

RISPOSTA SISMICA LOCALE: STIMA DEL FATTORE DI QUALITÀ (Q_s) NEI DEPOSITI ALLUVIONALI DELLA PIANURA PADANA

G. Franceschina¹, S. Carannante¹, A. Tento²

¹ Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Milano, Italy

² Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, CNR, Milano, Italy

Introduzione. La stima della risposta sismica locale riveste un ruolo di fondamentale importanza nella valutazione della pericolosità sismica locale e in particolare nella costruzione degli scenari di scuotimento. Gli effetti locali influiscono sulla forma dello spettro registrato al sito, generalmente producendo picchi di amplificazione di diversa ampiezza, forma e posizione, per frequenze comparabili con la frequenza propria del sito, f_0 . Per frequenze significativamente superiori a f_0 , l'effetto predominante della stratigrafia superficiale è invece una diminuzione dell'ampiezza spettrale all'aumentare della frequenza (decadimento spettrale). La modellazione della risposta sismica locale implica la conoscenza del profilo di V_s e di Q_s per il sito in esame.

Le numerose tecniche che sono state sviluppate per la valutazione di V_s nei depositi superficiali, basate sia su sorgenti attive che passive, consentono di ottenere misurazioni affidabili della velocità di propagazione delle onde di taglio, alle quali raramente corrispondono misure dirette dell'attenuazione. Quest'ultima viene spesso considerata tramite il fattore di smorzamento misurato con prove geotecniche di laboratorio su campioni di dimensione limitata, che possono quindi fornire informazioni principalmente sull'attenuazione intrinseca, tralasciando il contributo degli effetti di diffusione anelastica.

In questo lavoro, utilizzando registrazioni di eventi sismici ottenute in superficie e in pozzo alla profondità di 100 metri, è stato stimato il fattore di qualità (Q_s) in alcuni depositi alluvionali caratteristici della Pianura Padana. La rete microsismica che ha fornito le registrazioni era installata in Pianura Padana Centrale, in provincia di Piacenza, ed era composta da 3 stazioni in superficie e 4 in pozzo (-100 m), equipaggiate con sismometri a corto periodo. Le stazioni erano posizionate con una inter-distanza di circa 2 km, garantendo in tal modo la possibilità di ottenere registrazioni relative a una situazione geo-litologica sufficientemente omogenea. La metodologia di analisi utilizzata consiste nella valutazione del parametro di decadimento spettrale k , introdotto da Anderson e Hough (1984), con i dati registrati in superficie e in pozzo. Dalla differenza dei valori ottenuti con i due data-set è stato possibile stimare il valore di Q_s medio relativo ai 100 metri superficiali dei sedimenti che caratterizzano il deposito alluvionale in esame. Non disponendo di misure dirette di V_s , necessaria per la stima di Q_s , in questo lavoro

si è valutata la V_s media dei primi 100 m di sedimenti dalle caratteristiche spettrali evidenziate nelle registrazioni in pozzo. I valori stimati di Q_s e di V_s sono stati poi confrontati con i profili di V_s ottenuti in situazioni geo-litologiche paragonabili, con misure effettuate nell'area della sequenza sismica emiliana del maggio-giugno 2012 (Paolucci *et al.*, 2015), e con le relazioni empiriche tra V_s e Q_s , ottenute con dati registrati in Europa e in Asia Centrale (Boxberger *et al.*, 2017).

Metodo. Per la stima di Q_s vengono utilizzati i dati di 223 terremoti di magnitudo M_L compresa fra 1.7 e 5.2 e registrati nel periodo aprile 2010 – aprile 2012. I sismogrammi sono stati registrati a distanze epicentrali comprese fra 10 e 240 km, da 3 stazioni velocimetriche dotate di sensori Lennartz LE3Dlite MKII (frequenza propria 1 Hz) posti in superficie, e 4 stazioni velocimetriche equipaggiate con sensori Lennartz LE-3D/BH (frequenza propria 1 Hz) posti a 100 m di profondità. La rete microsismica si estende su un'area di circa (4 x 6) km², caratterizzata da una litologia superficiale sufficientemente uniforme. Per questo lavoro sono state selezionate le componenti orizzontali di 316 registrazioni ottenute con i sensori installati in pozzo e le componenti orizzontali di 172 registrazioni ottenute in superficie. Allo scopo di effettuare una stima del parametro di decadimento spettrale, tutte le registrazioni sono state corrette per la risposta strumentale e filtrate passa banda fra 0.8 e 40 Hz. L'ampiezza dello spettro di Fourier è stata stimata per finestre di segnale di 2-5 s che iniziano in corrispondenza del primo arrivo della fase S diretta, applicando un tapering del 5% prima di calcolare la FFT.

