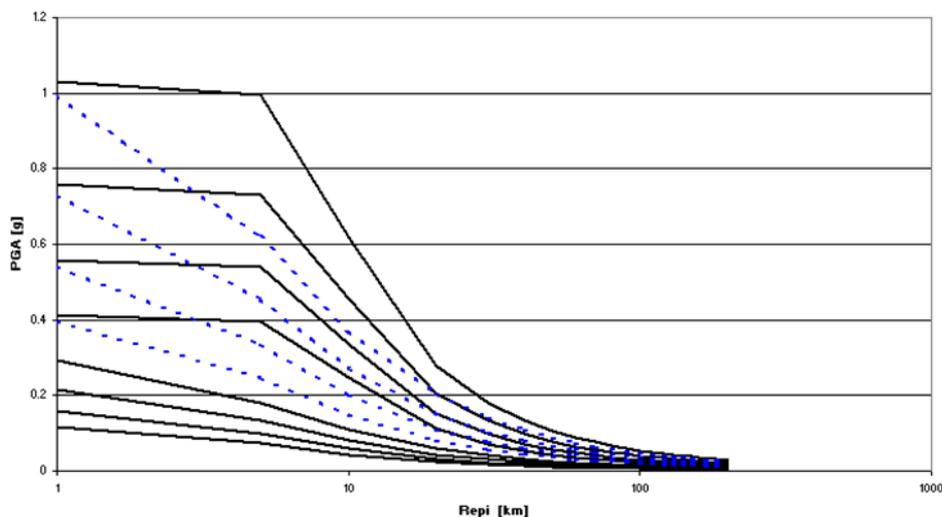


Figura 2. Curve di attenuazione ASB96 corrette per le distanze: in nero le curve corrette, in blu a tratteggio le curve non modificate.

1.2 Aggiustamenti per meccanismo di fagliazione prevalente. Recentemente Bommer et al. (2003) hanno proposto una procedura che consente di modulare qualsiasi relazione di attenuazione in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente. E' generalmente riconosciuto, infatti, che a parità di magnitudo, terremoti generati in ambienti compressivi producono scuotimenti maggiori rispetto a quelli che si osservano in contesti distensivi.

Il metodo si basa sull'uso di fattori correttivi che esprimono il rapporto tra lo scuotimento dovuto a faglie inverse e faglie normali rispetto allo scuotimento dovuto a faglie trascorrenti (rispettivamente $F_{R:SS}$ e $F_{N:SS}$). I fattori di scala, i cui valori (tab.1) sono stimati dalla letteratura, usati in combinazione con un criterio di classificazione dei meccanismi di fagliazione simile a quello proposto da Sadigh et al. (1997), consentono di sostituire alla distribuzione lognormale "media" dello scuotimento (i.e. qualsiasi relazione di attenuazione che non sia già dipendente dal tipo di faglia), tre distribuzioni lognormali specifiche per faglie normali (N), inverse (R) o trascorrenti (SS).

Il contributo delle tre distribuzioni rispetto a quella "media" è definito dal numero di terremoti che, all'interno del database utilizzato per derivare le relazioni di attenuazione, risultano classificati nelle tre categorie (Bommer et al., 2003).

Valore del fattore correttivo per a_{max}	$F_{R:SS}$	$F_{N:SS}$
Massimo	1.33	1.00
Medio	1.22	0.95
Minimo	1.09	0.90

Tabella 1. Valori del fattore di scala per a_{max} .

Questa operazione viene compiuta semplicemente moltiplicando la relazione media per i coefficienti calcolati dalle equazioni 2, 3 e 4 rispettivamente per faglie normali, inverse e trascorrenti.

$$F_{N:EQ} = F_{R:SS}^{-p_R} \cdot F_{N:SS}^{1-p_N} \quad (2)$$

$$F_{R:EQ} = F_{R:SS}^{1-p_R} \cdot F_{N:SS}^{-p_N} \quad (3)$$

$$F_{SS:EQ} = F_{R:SS}^{-p_R} \cdot F_{N:SS}^{-p_N} \quad (4)$$

dove i coefficienti p_R e p_N indicano la probabilità che una registrazione all'interno del database corrisponda ad un meccanismo rispettivamente di tipo inverso o di tipo normale.

Le equazioni 2, 3 e 4 sono state applicate per modulare le relazioni predittive ASB96 e Sabetta e Pugliese (1996, di seguito SP96), usando in tutti i casi $F_{R:SS}=1.2$ e $F_{N:SS}=0.95$. I fattori di scala risultanti sono riportati in tab.2, mentre le figg.3 e 4 mostrano rispettivamente le curve di attenuazione ASB96 (N.B. le distanze sono corrette come illustrato in precedenza) e SP96 scalate in funzione del meccanismo di fagliazione.

Attenuazione	p_N	p_R	$F_{R:EQ}$	$F_{N:EQ}$	$F_{SS:EQ}$
ASB96	0.3069	0.4455	1.13	0.88	0.93
SP96	0.4988	0.4410	1.15	0.89	0.94

Tabella 2. Fattori correttivi per meccanismo di fagliazione prevalente da applicare alle relazioni di attenuazione di Ambraseys et al. (1996, ASB96) e Sabetta e Pugliese (1996, SP96).

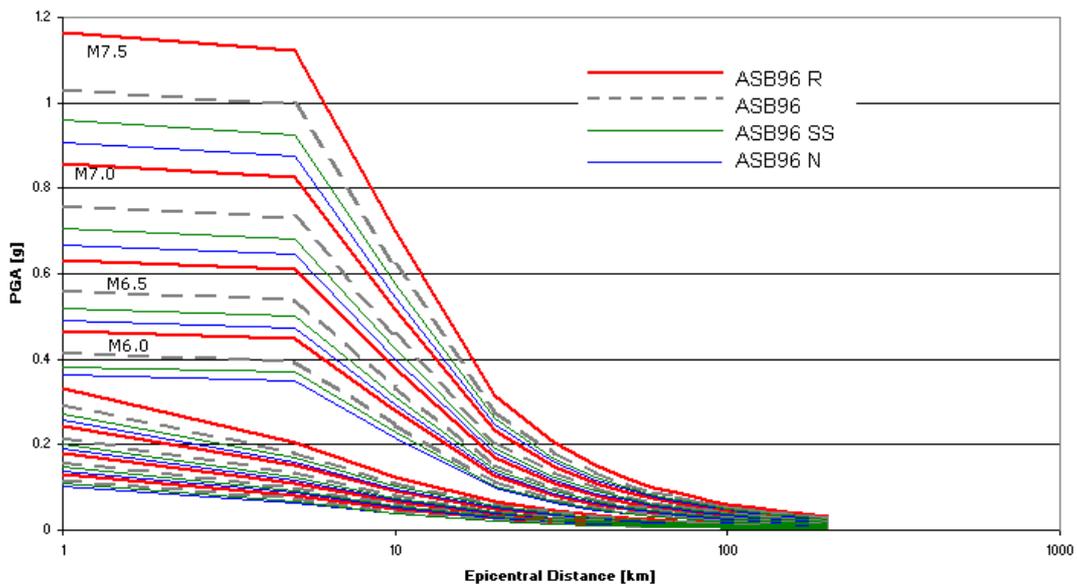


Figura 3. Curve di attenuazione ASB96 in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente: quella a tratteggio è l'attenuazione ASB96 media, in rosso la correzione per faglie inverse (R), in verde per faglie trascorrenti (SS) ed in blu per faglie normali (N).

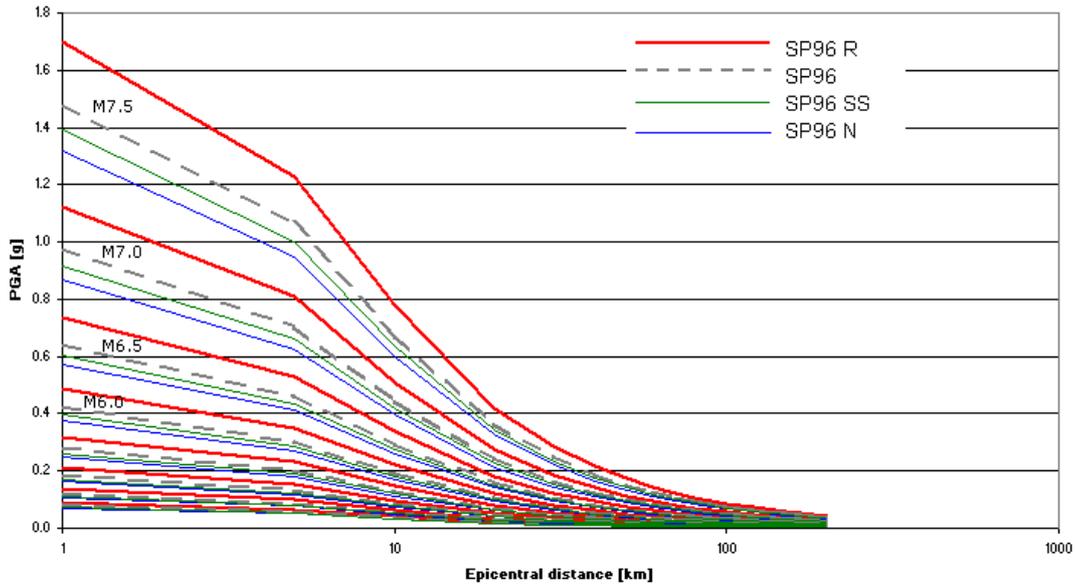


Figura 4. Curve di attenuazione SP96 in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente: quella a tratteggio è l'attenuazione SP96 media, in rosso la correzione per faglie inverse (R), in verde per faglie trascorrenti (SS) ed in blu per faglie normali (N).

Per ciascuna zona sismogenetica di ZS9 (App.2) sono stati indicati i meccanismi di fagliazione prevalente (fig.5), definiti secondo un criterio identico a quello utilizzato da Sadigh et al. (1997). Per ciascuna ZS verranno utilizzate le relazioni di attenuazione modulate per i corrispondenti meccanismi di fagliazione. Laddove non è stato possibile identificare un meccanismo prevalente, verranno utilizzate le relazioni di attenuazione originali, cioè senza l'applicazione dei fattori di scala.

