



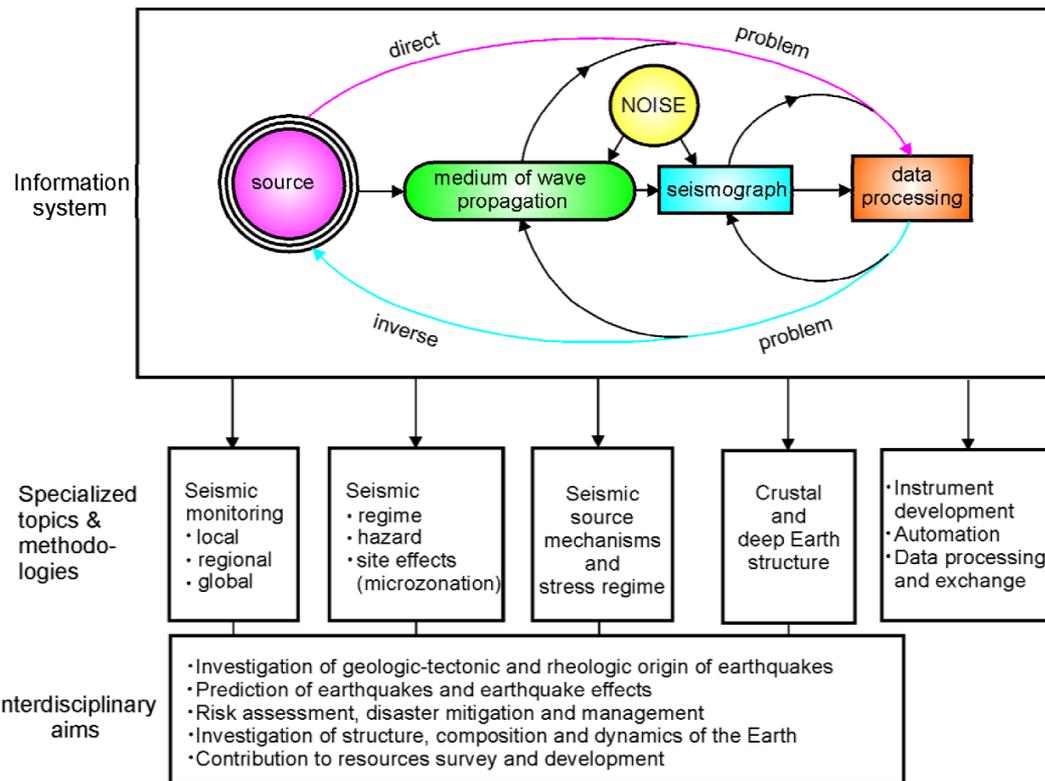
Sismometria e Monitoraggio Sismico

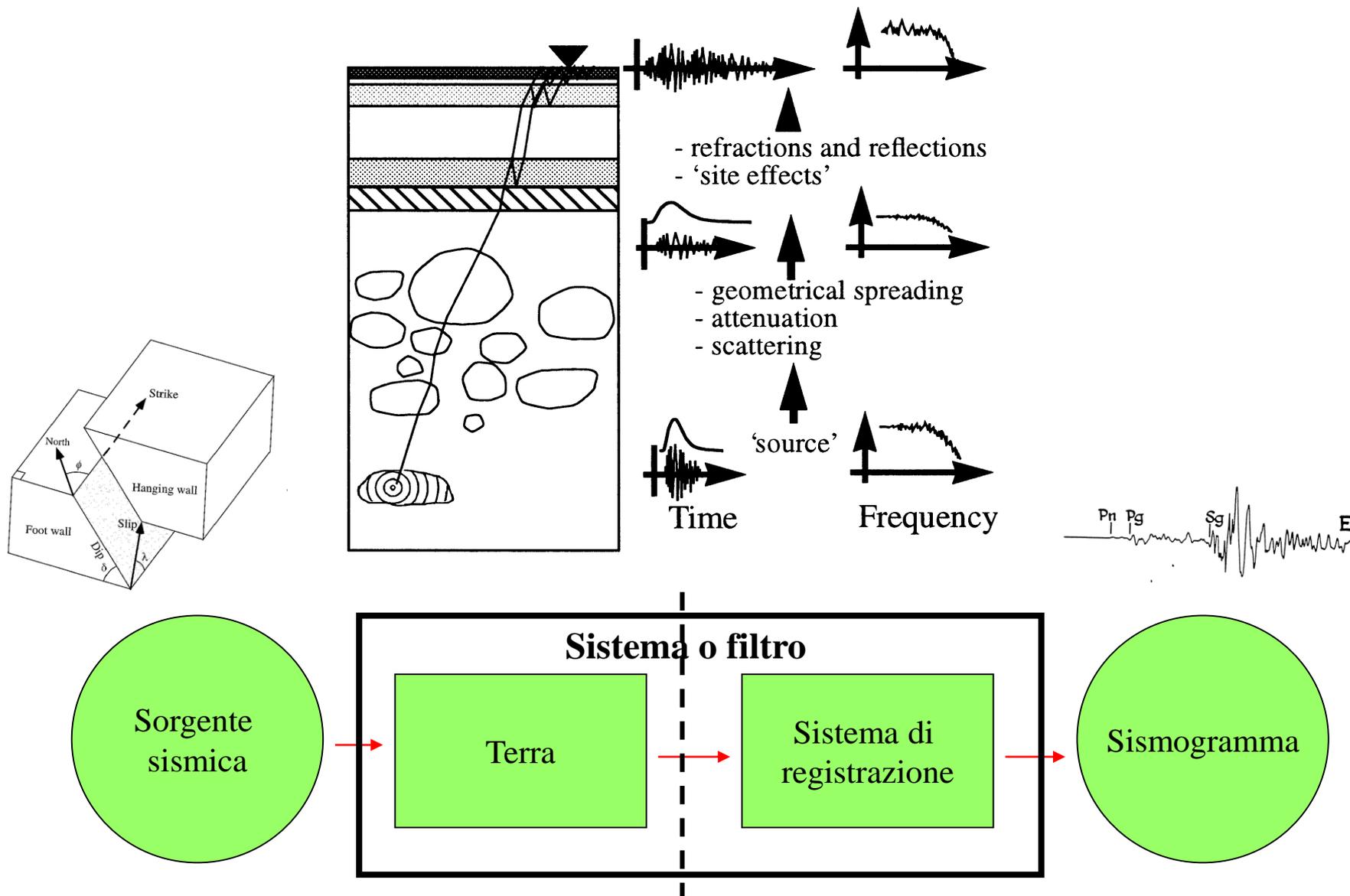
Giovanni Costa

2020/21

Uno dei problemi chiave nella sismologia è risolvere il problema inverso, cioè, derivare dall'analisi delle informazioni delle registrazioni sismiche sulla struttura e proprietà fisiche del mezzo terrestre attraverso cui si propagano le onde sismiche, nonché sulla geometria, la cinematica e la dinamica della sorgente sismica. Questo compito è complicato dal fatto che i segnali sismici che si irradiano dalla sorgente sono indeboliti e distorti dal geometrical spreading e dall'attenuazione e a causa di riflessione, diffrazione, modalità di conversione e interferenza durante il percorso attraverso la Terra

Sono inoltre distorti dalla funzione di trasferimento del sismografo. Mentre la Terra agisce come a filtro passa-basso attenuando le frequenze più alte in modo più efficace, un sismografo meccanico è un filtro passa-alto. Inoltre, i segnali sismici sono sovrapposti e, nel caso di un basso rapporto segnale-rumore (SNR), a volte completamente mascherati dal rumore sismico. Pertanto, uno dei problemi principali in sismologia applicata è quella di garantire un SNR elevato o, in condizioni sfavorevoli, di migliorarlo attraverso modalità adeguate di acquisizione ed elaborazione dei dati. Il successo del miglioramento SNR in gran parte dipende dalla nostra comprensione dei modi in cui i segnali sismici e il rumore differiscono.





Il segnale irradiato da una sorgente sismica, che si tratti di un'esplosione o di una rottura a taglio, di solito è una step function in spostamento più o meno complicata o impulso di velocità di durata finita da millisecondi a qualche minuto al massimo.

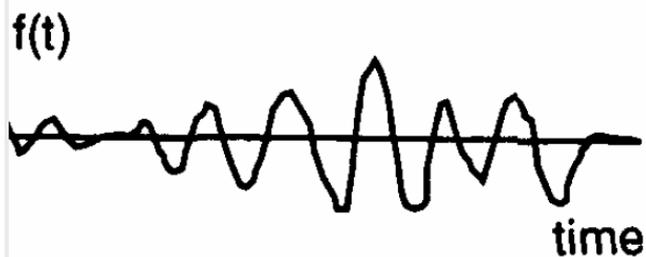
Secondo il teorema di Fourier qualsiasi arbitraria funzione transiente $f(t)$ nel dominio dei tempi può essere rappresentata da una funzione equivalente $F(\omega)$ nel dominio della frequenza, cioè la trasformata di Fourier di $f(t)$. Valgono le seguenti relazioni:

$$f(t) = (2\pi)^{-1} \int_{-\infty}^{\infty} F(\omega) \exp(i\omega t) d\omega$$

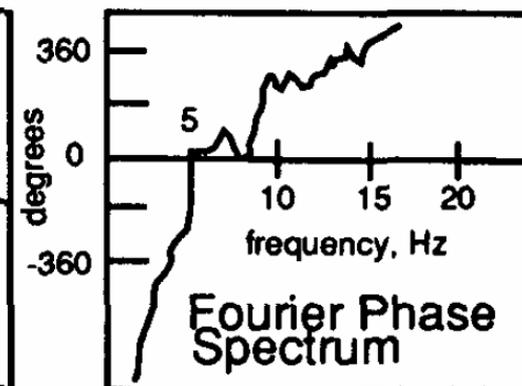
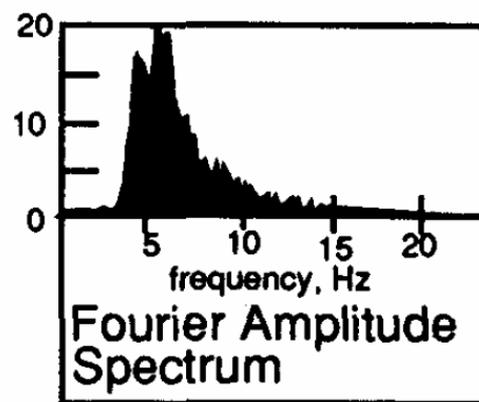
$$F(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \exp(-i\omega t) dt = |F(\omega)| \exp(i\phi(\omega))$$

$|F(\omega)| = A(\omega)$ è la densità spettrale dell'ampiezza con l'unità m/Hz, $\omega = 2\pi f$ l'angolo frequenza (con f - frequenza con unità Hz) e $\phi(\omega)$ lo spettro di fase con le unità deg, rad o 2π rad. L'integrale equivale a una somma. Quindi, il teorema di Fourier afferma che una serie temporale arbitraria finita, anche impulsiva, può essere espressa come una somma di funzioni periodiche monocromatiche, ovvero $f(t) = 2\pi^{-1} \sum |F(\omega)| \exp(i[\omega t + \phi(\omega)]) \Delta\omega$.

Time Domain

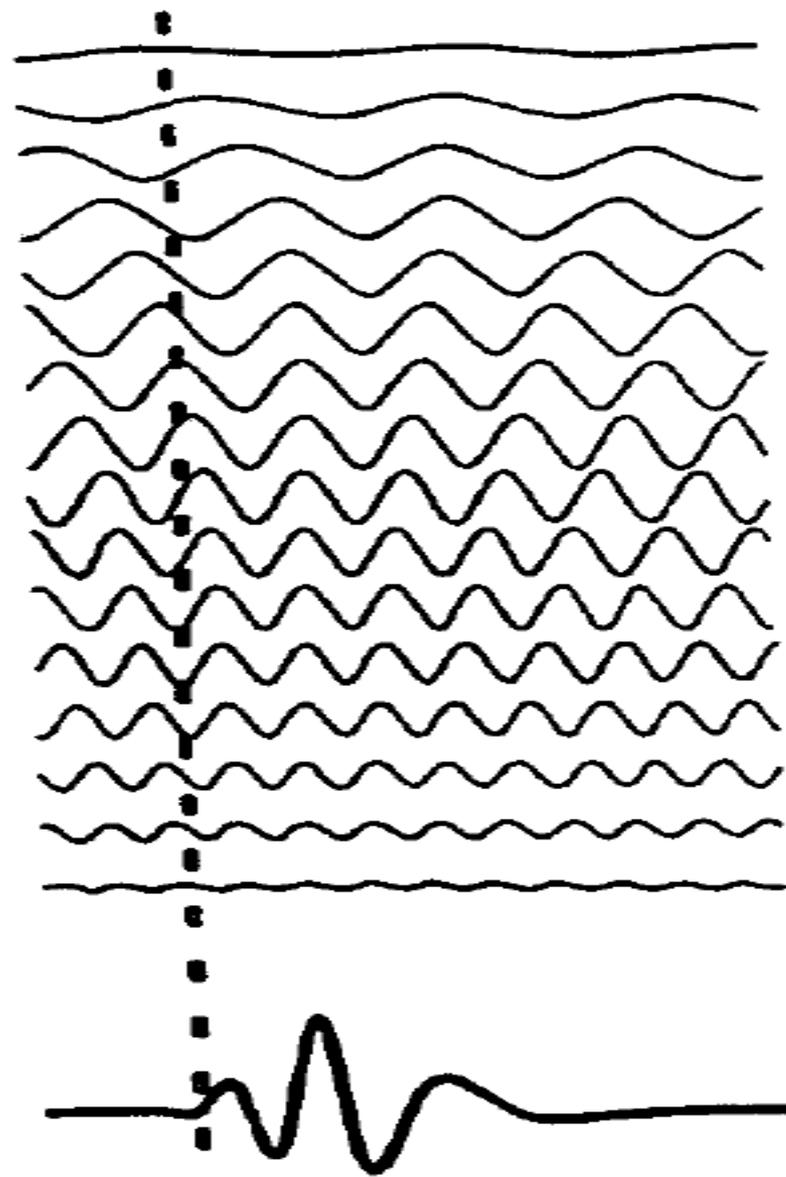


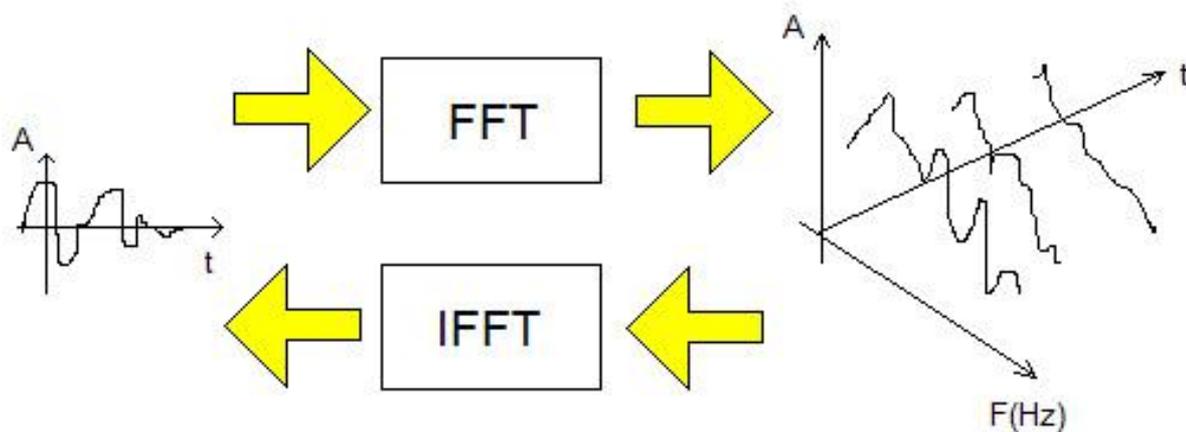
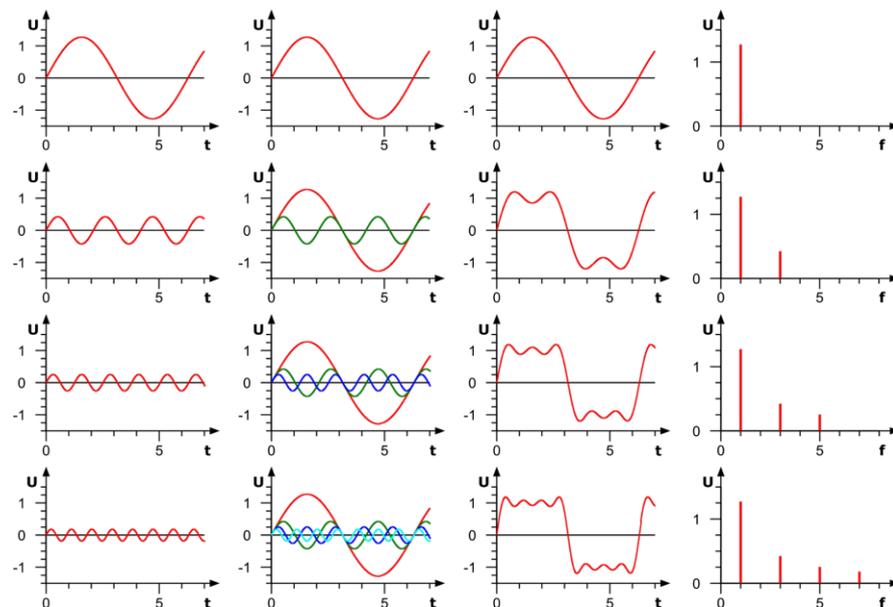
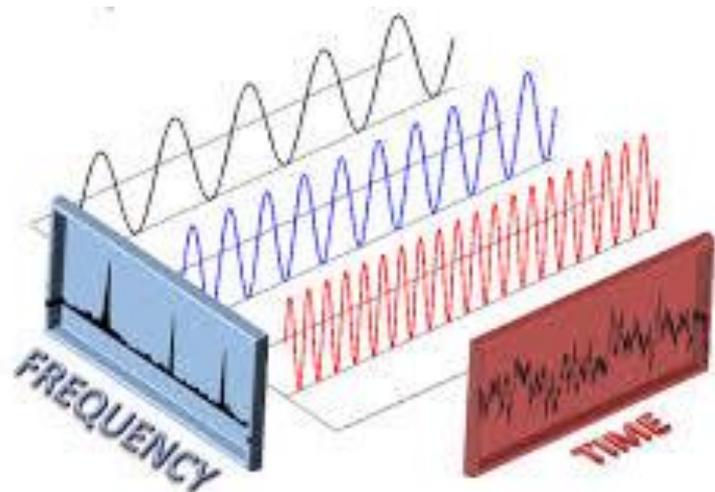
Frequency Domain



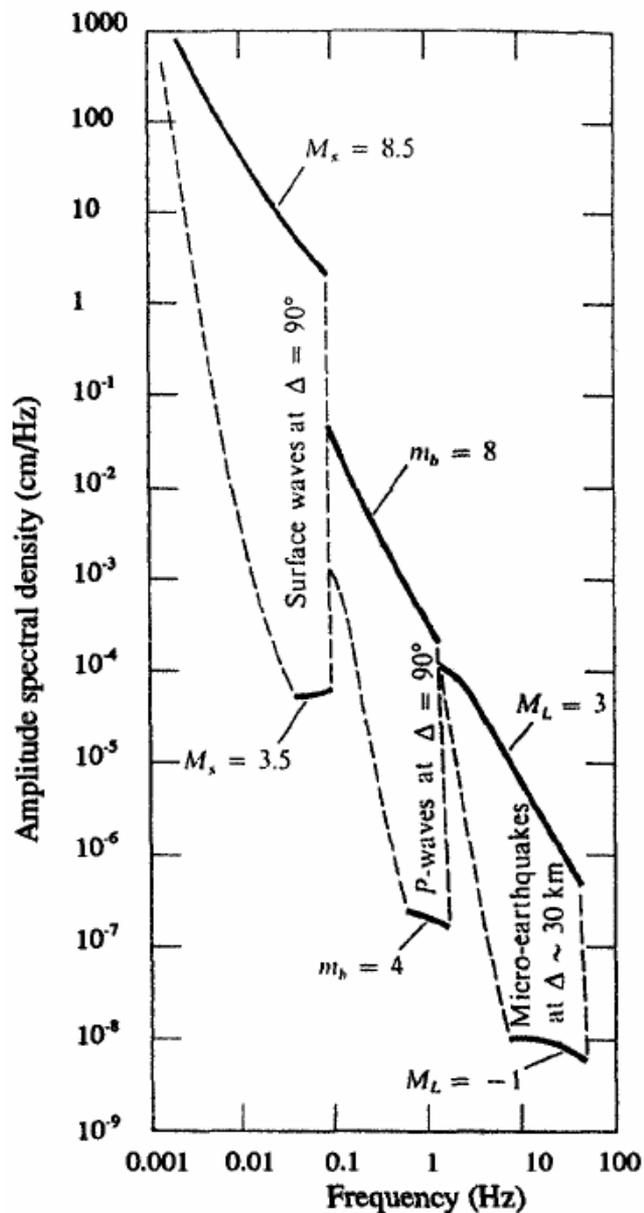
Un segnale registrato in funzione del tempo (a sinistra) può essere rappresentato in modo equivalente nel dominio delle frequenze dal suo spettro di Fourier. L'ampiezza (in centro) e lo spettro di fase (a destra) sono entrambi necessari per ottenere la serie temporale completa.

Il transiente $f(t)$ è formato infiniti termini armonici. Le ampiezze di ogni termine armonico varia, essendo descritto dallo spettro di ampiezza. Lo spostamento della fase di ciascun termine armonico è data dal spettro di fase.

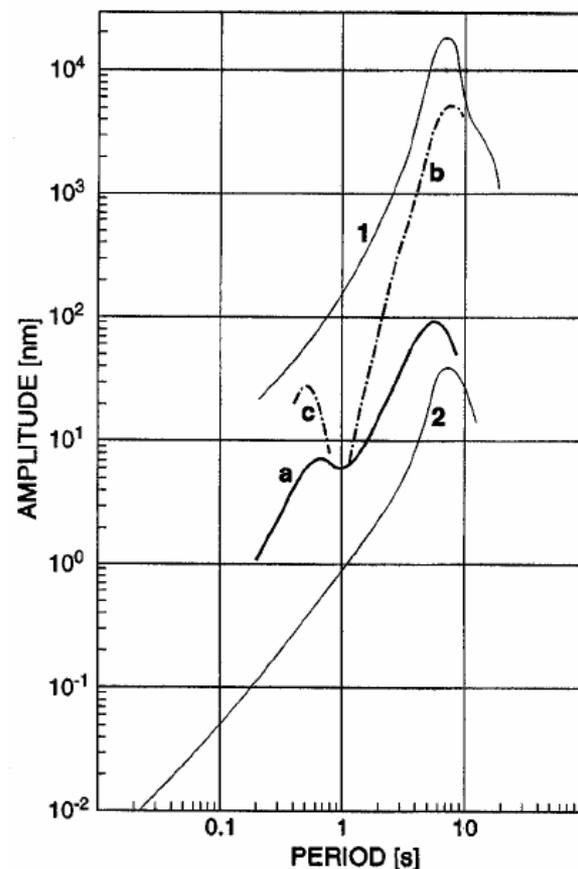




Gamme di densità di ampiezza spettrali per le onde sismiche. Il limite inferiore è limitato a causa del rumore sismico.



Mentre le componenti armoniche dei segnali sismici transitori si irradiano da fonti localizzate di durata finita è coerente e le loro relazioni di fase definite dallo spettro di fase, questo non è il caso del rumore sismico ambientale. Quest'ultimo è causato da una diversità di fonti differenti, spazialmente distribuite, per lo più non correlate e spesso continue. Il rumore sismico forma, quindi, un processo stocastico più o meno stazionario senza uno spettro di fase definito. Lo stesso vale per il rumore strumentale elettronico e il rumore termico del moto della massa sismica. I primi sforzi, negli anni della sismologia analogica, per ottenere la misura quantitativa del rumore sismico in funzione della frequenza era basata sugli involuپی delle ampiezza di picco in determinati intervalli di tempo per il rumore sismico in momenti diversi del giorno e dell'anno. Tali presentazioni non sono adeguate quando basate su record, o serie temporali filtrate, di diversa larghezza di banda e è impossibile risolvere i dettagli spettrali.



Involuپی di ampiezza massima e minima di picco per ambienti rurali come determinato da record di sismografi analogici di diverso tipo per un lungo periodo di tempo (curve 1 e 2: siti ad alto e molto basso rumore, rispettivamente) insieme alle curve di involuپی delle ampiezze del rumore di picco nella stazione MOX, Germania, nei momenti di minimo (a) e massimo rumore.

