

## LIVELLI DI DETEZIONE DA STAZIONI SISMICHE IN POZZO

Paolo Augliera<sup>1</sup>, Gianlorenzo Franceschina<sup>1</sup>, Marco Massa<sup>1</sup>, Sara Lovati<sup>1</sup>,  
Ezio D'Alema<sup>2</sup>, Simone Marzorati<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione di Milano-Pavia - Sismologia Applicata all'Ingegneria

<sup>2</sup>Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Centro Nazionale Terremoti

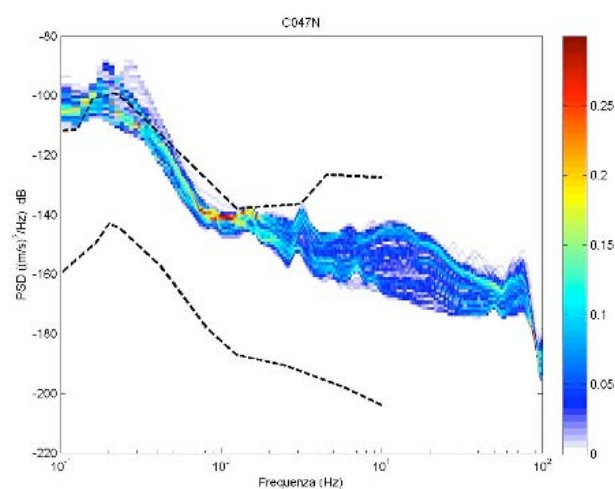
### Introduzione

Nell'ambito di un progetto pilota per l'iniezione e lo stoccaggio di CO<sub>2</sub> da effettuarsi nell'area di Cortemaggiore (PC), la Sezione di Milano-Pavia dell'INGV è stata incaricata dell'attività di monitoraggio sismico di superficie. A tale scopo è stata realizzata una rete costituita da 7 stazioni. I sensori sono posizionati in un'area di dimensioni di circa 6x2 km. Tutte le stazioni sono dotate di acquisitore digitale a 24 bit tipo *Lennartz M24/NET* con ricevitore del segnale di tempo GPS. L'area è caratterizzata da un forte disturbo antropico ed industriale. Per migliorare la qualità del segnale, 4 sensori sono installati in pozzo alla profondità di 100 metri. Per le stazioni in pozzo il sensore usato è il *Lennartz LE-3D/BH* mentre in superficie viene utilizzato *LE-3Dlite MKII*. I 2 sensori presentano caratteristiche tecniche simili, con frequenza propria pari ad 1 Hz, limite superiore in frequenza di 80 Hz e *range* dinamico di 136 dB. In questo lavoro sono stimati i livelli di microtremore sismico e viene valutata la soglia di detezione, ovvero il valore minimo di magnitudo registrabile in funzione della distanza dalla sorgente sismica.

### Stima dei livelli di microtremore sismico

Una prima valutazione deriva dalla misurazione dei valori RMS dei segnali. Per le stazioni in superficie il valore di RMS passa mediamente da  $8.3 \times 10^{-7}$  m/s durante il giorno, a  $3.8 \times 10^{-7}$  m/s nelle ore notturne. Per le stazioni in pozzo l'RMS risulta pari a  $3.4 \times 10^{-7}$  m/s e  $3.0 \times 10^{-7}$  m/s nelle ore diurne e notturne, rispettivamente. Lo strumento in pozzo presenta una riduzione del livello di rumore sismico di un fattore 2.5 circa, rispetto alle stazioni poste in superficie. In quest'area altamente urbanizzata ed industrializzata, l'installazione a 100 m in pozzo consente quindi di ottenere un livello del segnale diurno paragonabile a quello che si riscontrerebbe durante la notte per le stazioni in superficie. Per giungere ad una valutazione più accurata del livello di rumore, che tenga conto dei differenti contributi in frequenza, si procede

all'analisi spettrale del segnale registrato. Una pratica consolidata consiste nel rappresentare il contenuto spettrale del rumore in termini di densità dello spettro di potenza (PSD) misurato in deciBel (dB). In tal modo i risultati ottenuti possono essere confrontati con le curve *standard* di riferimento *New High Noise Model* (NHNM) e *New Low Noise Model* (NLNM) ricavate da Peterson [1993] dall'analisi dei dati di microtremore sismico di 75 stazioni distribuite in diverse parti del mondo. In questo caso, le analisi di rumore sono state effettuate selezionando, per ogni stazione, 1488 registrazioni 3-componenti, ciascuna della durata di un'ora. Le tracce sono state corrette per la linea di base e per la risposta dello strumento e un *tapering* del 10% è stato applicato all'inizio e alla fine del segnale prima di calcolare la trasformata di Fourier (FFT). Allo scopo di ridurre la varianza, le ampiezze spettrali, sono state moltiplicate per una funzione di *smoothing* utilizzando la finestra di Konno & Omachi [1998] con parametro  $b=20$ . La scelta di questo tipo di funzione, che agisce su scala logaritmica, consente di ottenere una maggior risoluzione nell'individuazione di eventuali picchi in bassa frequenza.