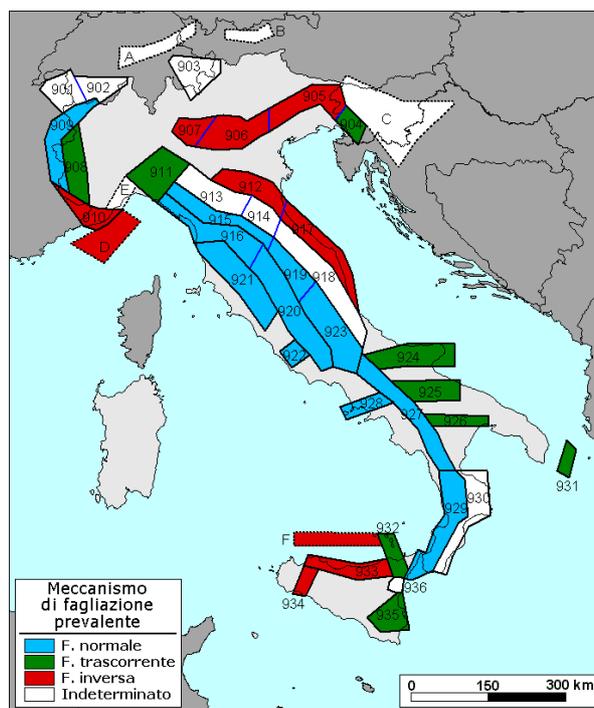


Figura 5. Meccanismi di fagliazione prevalente.

1.3 Stima delle incertezze. La stima delle incertezze da associare ai parametri che descrivono il moto del suolo è molto importante nella valutazione della pericolosità sismica: il livello di fiducia riposto nei valori di a_{max} stimati secondo una data relazione di attenuazione è dato dal valore dello scarto quadratico medio (σ): valori elevati di σ implicano minore fiducia nella stima e quindi nella legge di attenuazione.

Tradizionalmente, le relazioni di attenuazione sono corredate da valori di scarto quadratico medio stimati direttamente dalle regressioni dei dati strong-motion tramite opportuni funzionali. Il valore di scarto quadratico medio, in unità logaritmiche, è pari a 0.25 per la relazione ASB96 e a 0.19 per SP96. Lo scarto quadratico medio delle relazioni di attenuazione modulate in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente può essere assunto, in modo conservativo, uguale a quello della relazione media (Bommer et al., 2003).

1.4 Verifica. Per valutare la capacità predittiva di queste relazioni le stime di a_{max} sono state confrontate con i valori di accelerazione registrati in occasione di alcuni terremoti italiani le cui registrazioni strong-motion non sono comprese nell'insieme di dati da cui le relazioni sono state ricavate. In particolare sono stati scelti il terremoto di Colfiorito del 26 settembre 1997 (evento delle 09:40) di Mw6.0 ed il terremoto del Molise del 31 ottobre 2002 di Mw5.8. Quest'ultimo evento è particolarmente importante perché è avvenuto in una regione i cui dati non hanno contribuito alla stima delle relazioni di attenuazione. Si tratta di un terremoto con meccanismo focale associabile ad una struttura trascorrente orientata circa E-W e con chiari effetti di direzionalità della sorgente verso E.

I dati accelerometrici sono stati ottenuti sia dalla banca dati europea Internet Site for European Strong-motion Data (Ambraseys et al., 2002), sia dal Servizio Sismico Nazionale, in particolare per i terremoti degli ultimi cinque anni (http://ssn.protezionecivile.it/MONIT/RAN/RAN_analogica/home.html, di proprietà del Dipartimento della Protezione Civile, Ufficio Servizio Sismico Nazionale, Servizio Sistemi di Monitoraggio), selezionando esclusivamente le stazioni localizzate su roccia o suolo rigido; sono state escluse dall'analisi le registrazioni di alcune stazioni di cui sono conosciuti effetti locali importanti (Nocera Umbra) e le registrazioni di stazioni collocate all'interno o in prossimità di grandi edifici. Di ciascuna registrazione è stato scelto il valore di a_{max} massimo tra le due componenti orizzontali.

La fig.6 mostra il confronto tra le curve di attenuazione di Tento et al. (1992 – TFM92 – in nero) e Ambraseys (1995 – AMB95 – in rosso) rispettivamente con i dati del terremoto di Colfiorito (fig.6a) e del Molise (fig.6b). Entrambe le relazioni forniscono stime del tutto accettabili per quanto riguarda il terremoto di Colfiorito, mentre sovrastimano i dati relativi al terremoto del Molise. Ai fini del calcolo della pericolosità sismica si è preferito abbandonare queste relazioni in favore di ASB96 e SP96 sulla base di diverse considerazioni: i) Ambraseys et al. (1996) rappresenta l'aggiornamento di Ambraseys (1995); ii) Tento et al. (1992) utilizza la magnitudo ML, che è soggetta a saturazione sopra M5.5; iii) sia Tento et al. (1992), sia Ambraseys (1995) sono state derivate senza tenere conto degli effetti di sito e per tanto non è possibile riferirle con certezza a siti rocciosi, come richiesto dall'Ordinanza.

La fig.7 mostra il confronto tra le curve di Ambraseys et al. 1996, corrette per la distanza epicentrale e modulate in funzione del meccanismo di fagliazione, rispettivamente con i dati del terremoto di Colfiorito (fig.7a, faglia normale) e del Molise (fig.7b, faglia trascorrente). Procedendo nello stesso modo, sono state confrontate le stime di a_{max} ottenute con la relazione di Sabetta e Pugliese (1996, figg.8a e 8b), anch'esse scalate per meccanismo di fagliazione.

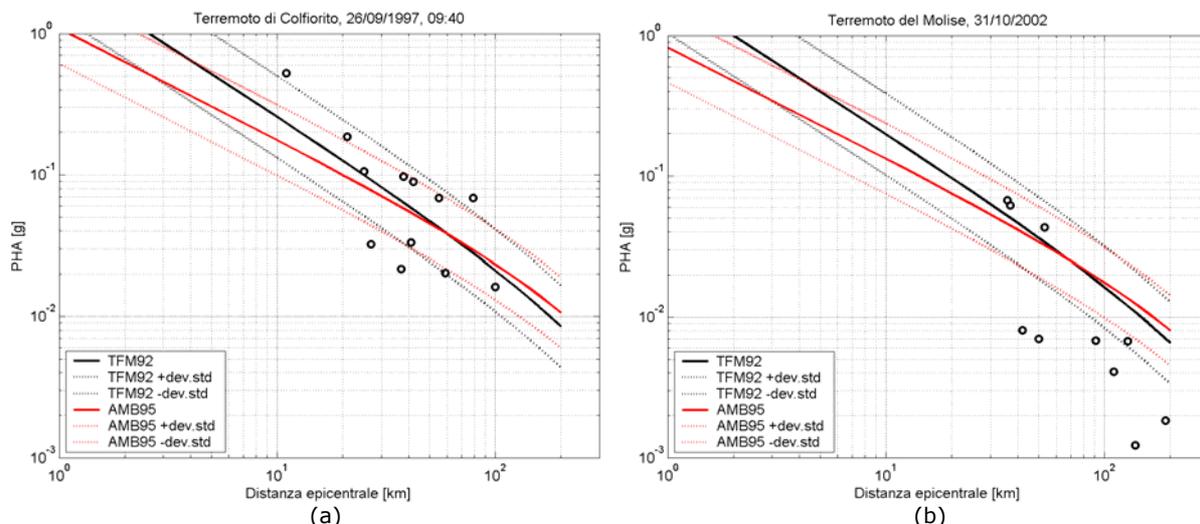


Figura 6. a) Confronto tra le curve di Tento et al. (1992, TFM92) per ML6.0, e di Ambraseys (1995, AMB95) per Ms6.0, con i dati del terremoto di Colfiorito (Mw6.0). b) Confronto delle stesse, rispettivamente per ML5.5 e Ms5.5, con i dati del terremoto del 31.10.02 Molise (Mw5.8, ML5.5, Ms5.6).

Osservando le figg.6, 7 e 8 appare evidente che tutte le relazioni di attenuazione presentate riescono a predire abbastanza bene i valori di accelerazione effettivamente registrati in occasione del terremoto di Colfiorito, probabilmente perché terremoti con le stesse caratteristiche cinematiche sono inclusi nella base di dati da cui le relazioni stesse sono state estrapolate. Al contrario, nessuna relazione, nemmeno quelle a scala europea derivate da insiemi di dati più numerosi e comprensivi di diversi meccanismi focali, è in grado di stimare correttamente l'attenuazione dell'accelerazione di picco osservata nel terremoto del Molise. La discrepanza potrebbe essere spiegata dai già citati effetti di direttività osservati in questo terremoto: infatti a parità di distanza le stazioni localizzate ad E dell'area epicentrale mostrano valori di picco molto maggiori rispetto alle stazioni che si trovano a W.

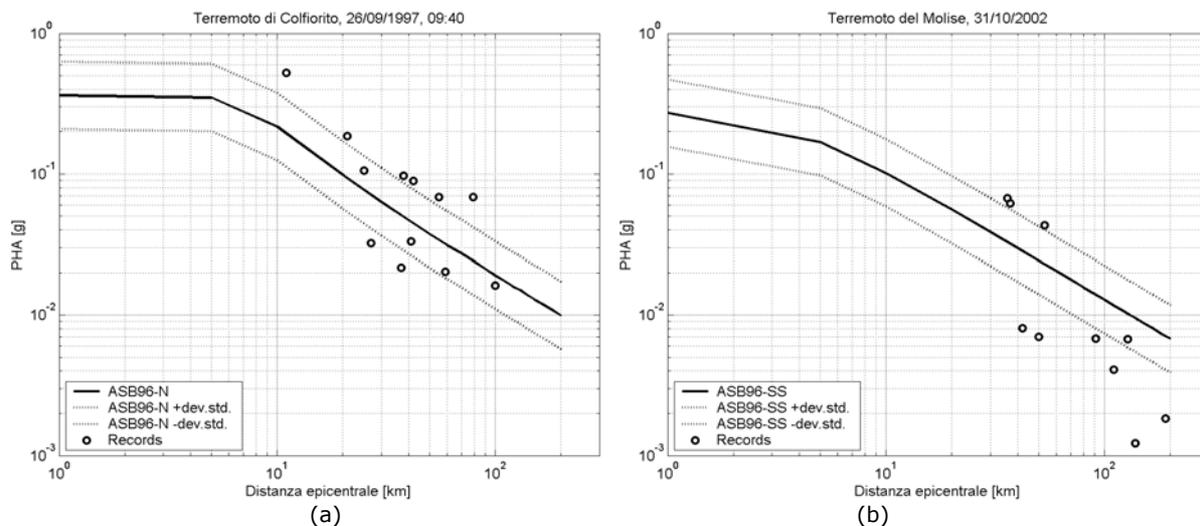


Figura 7. a) Confronto tra la curva per Ms6.0 di Ambraseys et al. (1996, ASB96-N per faglie normali) con i dati del terremoto di Colfiorito (Mw6.0). b) Confronto della stessa (ASB96-SS, per faglie trascorrenti), calcolata per Ms5.5, con i dati del terremoto del 31.10.02 Molise (Mw5.8, Ms5.6).