A causa della natura stocastica del rumore sismico, l'integrale in slide 4 non converge. Di conseguenza, lo spettro di ampiezza e lo spettro di fase non può essere calcolato. Dobbiamo, quindi, determinare la *power spectral density* $P(\omega)$ che è la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione:

$$p(\tau) = \langle f(t) f(t + \tau) \rangle$$

Il simbolo $\langle \rangle$ indica la media rispetto al tempo.

$$P(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} p(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau$$

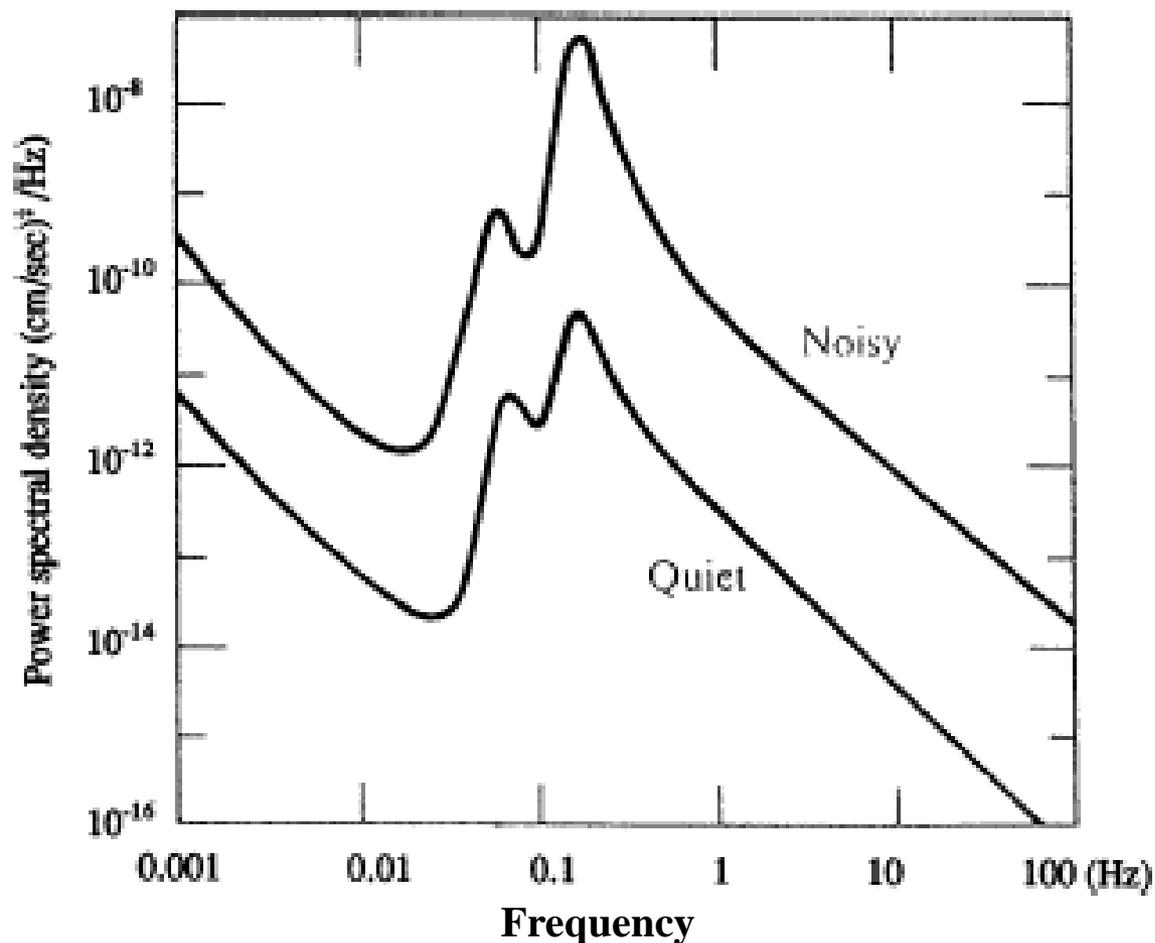
A seconda che $f(t)$ sia uno spostamento, una velocità o un'accelerazione le unità di $P(\omega)$ sono:

$$m^2 / Hz \quad (m / s)^2 / Hz \quad (m / s^2)^2 / Hz$$

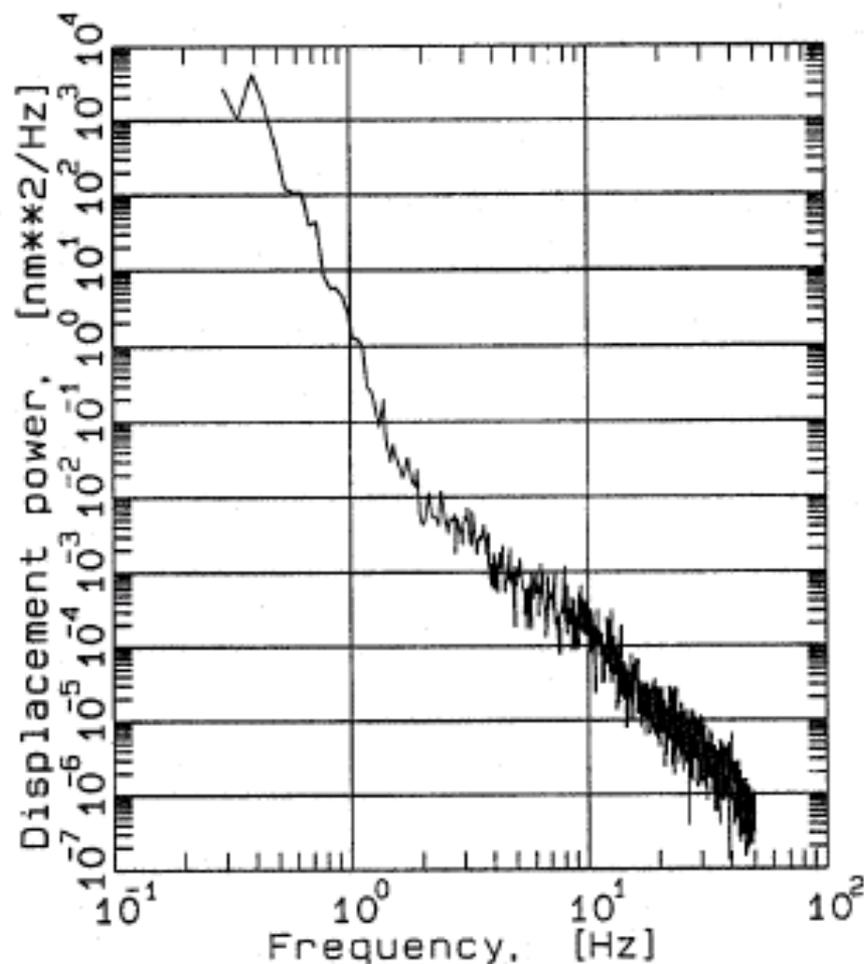
Conoscendo il valore del *power spectral density* $P_d(\omega)$, si può calcolare i rispettivi valori in velocità (P_v) o accelerazione (P_a),

$$P_v(\omega) = P_d \omega^2 = 4\pi^2 f^2 P_d$$

$$P_a(\omega) = P_d \omega^4 = 16\pi^4 f^4 P_d = 4\pi^2 f^2 P_v$$



Power spectral density in velocità del rumore sismico ambientale, in condizioni rumorose e silenziose, per una tipica stazione sismica su roccia compatta.



Power spectral density in spostamento calcolata dalla sovrapposizione di 6 intervalli di registrazioni di rumore di corto periodo in movimento, per una lunghezza totale di circa 80 secondi in un sito piuttosto tranquillo nell'Iran occidentale.

Come nell'acustica, il segnale sismico relativo o la potenza del rumore $(a_2/a_1)^2$ è spesso espresso in unità di dB (decibel). La differenza di potenza in dB è $10 \log [(a_2/a_1)^2] = 20 \log (a_2/a_1)$. Quando si esprime la densità spettrale di potenza in unità di dB riferite a $1 (m/s^2)^2/Hz$, si può scrivere:

$$10 \log [(a_1 / a_2)^2] = 20 \log (a_1 / a_2)$$

quindi lo spettro di densità di energia in dB, riferito a

$$1(m/s^2)^2 / Hz$$

può essere scritto:

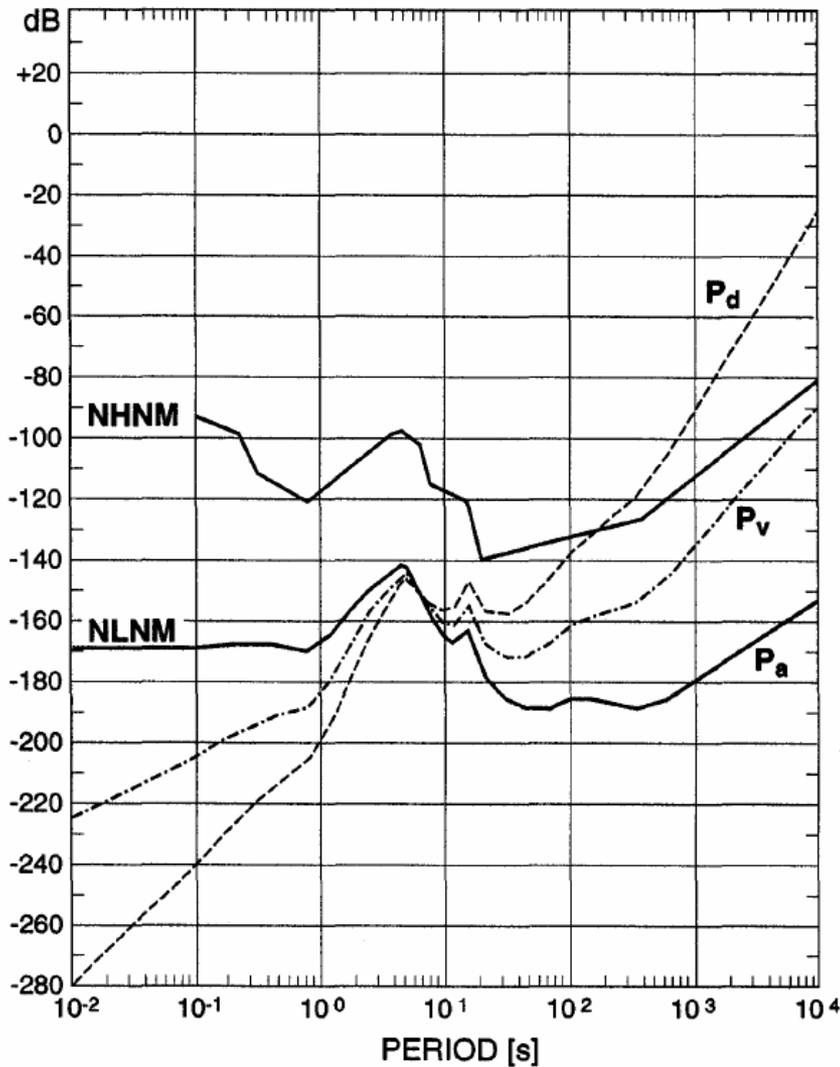
$$P_a [dB] = 10 \log (P_a / 1(m/s^2)^2 / Hz)$$

E sostituendo il periodo $T=1/f$ si può scrivere:

$$P_v[dB] = P_a[dB] + 20\log(T / 2\pi)$$

e

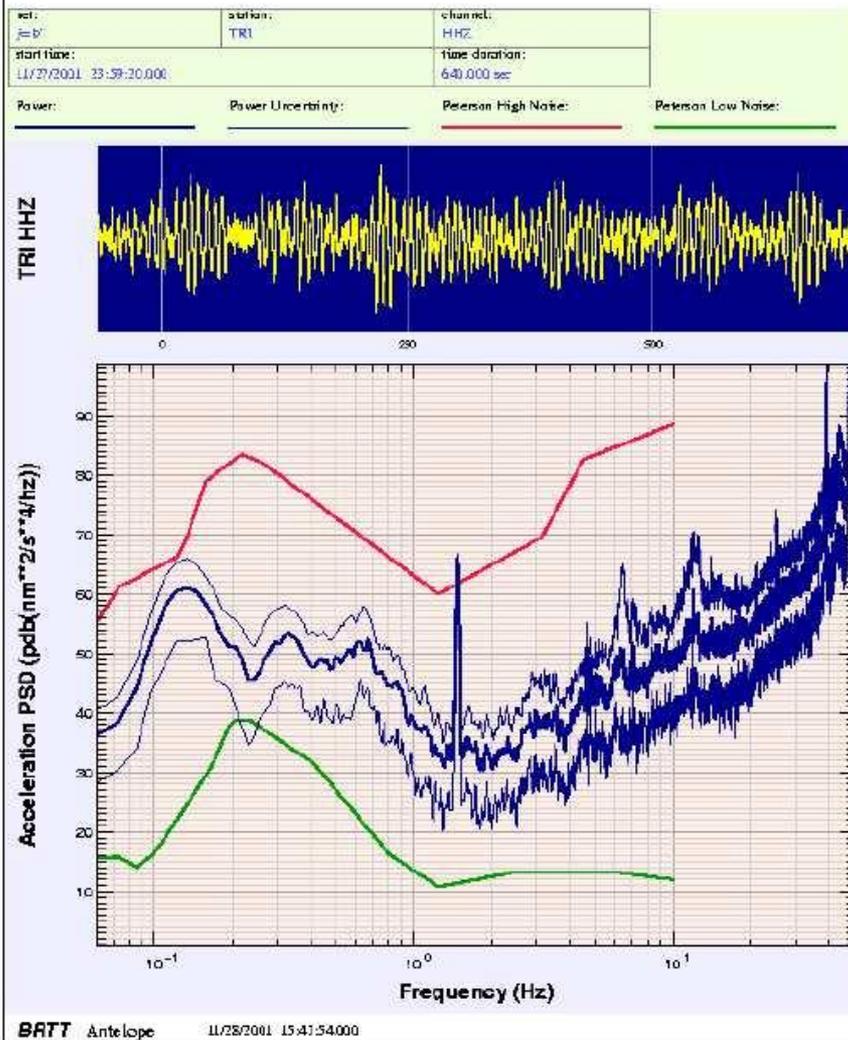
$$P_d[dB] = P_a[dB] + 40\log(T / 2\pi) = P_v[dB] + 20\log(T / 2\pi)$$



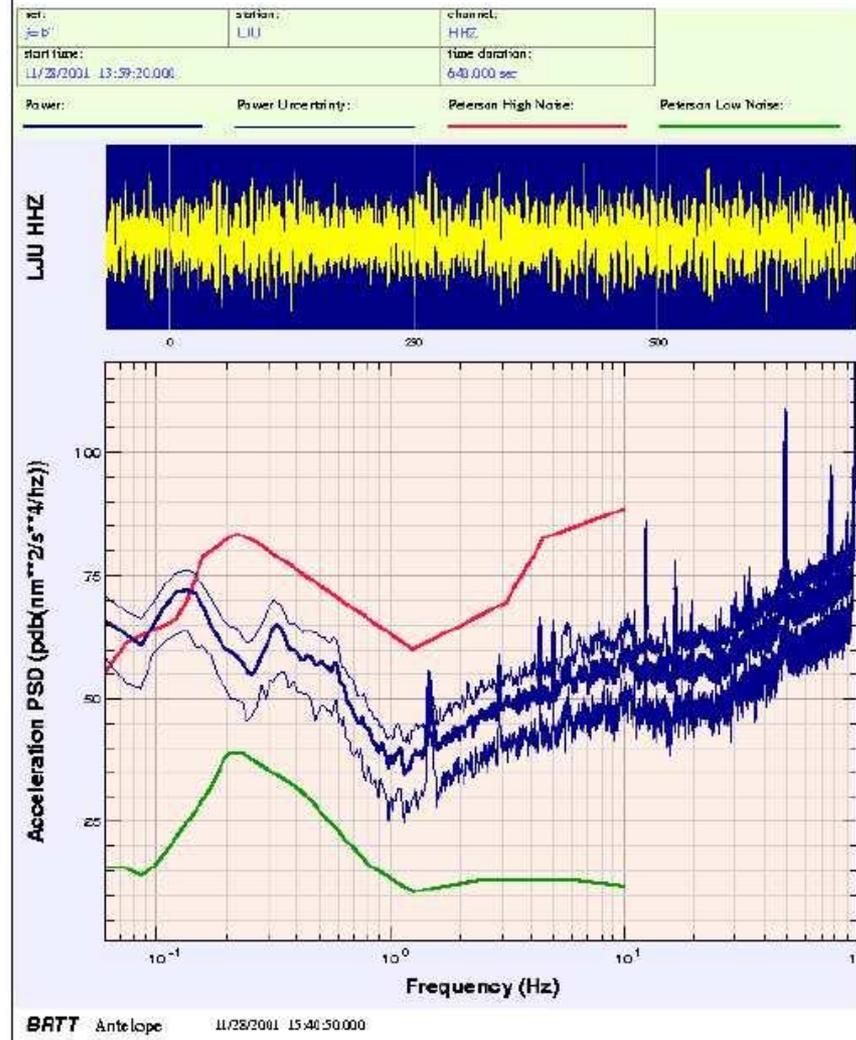
Curve di inviluppo di *power spectral density* in accelerazione del rumore **P_a** (in unità di dB correlate a $1(\text{m/s}^2)^2/\text{Hz}$) in funzione del periodo. Le curve definiscono i nuovi modelli globali high (NHNM) e low noise (NLNM) che sono attualmente lo standard accettato curve per i limiti generalmente previsti del rumore sismico. Il rumore eccezionale può superare questi limiti. Per NLNM le curve correlate sono state calcolate per lo spostamento e la potenza spettrale vengono inoltre indicati la densità **P_d** e **P_v** in unità di dB rispetto a $1(\text{m/s})^2/\text{Hz}$ e $1(\text{m/s})/\text{Hz}$.

- ACCELERATION POWER SPECTRAL DENSITY [10 log(m²·s⁻⁴/Hz)]
- - - - VELOCITY POWER SPECTRAL DENSITY [10 log(m²·s⁻²/Hz)]
- · - · - DISPLACEMENT POWER SPECTRAL DENSITY [10 log(m²/Hz)]

Power spectrum processing results



Power spectrum processing results

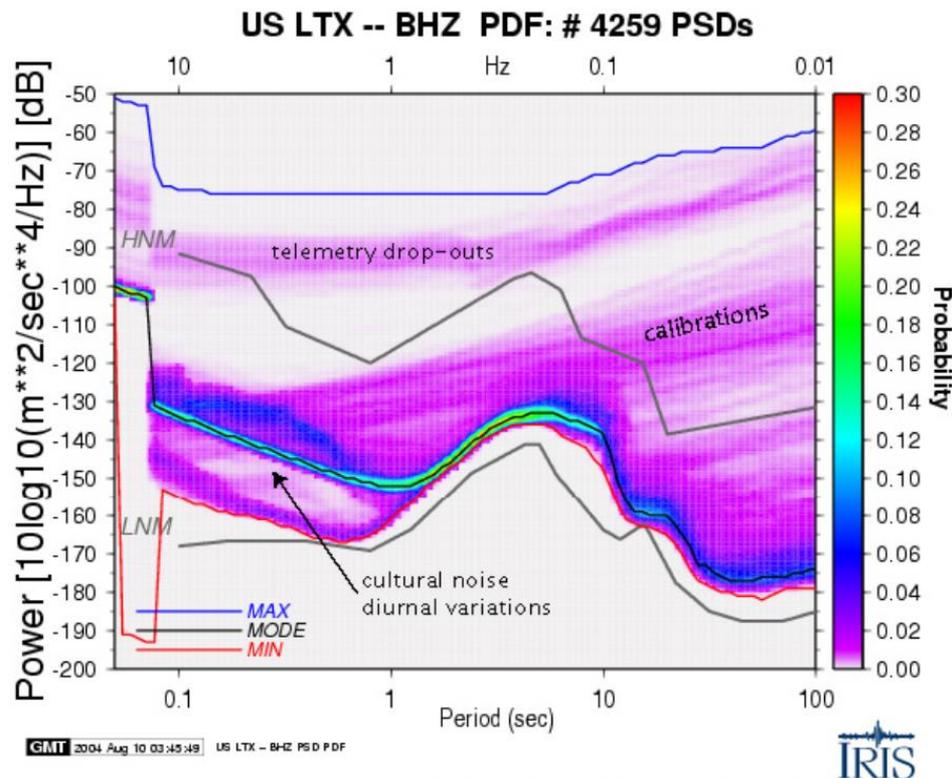


Power spectral density in accelerazione relativa a circa 10 minuti di rumore registrato rispettivamente presso le stazioni larga banda TRI di Trieste e LJU di Lubiana.

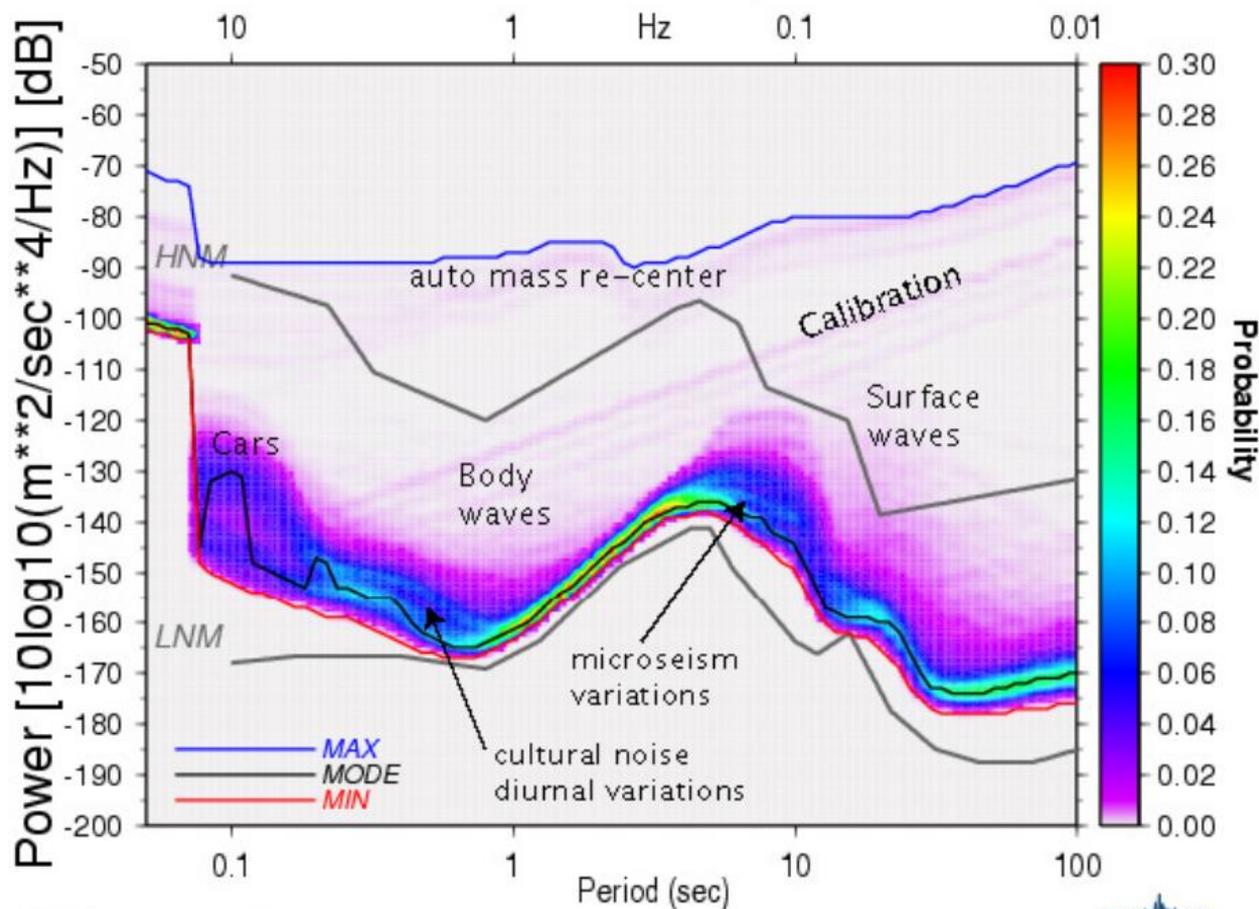
Per visualizzare la seismic power spectral density (PSD) si può utilizzare una funzione di densità di probabilità (PDF).

Vengono elaborati segmenti di serie temporali lunghi, continui e sovrapposti (50 %). Non è possibile rimuovere terremoti, transitori di sistema e/o anomalie nei dati. La funzione di trasferimento dello strumento viene rimossa da ciascun segmento, producendo accelerazione del terreno (per un facile confronto con l'LNМ). Ogni serie temporale di un'ora è suddivisa in 13 segmenti, ciascuno lungo circa 15 minuti e sovrapposti del 75%, con ciascun segmento elaborato rimuovendo la media e il trend a lungo periodo; utilizzando una funzione seno per il tapering; applicando la FFT. I segmenti vengono quindi mediati per fornire un PSD per ogni segmento della serie temporale di 1 ora.

La probabilità che si verifichi una determinata potenza in un determinato periodo viene tracciata per il confronto diretto con i modelli Peterson ad alto e basso rumore (HNM, LNM).