**Figura 1.** PDF dello spettro di potenza (PSD) del rumore sismico registrato alla stazione C047 (componente Nord-Sud). Le linee tratteggiate indicano i livelli NHNM ed NLNM.

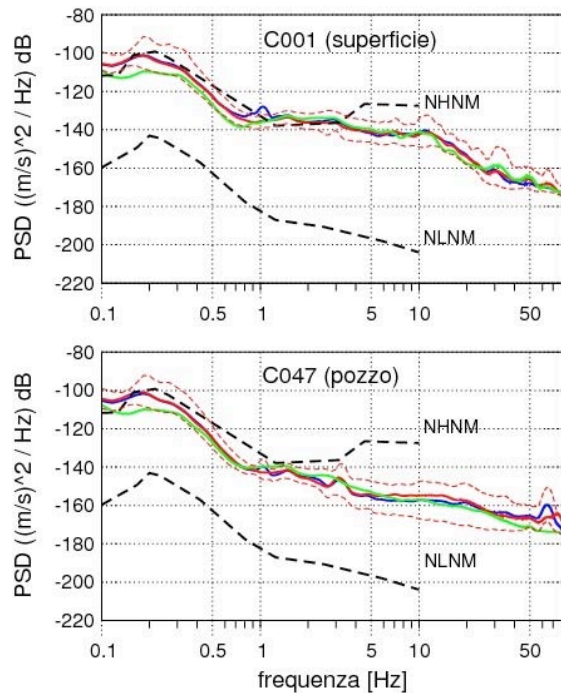
Lo spettro di potenza del segnale in velocità è stato calcolato con una risoluzione di 0.0166 Hz ed i segnali sono stati acquisiti a 200 campioni al secondo. Le registrazioni di rumore microsismico risultano comunemente caratterizzate dalla presenza di numerosi disturbi, di origine prevalentemente antropica, che possono influenzare anche notevolmente la variabilità dello spettro di potenza. Per aumentare la stabilità della misura della PSD viene perciò solitamente calcolata la funzione di distribuzione (PDF) dello spettro, utilizzando il maggior numero di sequenze di segnale disponibili [McNamara & Buland, 2004]. Come esempio viene mostrata la funzione di distribuzione dello spettro di potenza in velocità misurato per la componente Nord-Sud di una delle stazioni in pozzo (*Figura 1*).

A conferma della particolare rumorosità di questi siti, i livelli di rumore sismico misurati risultano compatibili con la curva di riferimento NHNM. Non si evidenziano differenze significative fra le tre componenti, con livelli di rumore indicativamente attorno a -135 dB e -145 dB nella banda di frequenza 1-10 Hz, per le stazioni poste in superficie e in pozzo, rispettivamente. In *Figura 2* vengono riportate le curve medie delle funzioni di distribuzione per una stazione in superficie ed una in pozzo per le 3 componenti del moto. Per la componente Nord-Sud vengono inoltre riportati i valori corrispondenti al 5° e al 95° percentile ( $\pm 2\text{std}$ ). Per le stazioni in superficie, il livello di disturbo, indicativamente attorno a -130 dB per  $f=1$  Hz, diminuisce fino a -140 dB/-145 dB per  $f=10$  Hz e si attesta attorno a -160 dB per  $f=30$  Hz. Su tutta la banda di frequenze utili per la detezione di eventi sismici di bassa magnitudo (1-30 Hz), la stazione in pozzo presenta un guadagno di circa 7.3 dB. Nella banda di frequenza 1-10 Hz, il guadagno risulta invece 11.9 dB.

### Livelli di detezione

Le analisi di rumore presentate nel paragrafo precedente sono state impiegate per valutare il livello di detezione della rete. A tal fine, sono stati simulati i valori di PSD registrabili dalle stazioni installate, corrispondenti ad ipotetici eventi sismici di diversa magnitudo localizzati a differenti distanze dalla rete.