Il parametro di decadimento spettrale k è stato stimato calcolando la pendenza dell'ampiezza dello spettro di Fourier in accelerazione nella parte di alta frequenza (Gentili e Franceschina, 2011; Ktenidou *et al.*, 2014). La regressione lineare è stata applicata agli spettri ottenuti con le componenti orizzontali del moto, in bande di frequenza variabili a seconda del rapporto segnale disturbo osservato. Generalmente è stato adottato l'intervallo [5-20] Hz, e i valori di k ottenuti con le regressioni effettuate sulle singole componenti del moto, k^{NS} e k^{WE} , sono stati poi selezionati in base alla significatività della loro differenza. I valori di k ottenuti dalle stazioni poste in superficie e dalle stazioni in pozzo sono stati poi utilizzati per effettuare due corrispondenti regressioni con la distanza epicentrale, R_E , allo scopo di stimare k_0^S , il valore di k per $R_E = 0$ associato alla misura effettuata in superficie, e k_0^B , il corrispondente valore associato alla misura effettuata a 100 m di profondità. La differenza $\Delta k_0 = k_0^S - k_0^B$ tra i due valori stimati è stata poi utilizzata per ricavare il valor medio di Q_s relativo ai primi 100 m di sedimenti, $Q_{s,100}$. Dalla definizione del parametro di decadimento spettrale infatti, nel caso di propagazione lungo un raggio sismico di lunghezza L caratterizzato da valori costanti di V_s e Q_s , si può scrivere la relazione: $k_1 - k_2 = L \cdot (Q_s \cdot V_s)^{-1}$, nella quale k_1 e k_2 rappresentano i valori di k corrispondenti ai punti estremi del raggio. $Q_{s,100}$ è stato perciò calcolato mediante la relazione: $Q_{s,100} = 100 \cdot (\Delta k_0 \cdot V_{s,100})^{-1}$, nella quale il valor medio di V_s nei primi 100 m di deposito, $V_{s,100}$, è stato stimato a partire dalla posizione dei buchi spettrali presenti nello spettro di Fourier osservato con le stazioni in pozzo e causati dall'interferenza distruttiva fra le onde incidenti e quelle riflesse dalla superficie. Dalla differenza delle frequenze di due buchi spettrali consecutivi, Δf_n , è possibile stimare il corrispondente valore di V_s mediante la relazione: $V_{s,H} = 2 \cdot H \cdot \Delta f_n$, nella quale H indica la profondità delle stazioni in pozzo.

Risultati. I valori di k ottenuti con i dati registrati in superficie e in pozzo confermano l'influenza che gli strati superficiali di materiale soffice hanno sulla stima del parametro di decadimento spettrale. In Fig. 1 viene mostrato un esempio di tale stima, relativo alla misura di k ottenuta con una stazione in pozzo, a 100 m di profondità, e la corrispondente misura ottenuta in superficie. Come si vede, i 100 m di sedimenti superficiali producono una variazione del valore di k pari a 19 ms, corrispondente al 29% del valore misurato in superficie. Le regressioni con la distanza epicentrale confermano ulteriormente l'influenza dei sedimenti. Applicando una regressione ai minimi quadrati ai dati ottenuti con le registrazioni delle stazioni poste in superficie si ottiene: $k^S = (68 \pm 2) + (0.06 \pm 0.02) \cdot R_E$ (con k^S in ms e R_E in km), mentre con i dati delle registrazioni in pozzo si ottiene: $k^B = (54 \pm 2) + (0.07 \pm 0.01) \cdot R_E$. Il contributo al