Esempio di PDF per la componente BHZ della stazione LTX, con identificati alcuni artefatti e segnali. La stazione LTX, è stata determinante per l'originale Low Noise Model di Peterson; tuttavia, a causa dell'aumento del rumore culturale (0,1-1s, 1-10Hz) i livelli di potenza di probabilità più elevati (modalità, linea nera) sono ora significativamente più alti rispetto al modello a basso rumore Peterson (LNM). Il segnale minimo (linea rossa) si avvicinerà all'LNM per meno del 2% delle volte, indicando che il rumore minimo della stazione non riflette le condizioni di rumore ambientale reale nell'intero spettro. Invece, le condizioni di rumore ambientale sono meglio rappresentate dalla modalità di probabilità più alta (linea nera)

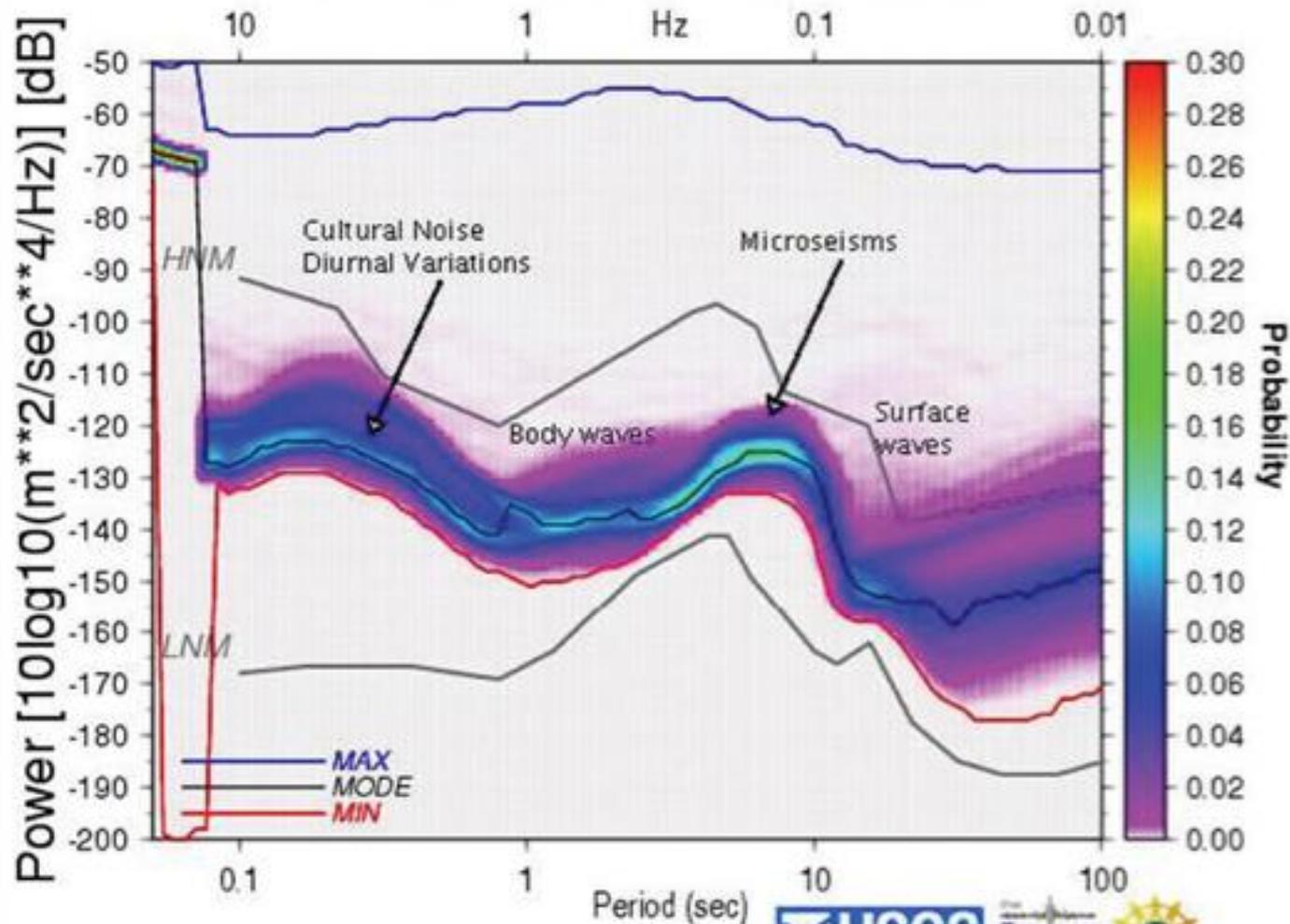


GMT 2004 Aug 10 03:33:46 US HUD - BHZ PSD PDF

IRIS

Stazione HLID a circa 10 km da Hailey Idaho. Il traffico automobilistico lungo una strada sterrata a soli 20 metri dalla stazione HLID crea un aumento di rumore di 20-30 dB a un periodo di circa 0,1 secondi (10Hz). Questo tipo di rumore culturale è osservabile nei PDF come una regione a bassa probabilità alle alte frequenze (1-10Hz, 0,1-1s). Le onde del corpo si presentano come segnale con bassa probabilità nell'intervallo di 1 secondo mentre le onde di superficie sono più potenti a periodi più lunghi. I recenti impulsi automatici di calibrazione e calibrazione di massa vengono visualizzati come eventi a bassa probabilità nel PDF.

TA 109C -- BHN PDF: # 7144 PSDs

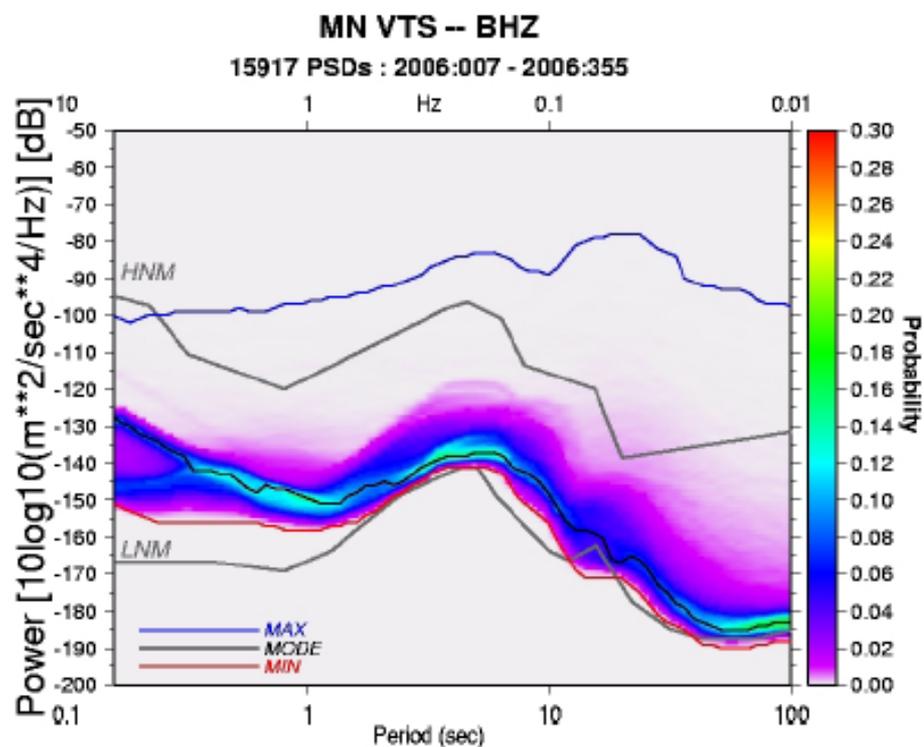


GMT 2005 Mar 8 11:49:19 TA 109C -- BHN PSD PDF

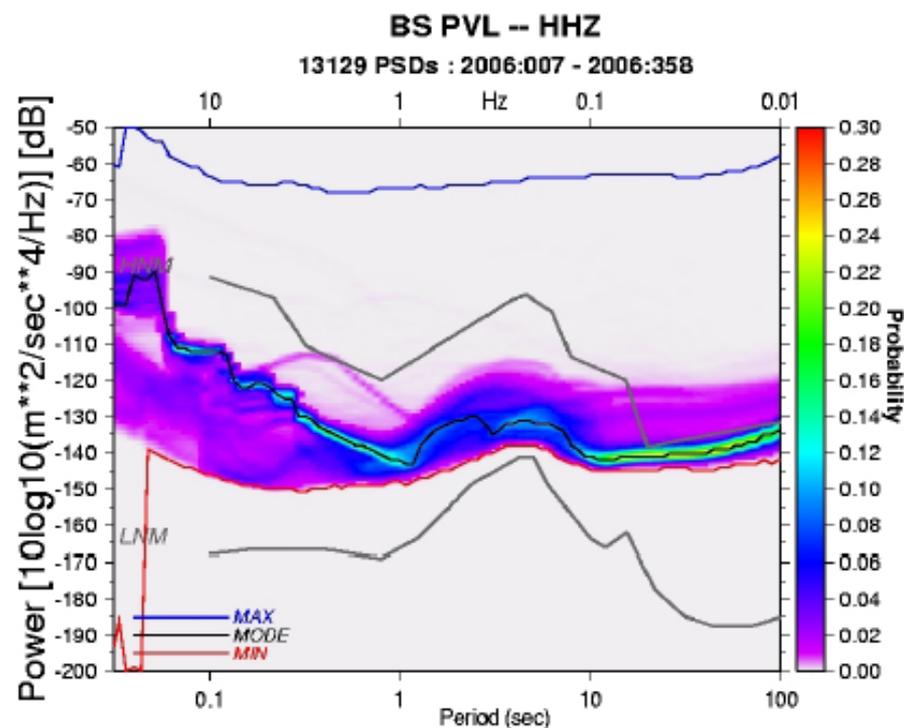


PDF analysis details http://geohazards.cr.usgs.gov/staffweb/mcnamara/PDFweb/Noise_PDFs.html

ANALISI ANNUALE



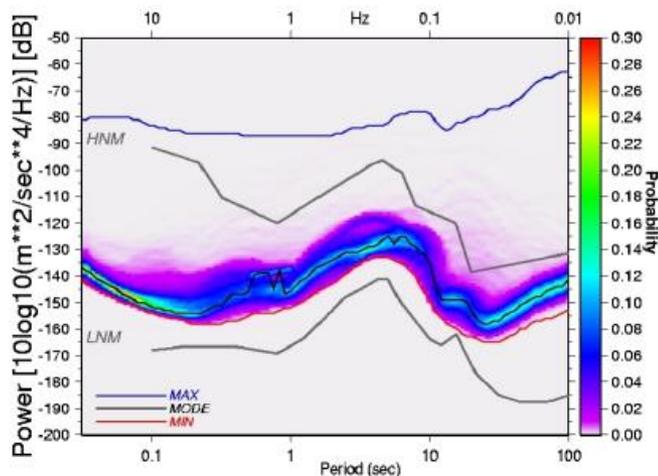
Distribuzione annuale del PDF per la stazione sismica BB VTS



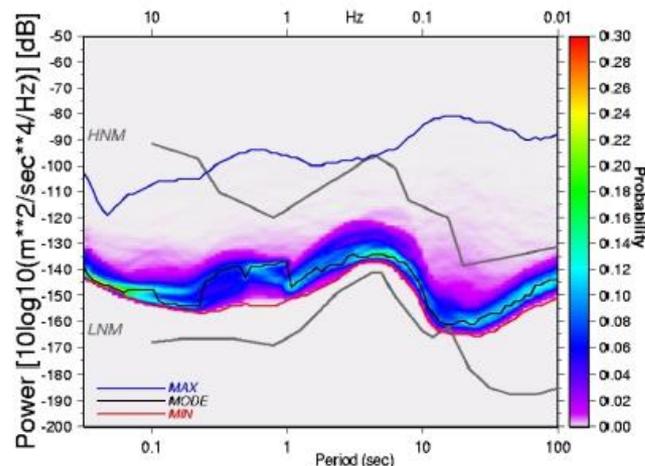
Distribuzione annuale del PDF per la stazione sismica BB PVL

ANALISI STAGIONALE

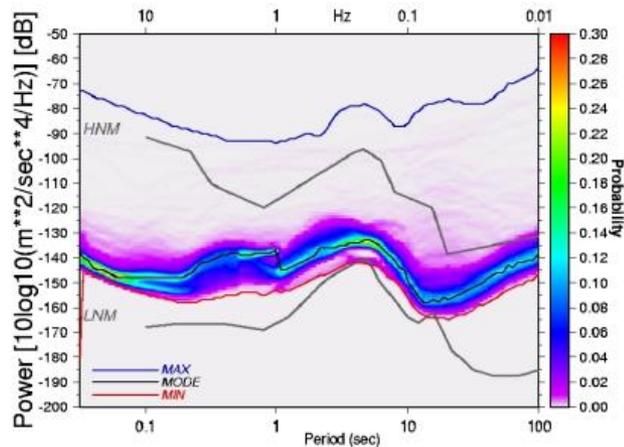
Distribuzione del noise relative alla componente HZ alla stazione MPE durante le diverse stagioni.



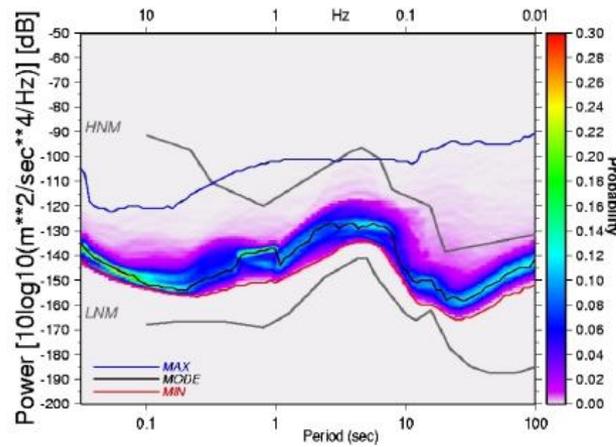
INVERNO



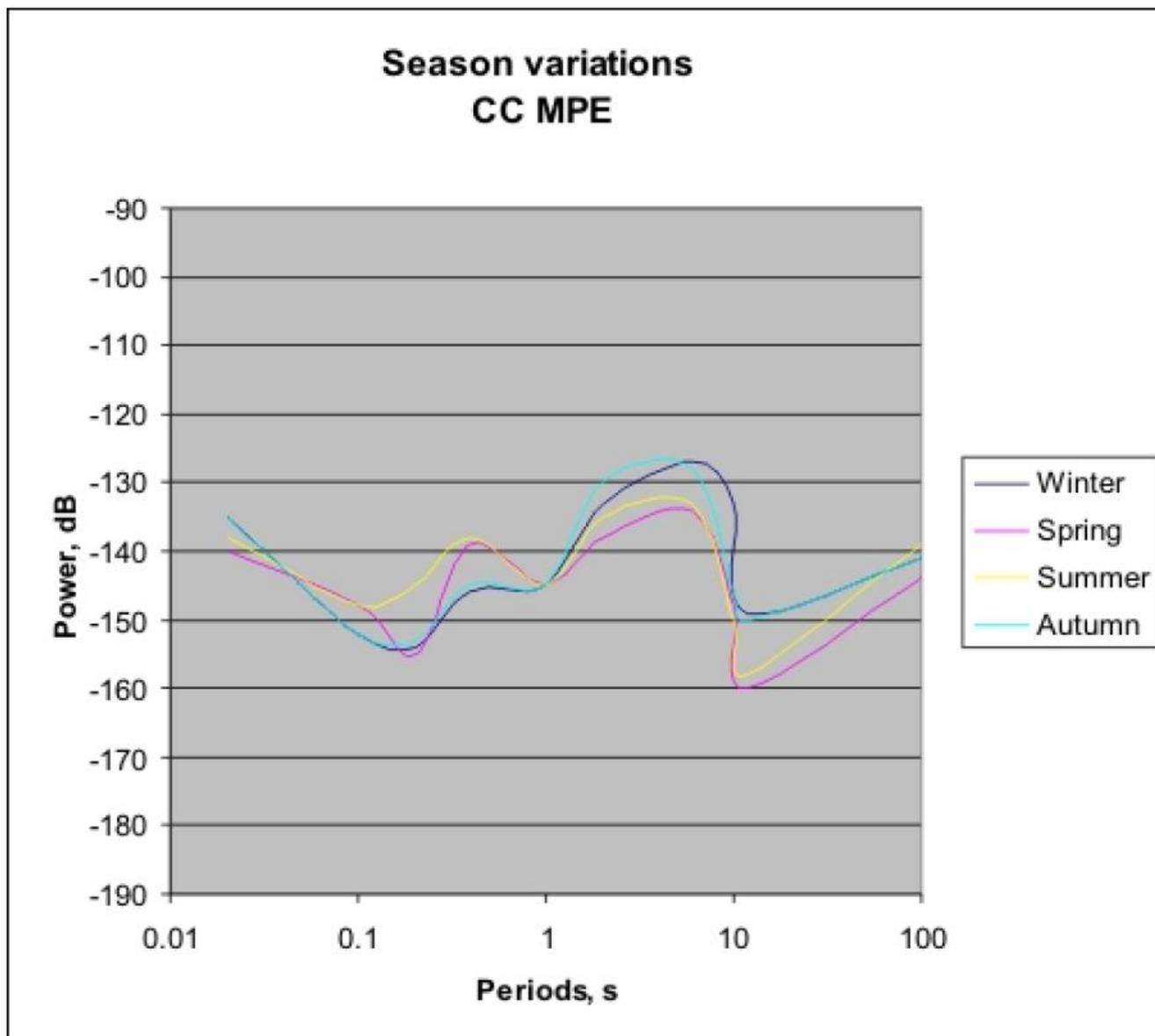
PRIMAVERA



ESTATE

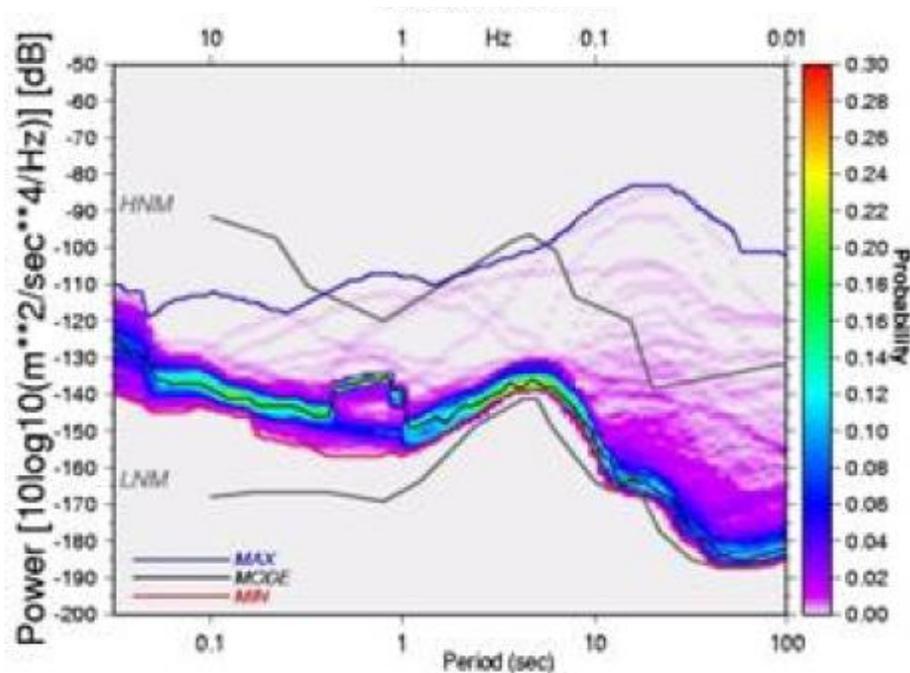


AUTUNNO

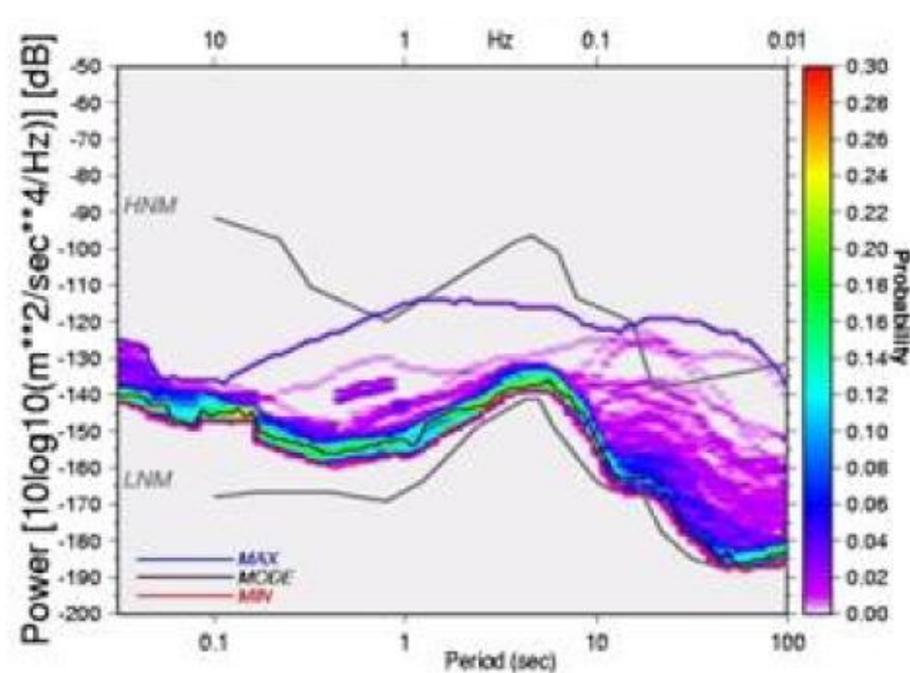


ANALISI GIORNALIERA

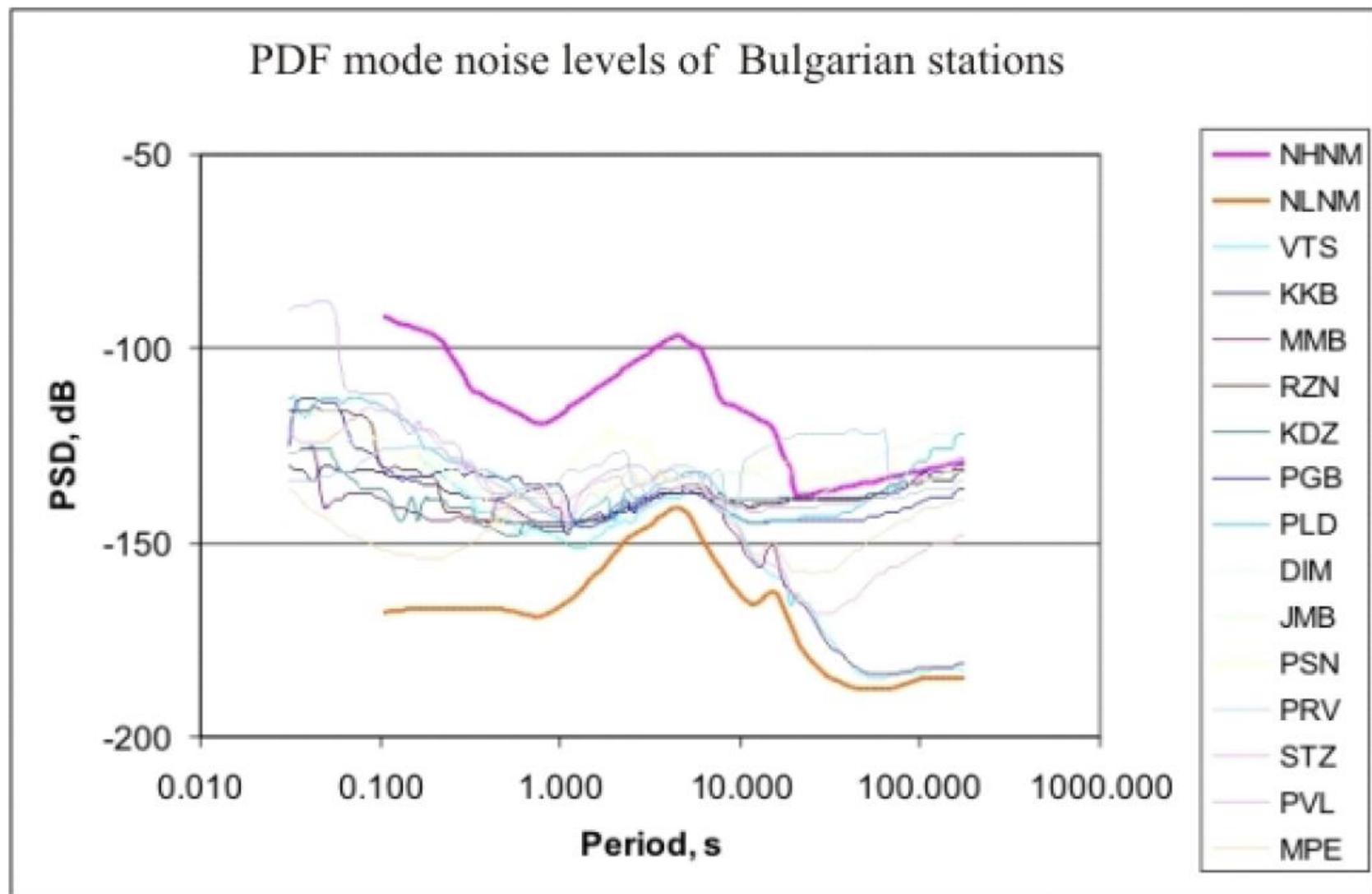
Distribuzione giornaliera del noise relativo alla componente HHZ alla stazione MMB.



Registrazione dalle 6 alle 22 per il periodo di 10 giorni, dal 9 al 19 Maggio del 2008.

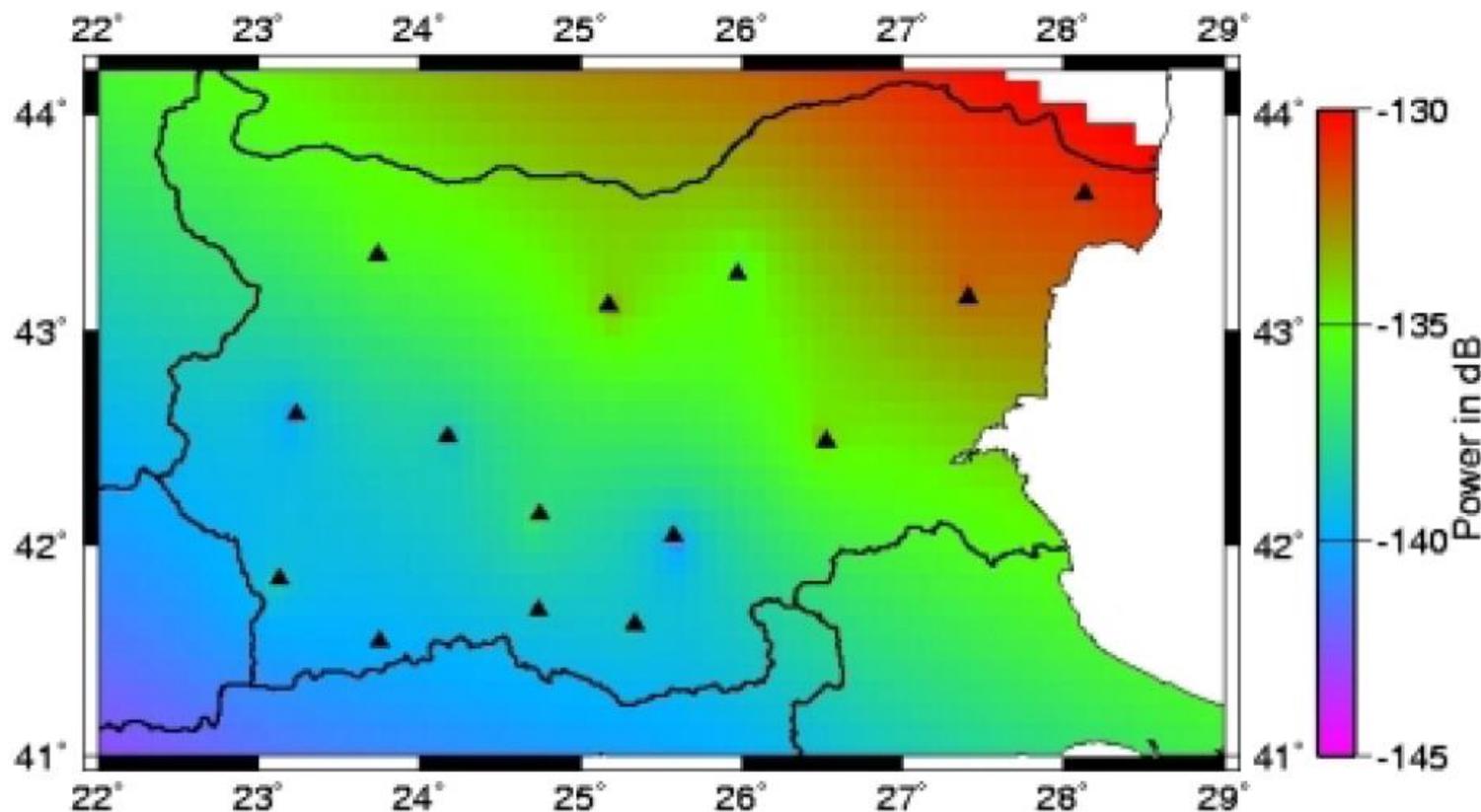


Registrazione dalle 22 alle 6 per il periodo di 10 giorni, dal 9 al 19 Maggio del 2008.