Poiché vengono simulati terremoti di magnitudo non particolarmente elevata, è stato utilizzato un modello a sorgente puntiforme, adottando la forma funzionale prevista da Brune [1970; 1971] per definire lo spettro di Fourier dell'evento.



**Figura 2.** Valori medi per le 3 componenti e deviazione *standard* per la componente Nord-Sud della PSD del rumore sismico registrato alle stazioni C001 e C047.

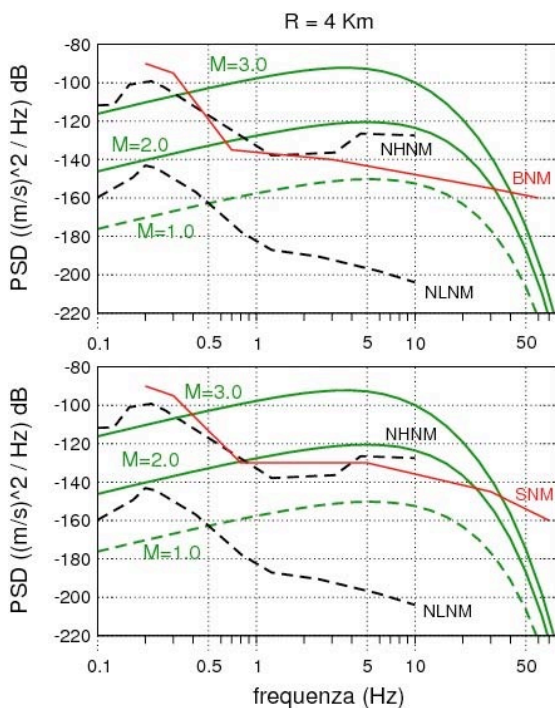
Il modello, ampiamente utilizzato nella pratica ingegneristica quando si intendano trascurare gli effetti di finitezza della faglia e gli effetti di direttività della rottura, è completamente definito da due parametri: il momento sismico del terremoto,  $M_0$ , legato alla magnitudo, e la frequenza d'angolo,  $f_c$ , legata alle dimensioni lineari della sorgente. Alternativamente, lo spettro di sorgente può essere definito dai valori di  $M_0$  e della caduta di sforzo,  $\Delta\sigma$ , dato che risulta  $\Delta\sigma \sim M_0 f_c^3$ . È importante notare che lo spettro di Fourier in velocità presenta un massimo assoluto in corrispondenza della *corner frequency* dell'evento. Quest'ultima può essere perciò definita come la frequenza caratteristica delle onde sismiche emesse dalla sorgente. L'attenuazione delle onde sismiche viene simulata introducendo un termine moltiplicativo, dipendente dalla frequenza e dalla distanza, nella definizione dello spettro di Fourier, allo scopo di rappresentare gli effetti di diffusione geometrica, di attenuazione anelastica e di dispersione. Secondo un'approssimazione ampiamente utilizzata, l'attenuazione può essere parametrizzata mediante due soli parametri: il fattore di qualità per  $f=1$  Hz,  $Q_0$  [Lay & Wallace, 1995], e il parametro di decadimento spettrale,  $k$  [Anderson & Hough, 1984].

L'ampiezza dello spettro di Fourier in velocità delle onde S registrate a distanza ipocentrale R dalla sorgente,  $V(f)$ , viene calcolata dalla seguente relazione:

$$V(f) = \frac{C \cdot M_0}{R} \frac{2\pi \cdot f}{1 + \left(\frac{f}{f_c}\right)^2} \cdot \exp\left(-\frac{\pi \cdot R}{Q_0}\right) \cdot \exp(-k \cdot f)$$

nella quale  $\beta$  rappresenta la velocità delle onde S e la costante  $C$  dipende da  $\beta$ , dalla densità del mezzo,  $\rho$ , e dal fattore di forma della radiazione,  $R_{\theta\phi}$ .

L'applicazione di una legge di scala, che regola il rapporto fra le dimensioni della sorgente e la dinamica della rottura, consente poi di ridurre ad uno il numero di parametri necessari per definire lo spettro di sorgente. In questo lavoro viene impiegata una legge di scala a caduta di sforzo costante con  $\Delta\sigma = 5$  MPa. Inoltre, come di consueto, viene impiegata la relazione di Hanks & Kanamori [1979] per ricavare il momento sismico a partire dalla magnitudo ipotizzata. Per quanto riguarda l'attenuazione, studi relativi all'area Lombarda indicano  $Q_0 = 48.5$  [Castro et al., 1993], mentre il valore del parametro  $k$  di decadimento spettrale può essere definito sulla base delle informazioni disponibili riguardanti la geologia locale.