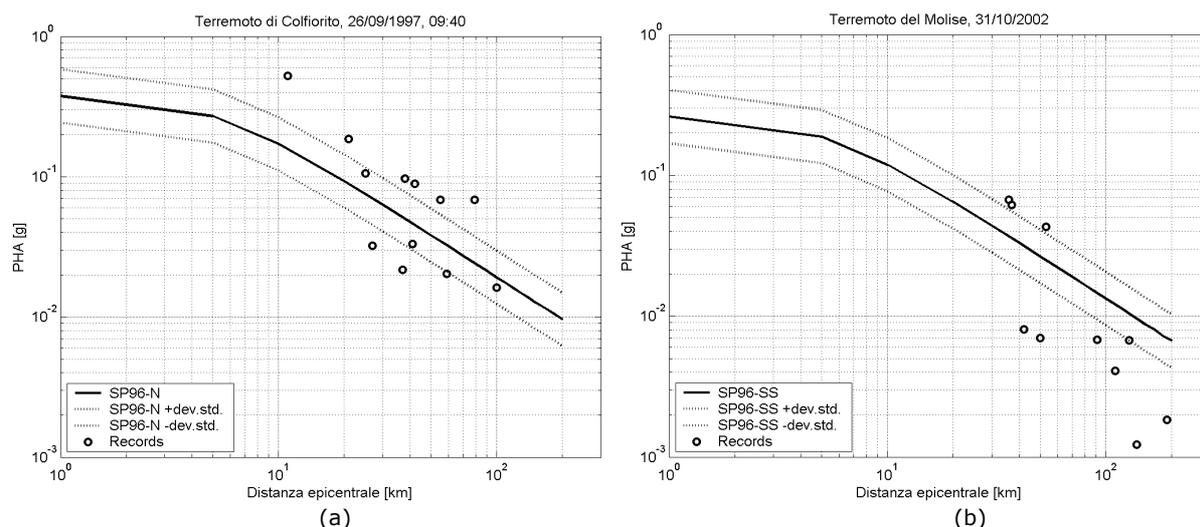


Figura 8. a) Confronto tra la curva di Sabetta e Pugliese (1996, SP96-N per faglie normali), calcolata per Ms6.0, con i dati del terremoto di Colfiorito (Mw6.0). b) Confronto della stessa (SP96-SS per faglie trascorrenti), calcolata per Ms5.5, con i dati del terremoto del 31.10.02 Molise (Mw5.8, Ms5.6)

2. Le relazioni di attenuazione regionali

2.1 Aspetti generali. In zone geologicamente complesse, le caratteristiche della propagazione crostale sono diverse nei vari domini strutturali; da qui l'esigenza di disporre di relazioni valide per zone omogenee a livello regionale e/o interregionale.

Recentemente, una serie di studi ha mostrato quanto differenti siano le caratteristiche dell'attenuazione in regioni relative a diversi regimi tettonici (Boore et al., 1997; Campell, 1997; Sadigh et al., 1997; Atkinson and Silva, 1997; Spudich et al., 1999; Atkinson and Boore, 1995). Boore (2001) ha inoltre fornito una comparazione quantitativa tra gli spettri di risposta osservati durante il terremoto di Chi-Chi (Taiwan, 1999) e le previsioni per tali spettri calcolate con le quattro leggi di scala di uso più comune negli Stati Uniti (Abrahamson and Silva, 1997; Boore et al., 1997; Campbell, 1997, 2001; Sadigh et al., 1997; tutte basate su dati della California), verificando che gli spettri osservati differiscono dalle previsioni teoriche per fattori molto più grandi della variabilità attesa tra terremoti diversi.

Per l'Italia, un primo passo in questa direzione risale ai lavori di Faccioli (1979) e Faccioli e Agalbato (1979), che propongono relazioni di attenuazione di amax elaborate da accelerogrammi significativi registrati durante i terremoti del Friuli (1976). Nel lavoro di Chiaruttini e Siro (1981) un insieme di dati relativi a terremoti della catena Alpidica viene analizzato per studiare la dipendenza geografica e l'effetto di sito. Zonno e Montaldo (2002) hanno stimato una relazione di attenuazione in termini di amax valida per l'Italia centrale, utilizzando principalmente le registrazioni accelerometriche dell'area umbro marchigiana relative alla sequenza di terremoti (1997-1998) seguita all'evento di Colfiorito (1997).

Questo tipo di analisi non è possibile in altre aree del territorio italiano, perché non sono disponibili insiemi di dati strong-motion statisticamente significativi. Considerato che la penisola italiana è caratterizzata da differenti e complesse strutture tettoniche (Meletti et al., 2000; Montone et al., 2003), riveste particolare interesse la possibilità di ricavare i parametri di scuotimento da leggi di scala regionalizzate, derivate dall'analisi di registrazioni velocimetriche di terremoti di piccola magnitudo e di profili sismici (Malagnini et al., 2000a,b, 2002; Malagnini e Herrmann, 2000; Akinci et al., 2001; Bay et al., 2003; Scognamiglio et al., 2003; Morasca et al., 2003).

Un approccio basato sull'utilizzo della sismicità di fondo può ovviare in parte alla mancanza di una mole sufficiente di dati strong-motion per tutte le regioni del Paese. Gli autori citati hanno utilizzato grandi quantità di dati provenienti dalla sismicità di fondo in aree il più possibile "omogenee". Per esempio, per quanto riguarda la regione italiana, Malagnini et al. (2002) hanno utilizzato i dati provenienti in massima parte dalla rete sismometrica digitale del Friuli-Venezia Giulia: 17200 forme d'onda selezionate, registrate durante 1753 eventi regionali, oltre a tutti i dati strong-motion disponibili. Nelle Alpi occidentali, Morasca et al. (2003) hanno analizzato oltre 7500 sismogrammi da 957 eventi. Nell'Appennino, Malagnini et al. (2000a) hanno usato circa 6000 sismogrammi da 446 eventi regionali.

2.2 Il modello proposto. Il tipo di analisi a cui si fa riferimento per l'identificazione delle caratteristiche regionali dell'attenuazione è quello proposto da Malagnini et al. (2002) per le Alpi orientali, che fa seguito ai lavori sull'attenuazione crostale in Appennino (Malagnini e Herrman, 2000; Malagnini et al., 2000a). Nel caso delle Alpi orientali, i funzionali di attenuazione ottenuti dalla analisi dei citati, consistenti insieme di dati hanno un contenuto informativo che completa quello dei dati strong-motion.

Dalle leggi di scala si ottengono i valori di accelerazione massima nel seguente modo: a partire dal modello spettrale calibrato sulla specifica regione, viene calcolato lo spettro di Fourier corrispondente alla magnitudo scelta, alla distanza ipocentrale di 1 km dalla sorgente. Lo spettro viene quindi propagato alle distanze di interesse attraverso l'applicazione della specifica relazione di attenuazione regionale. Una volta calcolati gli spettri alle varie distanze ipocentrali, la tecnica della Teoria delle Vibrazioni Aleatorie (Random Vibration Theory, o RVT, Cartwright e Lounguet-Higgins, 1956) permette di ottenere i valori di picco attesi per le serie temporali cui tali spettri si riferiscono. La RVT utilizza, oltre alle ampiezze spettrali alla sorgente ed al funzionale di attenuazione regionale, anche le informazioni calibrate regionalmente sulla durata del moto del suolo in funzione della distanza ipocentrale.

Si deve osservare che le relazioni di attenuazione regionali differiscono da quelle tradizionali perché il decadimento dei valori di picco dipende fortemente dalla magnitudo, che determina le caratteristiche spettrali della radiazione emessa, e perché l'attenuazione in funzione della distanza non è geometrica ma trilineare.

2.3 Aspetti applicativi. Per rendere le relazioni di attenuazione regionali applicabili in questo progetto è stato necessario risolvere alcuni problemi:

- a) *Estrapolazione delle relazioni a breve distanza.* Dal momento che le relazioni regionali sono definite solo per distanze ipocentrali superiori a 10 km, si è deciso che nelle ZS in cui la profondità focale è diversa da 10 km, per ciascuna magnitudo M_w il valore di a_{max} a 1 km di distanza epicentrale viene vincolato a quello fornito, per la magnitudo M_s corrispondente, dalla relazione di Ambraseys et al. (1996), corretta per distanze epicentrali come illustrato nel paragrafo 1 e non modulata in funzione del meccanismo di fagliazione. Questa scelta nasce da due considerazioni: i) la relazione di Ambraseys et al. (1996) è ben vincolata in questo campo di distanza; ii) questa relazione è stata usata in altre mappe di pericolosità (in particolare nel progetto GSHAP) e rappresenta quindi un riferimento. Il raccordo tra il valore a 1 km e quello delle curve originali a 10 km è assunto lineare.
- b) *Estrapolazione delle relazioni a magnitudo elevate.* Per le applicazioni in questo progetto è necessario utilizzare le relazioni regionali anche in combinazione di valori di di magnitudo più elevati di quelli massimi presenti nei data sets utilizzati per le regressioni. In particolare, le relazioni regionali sono state estrapolate: i) oltre $M_w 6.5$ nell'Italia nord-orientale/Alpi orientali; ii) oltre $M_w 6.0$ in Appennino;

iii) oltre Mw5.4 nell'Italia nord-occidentale/Alpi occidentali. Gli svantaggi dell'estrapolazione vengono in qualche modo compensati dall'uso di un campione di dati molto grande composto da decine di migliaia di osservazioni; è proprio questa ricchezza di informazioni che permette di quantificare in maniera molto precisa il contributo al moto dei processi fisici indipendenti dalla magnitudo, quali quelli inerenti la propagazione crostale delle onde (dispersione, attenuazione anelastica, attenuazione geometrica, interferenza).