Curve PDF relative alle stazioni della rete bulgara BNDSN, insieme alle NLNM e NHNM

8 - 1.8sec Band [0.12 - 0.55Hz]



Distribuzione del rumore sismico dalla media delle curve PDF nell'intervallo da 1.8s a 8s per la rete sismologica bulgara.

CONRAD
Observatorium

 **ZAMG**

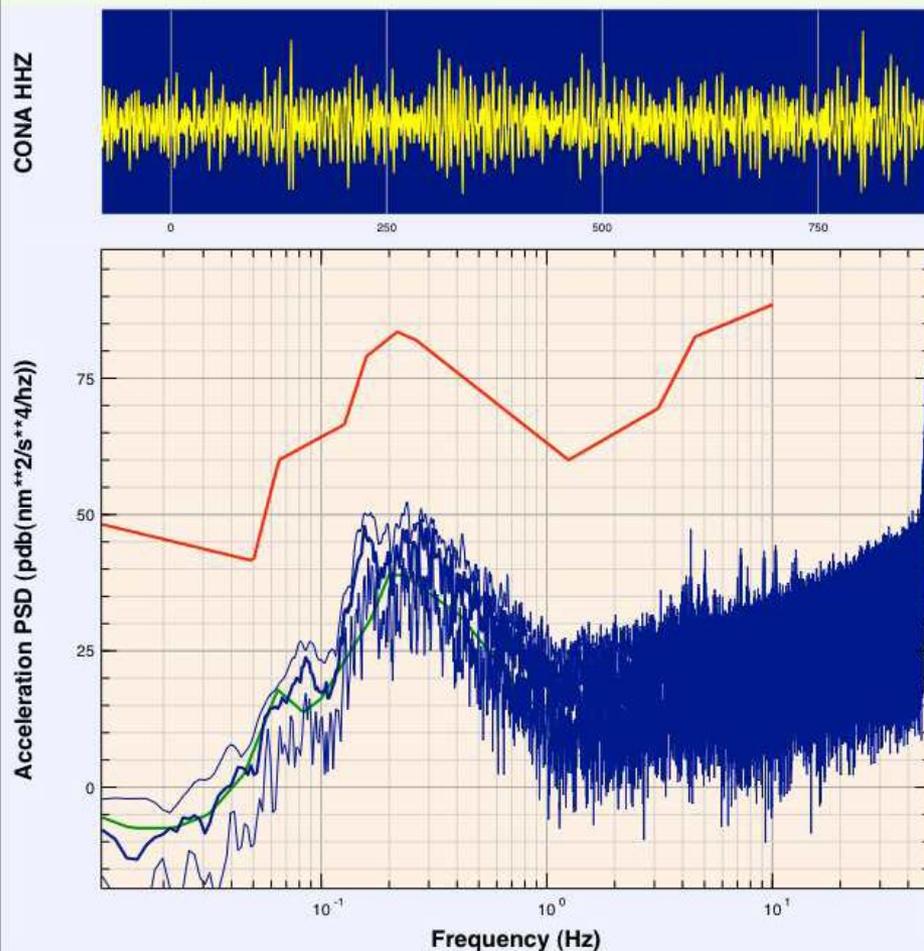


<http://www.conrad-observatory.at/>

Power spectrum processing results

station: CONA	channel: HHZ	
start time: 5/01/2011 23:16:40.000	time duration: 800.000 sec	

Power: _____ Power Uncertainty: _____ Peterson High Noise: _____ Peterson Low Noise: _____



BRTT Antelope 5/03/2011 12:17:49.000

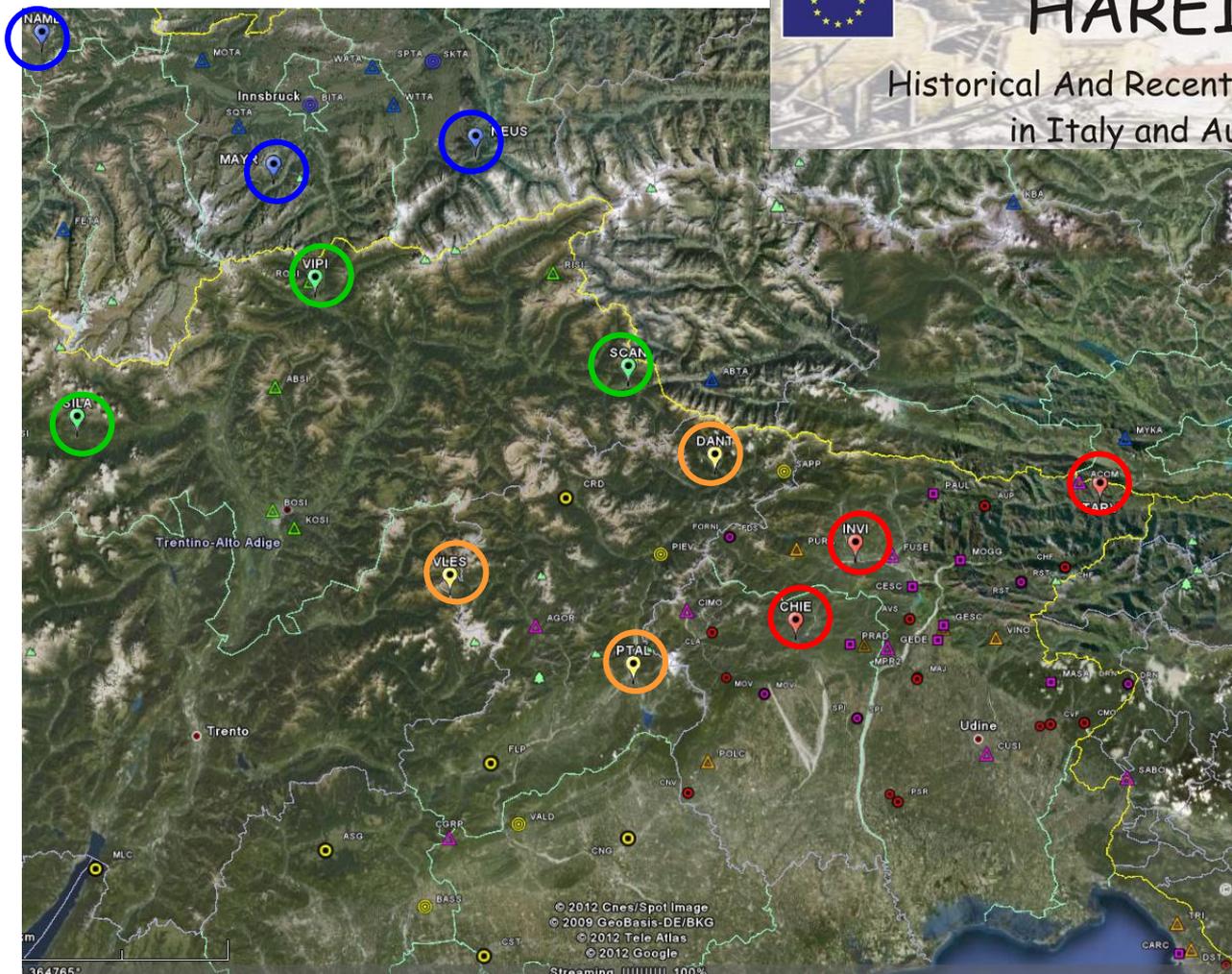
Power spectral density relative alla stazione CONA installata presso il CONRAD Observatory in fondo ad una galleria di circa 150 m scavata all'interno di una montagna. Come si vede dall'immagine lo spettro del rumore si avvicina molto al NLNM.

Tirol



HAREIA

Historical And Recent Earthquakes
in Italy and Austria

South Tirol

Veneto

Friuli Venezia Giulia

Mappa delle stazioni accelerometriche presenti all'epoca del progetto con, cerchiato, le stazioni installate nell'ambito del progetto stesso.

Kinematics Basalt accelerometer



Kinematics EpiSensor accelerometer

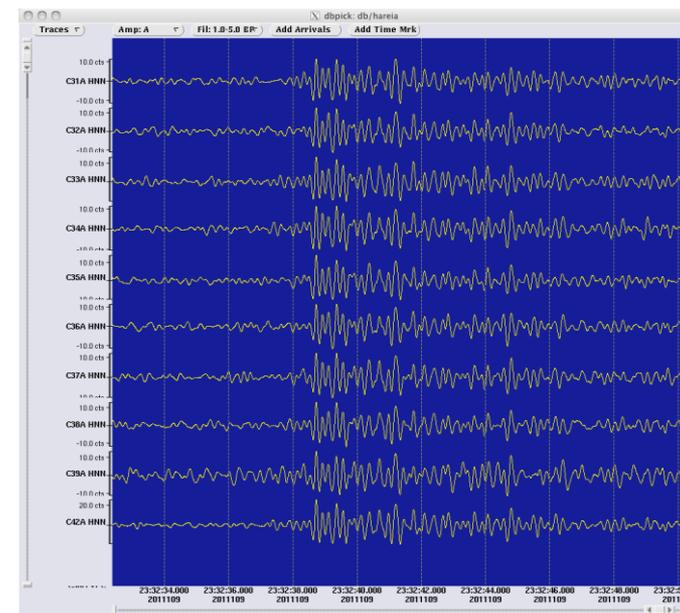
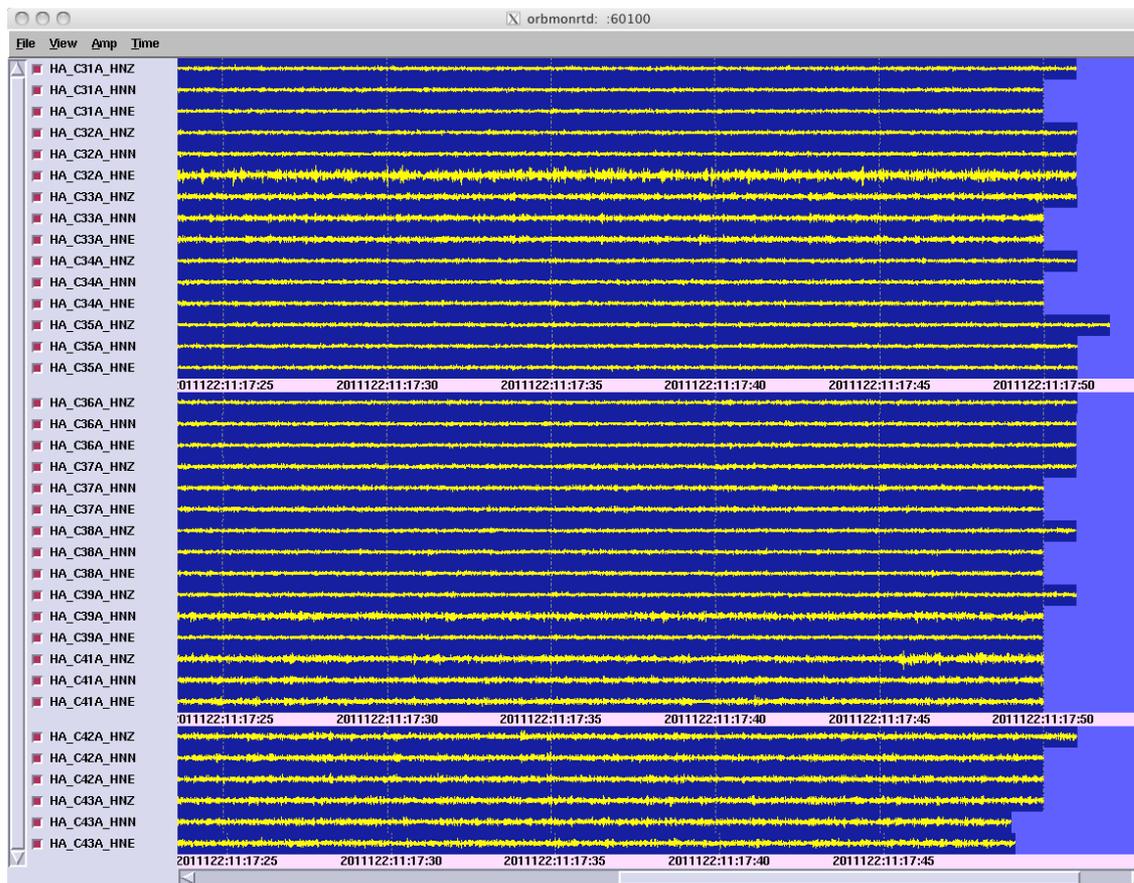
L'accelerometro 24 bits, 3 canali di ultima generazione selezionato nell'ambito del progetto HAREIA. In basso un sensore accelerometrico EpiSensor.



I 12 accelerometri, prima dell'installazione definitiva sul campo, installati sul plinto della galleria del Conrad Observatory per la prova di rumore strumentale.

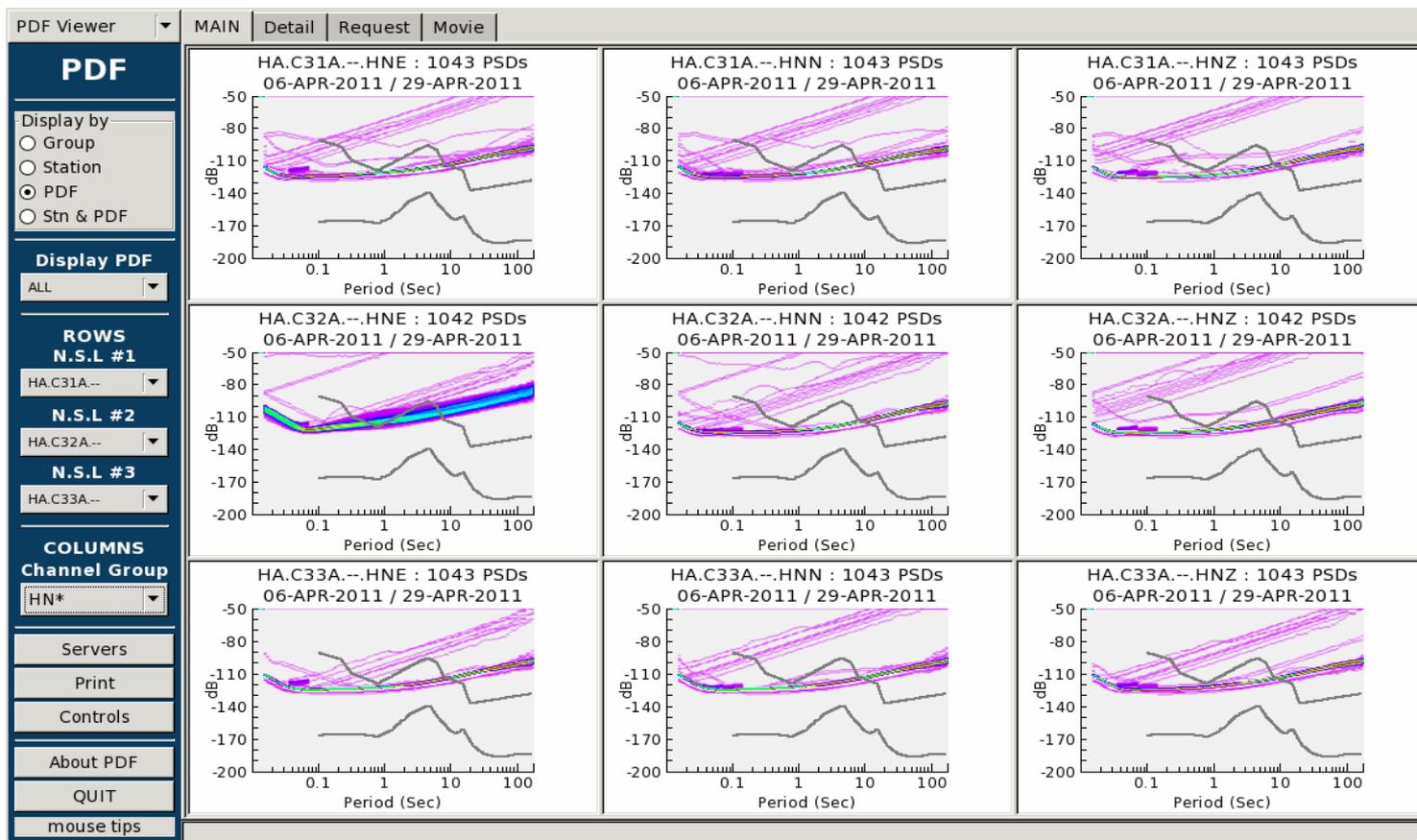


CONRAD
Observatorium

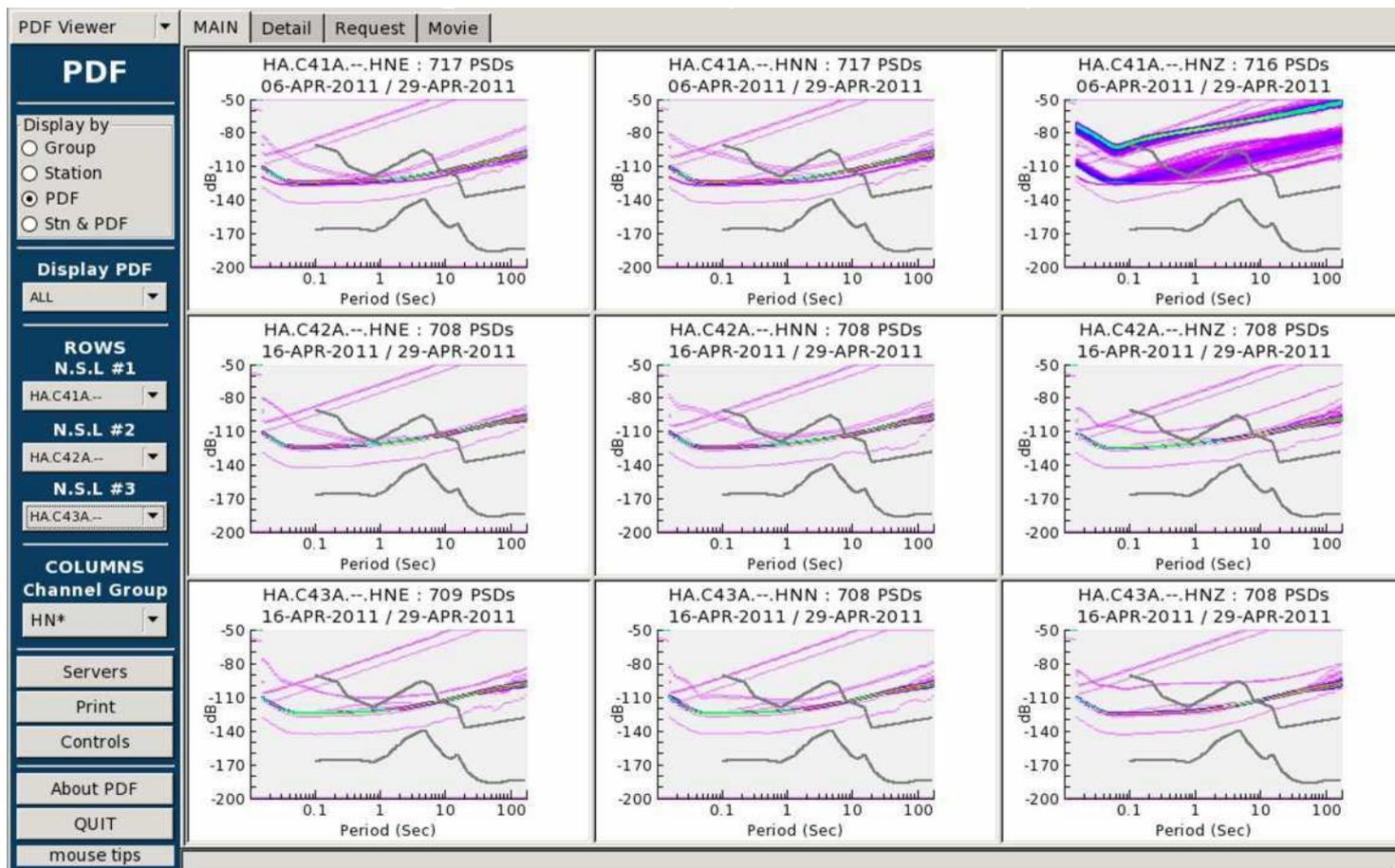


Registrazione di rumore ambientale. Sono riportate le 36 tracce relative ai 12 accelerometri installati sul plinto (sinistra). Sulla destra il confronto delle tracce relative alle componenti NS registrate in occasione di un eventino avvenuto non lontano dall'osservatorio.

Basalts test in the Conrad observatory

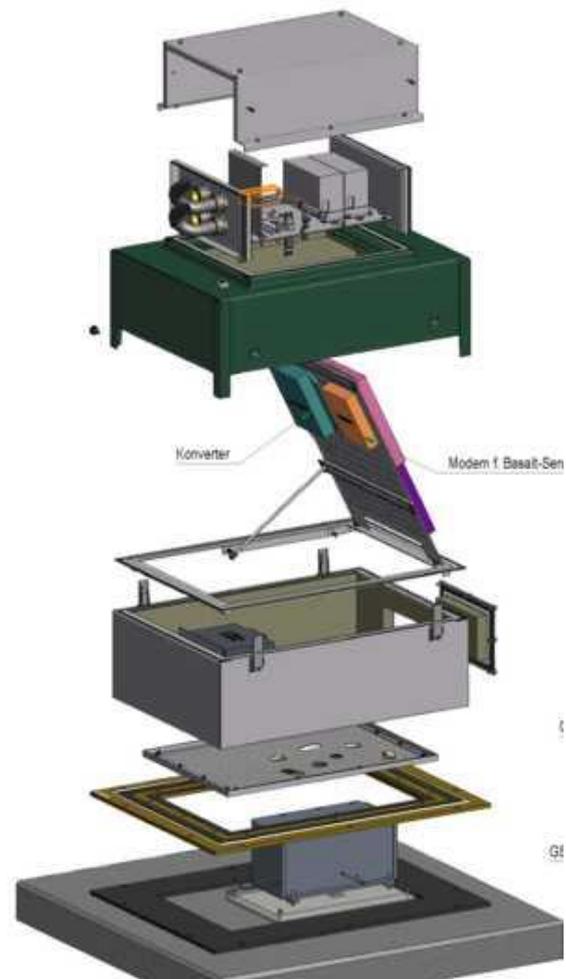


Power Spectral Density (PSD) relative 9 delle tracce riportate nella slide precedente



Power Spectral Density (PSD) relative 9 delle tracce riportate nella slide precedente

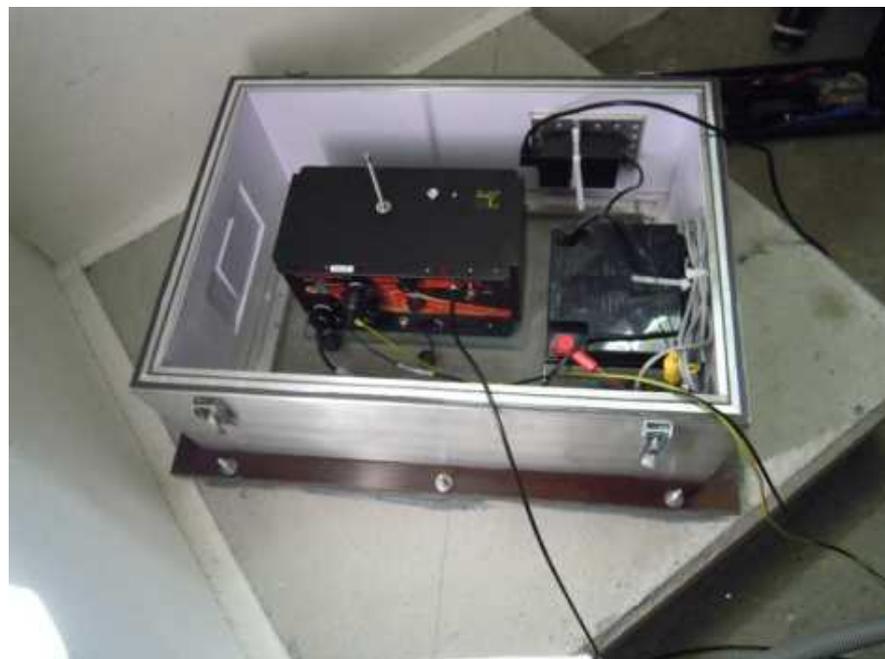
Systemgehäuse mit Glasplatte Überspannungsschutzelementen



Installation der Stationen



Station in Namlos / Tirol



Seismische Station im Rathaus der Gemeinde Namlos mit Bürgermeister Walter Zobel

Station Fulpmes / Tirol



Keller des Rathauses Fulpmes mit Gemeindeamtsleiter Mag. A. Bertignol und Richard Mandl - ZAMG