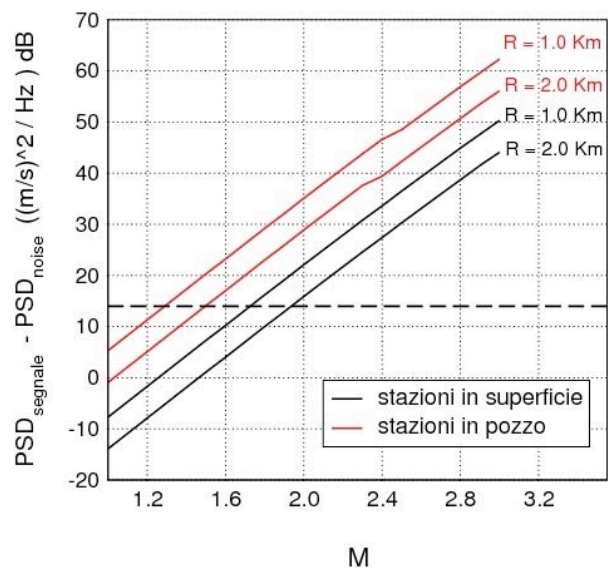
**Figura 3.** PSD medie per *noise* registrato ed eventi simulati. La sigla BNM indica le PSD medie del *noise* in pozzo, SNM quelle in superficie.

In questo lavoro, il valore di  $Q_0$  è stato fissato a 50, mentre il valore di  $k$ , fissato a 0.06 s, è stato scelto sulla base del confronto fra gli spettri di potenza simulato e osservato di un terremoto di bassa magnitudo registrato dalle stazioni della rete. In *Figura 3* sono raffigurati gli spettri di potenza simulati ottenuti applicando la tecnica descritta, per magnitudo da 1 a 3 e con una sorgente posta ad una distanza di 4 km.

Come risulta evidente dall'analisi di *Figura 3*, ad ogni evento simulato corrisponderà, per una data magnitudo, una particolare *corner frequency* per lo spettro ottenuto. Ad esempio per magnitudo 3 la *corner frequency* è intorno ai 5 Hz.

Come noto, tale valore è inversamente proporzionale alla frequenza ed aumenta quindi al diminuire della magnitudo. Per la definizione del livello di detezione viene utilizzato il valore della PSD ottenuta alla *corner frequency* dell'evento simulato, che avevamo appunto precedentemente definito come la frequenza caratteristica delle onde sismiche emesse dalla sorgente, per ognuna delle magnitudo e distanze considerate. Questo valore viene confrontato con il livello del *noise* osservato alla stazione per quella particolare frequenza. In questo lavoro poniamo il limite del rapporto segnale su disturbo a 5 (14 dB).

Dall'analisi di *Figura 4* si può valutare che le stazioni in pozzo, nella zona in esame particolarmente urbanizzata, permettono di abbassare la soglia di magnitudo di un valore pari a circa 0.5 km. La linea tratteggiata indica la soglia del rapporto segnale/*noise*.



**Figura 4.** Livelli di detezione per le stazioni in superficie ed in pozzo per eventi a distanze di 1 e 2 km.

## **Bibliografia**

- Anderson J.G., Hough S. (1984). A model for the shape of Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies, *Bull. seism. Soc. Am.*, 74, 1969-1994.
- Brune J.N. (1970). Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophysical Res.*, 75, 4997-5009.
- Brune J.N. (1971). Correction, *J. Geophysical Res.*, 76, 5002.
- Castro R., Pacor F., Petrongaro C. (1993). Confronto fra diversi metodi per la stima dell'attenuazione delle onde sismiche applicati nelle regioni Lombardia e Sicilia, *Atti del 12° Convegno del G.N.G.T.S.*, Roma 24-26 novembre 1993, Vol. I, 179-192.
- Hanks T.C., Kanamori H. (1979). A moment magnitude scale, *J. Geophysical Res.*, 84, 2348-2350.
- Konno K., Omachi T. (1998). Ground-Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio between Horizontal and Vertical Components of Microtremor, *Bull. seism. Soc. Am.*, 88, 228-241.
- Lay T., Wallace T.C. (1995). *Modern global seismology*, International Geophysics Series, 58, Academic Press, San Diego (USA), 521 pp.
- McNamara, D.E., Buland R.P. (2004). Ambient Noise Levels in the Continental United States, *Bull. seism. Soc. Am.*, 94, 1517-1527.
- Peterson (1993). Observation and modelling of seismic background noise, *U.S.G.S. Tech. Rept.*, 93-322, 1-95.