Una volta definita precisamente l'attenuazione regionale, il parametro che influenza maggiormente i valori di a_{max} attesi è quello relativo allo stress drop efficace del modello spettrale di Brune che viene utilizzato per il calcolo delle ampiezze di Fourier e dei momenti spettrali alle diverse magnitudo. Dal lavoro di Bodin et al. (2004) sugli aftershocks del terremoto di Bhuj (India) si evince che il parametro apparente di stress tende ad aumentare, seppure con un andamento asintotico, con la magnitudo dell'evento. Comportamenti simili a questo sono stati osservati in altre aree del mondo, ed in particolare nelle regioni italiane (in Italia nord-orientale/Alpi Orientali, ad esempio, vedi Malagnini et al., 2002). All'atto pratico, nell'estrapolazione dei valori di picco del moto del suolo a magnitudo più elevate di quelle presenti nei singoli data sets, questa tendenza si traduce in una sistematica, lieve sottostima di questi valori.

c) *Estrapolazione ad altre regioni.* Akinci et al. (2003) hanno suddiviso il territorio nazionale in sei macrozone, per tre delle quali sono attualmente disponibili relazioni regionalizzate: zona 1, Italia nord-occidentale/Alpi occidentali; zona 2, Italia nord-orientale/Alpi orientali; zona 3: Appennino centrale.

In questo progetto le predette relazioni sono state estrapolate alle altre regioni sulla base di considerazioni relative alle caratteristiche di propagazione crostale. Poiché questa estensione viene eseguita con livelli diversi di affidabilità per le varie zone, si è deciso di introdurre questa incertezza in due rami dell'albero logico.

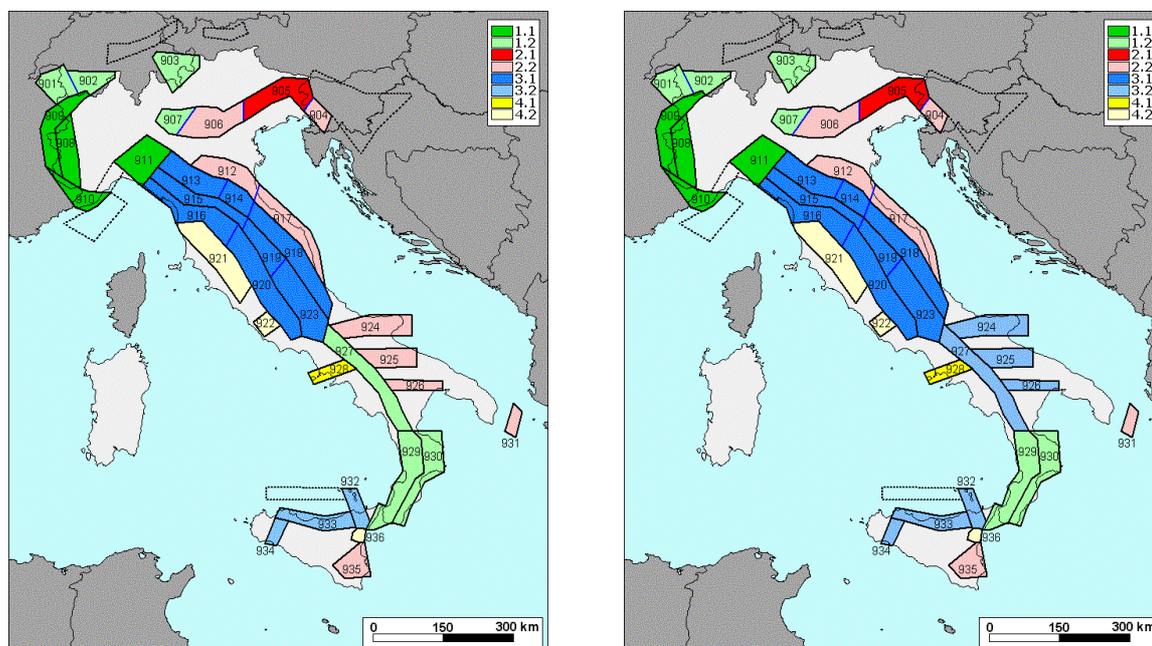


Figura 9. Attribuzione delle relazioni di attenuazione regionali alle ZS nei due rami dell'albero logico. a) ramo REG.A; b) ramo REG.B. In legenda: le classi 1.1, 2.1, 3.1 e 4.1 identificano ZS in cui sono localizzati gli eventi usati per la definizione delle leggi di scala; le classi 1.2, 2.2, 3.2 e 4.2 indicano ZS alle quali le relazioni sono state estrapolate sulla base di analogie del comportamento propagativo.

Nel ramo A l'Appennino Campano e l'Arco Calabro sono stati assimilati all'Italia nord-occidentale; la Sicilia settentrionale è stata assimilata all'Appennino centrale; la Piattaforma Apula e la Sicilia orientale sono state assimilate all'Italia nord-orientale, secondo il modello di Akinci et al. (2003, fig.9a). Il ramo B differisce dal precedente perché l'Appennino Campano e la Piattaforma Apula sono state assimilate all'Appennino centrale (fig.9b).

- d) *Profondità.* La valutazione della pericolosità sismica passa attraverso l'integrazione dei contributi areali (zone sismogenetiche, smoothed seismicity) rispetto alla distanza misurata sulla superficie terrestre. Mentre le relazioni strong-motion vengono generalmente prodotte direttamente in termini di scuotimento atteso in funzione della distanza dalla faglia, ovvero della distanza epicentrale, le relazioni regionalizzate di Malagnini et al. (2000a, 2002) e di Morasca et al. (2003) sono fornite in funzione della distanza ipocentrale, e si riferiscono a distribuzioni di eventi aventi profondità variabili, distribuite intorno a valori mediani che sono rappresentativi soltanto degli specifici set di dati utilizzati nelle regressioni. Se gli insiemi di sismogrammi sono sufficientemente grandi, si possono definire queste profondità mediane come "tipiche" per le regioni considerate. In tutte e tre le regioni in cui sono state sviluppate le relazioni di attenuazione, le mediane delle distribuzioni di profondità si attestano intorno a 10-12 km; per scopi pratici è stato scelto il valore di 10 km quale valore comune a tutte e tre le regioni. Nei casi in cui le profondità effettive dei terremoti in una particolare zona si discostino sensibilmente da questo valore, può essere opportuno utilizzare valori di profondità specifici. Questo è in particolare il caso di ZS in cui la sismicità è molto superficiale (2-5 km), ovvero molto profonda (18-20 km). Tenuto conto di quanto sopra e delle profondità efficaci fornite in App.2 per ogni ZS, si è convenuto di adottare due distribuzioni di profondità da usarsi in due rami dell'albero logico. Nel primo caso (fig.10a) a tutte le ZS non vulcaniche viene attribuita una profondità fissa di 10km (4km nelle zone vulcaniche); nel secondo caso (fig.10b) le ZS hanno profondità diverse, come fornite nell'App.2.

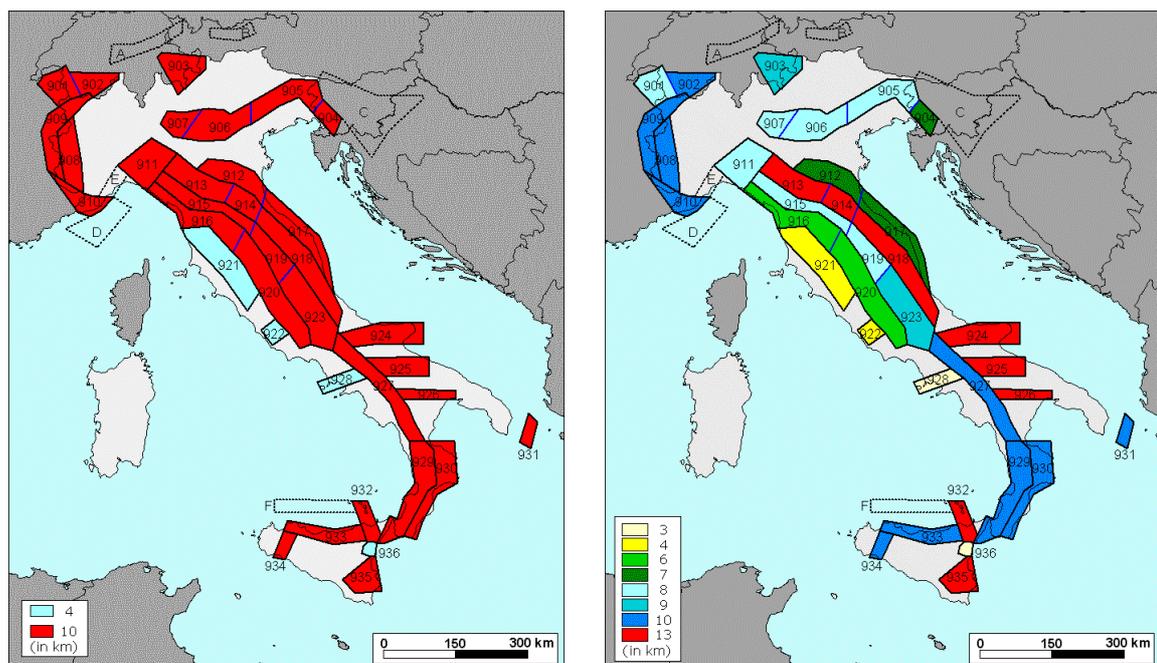


Figura 10. Confronto tra le profondità utilizzate nei due rami dell'albero logico. a) profondità utilizzate nel ramo REG.A; b) profondità utilizzate nel ramo REG.B.

e) *Stima delle incertezze.* A differenza delle relazioni di attenuazione tradizionali, nel caso delle relazioni di Malagnini et al. (2000a e 2002) e di Morasca et al. (2003) l'incertezza è valutata in modo indiretto. Le incertezze da associare ai valori massimi del moto del suolo vengono derivate dagli scarti quadratici medi dei residui relativi alla modellazione dell'attenuazione dei valori di picco delle serie temporali, filtrate alle varie frequenze di campionamento. Utilizzando la RVT con i parametri regionali di attenuazione e di sorgente, fissato un valore di magnitudo si può valutare la frequenza di zero-crossings (frequenza dominante, legata alla corner frequency dell'evento) da associare ad essa. I terremoti più forti sono caratterizzati da frequenze di zero-crossing relativamente basse (0.3-1.0 Hz) e i valori di σ vanno derivati dai residui delle regressioni a tali frequenze. I valori ottenuti sono: zona 1, $\sigma=0.18$; zona 3, $\sigma=0.20$; zona 2, $\sigma=0.21$.