Station Zell am Ziller / Tirol



Keller der Straßenmeisterei Zell am Ziller mit Udo Plaikner, Richard Mandl und D.I. Rudolf Steiner - ZAMG

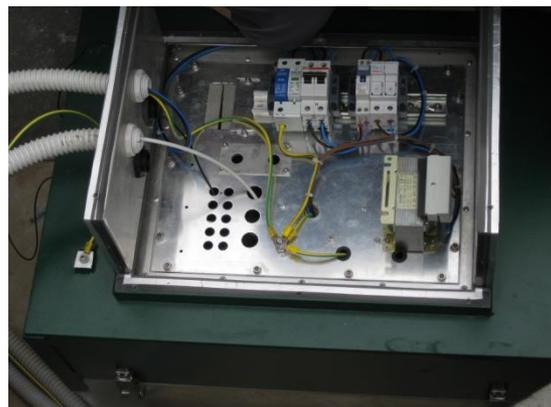
TARV station – Tarvisio (UD)



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria

DANT station – Danta di Cadore (BL)



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



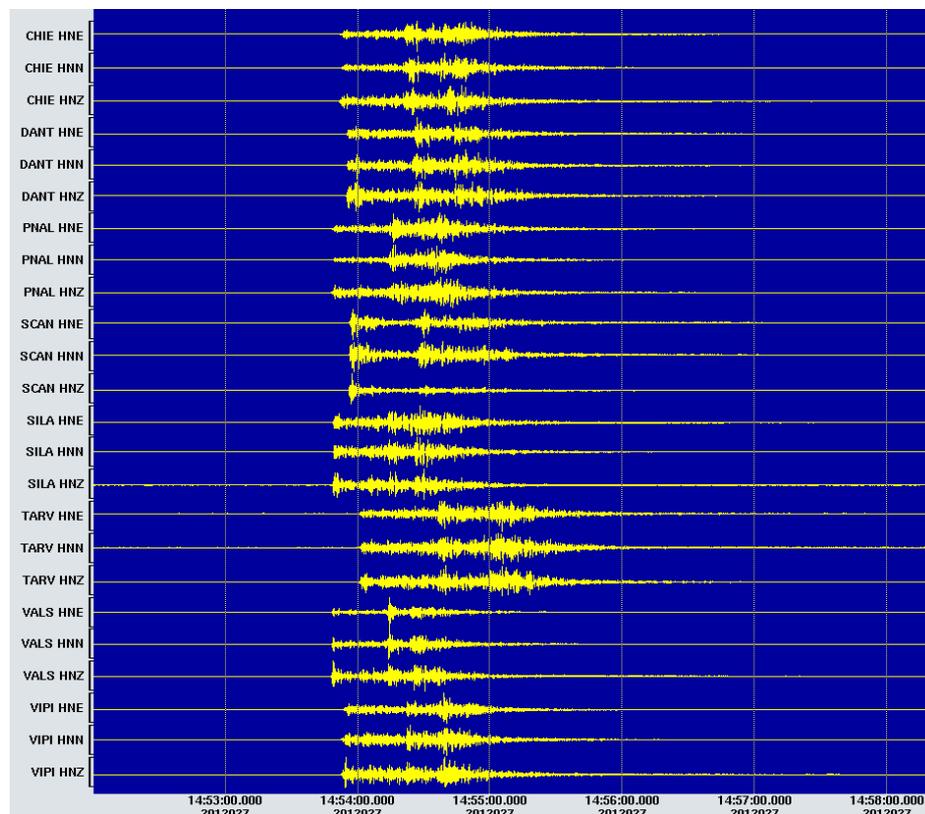
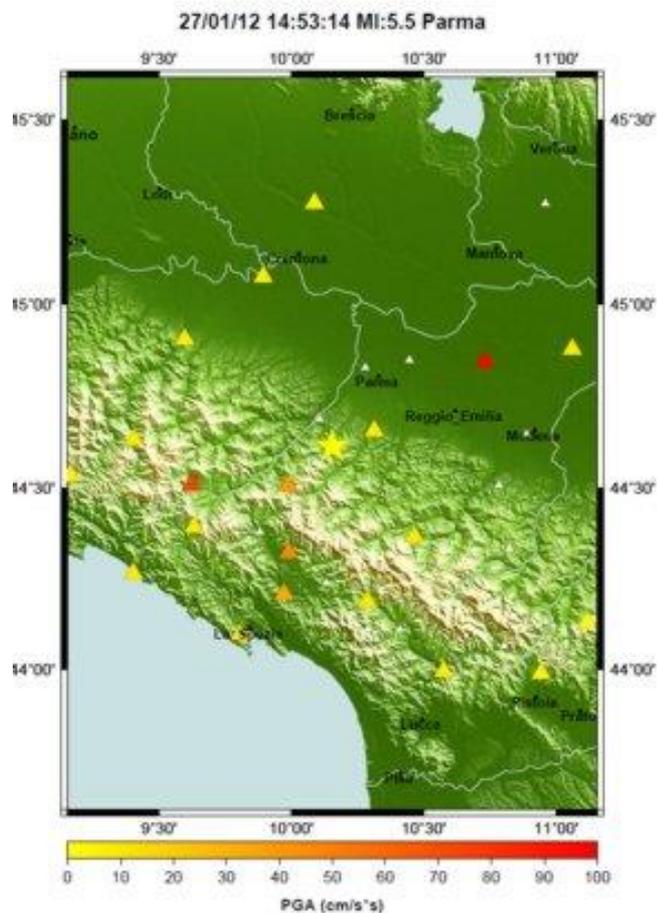
Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria



Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria

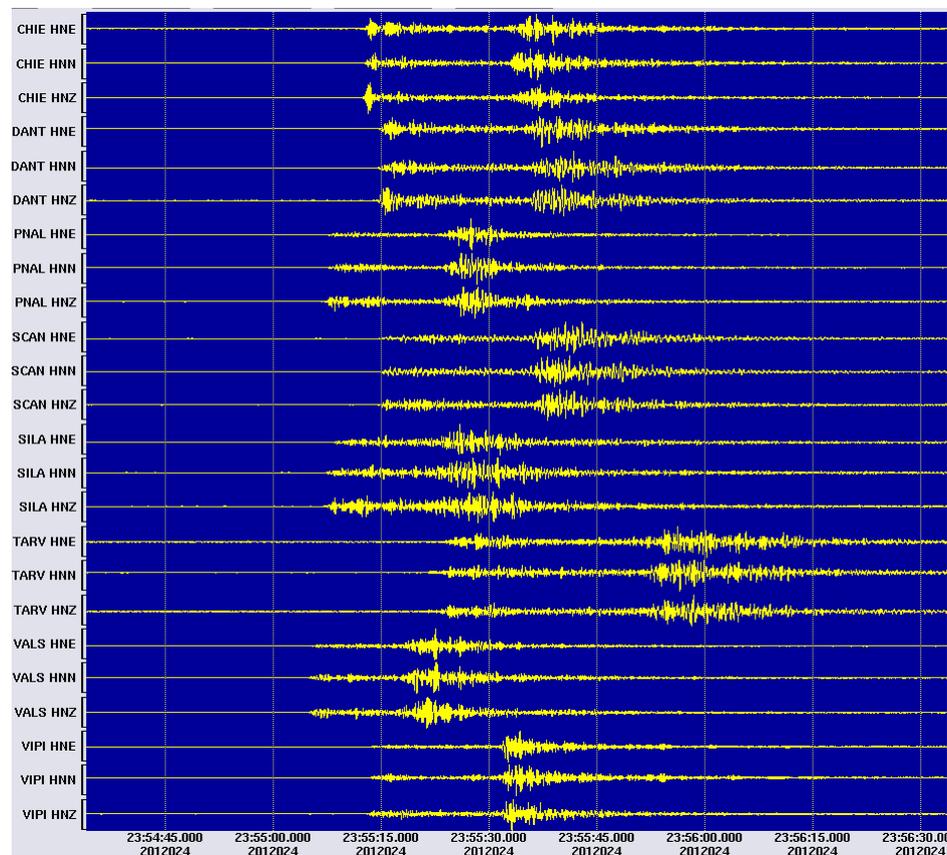


Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria

Verona 24/01/2012 23:54:46

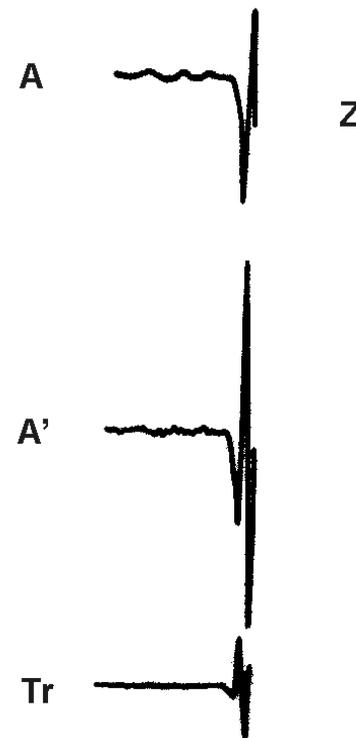
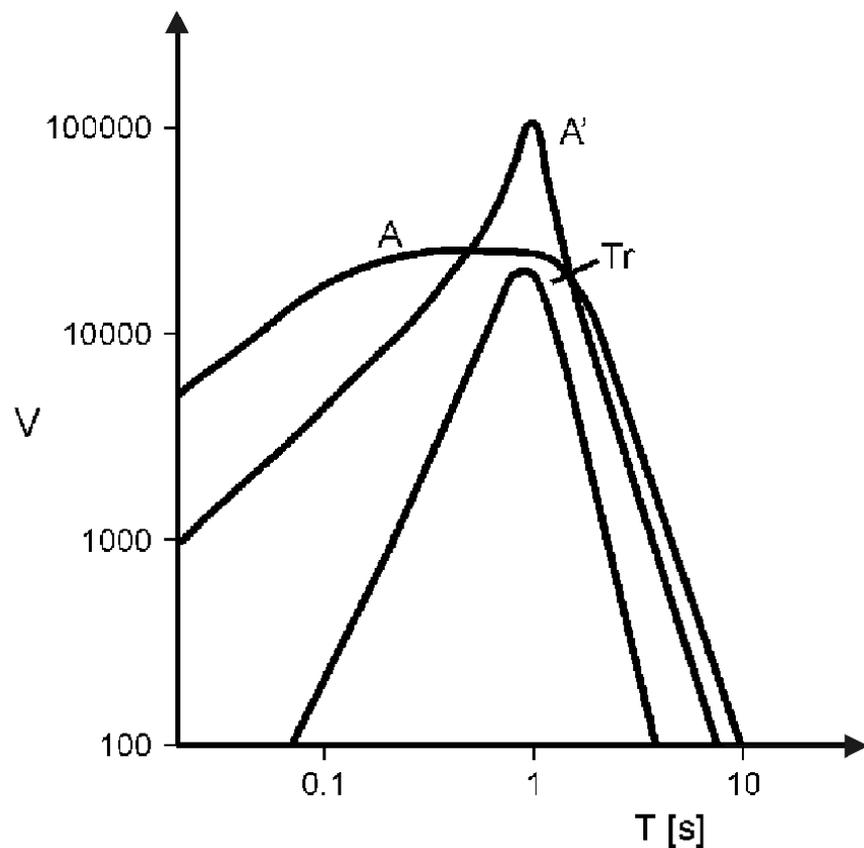
Lat. 45.561 Lon. 11.054 Ml = 4.8 Mw = 4.7

Station	Component	Distance	PGA	PGV	PSA30	PSA10	PSA03	Arias	Housner
VALS	HNZ	105.	.36E+00	.60E-02	.25E+00	.25E-01		.18E+00	.19E-01
VALS	HNN	105.	.58E+00	.10E-01	.21E+00	.35E-01		.28E+00	.30E-01
VALS	HNE	105.	.62E+00	.13E-01	.32E+00	.31E-01	.56E-02	.32E+00	.35E-01
PNAL	HNZ	119.	.13E+00	.45E-02	.14E+00	.32E-01		.17E-01	.14E-01
PNAL	HNN	119.	.21E+00	.87E-02	.32E+00	.89E-01	.45E-02	.29E-01	.29E-01
PNAL	HNE	119.	.28E+00	.66E-02	.35E+00	.47E-01	.29E-02	.47E-01	.24E-01
SILA	HNZ	121.	.15E+00	.42E-02	.18E+00	.22E-01		.40E-01	.13E-01
SILA	HNN	121.	.22E+00	.15E-01	.33E+00	.33E-01		.32E-01	.19E-01
SILA	HNE	121.	.18E+00	.60E-02	.28E+00	.27E-01		.31E-01	.19E-01
CHIE	HNZ	152.	.24E+00	.66E-02	.18E+00	.24E-01		.66E-01	.20E-01
CHIE	HNN	152.	.32E+00	.79E-02	.39E+00	.41E-01		.11E+00	.29E-01
CHIE	HNE	152.	.34E+00	.78E-02	.35E+00	.32E-01		.13E+00	.24E-01
VIPI	HNZ	152.	.26E+00	.73E-02	.10E+00	.20E-01		.77E-01	.16E-01
VIPI	HNN	152.	.32E+00	.10E-01	.26E+00	.32E-01		.91E-01	.27E-01
VIPI	HNE	152.	.33E+00	.12E-01	.45E+00	.39E-01		.93E-01	.37E-01
DANT	HNZ	160.	.13E+00	.38E-02	.83E-01	.23E-01		.11E-01	.13E-01
DANT	HNN	160.	.15E+00	.64E-02	.26E+00	.47E-01		.36E-01	.27E-01
DANT	HNE	160.	.16E+00	.80E-02	.25E+00	.64E-01	.53E-02	.51E-01	.32E-01
SCAN	HNZ	162.	.20E+00	.69E-02	.29E+00	.41E-01		.67E-01	.25E-01
SCAN	HNN	162.	.21E+00	.94E-02	.33E+00	.73E-01		.78E-01	.40E-01
SCAN	HNE	162.	.24E+00	.12E-01	.44E+00	.14E+00		.73E-01	.51E-01
TARV	HNZ	221.	.21E-01	.45E-02	.33E-01	.17E-01		.14E-02	.55E-02
TARV	HNN	221.	.27E-01	.17E-02	.33E-01	.12E-01		.18E-02	.47E-02
TARV	HNE	221.	.38E-01	.96E-02	.68E-01	.14E-01		.36E-02	.54E-02



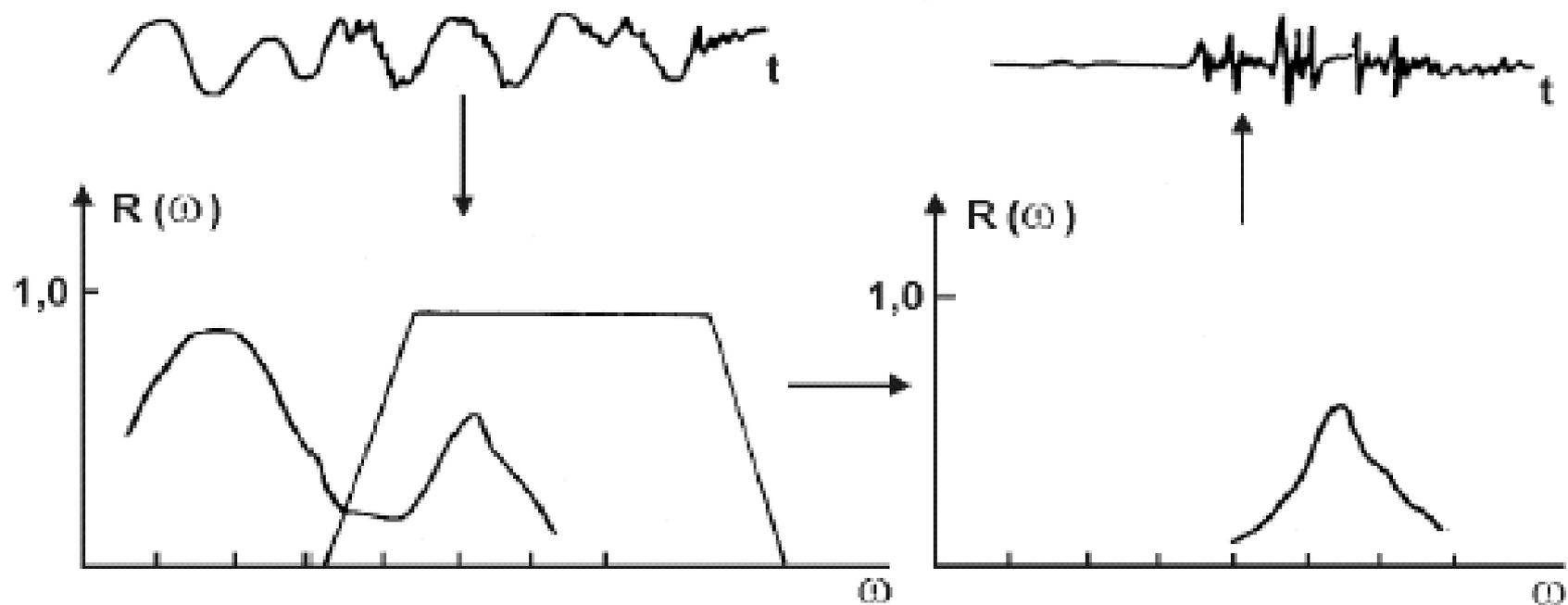
Project HAREIA
Historical and recent Earthquakes
in Italy and Austria

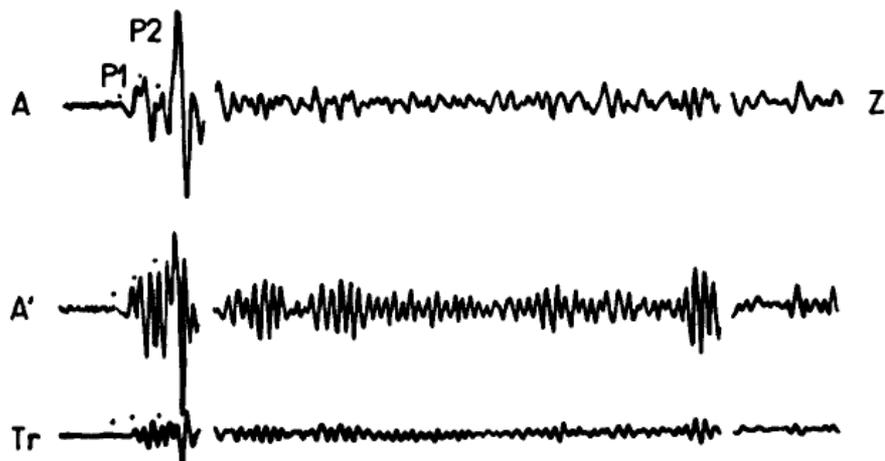
Particolarità dell'aspetto del segnale nelle registrazioni sismiche l'influenza della risposta strumentale



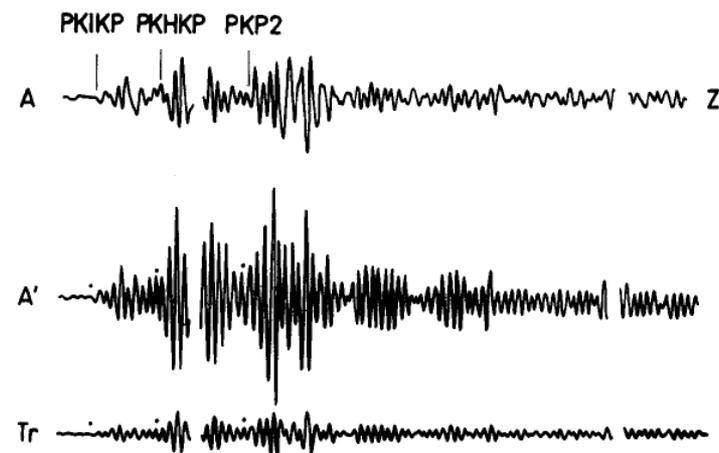
Sinistra: curve di amplificazione dell'ampiezza di spostamento di tre tipi di sismografi corto periodo alla stazione sismica MOX; a destra: registrazioni di questi sismografi di un'onda P relativo a un terremoto profondo ad una distanza epicentrale di $72,3^\circ$ e profondità ipocentrale di 544 km.

Filtraggio

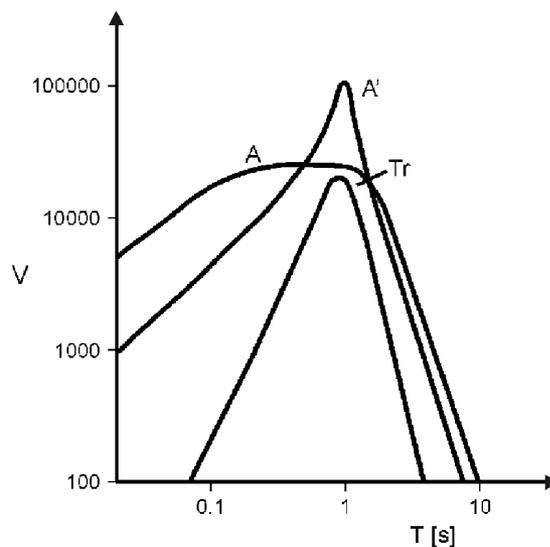


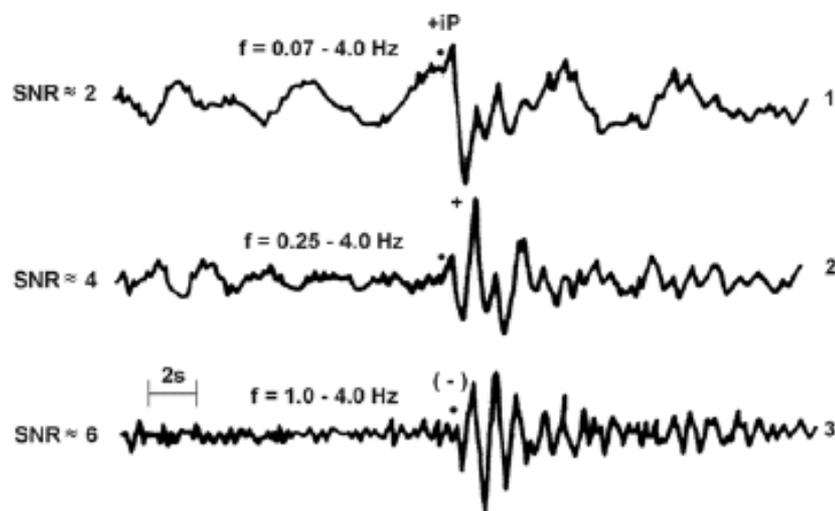
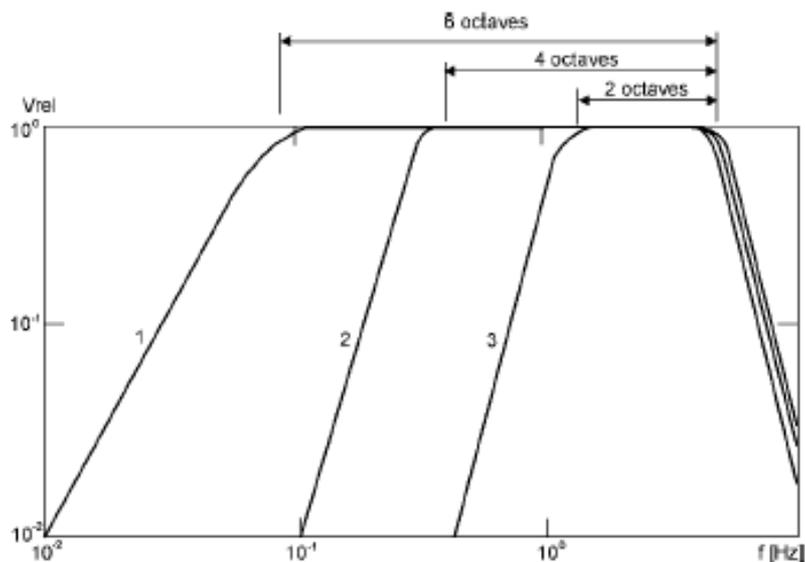


Tracce a corto periodo della stazione MOX di un evento di rottura multipla a Honshu ($D = 88,0^\circ$) con diverse caratteristiche di risposta in ampiezza.

