

# I Dati Strumentali

**G. Milana,**

**Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Sezione ROMA1 (Sismologia e Tettonofisica)**



Corso di Microzonazione Sismica,  
L'Aquila 1 -4 Marzo 2010

Nell'ambito delle attività di microzonazione sismica si definiscono dati strumentali i dati relativi a registrazioni di eventi sismici raccolte con l'ausilio di sensori in grado di convertire il moto del terreno (in termini di velocità e/o di accelerazione) in segnali elettrici che vengono campionati e memorizzati da acquisitori digitali ad elevata sensibilità. Il moto del terreno è relativo generalmente ad un sistema cartesiano tridimensionale caratterizzato da una componente verticale e due componenti orizzontali orientate per convenzione nelle direzioni EW e NS. Il verso positivo del movimento è assunto verso l'alto, verso est e verso nord rispettivamente.



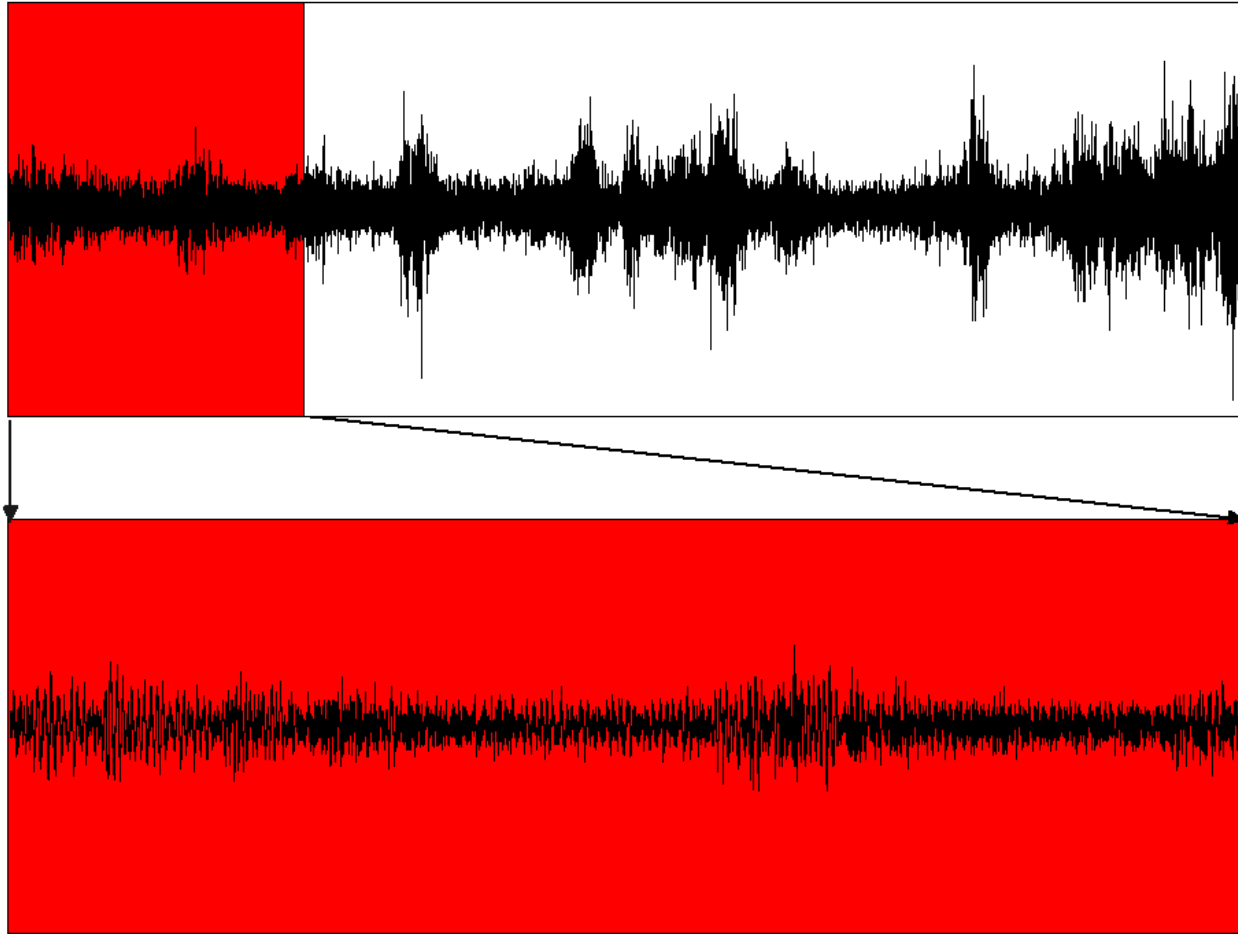
Ogni volta che installiamo un sensore sismico sul terreno ed avviamo la registrazione l'acquisitore digitale inizia le operazioni di conversione A/D del segnale e di memorizzazione dello stesso su supporti informatici secondo modalità che possono essere scelte in funzione degli obiettivi da raggiungere. L'acquisizione dei dati può avvenire in modalità continua o a "trigger".