La validità di questi valori è stata verificata empiricamente attraverso il confronto sistematico con ASB96 e con i dati accelerometrici. In particolare sono stati analizzati gli scarti percentuali ($[\text{valore osservato}-\text{valore previsto}]/\text{valore osservato}$), dove il *valore previsto* rappresenta alternativamente a_{max} calcolato dalla curva di attenuazione regionalizzata relativa alla zona in esame, e quello ottenuto dalla curva di attenuazione di Ambraseys et al. (1996), corretta per distanze epicentrali ma non modificata in funzione del meccanismo di fagliazione.

Per questa analisi sono state utilizzate tutte le registrazioni accelerometriche su roccia disponibili in ciascuna macrozona, suddividendo i dati per classi di magnitudo. Particolare cura è stata posta nel confrontare correttamente i dati usando le definizioni di distanza e di magnitudo richieste dalle relazioni di attenuazione utilizzate (M_w e distanza ipocentrale per le curve regionalizzate, M_s e distanza epicentrale per ASB96), anche se la scelta di magnitudo diverse determina in alcuni casi un numero diverso di dati all'interno della classe analizzata. Complessivamente si osserva che gli scarti delle relazioni regionali sono di poco inferiori rispetto a quelli della relazione ASB96 in ciascuna delle tre macrozone considerate e per ogni classe di magnitudo. Gli scarti quadratici medi dei residui, calcolati per ogni classe di magnitudo secondo l'equazione 5:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{(n-1)} \sum_1^n (oss - prev)^2} \quad (5)$$

sono generalmente bassi sia per le curve regionalizzate, sia per ASB96 (tab.3).

ZONA 1			ZONA 2			ZONA 3		
M	REG 1	ASB96	M	REG 2	ASB96	M	REG 3	ASB96
4.0	0.0639	0.0607	4.0	0.0265	0.0116	4.0	----	----
4.5	0.0583	0.0490	4.5	0.0676	0.0948	4.5	0.0327	0.1438
5.0	0.0142	0.0152	5.0	0.0440	0.0487	5.0	0.0461	0.0752
5.5	0.0566	0.0714	5.5	0.0308	0.0302	5.5	0.0607	0.0512
6.0	0.0713	0.0771	6.0	0.0633	0.0331	6.0	0.0711	0.0813
6.5	----	----	6.5	0.0543	0.1105	6.5	0.0555	0.0548
7.0	0.0964	0.1215	7.0	0.1282	0.1055	7.0	----	0.0134
media	0.0601	0.0658	media	0.0592	0.0621	media	0.0532	0.0700

Tabella 3. Valori degli scarti quadratici medi dei residui calcolati per ciascuna zona di attenuazione e per classi di magnitudo, usando rispettivamente le relazioni di attenuazione regionalizzate (REG1, REG2 e REG3) e la relazione ASB96. Le classi vuote indicano che il numero di dati è insufficiente a valutare gli scarti.

Per ragioni operative, vale a dire per la necessità di utilizzare più relazioni di attenuazione contemporaneamente, e vista la sostanziale equivalenza dei valori di incertezza associati alle curve regionali, si ritiene ragionevole utilizzare lo stesso valore di scarto quadratico medio, assunto pari a 0.20. Questo valore è in accordo con gli analoghi valori delle relazioni ASB96 e SP96.

Le relazioni di attenuazione regionali sono state prodotte in termini di tabelle per Mw comprese tra 4.0 e 7.5 e distanze ipocentrali comprese tra 10 e 200 km. In fig.11a le tre relazioni sono confrontate per Mw6.0. Si può notare che in zona 2 (Italia nord-orientale; REG2, rosso) la propagazione è più efficiente rispetto alle altre zone. La zona 1 (REG1, verde) fornisce valori di a_{max} più bassi, ma attenua più lentamente con la distanza rispetto alle altre zone. La zona 3 (Appennino centrale; REG3, blu), ha un comportamento opposto rispetto alla zona 1, infatti prevede valori di a_{max} maggiori, ma un decadimento più rapido. Nelle figg.11b, 11c e 11d sono presentate le curve per Mw comprese tra 4 e 7.5.

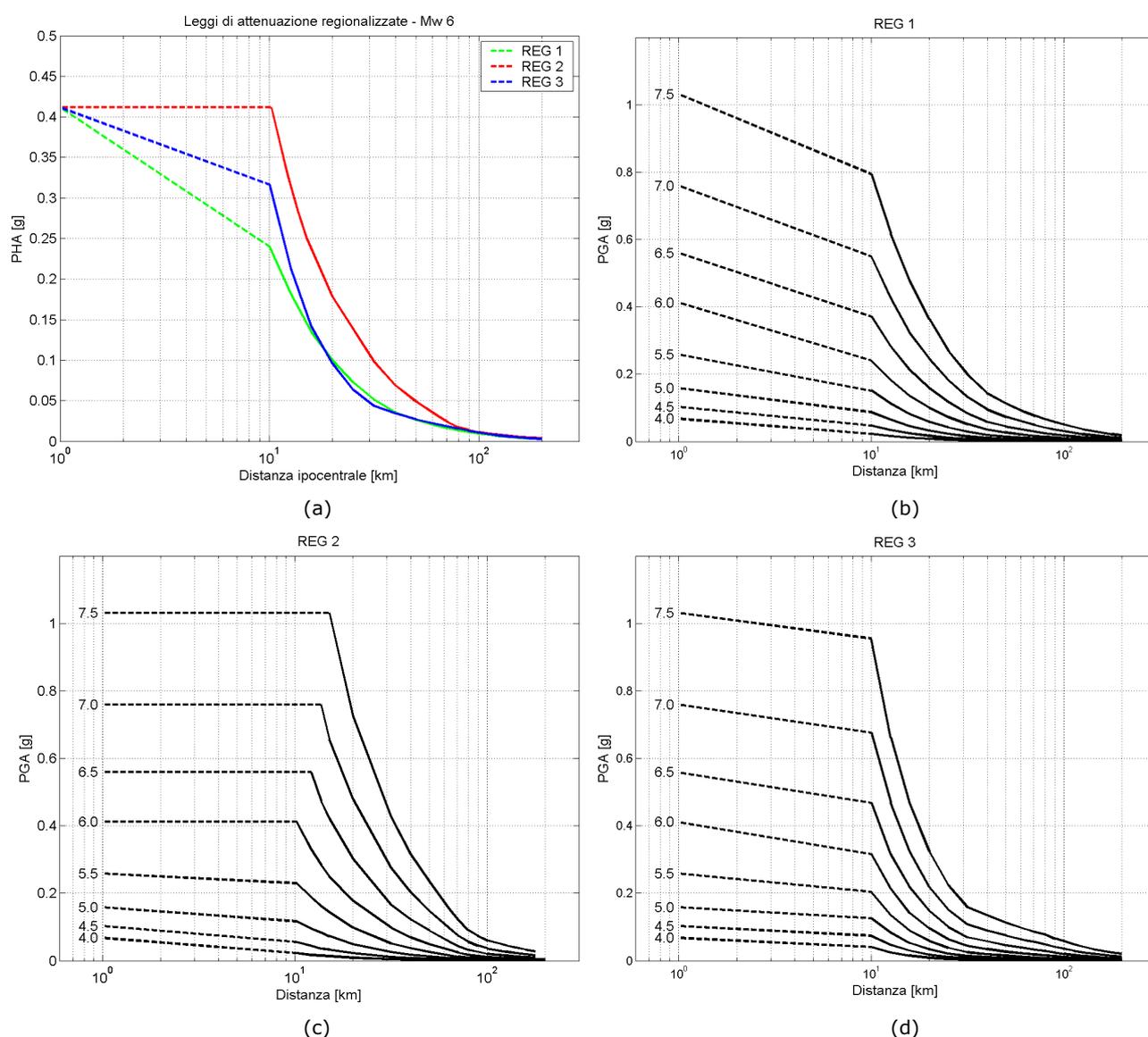


Figura 11. a) Confronto tra le relazioni REG1 (Morasca et al., 2003, verde), REG2 (Malagnini et al., 2002, in rosso) e REG3 (Malagnini et al., 2000a, blu) per Mw 6.0. b) REG 1; c) REG 2; d) REG3, tutte e tre per Mw da 4.0 a 7.5.

2.4 Zone vulcaniche. Un'attenzione particolare meritano le aree vulcaniche che, per le loro peculiari caratteristiche attenuative, non possono essere trattate al pari delle altre regioni. Le aree vulcaniche, infatti, sono caratterizzate da una rapida attenuazione in funzione della distanza, indicata chiaramente dai danni provocati dai terremoti che possono essere anche gravi, ma normalmente molto localizzati.

In passato, la pericolosità sismica nelle aree vulcaniche è stata calcolata diminuendo le relazioni di attenuazione di una frazione del valore dello scarto quadratico medio (σ). Ad esempio Slejko et al. (1998) hanno utilizzato la legge di attenuazione di Ambraseys et al. (1995) diminuendo il valore medio di $\sigma/2$ per l'area tosco-laziale, mentre per le aree vulcaniche del Vesuvio/Campi Flegrei/Ischia e per l'Etna il valor medio è stato diminuito di 1σ . Albarello et al. (2000) solo per la zona etnea hanno calcolato una legge di attenuazione ad hoc utilizzando i dati macrosismici.

A differenza di quanto fatto nei lavori citati, in questo progetto sono state calcolate tabelle di attenuazione regionalizzate specifiche per le aree vulcaniche, a partire dalle leggi di scala pubblicate da De Natale et al. (1988). Questi autori hanno analizzato 40 registrazioni digitali di eventi di magnitudo ML comprese tra 0.7 e 3.2, registrate a breve distanza nell'area dei Campi Flegrei. La legge di scala definita nel lavoro di De Natale et al. (1988) prevede un decadimento con la distanza proporzionale a $1/r$ ed un coefficiente k di 0.015. Questi valori sono stati usati per calcolare le tabelle di attenuazione per le aree vulcaniche, sfruttando lo strumento della Teoria delle Vibrazioni Aleatorie (RVT), per M_w comprese tra 3.0 e 6.5 e distanze ipocentrali inferiori a 20 km.