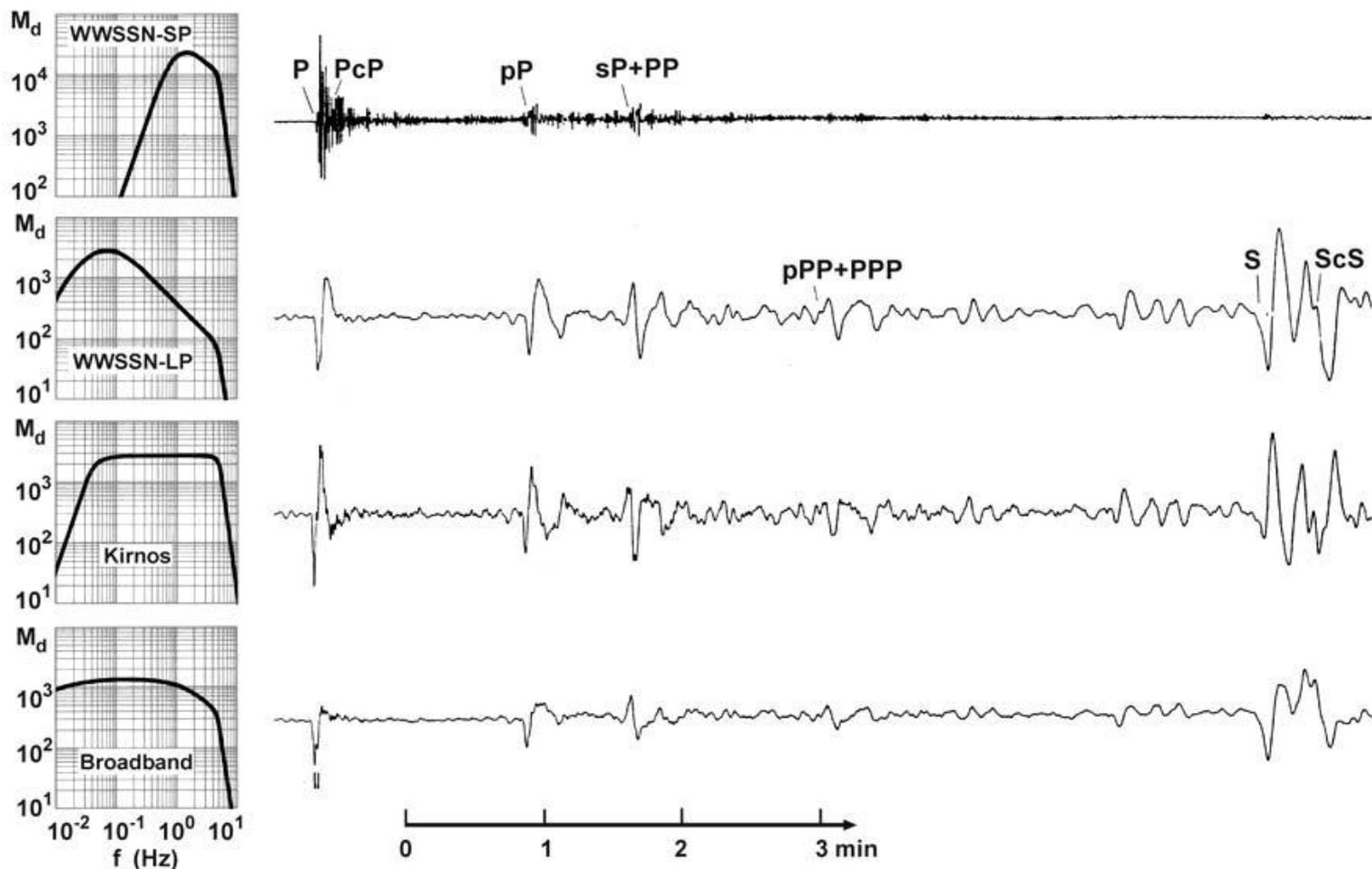


Tracce a corto periodo della stazione MOX di una sequenza di fasi principali corrispondenti alle travel-time delle onde PKIKP, PKHKP e PKP2 con diverse caratteristiche di risposta in ampiezza.





Registrazioni a banda larga digitale, proporzionale alle velocità di medio periodo, (larghezza di banda quasi 6 ottave tra 0,07 - 4 Hz;) alla stazione MOX, di un'esplosione nucleare sotterranea nel sito di test del Nevada (traccia 1). Il segnale è stato filtrato con un passa-banda di 4 ottave e di 2 ottave (tracce 2 e 3). Il primo movimento positivo (che ci si aspetta da un'esplosione!) è chiaramente visibile nella traccia BB nonostante il basso SNR, ma è sepolto nel rumore nella traccia 2 nonostante il miglioramento generale del SNR dovuto al filtro a banda stretta. Nota che i diversi livelli di ampiezza assoluta nelle tre tracce sono stati tutti normalizzati alla stessa ampiezza di picco.

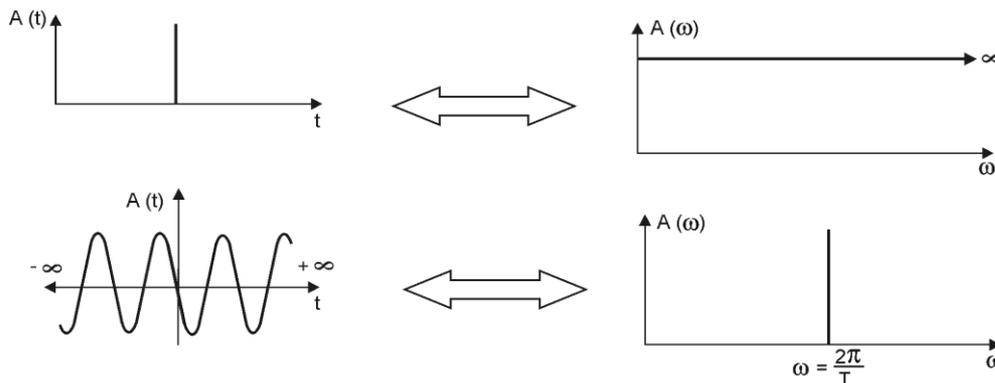


Registrazioni di un forte terremoto ($h = 570$ km, $D = 75^\circ$) all'Osservatorio di Gräfenberg, Germania. Le tracce sono stati derivate filtrando un segnale digitale in velocità a banda larga (banda passante tra 0,05 e 5 Hz) con alcune curve di risposta con caratteristiche standard tradizionali (WWSSN_SP e LP, Kirnos) mentre la traccia in fondo mostra il quasi reale spostamento del terreno ottenuto estendendo il periodo superiore oltre i 100s.

$$\Delta t \xrightarrow{\text{for } \Delta t \rightarrow 0} \sim \frac{1}{\Delta \omega} \xrightarrow{\Delta \omega \rightarrow \infty}$$

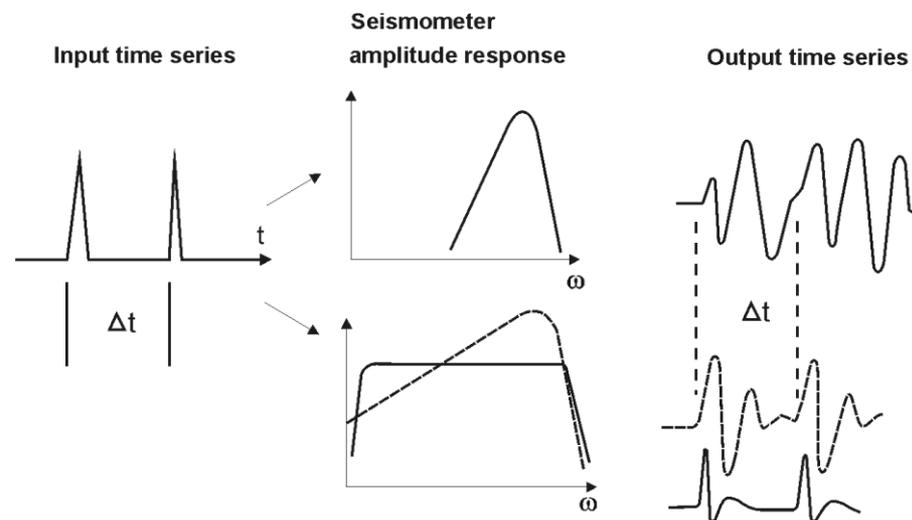
Time domain

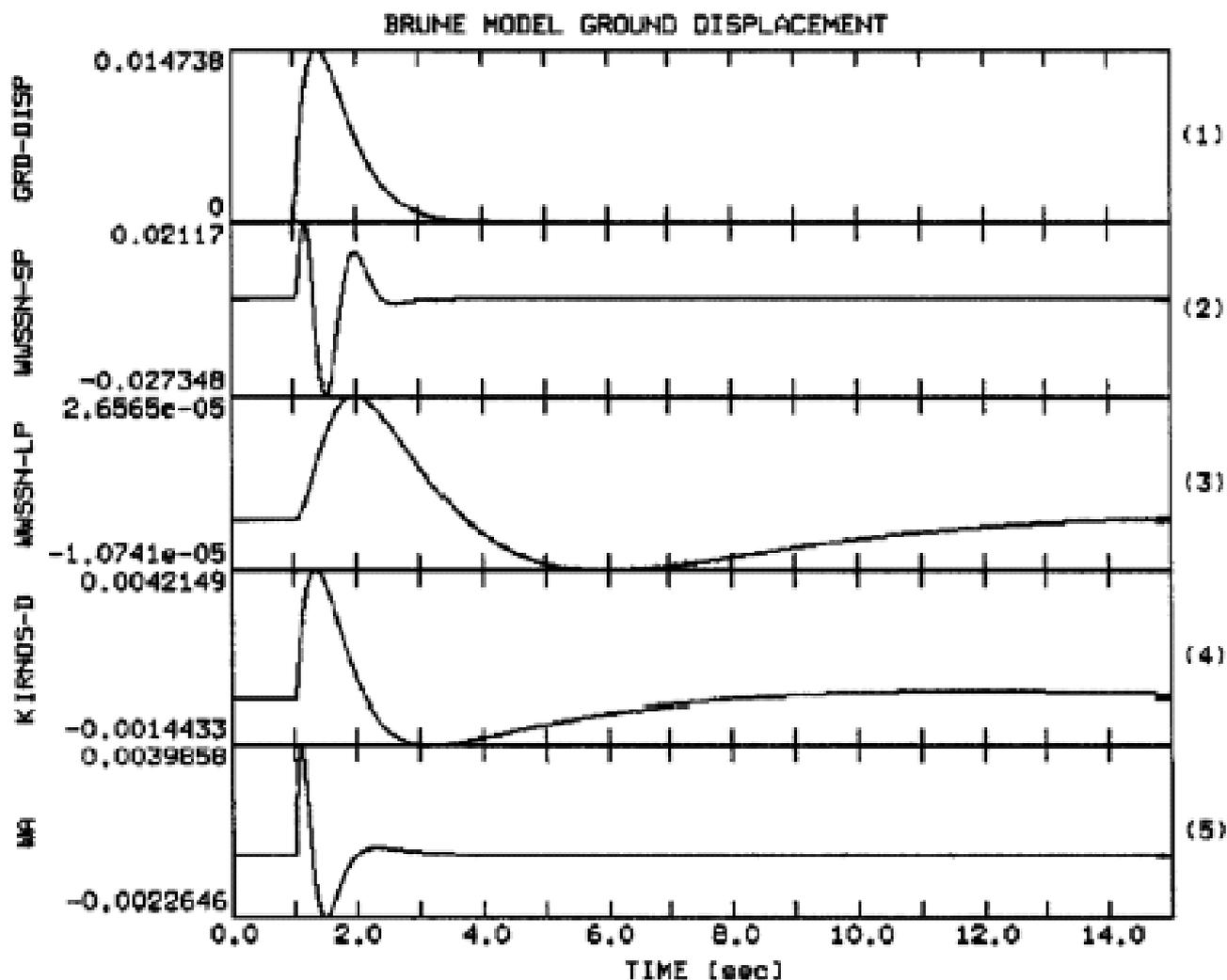
Frequency domain



Rappresentazione equivalente di un impulso (sopra) e uno segnale stazionario armonico monocromatico infinito (sotto) nel dominio del tempo e della frequenza

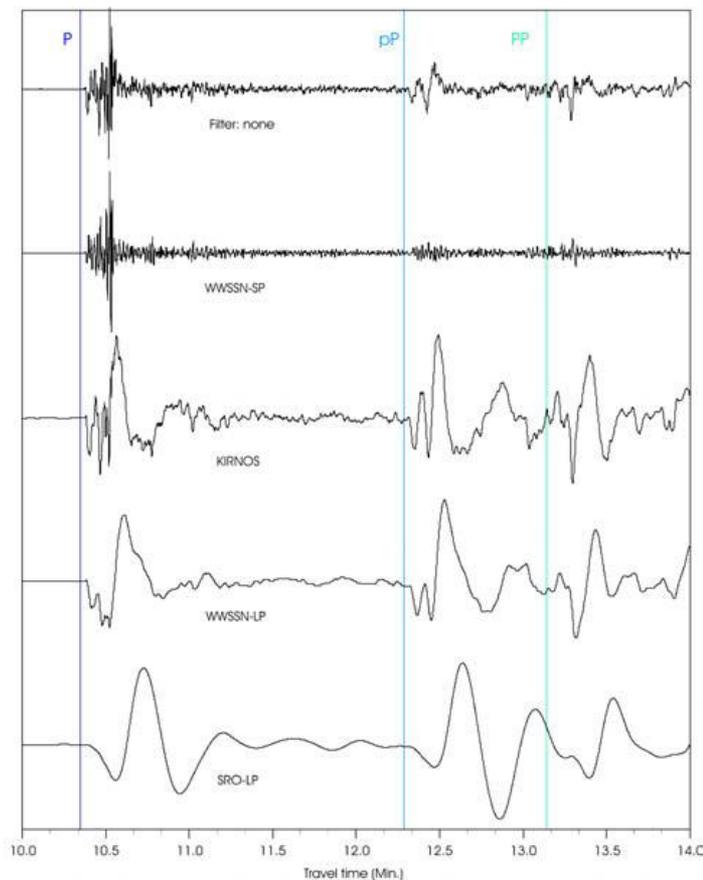
Illustrazione schematica di una sequenza di impulsi sismici di input e i segnali di uscita relativi a sismografi con risposta in spostamento a corto periodo (sopra) e risposte a banda larga (sotto: linea tratteggiata risposta in velocità, linea piena risposta in spostamento).



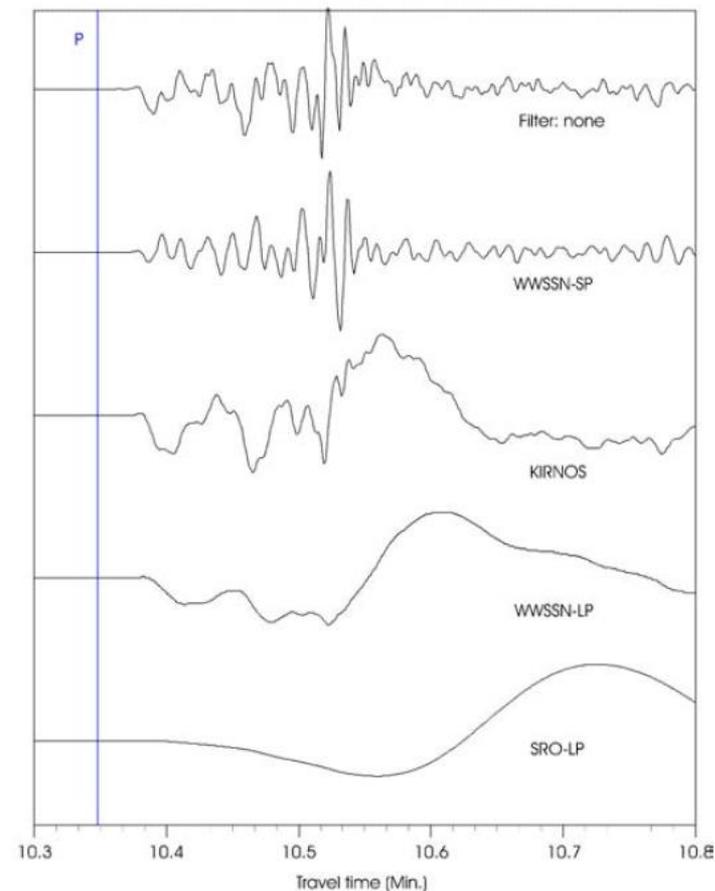


Distorsione di un segnale sintetico dello spostamento del terreno secondo il modello di Brune di una dislocazione di taglio (traccia superiore) relativa a sismografi standard.

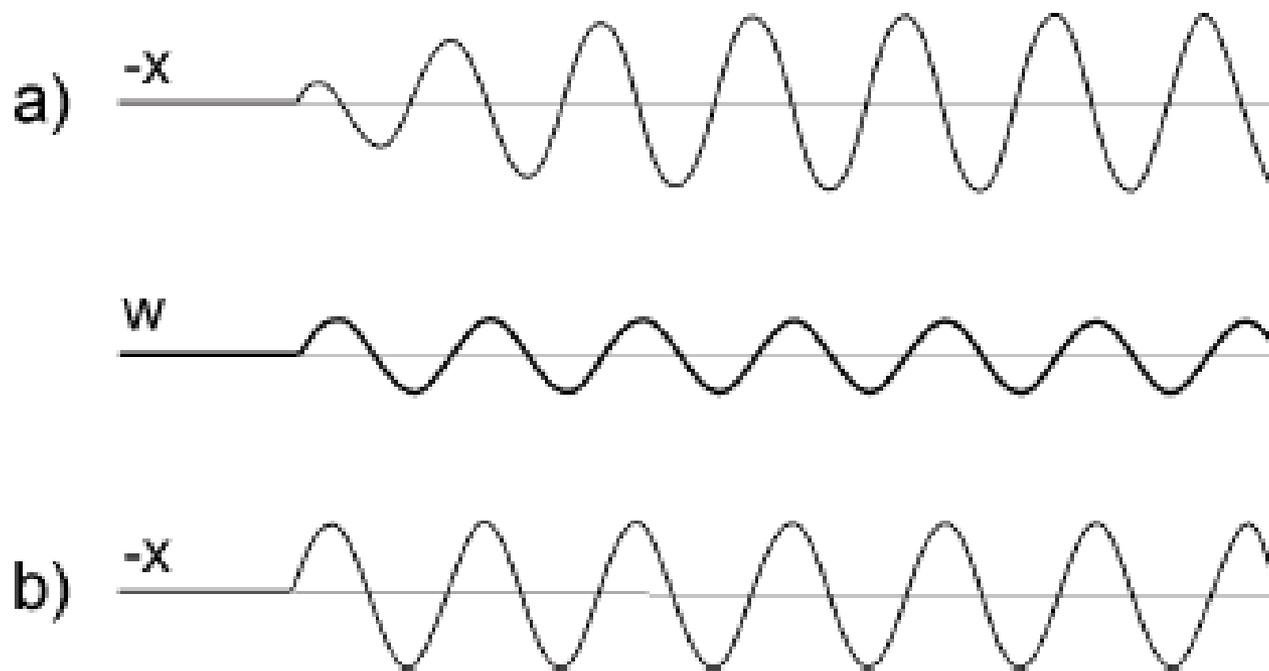
2002-06-28 OT 17:19:30.2 h=564km E-Russia-NE-China border region
Change of seismogram shape by different filters
CLL, STS2, 20Hz, vertical component



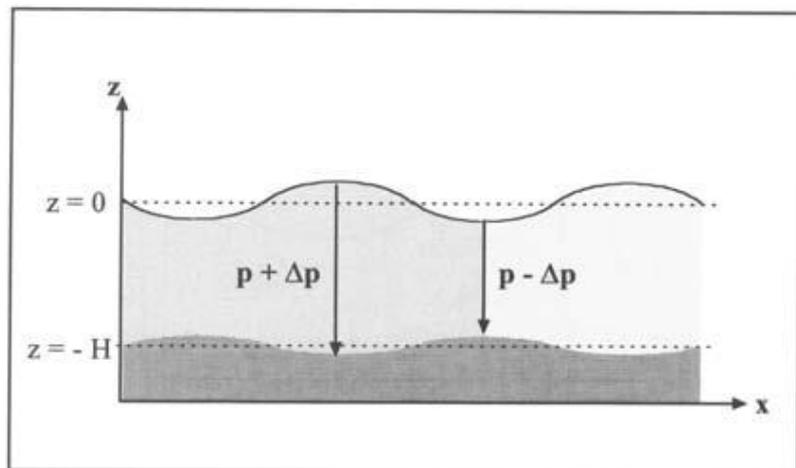
2002-06-28 OT 17:19:30.2 h=564km E-Russia-NE-China border region
Change of seismogram shape by different filters
CLL, STS2, 20Hz, vertical component



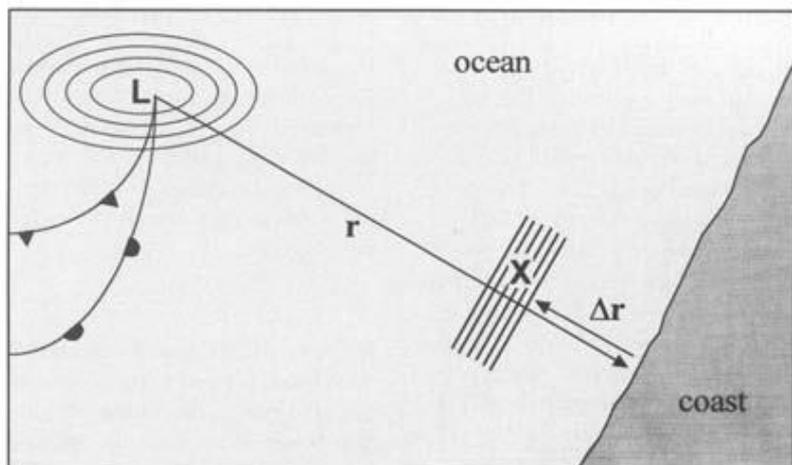
Segmenti di 4 minuti di segnale di un terremoto al confine tra Russia e Cina (a sinistra) e di 30 s (a destra). Tracce superiori: sismogramma a banda larga in velocità STS2 non filtrato; altre tracce: record filtrati che simulano i sismogrammi di strumenti standard di tipo WWSSN-SP, Kirnos, WWSSN-LP e SRO-LP.



Simulazione dell'uscita del segnale di spostamento $x(t)$ (spostamento relativo di una massa) di un sismometro a pendolo con massa e molla che risponde a un movimento armonico monocromatico del suolo $w(t)$ di periodo $T=1s$ (linea spessa al centro). a) Uscita in spostamento di un sismometro con basso smorzamento ($D_s = 0,2$) e periodo proprio $T_s = 1 s$; b) Uscita di spostamento di un sismometro a lungo periodo e smorzato normalmente ($T_s = 20 s$; $D_s = 0,707$).

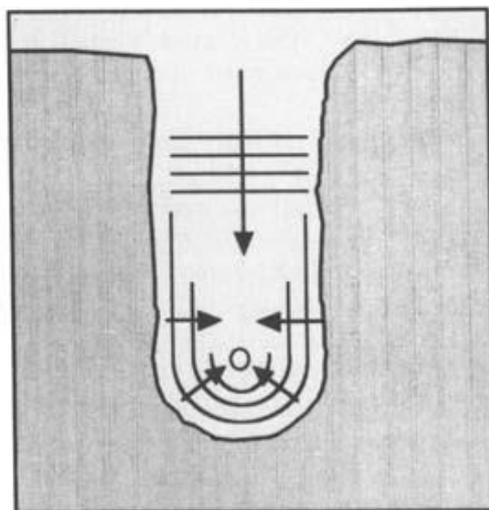


b)

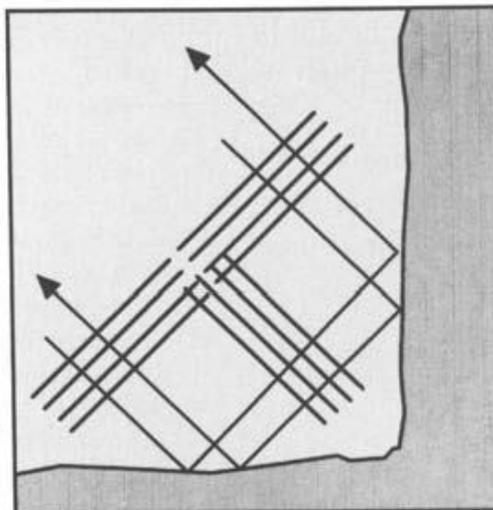


Schemi di generazione di a) microseismi primari e b) secondari. L - area a bassa pressione del ciclone, X - area di interferenza dove si sviluppano onde con metà del periodo delle onde oceaniche.