In modalità continua lo strumento registra senza interruzione dal momento della sua attivazione fino al momento del suo spegnimento, i dati vengono memorizzati in files di grandi dimensioni (ad esempio files orari o giornalieri)

In modalità a "trigger" la registrazione viene attivata in caso di transienti forti e produce files di breve durata associati al più a singoli eventi.

Viste le grandi capacità di memoria a disposizione si utilizza ormai molto spesso l'acquisizione continua che minimizza il rischio di perdita dei dati.

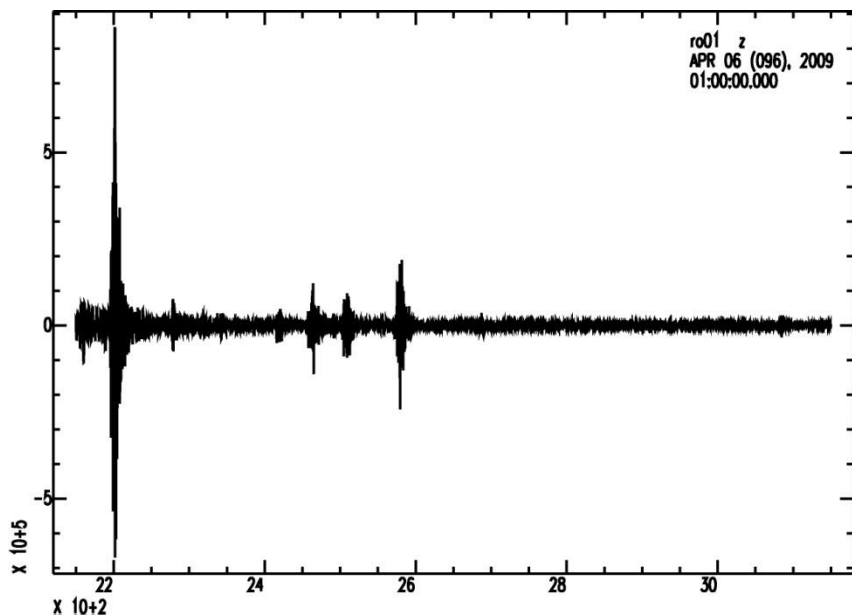
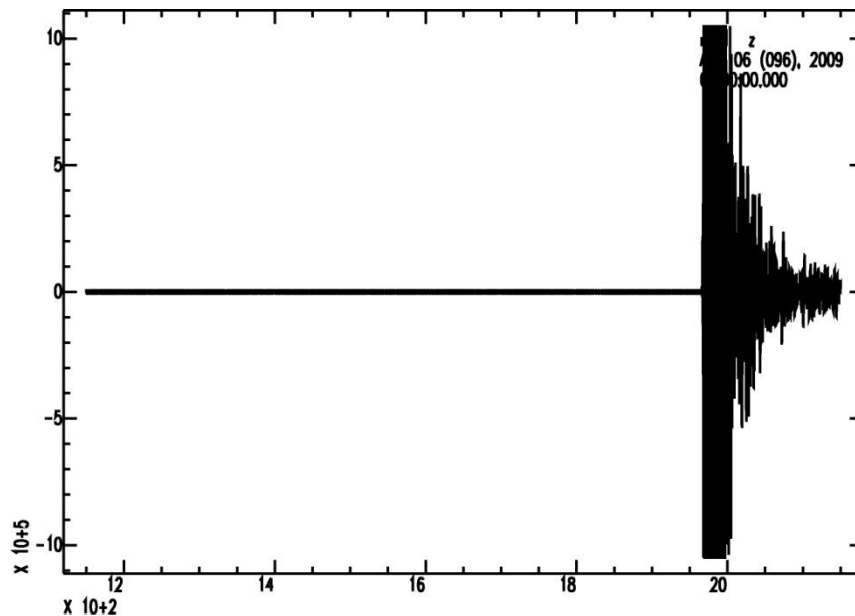
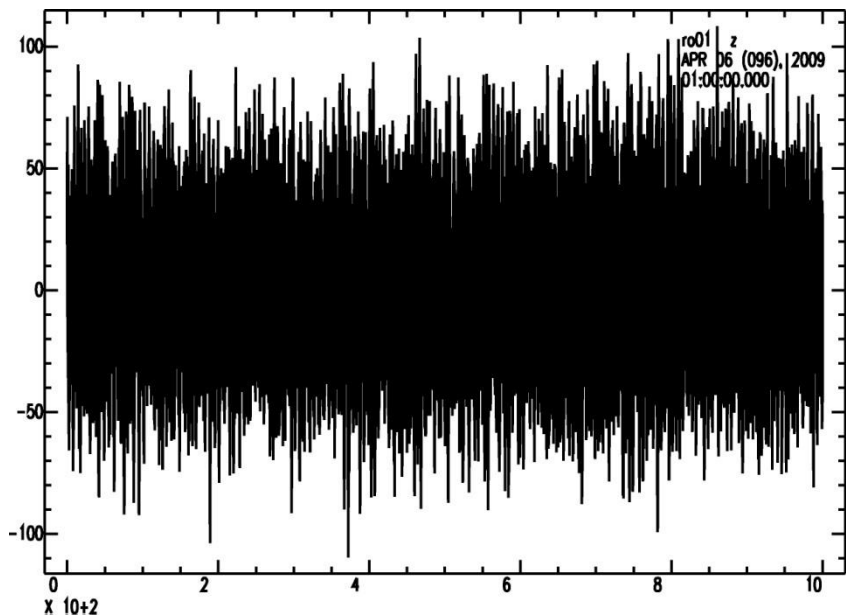




Una registrazione continua è composta principalmente da rumore ambientale (microrumore).