Le ZS nelle quali sono contenute le principali aree vulcaniche italiane hanno caratteristiche diverse dalle altre aree, ma anche diverse tra loro. Per rappresentare queste differenze sono stati utilizzati valori diversi di stress drop. In particolare:

- per la ZS 936, che comprende esclusivamente il vulcano Etna, e per la ZS 922 dei Colli Albani è stato usato uno stress drop di 30 bar (sismicità molto superficiale e magnitudo medio-basse);
- per l'area vulcanica che comprende Vesuvio, Campi Flegrei e Ischia (ZS 928) che si estende fino alle pendici dell'Appennino, la tabella di attenuazione è stata calcolata con un valore di stress drop di 50 bar (sismicità superficiale ma magnitudo medie);
- per la ZS 921 che racchiude gli apparati vulcanici tosco-laziali e le aree geotermiche della Toscana lo stress drop adottato è di 50 bar, in considerazione delle caratteristiche non omogenee della sismicità e delle magnitudo medio-alte verificatesi nell'area.

Per quanto riguarda l'incertezza è stato ritenuto ragionevole attribuire a queste relazioni la stessa incertezza delle altre relazioni regionali (i.e. σ pari a 0.20), anche perché nel lavoro originale di De Natale et al. (1988), che era concepito per scopi diversi, non sono fornite indicazioni a riguardo.

In tutte le zone vulcaniche la profondità focale degli eventi è generalmente bassa: nel ramo A dell'albero logico è stato scelto un valore di 4 km per tutte le zone, mentre nel ramo B si è deciso di utilizzare 3 km per la zona sorgente 936 (Etna) e 4 km altrove.

In fig.12 sono rappresentate, in funzione della distanza ipocentrale, le curve di attenuazione calcolate per $M_w 4.5$ con i diversi valori di stress drop, mentre in fig.13 sono rappresentate le stesse curve per tutte le magnitudo considerate ($3.0 \leq M_w \leq 6.5$).

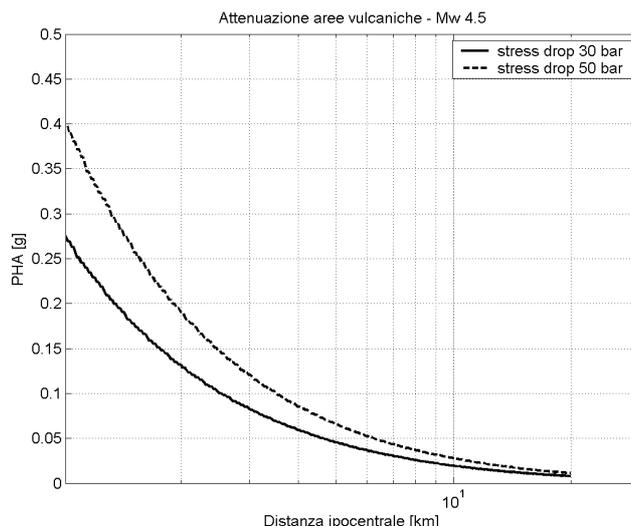


Figura 12. Confronto tra le curve di attenuazione per le aree vulcaniche calcolate con diversi valori di stress drop, per Mw4.5.

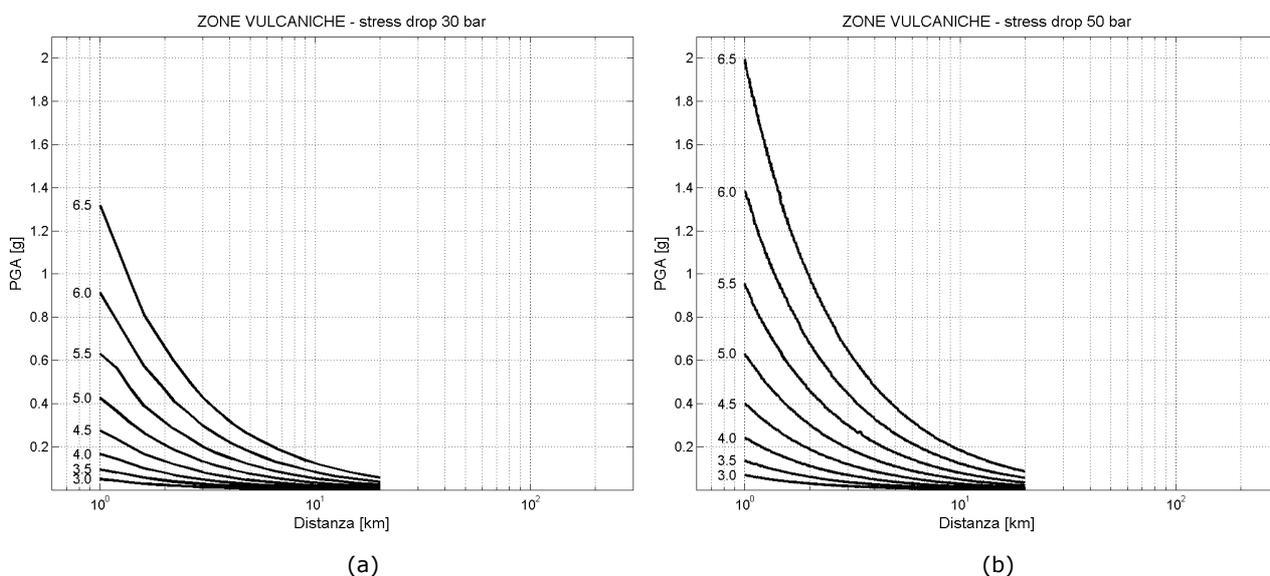


Figura 13. a) Aspetto generale delle curve di De Natale et al. (1988) per le aree vulcaniche calcolate usando un parametro di stress di 30 bar. b) lo stesso per le curve calcolate con stress drop di 50 bar.

2.5 Verifica delle relazioni di attenuazione regionali. Una serie di confronti tra i valori di amax registrati e quelli stimati dalle relazioni predittive regionali ha mostrato un accordo complessivamente accettabile. Di seguito verranno presentati quelli ritenuti particolarmente significativi perché riguardano i principali terremoti avvenuti in Italia negli ultimi trenta anni (Friuli 1976, Irpinia 1980, Colfiorito 1997 e Molise 2002). Oltre a quelli con gli eventi principali sono mostrati anche i confronti relativi a terremoti di magnitudo minore (generalmente repliche). In tutte le figure, le curve di attenuazione si riferiscono ai due rami dell'albero logico illustrati in precedenza.

In fig.14 sono poste a confronto le stime di a_{max} ottenute dalle relazioni di Malagnini et al. (2002, REG2) con i valori registrati in occasione del terremoto del Friuli (Mw6.5) e del principale aftershock (evento del 15 settembre 1976, Mw 6.1), mentre in fig.15, sono presentati i confronti relativi ad una serie di aftershocks di questo terremoto aventi Mw circa 4.5. Questi terremoti sono localizzati nella ZS 905, alla quale i due rami dell'albero logico assegnano la stessa relazione di attenuazione (REG2), ma con diverse profondità: 10km nel ramo A e 8km nel ramo B.

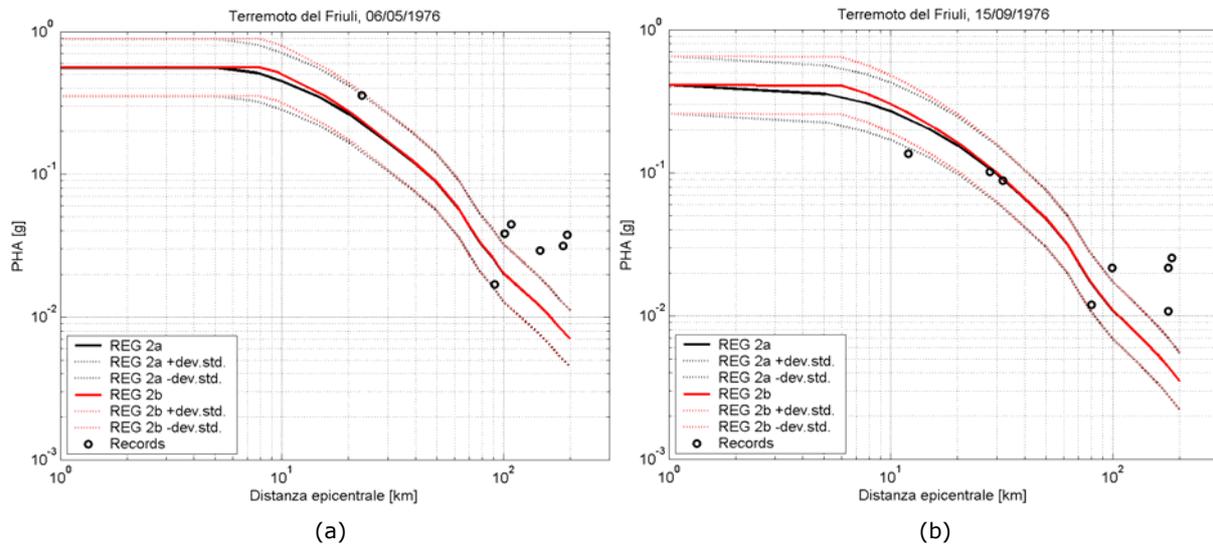


Figura 14. a) Confronto tra le curve REG2 (Malagnini et al., 2002) per Mw6.5 con i dati del terremoto del Friuli (evento del 06.05.76) di Mw6.5. b) Confronto delle stesse per Mw6.0 con i dati del principale aftershock (15.09.76, Mw6.1). In nero le curve relative al ramo A dell'albero logico; in rosso quelle relative al ramo B.

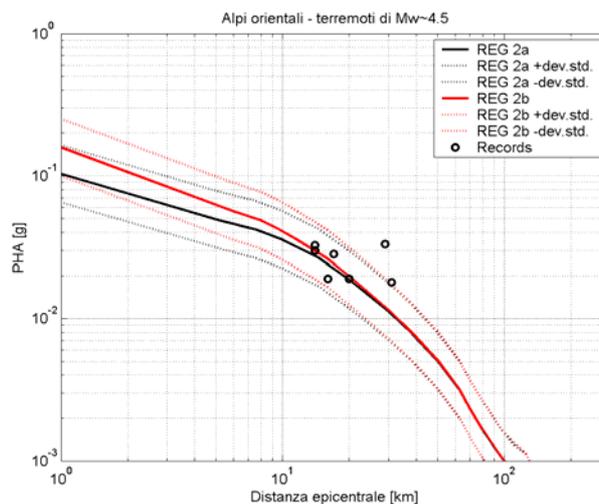


Figura 15. Confronto tra le curve REG2 (Malagnini et al., 2002) per Mw4.5 e i dati di alcuni aftershocks del terremoto del Friuli 1976 (Mw circa 4.5). Le curve nere corrispondono al ramo A dell'albero logico; quelle in rosso sono relative al ramo B.