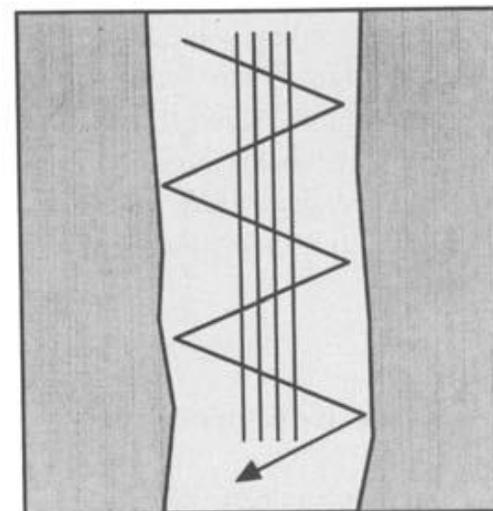
I microseismi oceanici primari sono generati solo in acque poco profonde nelle regioni costiere. Qui l'energia delle onde può essere convertita direttamente in energia sismica mediante variazioni della pressione verticale, o dalla spaccatura dell'onda sulle rive, che hanno lo stesso periodo delle onde dell'acqua ($T \approx$ da 10 a 16 s). Confrontano gli spettri dei microseismi si una stretta relazione tra i due set di dati. Contrariamente, i microseismi oceanici secondari possono essere spiegati come generati dalla sovrapposizione di onde oceaniche di periodo uguale che viaggiando in direzioni opposte, generando così onde gravitazionali stazionarie di metà periodo. Queste onde stazionarie causano perturbazioni della pressione non lineari che si propagano senza attenuazione al fondo dell'oceano. L'area di interferenza X può essere off-shore dove le onde di propagazione in una direzione generate da un'area a bassa pressione L si sovrappongono alle onde che viaggiano nella direzione opposta dopo essere state riflesse dalla costa. Ma potrebbe anche essere nel lontano oceano profondo quando le onde, eccitate prima sul fronte anteriore della zona di bassa pressione, interferiscono in seguito con le onde generate dal fronte posteriore del ciclone. Le ampiezze di rumore orizzontale e verticale dei microseismi marini sono simili. Il moto della particella è del tipo dell'onda di Rayleigh, cioè ellittico polarizzato nel piano di propagazione verticale.



fjord

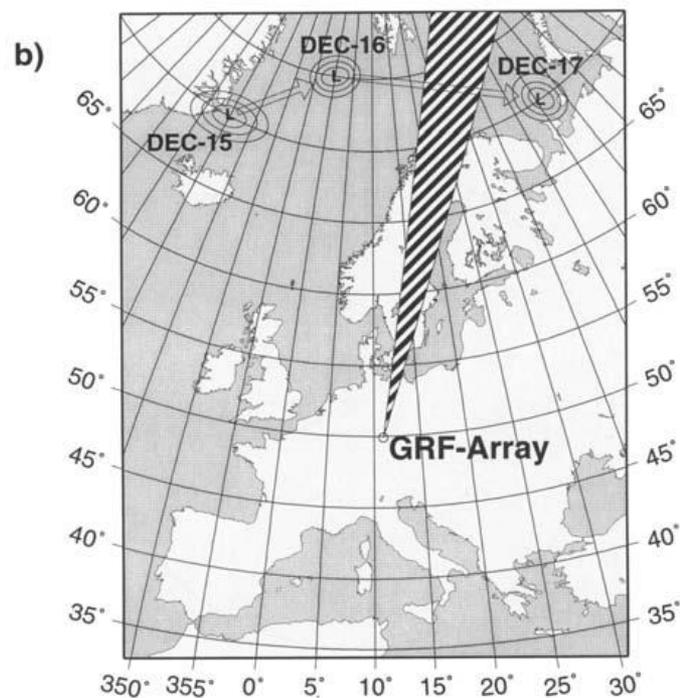
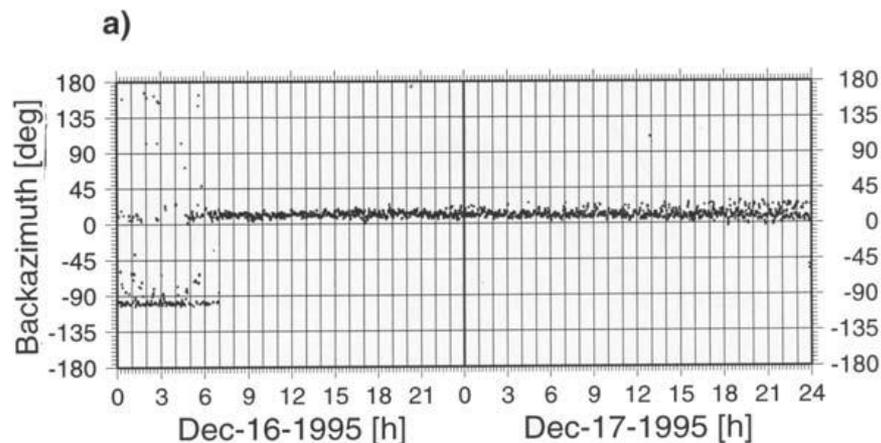


rectangular coast



channel

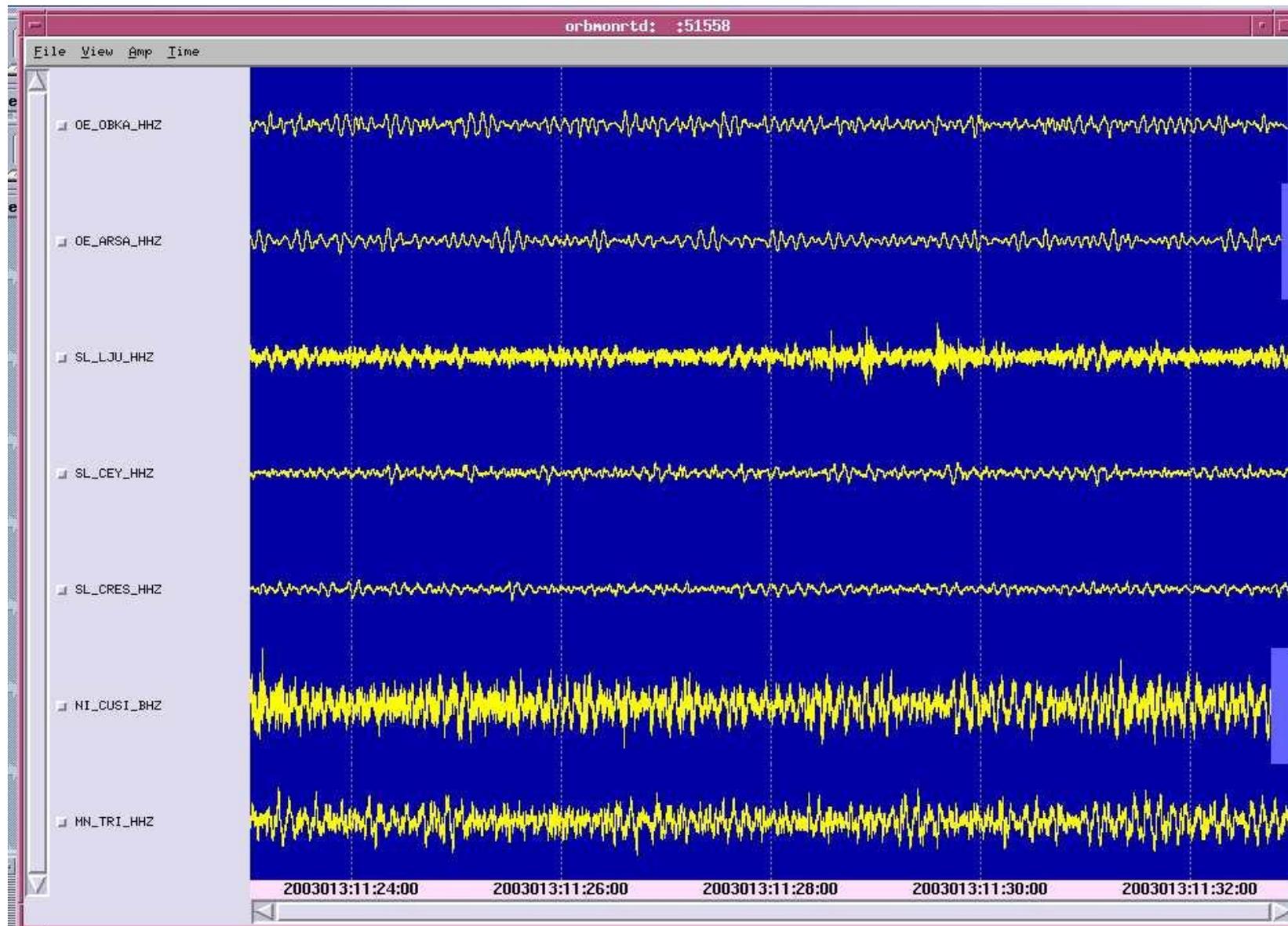
Esempi di geometrie della costa che forniscono condizioni di interferenza adeguate per la generazione di microseismi secondari.

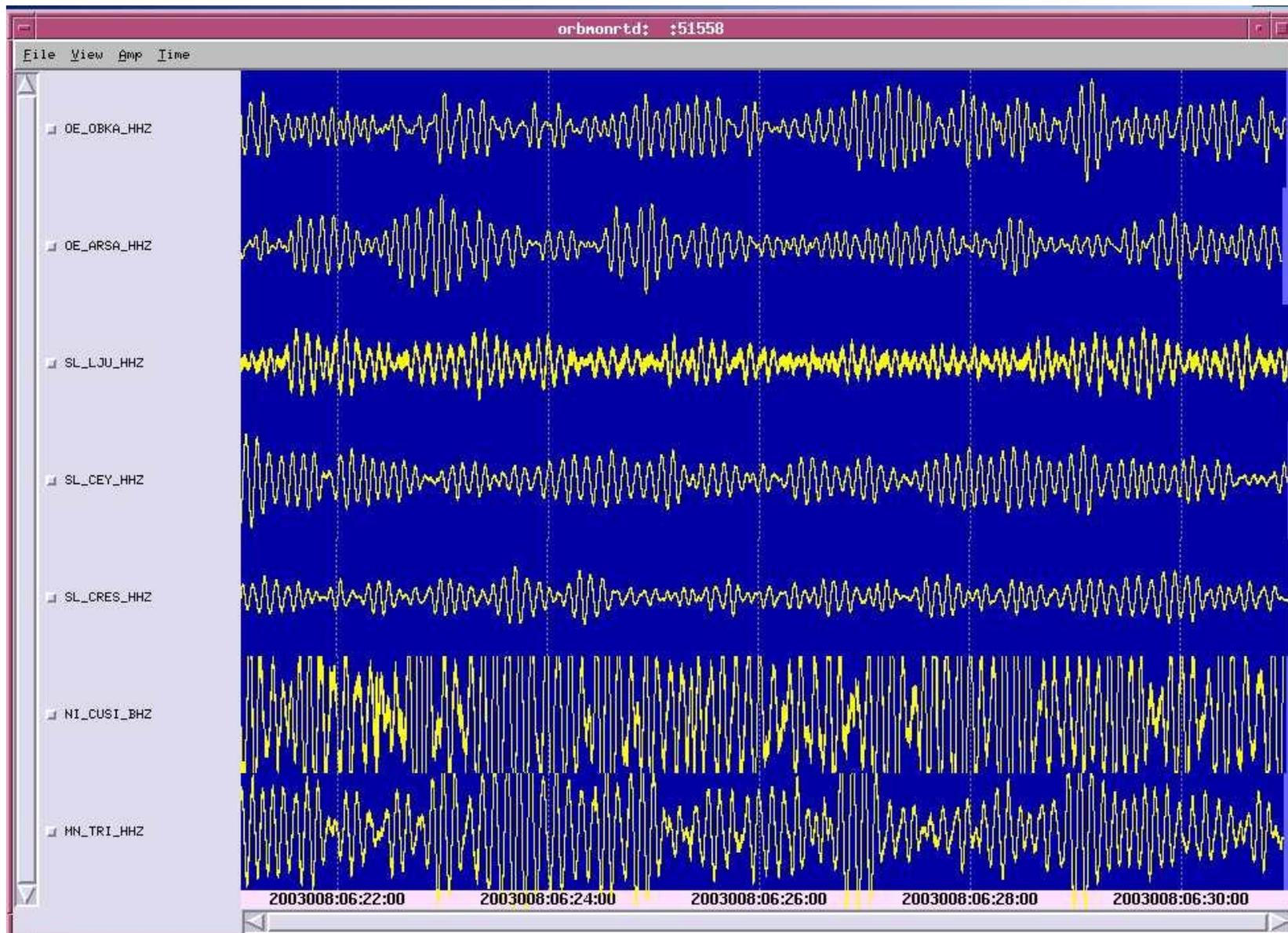


Un esempio di buona coerenza dei microseismi oceanici secondari di medio periodo a una distanza più lunga dall'area di origine, questo caso consente determinazioni piuttosto affidabili del backazimuth dell'area di origine mediante analisi f-k. a) sopra mostra come la determinazione del backazimuth sia cambiata da un giorno a quello successivo, mentre b) mostra la posizione delle due aree di tempesta e dell'array sismico. Le osservazioni di almeno due array consentono la localizzazione e il monitoraggio della generazione di rumore dalle aree di bassa pressione.

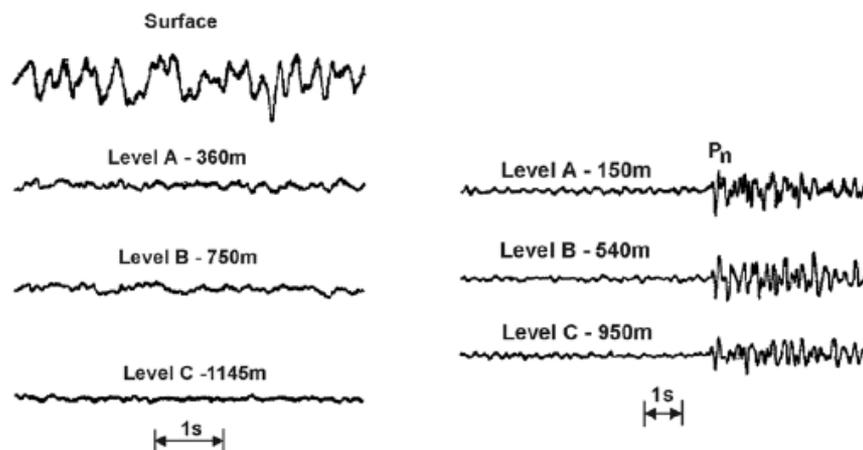
Rumore ambientale a corto-periodo

Il rumore sismico di corto può avere cause naturali come il vento (attrito del vento sul terreno; alberi e altra vegetazione o oggetti costruiti che oscillano o vibrano con il vento), acque correnti (cascate o rapide in fiumi e insenature) ecc. Il rumore generato dal vento ha una banda larga, che varia da circa 0,5 Hz a circa 15 a 60 Hz. Le sorgenti dominanti di rumore ad alta frequenza sono artificiali (macchine rotanti o martellanti, traffico stradale e ferroviario ecc.). La maggior parte di queste sorgenti sono distribuite, stazionarie o in movimento. I loro contributi, provenienti da varie direzioni, si sovrappongono a un contesto piuttosto complesso campo di rumore casuale più o meno stazionario. Il movimento delle particelle del rumore a corto periodo è, quindi, più irregolare rispetto al rumore oceanico a lungo periodo. Tuttavia, analisi di polarizzazione, mediata su finestre temporali in movimento, a volte rivela azimut preferiti dell'asse principale del movimento orizzontale delle particelle che suggerisce la presenza di sorgenti di rumore localizzate. Anche la componente verticale del movimento delle particelle è chiaramente sviluppato e ha una polarizzazione del tipo ad onda di Rayleigh. Un metodo di microzonazione piuttosto popolare ed economico è basato su questo presupposto. Ottiene informazioni sulla frequenza di risonanza fondamentale di una copertura di un suolo soffice e stima l'amplificazione del movimento del suolo nel sito dal picco del rapporto di rumore spettrale tra componente orizzontale e verticale (metodo di Nakamura).

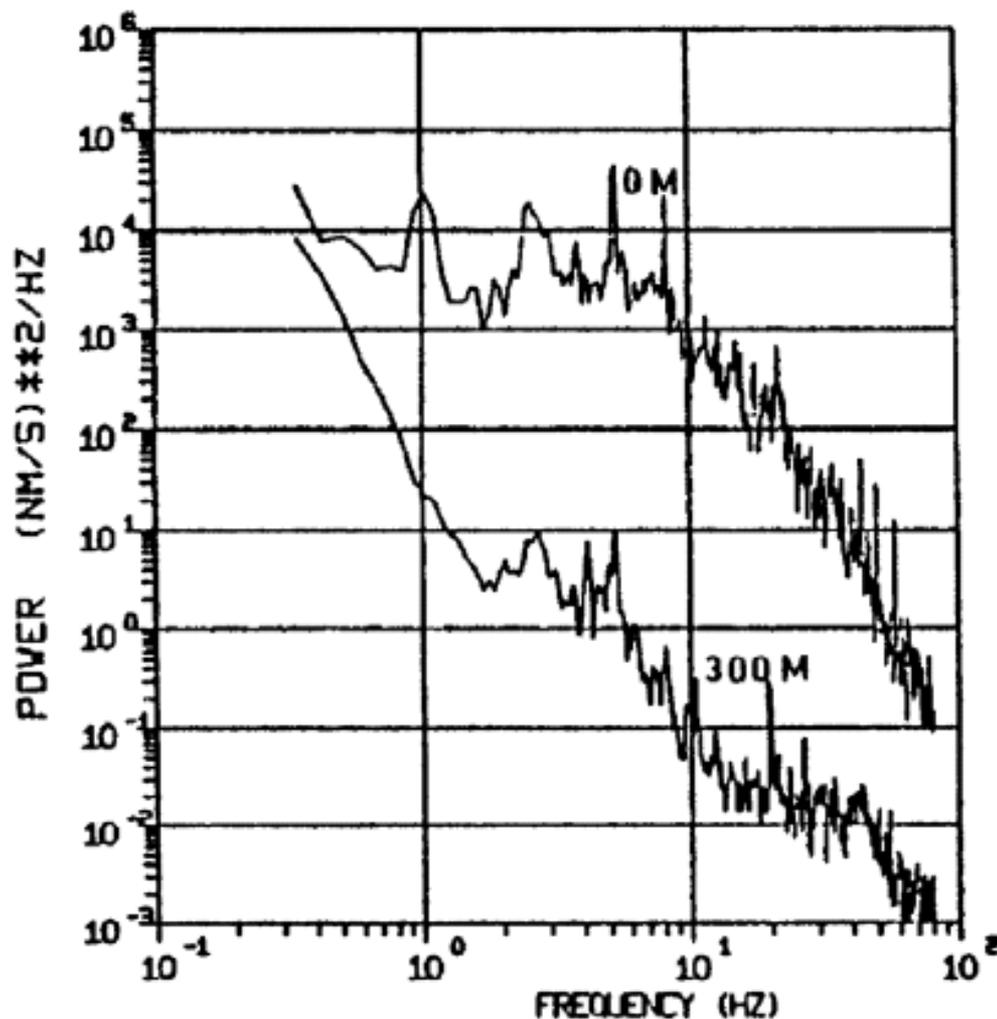




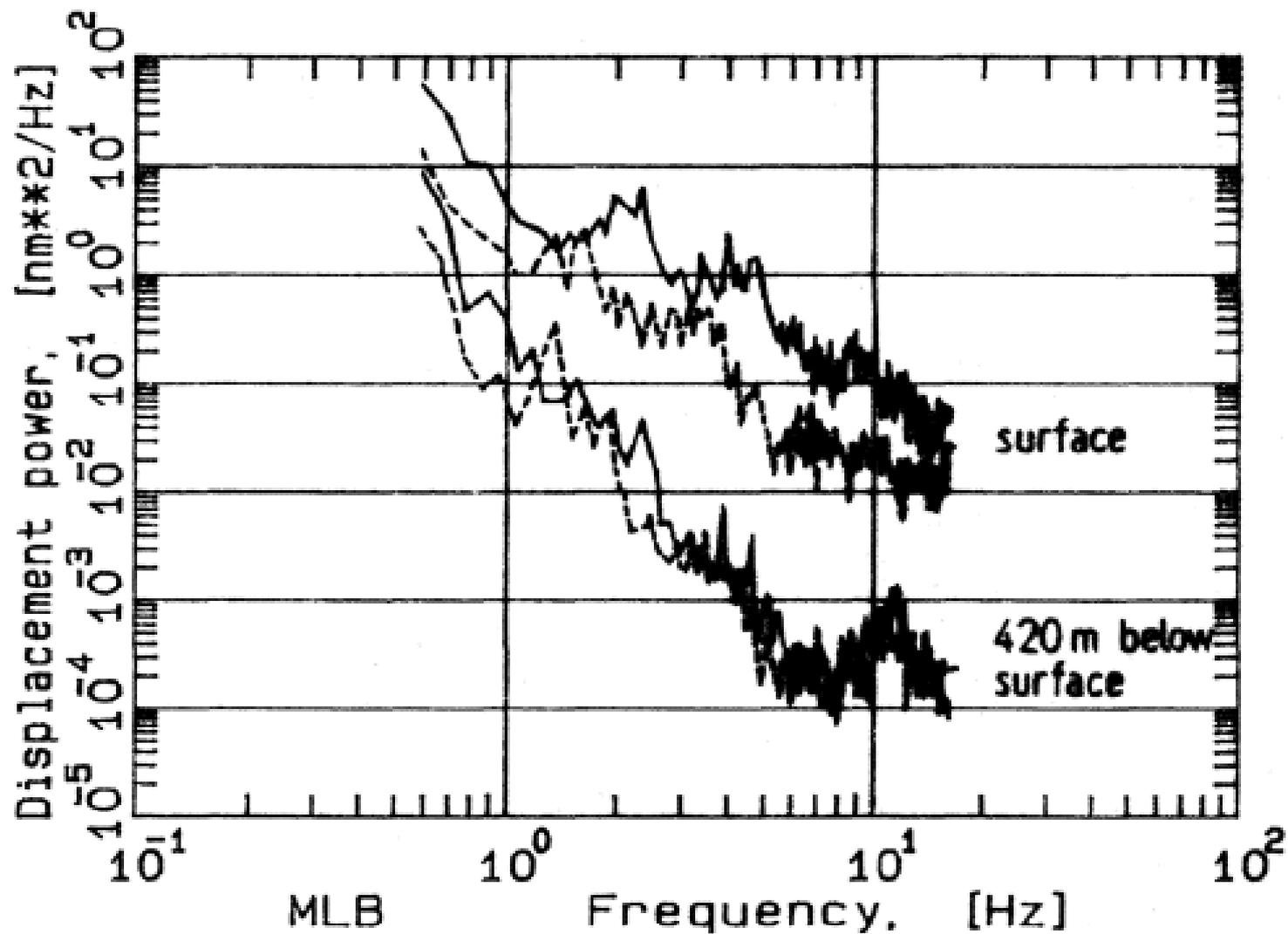
La natura delle onde superficiali del rumore sismico (incluso il rumore dell'oceano) è anche la ragione del decadimento esponenziale delle ampiezze del rumore con la profondità, il che non è il caso delle onde di corpo. Poiché la profondità di penetrazione delle onde superficiali aumenta con la lunghezza d'onda, più alta è la frequenza del rumore più si attenua con la profondità. La potenza del rumore a 300 m di profondità in un pozzo viene ridotto, di circa 10 dB, rispetto alla superficie a $f = 0,5$ Hz, e di 20 dB a 1 Hz e 35 dB a 10 Hz. Alle frequenze tra 10 e 20 Hz, l'SNR potrebbe essere migliorato tra 10 e 20 dB e per frequenze tra 23 e 55 Hz fino a 20-40 dB installando un sensore a corto periodo a soli 43 m al di sotto della superficie. Ma sia la riduzione del rumore che il comportamento del segnale con la profondità dipendono anche dalle locali condizioni geologiche.



Registrazione del rumore sismico a corto periodo (a sinistra) e dei segnali (a destra) in superficie e a diversi livelli di profondità di un array sismico in pozzo.



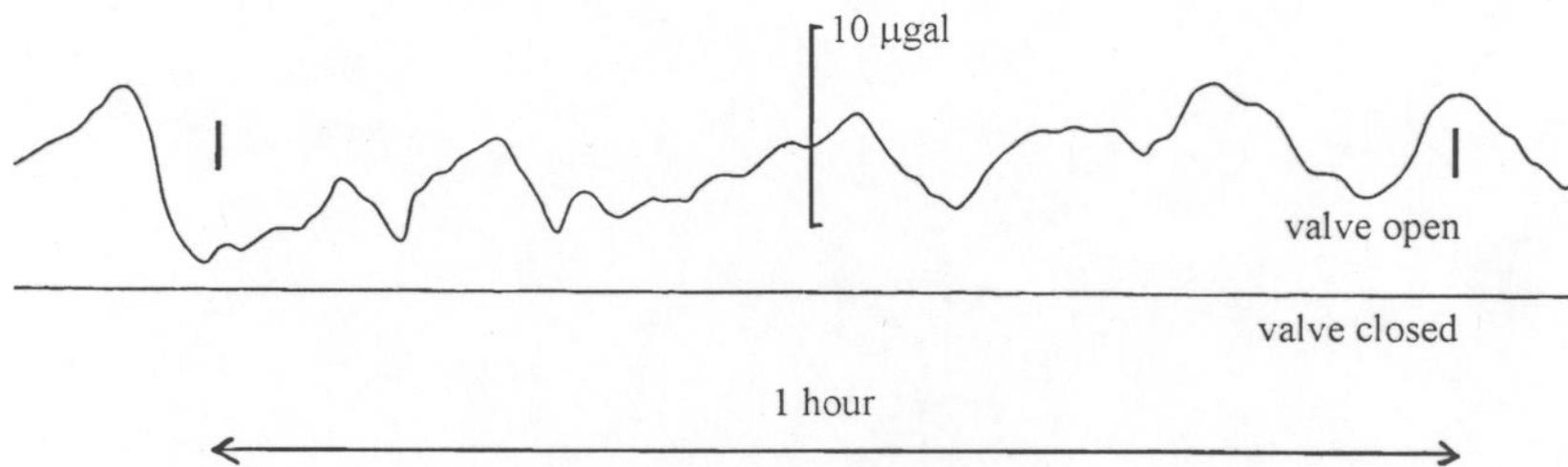
Velocity power density spectra ottenuti per registrazioni di rumore in superficie (in alto) e a 300 m di profondità in un pozzo (sotto) vicino a Gorleben, in Germania.



Spettri di potenza di rumore misurata sulla superficie (curve superiori) e a 420 m sotto la superficie in una miniera di sale in disuso a Morsleben, Germania (curve inferiori) in una giornata molto tranquilla (linee tratteggiate) e in una giornata con vento leggero in superficie (velocità del vento circa 4 m/s; linee complete).