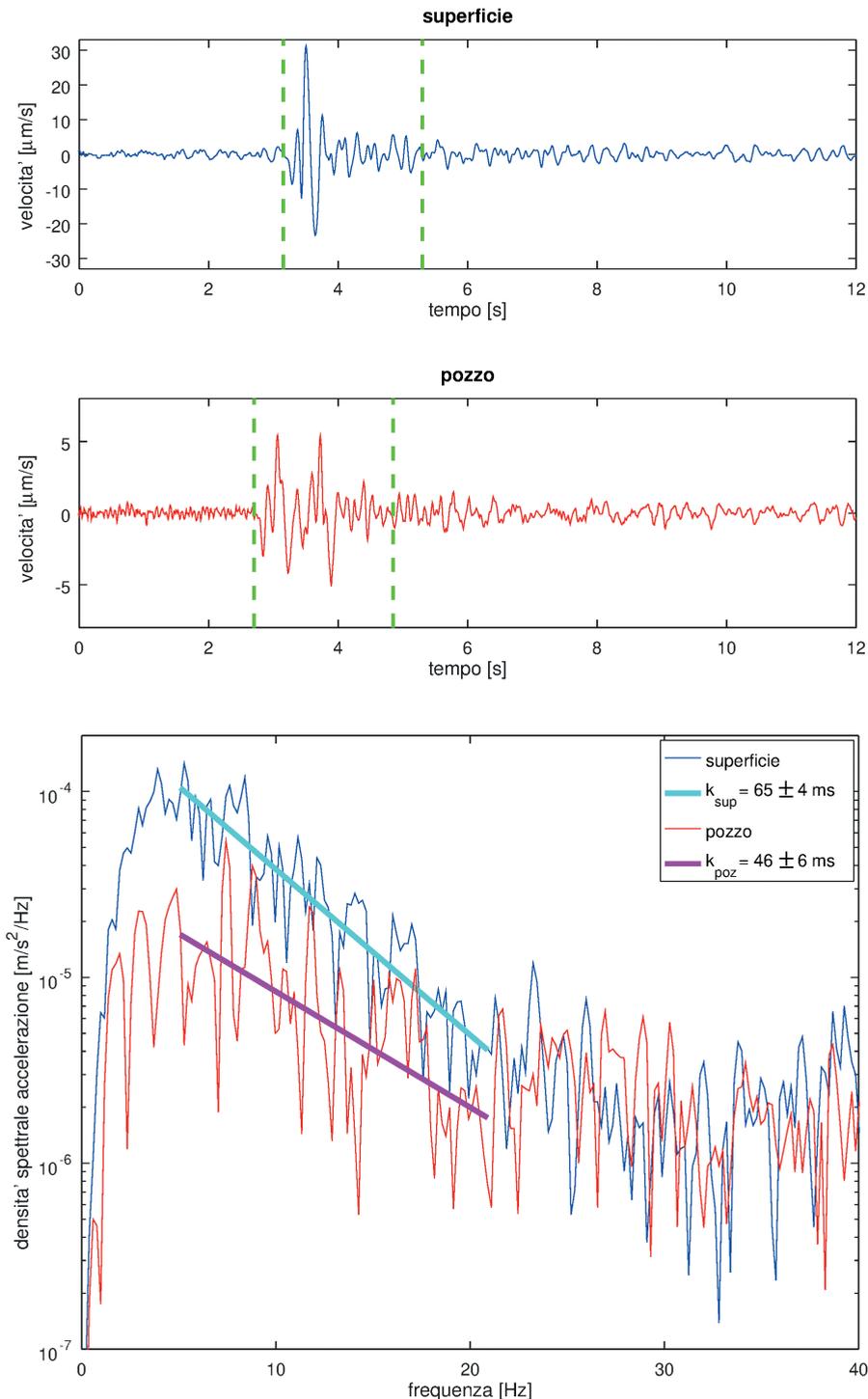


Fig. 1 - Evento con M_L 1.7, profondità 6.9 km, distanza epicentrale 10 km. Pannelli superiori: registrazioni in superficie e in pozzo di una componente orizzontale; le linee verticali delimitano la finestra temporale di analisi. Pannello inferiore: spettri in accelerazione della finestra temporale selezionata; le linee continue spesse evidenziano la stima della pendenza dello spettro di accelerazione negli intervalli di frequenza appositamente scelti.