Il terremoto Campano-Lucano (Irpinia) del 1980 (Mw6.9) è localizzato nella ZS 927, per la quale il ramo A dell'albero logico prevede l'uso della relazione REG1 (Morasca et al., 2003) con profondità di 10km, mentre il ramo B le attribuisce la stessa relazione (REG 3) della zona 3 (Appennino centrale) e profondità 10km.

In fig.16a sono stati confrontati i valori di accelerazione massima registrati in occasione di questo terremoto con le curve di accelerazione previste dai due modelli; in fig.16b è presentato lo stesso confronto relativo ad alcuni aftershocks di magnitudo circa 4.5. Sulla base di queste figure non è possibile stabilire se l'attribuzione della REG 1 (ramo A) sia preferibile alla REG 3 (ramo B).

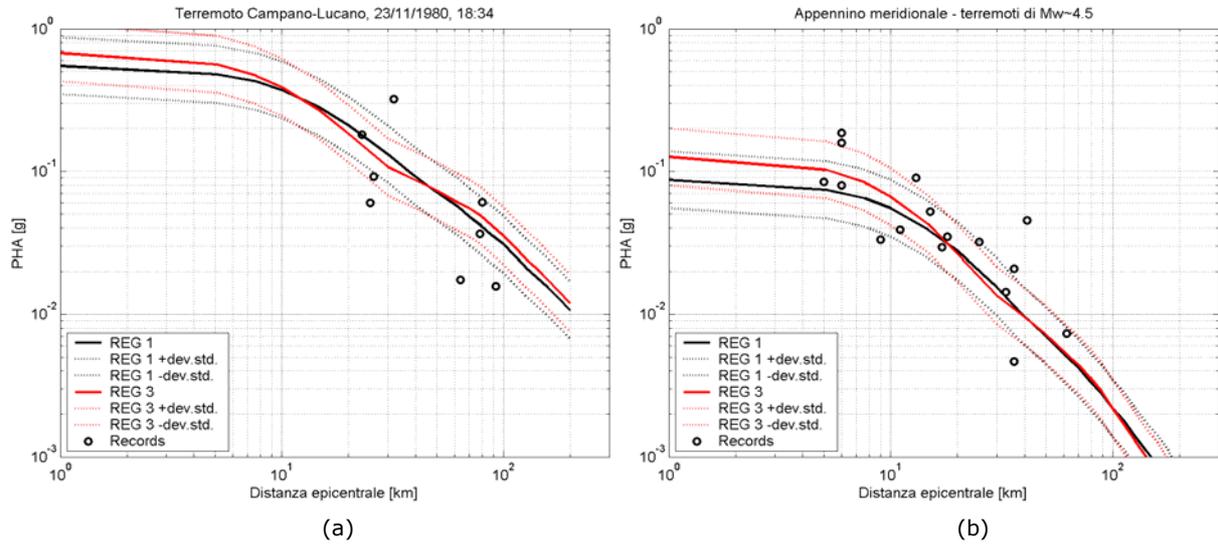


Figura 16. a) Confronto tra i dati del terremoto Campano-Lucano del 23.11.80 (Mw6.9) e le relazioni REG1 (Morasca et al., 2003, in nero) per Mw7.0 e REG3 (Malagnini et al., 2000a, rosso). b) Confronto delle stesse per Mw4.5 con i dati di alcuni aftershocks (Mw \approx 4.59).

La fig.17 mostra il confronto tra i valori di amax previsti dalle REG3 (Malagnini et al., 2000a) per l'Appennino centrale (zona 3) secondo i due rami dell'albero logico (ramo A, profondità 10km; ramo B, profondità 8km) e i dati di eventi della sequenza umbro-marchigiana del 1997-1998.

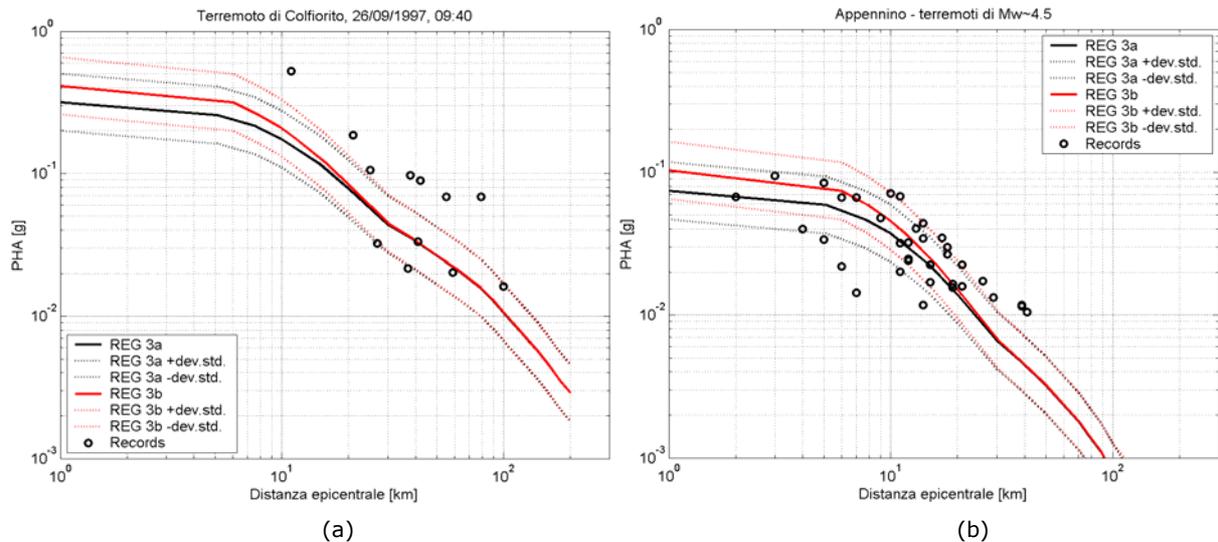


Figura 17. a) Confronto tra le curve REG 3 (Malagnini et al., 2000a) per Mw6.0 con i dati del terremoto di Colfiorito Mw6.1. b) Confronto delle stesse per Mw4.5, con i dati di alcuni aftershocks della sequenza umbro-marchigiana del 1997-1998 (Mw \approx 4.5).

In particolare in fig.17a i valori di a_{max} registrati si riferiscono al terremoto di Colfiorito del 26 settembre 1997 09:40 (Mw6.0), mentre in fig.17b a diversi aftershocks di magnitudo Mw circa 4.5.

Si osserva che l'accordo tra le stime predittive e i valori di a_{max} effettivamente registrati è generalmente buono, anche se diversi valori osservati nel caso del terremoto di Colfiorito si dispongono fuori dalle fasce di tolleranza.

Il terremoto del Molise del 31 ottobre 2002 (Mw5.8) è localizzato nella ZS 924 per la quale i due rami dell'albero logico propongono soluzioni alternative: il ramo A attribuisce a questa zona l'attenuazione REG 2 derivata da Malagnini et al. (2002) per l'area delle Alpi orientali, con una profondità di 10km; nel ramo B invece le viene assegnata l'attenuazione REG3 propria dell'Appennino centrale (Malagnini et al., 2000a) e una profondità di 13km (fig.18).

Nonostante le curve di attenuazione REG2 e REG3 siano molto diverse, questo confronto non fornisce indicazioni utili a stabilire quale delle due caratterizzi meglio il comportamento propagativo e la sismicità della zona del Molise. Questo è dovuto sia alla sostanziale mancanza di dati soprattutto a breve distanza, sia agli effetti di direttività osservati per questo terremoto.

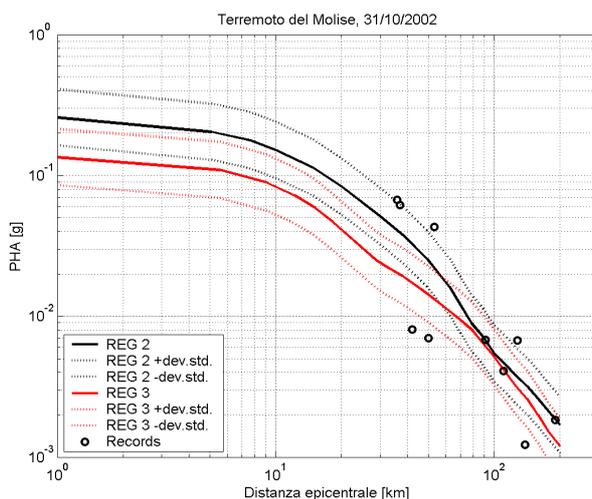


Figura 18. Confronto tra i valori di a_{max} osservati del terremoto del Molise Mw5.8 e le curve predittive secondo i due rami dell'albero logico: REG2 con profondità 10km (ramo A, nero) e REG3 con profondità 13km (ramo B in rosso) per Mw6.0.

In mancanza di dati accelerometrici italiani con cui confrontare le curve regionali estrapolate alle alte magnitudo, si è fatto ricorso a registrazioni di terremoti europei caratterizzati da condizioni sismotettoniche analoghe a quelle delle aree da cui le relazioni sono derivate. In particolare sono state utilizzate le registrazioni del terremoto del Montenegro (15.04.79, Mw6.9) per verificare il comportamento delle relazioni REG 2 derivate dalle leggi di Malagnini et al. (2002) valide per le Alpi orientali, mentre per la REG 3 che deriva da Malagnini et al. (2000a) ed è valida per l'Appennino centrale, sono state utilizzate diverse registrazioni di terremoti greci generati da faglie normali.

I confronti sono illustrati in fig.19; si noti che le registrazioni sono state scelte in base non soltanto alle condizioni geologiche di sito (roccia), ma anche in base alla collocazione dello strumento, escludendo tutte le registrazioni provenienti da stazioni localizzate all'interno di grandi edifici.