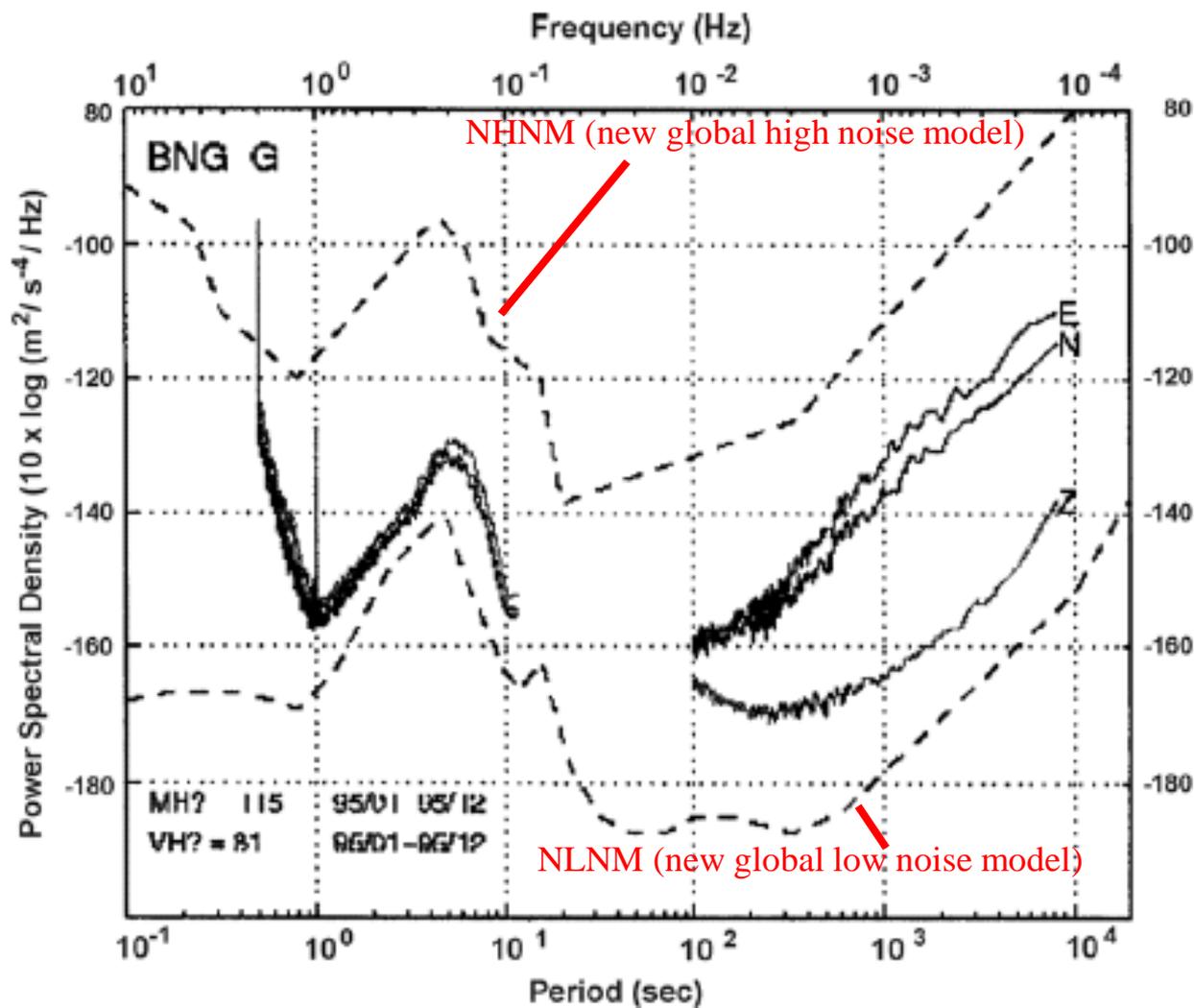
Rumore ambientale a corto-periodo

Per lunghi periodi, la potenza del rumore orizzontale può essere significativamente maggiore della potenza del rumore verticale. Il rapporto aumenta con il periodo e può raggiungere un fattore fino a 300 (circa 50 dB). Un sito può essere considerato ancora favorevole quando il rumore orizzontale da 100 a 300 s è entro 20 dB. Ciò è dovuto principalmente al tilt, che accoppia la gravità alle componenti orizzontali ma non alle verticali. Il tilt può essere causato dal traffico, dal vento o dalle fluttuazioni locali della pressione barometrica. Registrare quest'ultima insieme ai segnali sismici può consentire la correzione di questo rumore a lungo periodo. Altre ragioni per un aumento del rumore a lungo periodo possono essere la circolazione dell'aria nel caveau del sismometro o sotto il coperchio del sensore. Una particolare attenzione nell'installazione del sismometro e pertanto necessaria attraverso una schermatura per ridurre la deriva e il rumore ambientale a lungo periodo.



Segnale di uscita di un sismometro STS-1 con la valvola della campana a vuoto aperta (traccia superiore) e chiusa (traccia inferiore). Il rumore nella traccia superiore è causato dal cambiamento della pressione atmosferica. A destra componente orizzontale del sensore STS-1 della stazione TRI di Grotta Gigante.

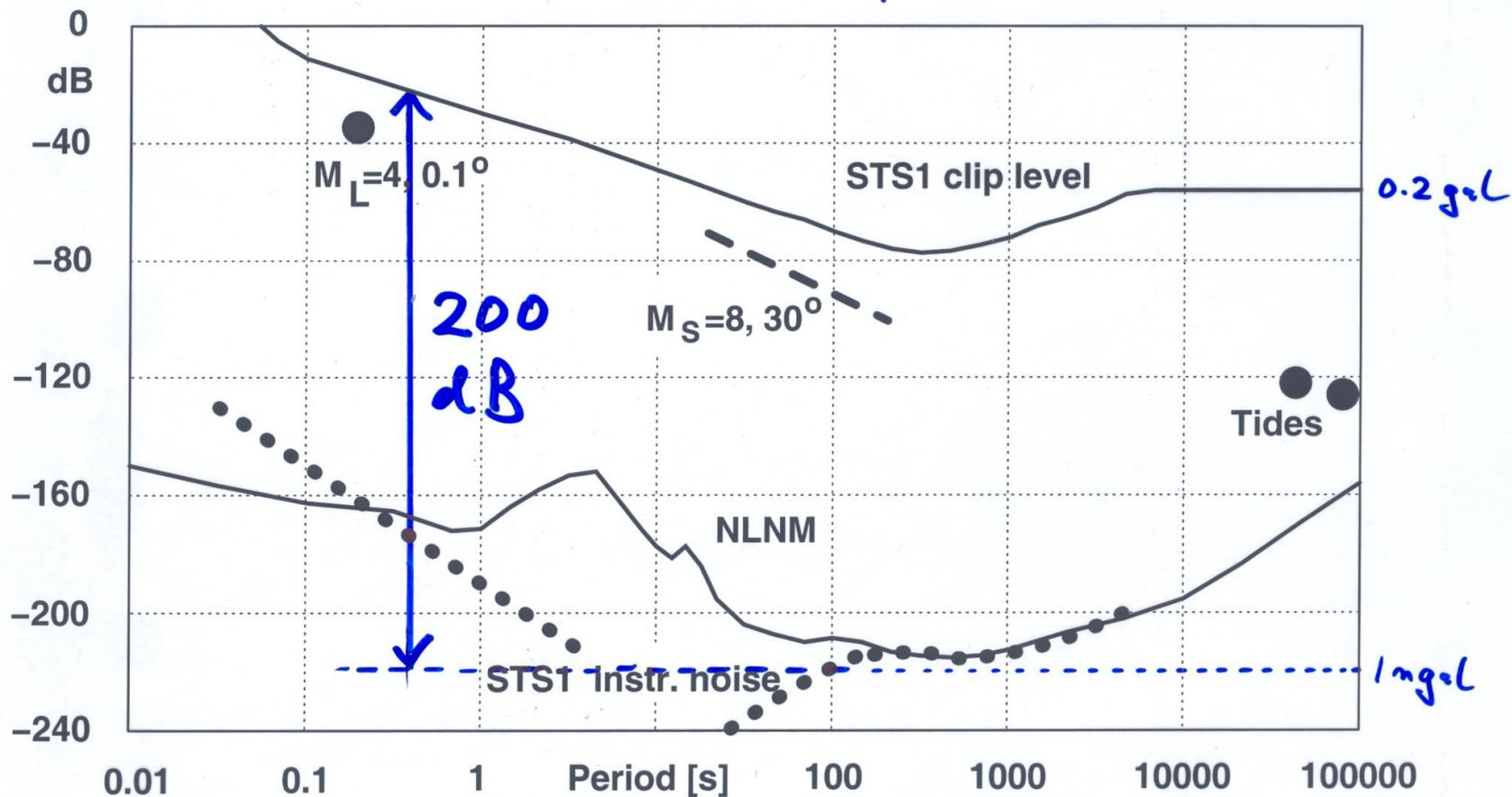




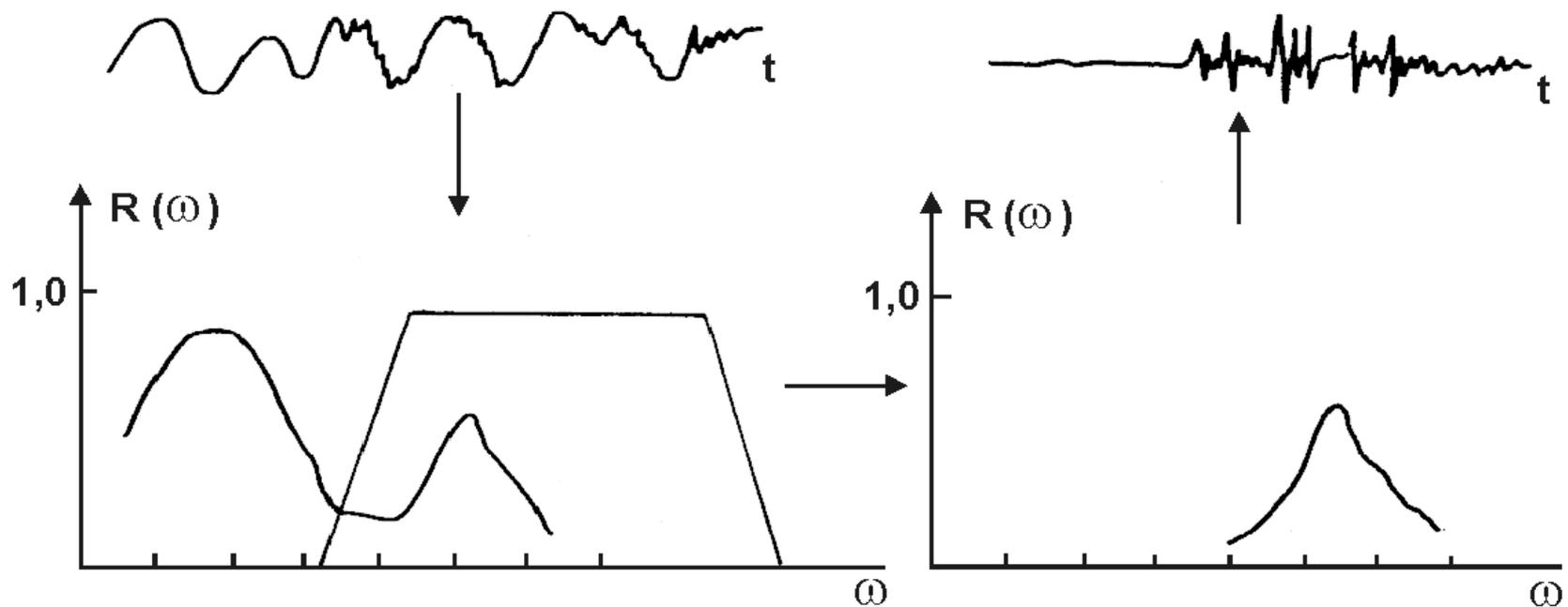
Rumore sismico alla stazione di GNC (Bangui, Africa centrale) rispetto al nuovo modello globale di rumore sismico di Peterson (NHHM, NLNM)



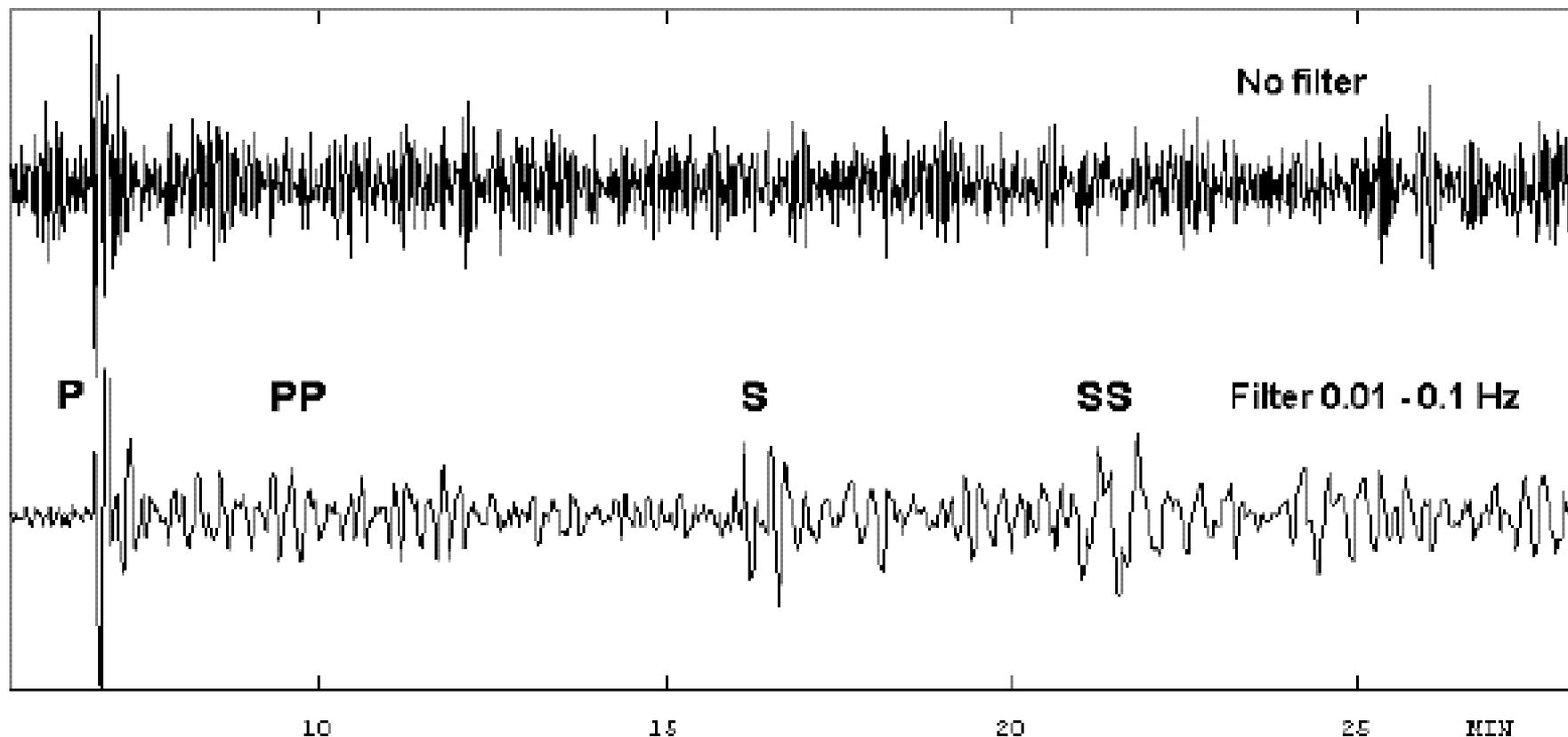
rms in $1/6$ decade, $\approx 1 \text{ m/s}^2$



Misure per migliorare il rapporto segnale-rumore (SNR)

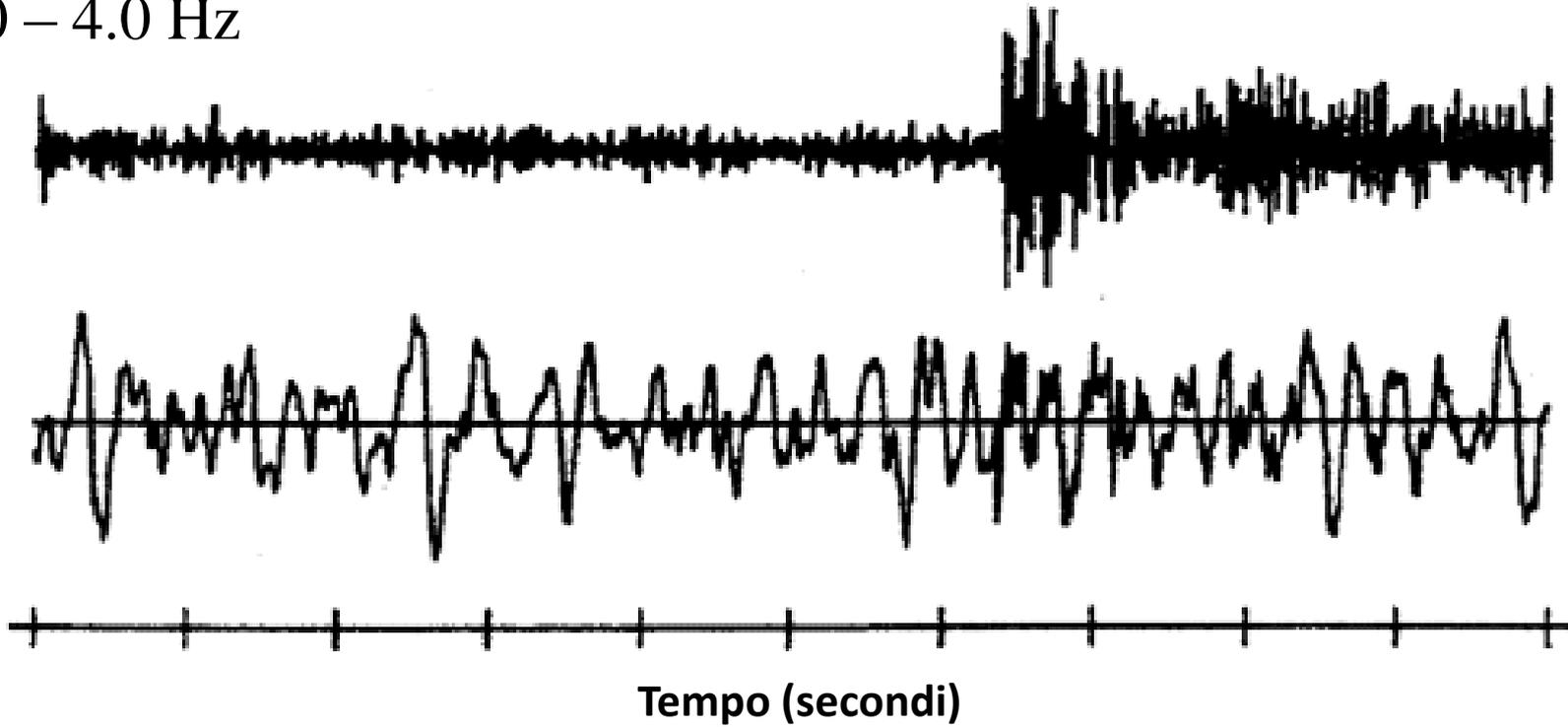


Trasformata di FOURIER e filtro passa-banda di una registrazione sismica.

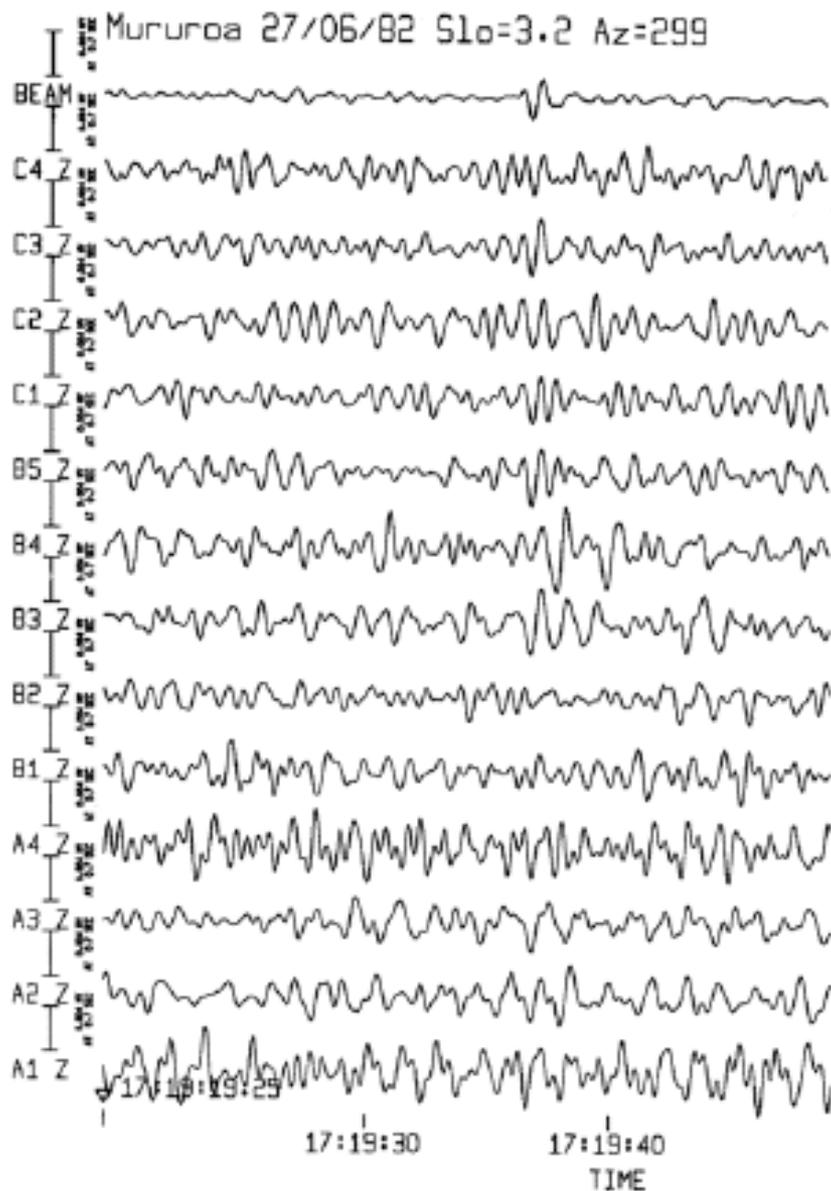


Registrazione di una traccia LP in una stazione a banda larga. La traccia LP ha una risposta piatta in velocità da 360 sa 0,5 s. Sulla traccia non filtrata (in alto), può essere individuata solo la fase P, mentre sulla traccia filtrata (in basso), il rapporto segnale-rumore è molto migliorato e sono chiaramente riconoscibili diverse fasi successive, in quanto i microseismi sono stati rimossi dal filtro passa banda.

2.0 – 4.0 Hz



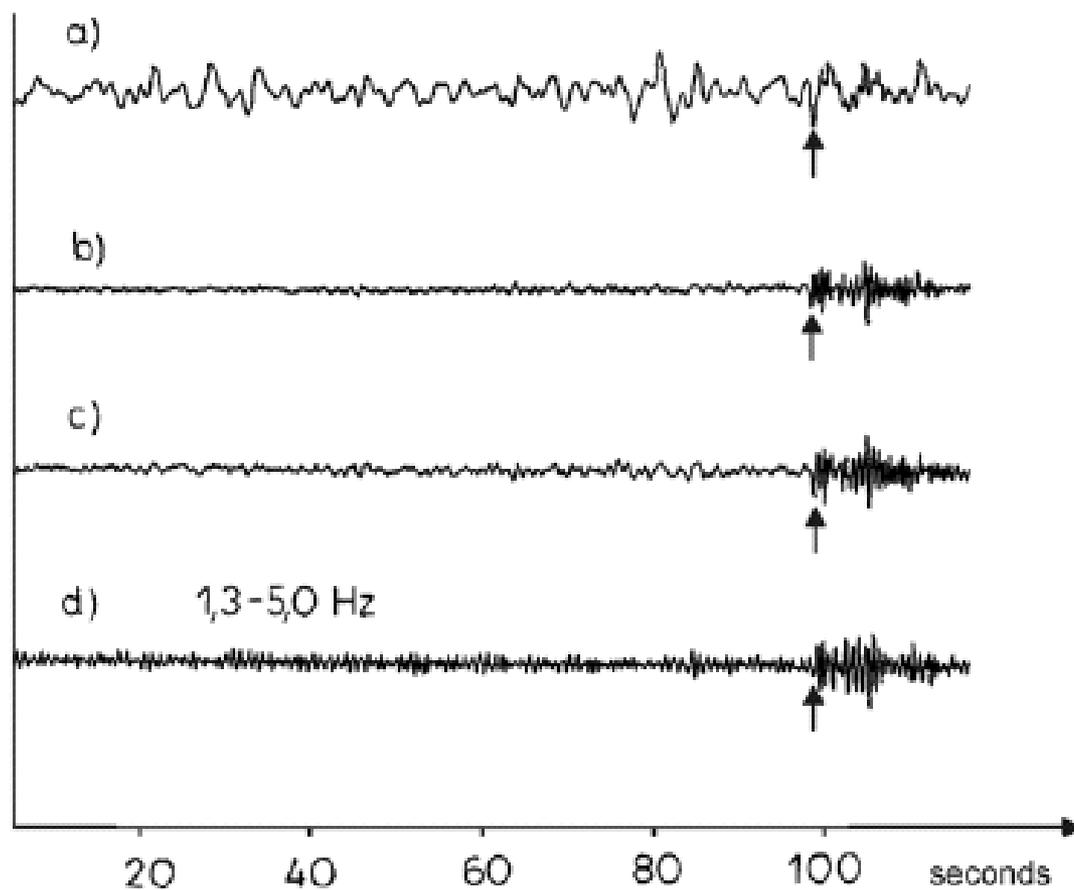
Registrazione originale (in basso) e (in alto) filtrata per frequenza ($f = 2,0 - 4,0$ Hz), di un esplosione nucleare sotterranea nel sito di prova di Semipalatinsk, Kazakistan orientale ($D = 38^\circ$) alla stazione 01A00 dell'array NORSAR.



Rilevazione di una debole esplosione nucleare sotterranea nel raggio di 10 kt al sito di prova dell'atollo di Mururoa ($D=145^\circ$) mediante beam forming (traccia superiore). Nessun segnale è riconoscibile in una qualsiasi delle 13 tracce delle registrazioni individuali delle stazioni dell'array di Gräfenberg, Germania (sotto).

In tempo quasi reale, è possibile utilizzare una finestra temporale mobile per determinare le caratteristiche di un determinato campo di rumore per mezzo di correlazione incrociata e automatica delle uscite dei sensori di un array. Questo, quindi, consente la previsione del rumore casuale in un intervallo di tempo successivo. Sottraendo le serie temporali del rumore previsto dalla registrazione effettiva si ottiene un livello di rumore molto ridotto. Deboli segnali sismici, originariamente sepolti nel rumore, ma non previsti dal rumore. La "previsione" del filtro di previsione dell'errore (NPEF) può quindi emergere chiaramente. Le NPEFs hanno numerosi vantaggi rispetto al filtro di frequenza:

- Non sono necessarie ipotesi sullo spettro di frequenza del rumore poiché del rumore reale sono determinate dalla correlazione delle uscite dei sensori dell'array;
- Mentre le differenze di frequenza tra segnale e rumore si perdono nella banda di filtraggio stretta, sono ampiamente conservati nel caso dell'NPEF. Questo può aiutare l'identificazione del segnale al momento dell'insorgenza;
- La polarità del primo movimento del segnale è mantenuta nell'NPEF mentre non è più certa dopo il filtro passa-banda a fase zero.



Tracce di un'esplosione nucleare sotterranea registrate nel bacino di Uinta con un piccolo array a) nella beam trace (somma di 10 sismometri), b) e c) dopo il prediction error filtering con e senza cross correlazione e d) dopo il filtraggio passa-banda (1,3 - 5 Hz).