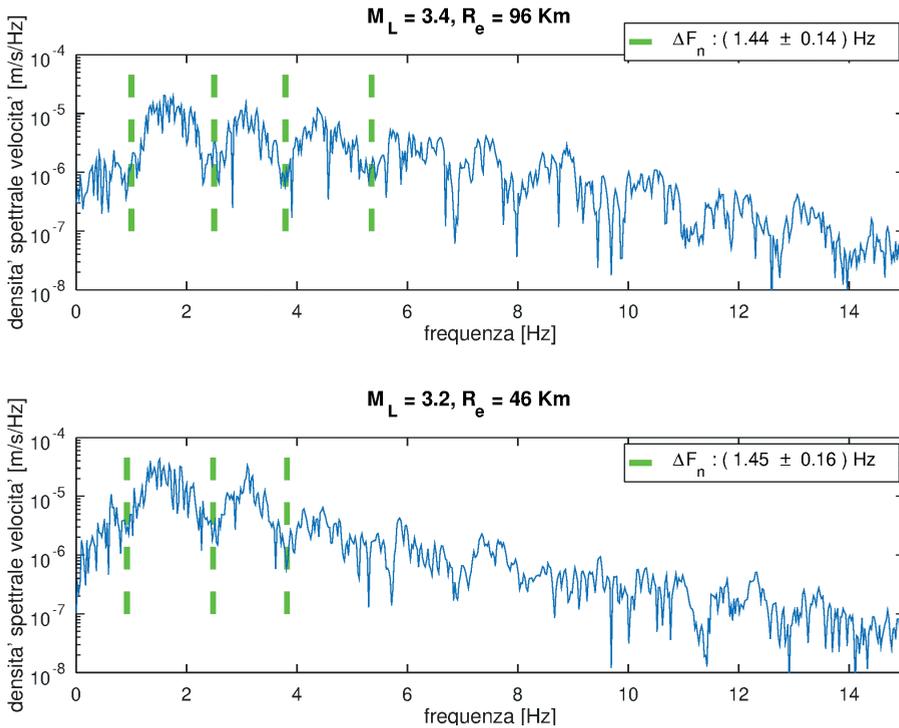


Fig. 2 - Spettri di velocità di registrazioni in pozzo relative a due eventi selezionati. Le linee verticali indicano la stima di f_n .

decadimento spettrale relativo ai primi 100 m di depositi superficiali è quindi: $\Delta k_0 = k_0^S - k_0^B = (14.0 \pm 2.8)$ ms.

Specialmente nel caso di eventi forti e/o registrati a breve distanza, gli spettri registrati dai sensori in pozzo mostrano la presenza di buchi spettrali dovuti all'interferenza tra le onde sismiche incidenti e quelle riflesse dalla superficie libera. La Fig. 2 mostra due misure indipendenti della quantità Δf_n , ottenute con eventi di magnitudo locale 3.4 e 3.2. L'analisi sistematica di tutte le registrazioni del data-set selezionato fornisce: $\Delta f_n = (1.50 \pm 0.15)$ Hz, e consente perciò di stimare un valore medio di V_s dei primi 100 m di deposito pari a (300 ± 30) m/s. I valori di Δk_0 e di $V_{s,100}$ così stimati hanno quindi permesso di ricavare: $Q_{s,100} = 25 \pm 7$.

Il valore di $V_{s,100}$ stimato rientra nell'intervallo di profili di V_s ottenuti nell'area della sequenza sismica emiliana del maggio-giugno 2012 da Paolucci *et al.* (2015) in situazioni geolitologiche paragonabili. Assumendo uno stesso tipo di andamento medio di V_s in funzione della profondità, e una relazione di proporzionalità tra V_s e Q_s , sono stati quindi stimati i valori medi di V_s e Q_s nei primi 30 m di deposito, $V_{s,30}$ e $Q_{s,30}$, rispettivamente. In Fig. 3, i parametri così valutati, $V_{s,30} = (207 \pm 28)$ m/s e $Q_{s,30} = 17 \pm 5$, vengono confrontati con le stime di $V_{s,30}$ e $Q_{s,30}$ ottenute da Boxberger *et al.* (2017) con misure di microtremore eseguite in array, in diversi siti europei e centro-asiatici. Le stime di V_s e Q_s ricavate in questo lavoro sono compatibili con i risultati ottenuti in situazioni geo-litologiche caratterizzate dalla presenza di argille.

Conclusioni. La disponibilità di registrazioni ottenute con stazioni in pozzo, all'interno della copertura sedimentaria che caratterizza l'intero bacino della Pianura Padana, ha consentito di effettuare misurazioni di velocità delle onde S e di attenuazione, relative ai primi 100 m di depositi superficiali. In particolare, l'analisi dei dati registrati nel periodo aprile 2010 – aprile 2012 da una rete microsismica installata nella Pianura Padana Centrale, in provincia di Piacenza, ha evidenziato i seguenti punti:

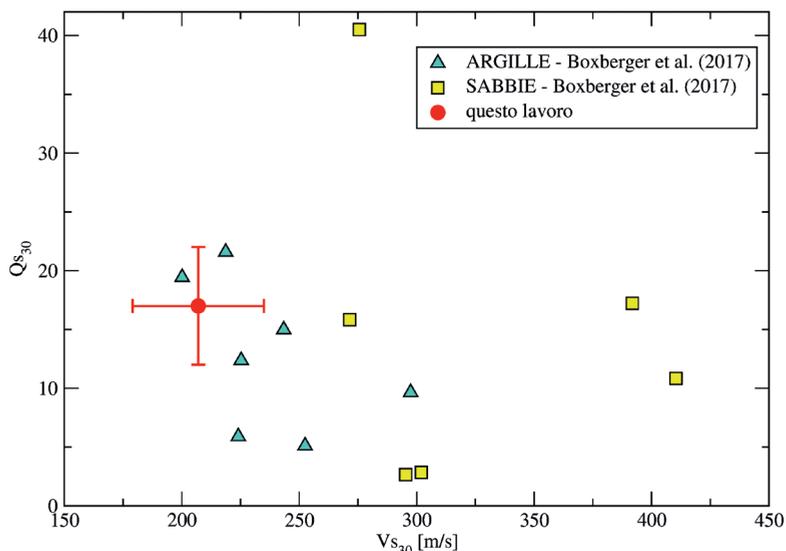


Fig. 3 - Confronto fra le stime di $V_{s,30}$ e $Q_{s,30}$ ottenute da Boxberger *et al.* (2017) e quelle ottenute in questo lavoro.

1. L'attenuazione di alta frequenza ($f > 10$ Hz) delle onde S, modellata mediante il parametro di decadimento spettrale k (Anderson e Hough, 1984), risulta fortemente influenzata dai sedimenti alluvionali, che si osservano coerentemente in tutto il bacino della Pianura Padana. In particolare, i 100 m di deposito superficiale monitorati in questo lavoro, sono associati ad una variazione $\Delta k_0 = k_0^S - k_0^B$ fra i valori di k misurati in superficie e a 100 m di profondità: $\Delta k_0 = (14.0 \pm 2.8)$ ms, con $k_0^S = (68 \pm 2)$ ms e $k_0^B = (54 \pm 2)$ ms. Si noti che i dati analizzati mostrano anche un contributo medio al valore di k di circa 6-7 ms, dovuto a 100 km di propagazione crostale.
2. La presenza di buchi spettrali in posizioni regolari, osservabili nello spettro di ampiezza registrato dalle stazioni in pozzo e dovuti all'interferenza distruttiva fra onde incidenti e onde riflesse dalla superficie libera, ha consentito di stimare un valor medio di V_s riferito ai primi 100 m di deposito superficiale: $V_{s,100} = (300 \pm 30)$ m/s.
3. Le stime di Δk_0 e di $V_{s,100}$ ottenute sono state impiegate per calcolare un valore medio di Q_s riferito ai primi 100 m di deposito: $Q_{s,100} = 25 \pm 7$.
4. I valori di V_s e Q_s ricavati in questo lavoro sono compatibili con i profili di V_s ottenuti mediante misure di microtremore eseguite in array in diverse aree interessate dalla sequenza sismica emiliana del 2012 (Paolucci *et al.*, 2015) e con le stime di $V_{s,30}$ e $Q_{s,30}$ ottenute con dati registrati in Europa e in Asia Centrale da Boxberger *et al.* (2017).

Ringraziamenti. Si ringraziano per la collaborazione: Paolo Augliera, direttore della Sezione di Milano dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e "Stogit S.p.A. - Eni".

Bibliografia

- Anderson J. G. and Hough S. E.; 1984: *A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies*. Bull. Seism. Soc. Am., **74**, 1969-1993.
- Boxberger T., Pilz M. and Parolai S.; 2017: *Shear wave velocity versus quality factor: results from seismic noise recordings*. Geophys. J. Int., **210**, 660–670.
- Gentili S. and Franceschina G.; 2011: *High frequency attenuation of shear waves in the southeastern Alps and northern Dinarides*. Geophys. J. Int., **185**, 1393-1416.
- Ktenidou O-J., Cotton F., Abrahamson N. A. and Anderson, J. G.; 2014: *Taxonomy of k: A Review of Definitions and Estimation Approaches Targeted to Applications*. Seism. Res. Lett., **85**, 135-146.
- Paolucci E., Albarello D., D'Amico S., Lunedei E., Martelli L., Mucciarelli M. and Pileggi D.; 2015: *A large scale ambient vibration survey in the area damaged by May–June 2012 seismic sequence in Emilia Romagna, Italy*. Bull. Earthq. Eng., **13**, 3187-3206.