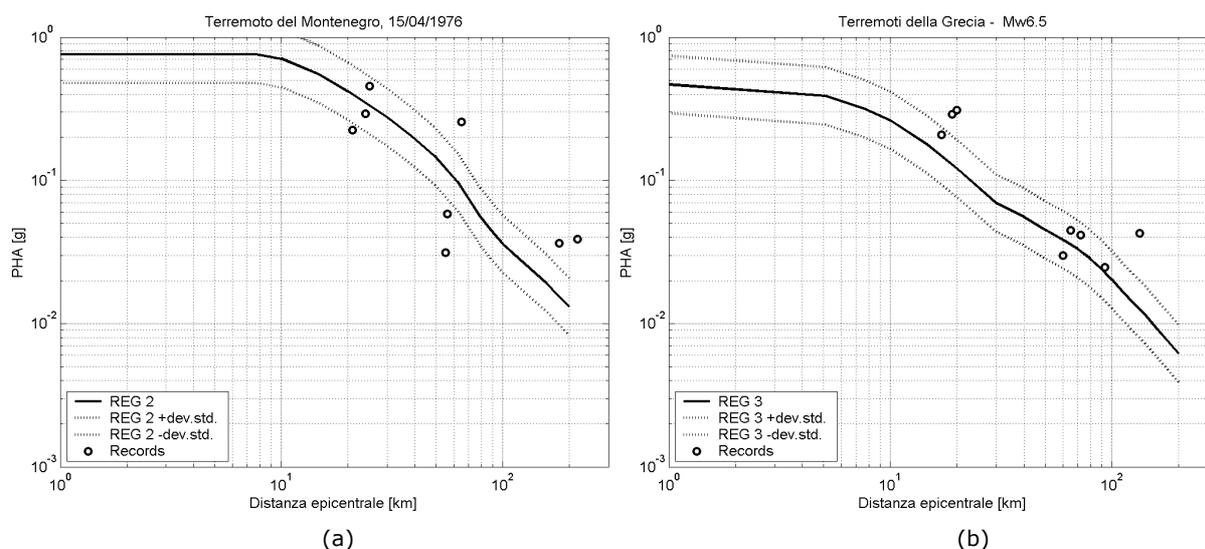


Figura 19. a) Confronto tra le curve REG2 (Malagnini et al., 2002) per Mw7.0 con i dati del terremoto del Montenegro, evento del 15.04.79 Mw6.9. b) Confronto delle curve REG3 (Malagnini et al., 2000a) per Mw6.5 con i dati di alcuni terremoti greci di Mw6.5 generati da faglie normali.

Per quanto riguarda le zone vulcaniche, le relazioni di attenuazione regionalizzate non sono state confrontate con i dati perché le registrazioni accelerometriche disponibili sono insufficienti.

Bibliografia

- Abrahamson N.A. and Silva W.J. (1997). Empirical response spectral attenuation relations for shallow crustal earthquakes. *Seism. Res. Lett.*, 68, 1, 94-127.
- Akinci A., Malagnini L., Herrmann R.B., Pino N.A., Scognamiglio L. and Eyidogan H. (2001). Predictive relationships for the ground motion in the Erzincan region (Turkey): inferences from small earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1446-1455.
- Akinci A., Mueller C., Malagnini L. and Lombardi A. (2004). Seismic hazard estimate in the Alps and Apennines (Italy) using smoothed historical seismicity and regionalized predictive ground-motion relationships. *Boll. Geof. Teor. Appl.* (in press).
- Albarello D., Bosi V., Brammerini F., Lucantoni A., Naso G., Peruzza L., Rebez A., Sabetta F. e Slejko D. (2000). Carte di pericolosità sismica del territorio nazionale. Quaderni di Geofisica, 12, ING, Roma, 7 pp., CD-ROM, 4 allegati.
- Ambraseys N.N. (1995). The prediction of earthquake peak ground acceleration in Europe. *Earth. Eng. and Struct. Dyn.*, 24, 4, 467-490.
- Ambraseys N.N. and Bommer J.J. (1991). Database of European strong ground-motion records. *European Earthquake Engineering*, 2, 18-37.
- Ambraseys N.N., Simpson K.A. and Bommer J.J. (1996). Prediction of horizontal response spectra in Europe. *Earth. Eng. and Struct. Dyn.*, 25, 4, 371-400.
- Ambraseys N.N., Smit P., Sigbjornsson R., Suhadolc P. and Margaris B. (2002). Internet-Site for European Strong-Motion Data, European Commission, Research-Directorate General, Environment and Climate Programme.
- Atkinson G.M. and Boore D.M. (1995). Ground-motion relations for eastern North America. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 85, 17-30.
- Atkinson G.M. and Silva W.J. (1997). An empirical study on earthquake source spectra. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 87, 97-113.

- Bay F., Fah D., Malagnini L. and Giardini D. (2003). Spectral shear-wave ground motion scaling in Switzerland. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 93, 414-429.
- Bender B. and Perkins D.M. (1987). SEISRISK III: a computer program for seismic hazard estimation. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 1772, 48 pp.
- Bodin P., Malagnini L. and Akinci A. (2004). Ground motion scaling in the Kachchh basin, India, deduced from aftershocks of the 2001 Mw 7.6 Bhuj earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.* (in press).
- Bommer J.J., Douglas J. and Strasser F.O. (2003). Style-of-faulting in ground-motion prediction equations. *Bull. Earthq. Eng.*, 1, 171-203.
- Boore D.M., Joyner W.B. and Fumal E.T. (1997). Equations for estimating horizontal response spectra and peak acceleration from western North American earthquakes: A summary of recent work. *Seism. Res. Lett.*, 68, 1, 129-154.
- Boore D.M. (2001). Comparisons of ground motions from the 1999 Chi-Chi earthquake with empirical predictions largely based on data from California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 1212-1217.
- Campell K.W. (1997). Empirical near-source attenuation relationships for horizontal and vertical components of peak ground acceleration, peak ground velocity, and pseudo-absolute acceleration response spectra. *Seism. Res. Lett.*, 68, 1, 128-154.
- Campbell K.W. (2001). Appendix to "Strong-motion attenuation relations: commentary and discussion of selected relations", in *IASPEI Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*. W. H. K. Lee (Editor) Academic Press, San Diego, California.
- Cartwright D.E. and Longuet-Higgins M.S. (1956). The statistical distribution of the maxima of a random function. *Proc. R. Soc. London* 237, 212-232.
- Chiaruttini C. and Siro L. (1981). The correlation of peak ground horizontal acceleration with magnitude, distance, and seismic intensity for Friuli and Ancona, Italy, and the Alpidic belt. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 6, 1993-2009.
- De Natale G., Faccioli E. and Zollo A. (1988). Scaling of peak ground motion from digital recordings of small earthquakes at Campi Flegrei, Southern Italy. *Pure and Applied Geophysics*, 128, 37-53.
- Douglas J., 2004. Ground motion estimation equations 1964-2003. Reissue of ESEE Report No. 01-1 "A comprehensive worldwide summary of strong-motion attenuation relationships for peak ground acceleration and spectral ordinates (1969 to 2000)" with corrections and additions. Imperial College of Science, Technology and Medicine, Department of Civil and Environmental Engineering, Research Report No 04-001-SM, 239 pp.
- Faccioli E. (1979). Engineering seismic risk analysis of the Friuli region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 21, 83, 173-190.
- Faccioli E. and Agalbato D. (1979). Attenuation of strong-motion parameters in the 1976 Friuli, Italy, earthquakes. *Proceedings of the "2nd U.S. National Conference on Earthquake Engineering"*, Stanford, California, August 22-24, 1979, 233-242.
- Giardini D. (1999). The Global Seismic Hazard Assessment Program (GSHAP) – 1992/1999. *Ann. Geofis.*, 42, 957-974.
- Jiménez M.J., Giardini D., Grünthal G. and the SESAME Working Group (2001). Unified seismic hazard modelling throughout the Mediterranean region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 42, 3-18.
- Joyner W.B. and Boore D.M. (1981). Peak horizontal acceleration and velocity from strong-motion records including records from the 1979 Imperial Valley, California, earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 71, 2011-2038.
- Malagnini L. and Herrmann R. (2000). Ground-motion scaling in the region of the 1997 Umbria-Marche earthquake (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1041-1051.
- Malagnini L., Herrmann R.B. and Di Bona M. (2000a). Ground motion scaling in the Apennines (Italy). *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 4, 1062-1081.
- Malagnini L., Herrmann R.B. and Koch K. (2000b). Regional ground motion scaling in Central Europe. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 90, 1052-1061.
- Malagnini L., Akinci A., Herrmann R.B., Pino N.A. and Scognamiglio L. (2002). Characteristics of the ground motion in Northeastern Italy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 92, 2186-2204.
- Meletti C., Patacca E. and Scadone P. (2000). Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure and Applied Geophysics*, 157, 11-35.

- Montone P., Pondrelli S., Amato A., Mariucci M.T. and Pierdominici S. (2003). An improved stress map of Italy and Central Mediterranean. In EGS-AGU-EUG Joint Assembly 2003, Geophysical Research Abstracts, 5, 10362.
- Morasca P., Malagnini L., Akinci A., Spallarossa D. and Herrmann R.B. (2003). Ground-motion scaling in the western Alps. Bull. Seism. Soc. Am. (submitted).
- Romeo R. and Pugliese A. (2000). Seismicity, seismotectonics and seismic hazard of Italy. Engineering Geology, 55, 241-258.
- 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.
- Sabetta F. and Pugliese A. (1996). Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions. Bull. Seism. Soc. Am., 86, 337-352.
- Sadigh K., Chang C.Y., Egan J.A., Makdisi F. and Youngs R.R. (1997). Attenuation relationships for shallow crustal earthquakes based on California strong motion data. Seism. Res. Lett., 68, 154-180.
- Scognamiglio L., Malagnini L. and Akinci A. (2003). Ground motion scaling in Eastern Sicily (Italy). Bull. Seism. Soc. Am. (submitted).
- Slejko D., Peruzza L. and Rebez A. (1998). Seismic hazard maps of Italy. Ann. Geofis., 41, 183-214.
- Slejko D., Camassi R., CeciĆ I., Herak D., Herak M., Kociu S., Kouskouna V., Lapajne J., Makropoulos K., Meletti C., Muĉo B., Papaioannou Ch., Peruzza L., Rebez A., Scandone P., Sulstarova E., Voulgaris N., Živĉić M. and Zupanĉić P. (1999). Seismic hazard assessment of Adria. Ann. Geofis., 42, 1085-1107.
- Spudich P., Joyner W.B., Lindh A.G., Boore D.M., Margaris B.M. and Fletcher J.B. (1999). SEA99, A revised ground motion prediction relation for use in extensional tectonic regimes. Bull. Seism. Soc. Am., 89, 1156-1170.
- Tento A., Franceschina L. and Marcellini A. (1992). Expected ground motion evaluation for Italian sites. Proceedings of the "Tenth World Conference on Earthquake Engineering", Madrid, Spain, 19-24 July 1992, Vol. 1, 489-494.
- Wells D.L. and Coppersmith K.J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. Bull. Seism. Soc. Am., 84, 974-1002.
- Zonno G. and Montaldo V. (2002). Analysis of strong ground motions to evaluate regional attenuation relationships. Ann. Geophys., 45, 439-454.