Con questo termine si intendono tutte le vibrazioni, sia naturali che antropiche, di piccolissima ampiezza non associabili ad una sorgente definita di vibrazione.

In questo caso il segnale presenta tratti caratterizzati da una certa stazionarietà (tratto evidenziato in rosso) e tratti dominati da fenomeni transienti di breve durata.

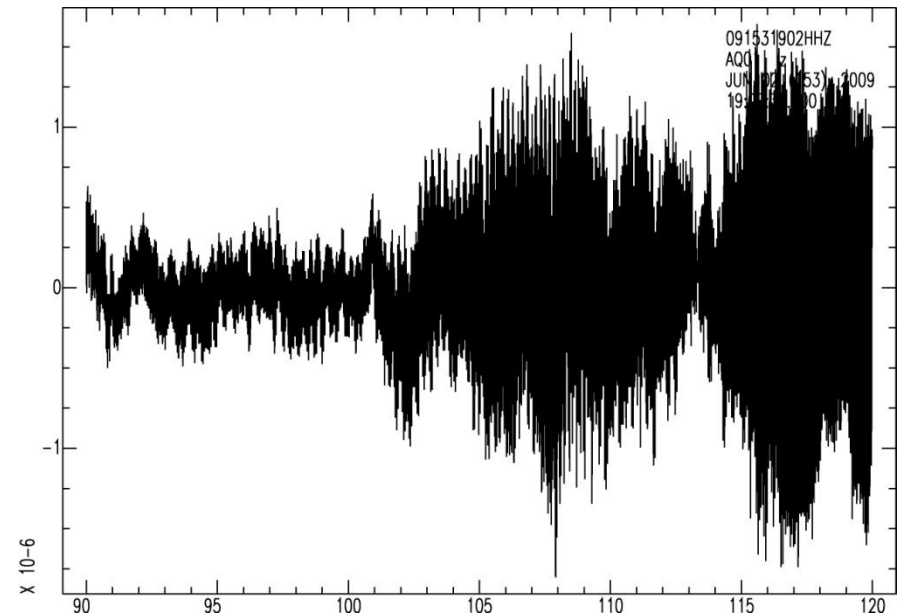
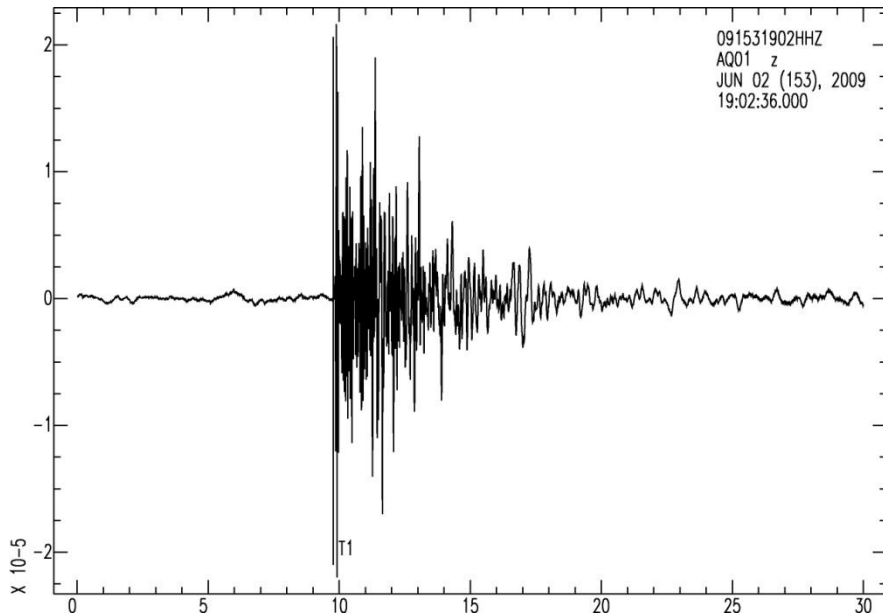


Esempio di segnale ottenuto la notte del 6 Aprile 2009 alla stazione di Alba Fucens operativa in registrazione continua. Le tre immagini si riferiscono a tre finestre di segnale della durata di 1000 secondi relative a:

1. Rumore di fondo;
2. Rumore di fondo e mainshock;
3. Aftershock e rumore di fondo.



E' possibile distinguere gli eventi sismici dai transienti particolarmente energetici sia dalla forma dei segnali sia dalla constatazione che raramente un transiente locale è registrato contemporaneamente a più stazioni, cosa che invece avviene per gli eventi, specialmente nel caso di reti installate per scopi di microzonazione in cui le distanze interstazione sono molto piccole.

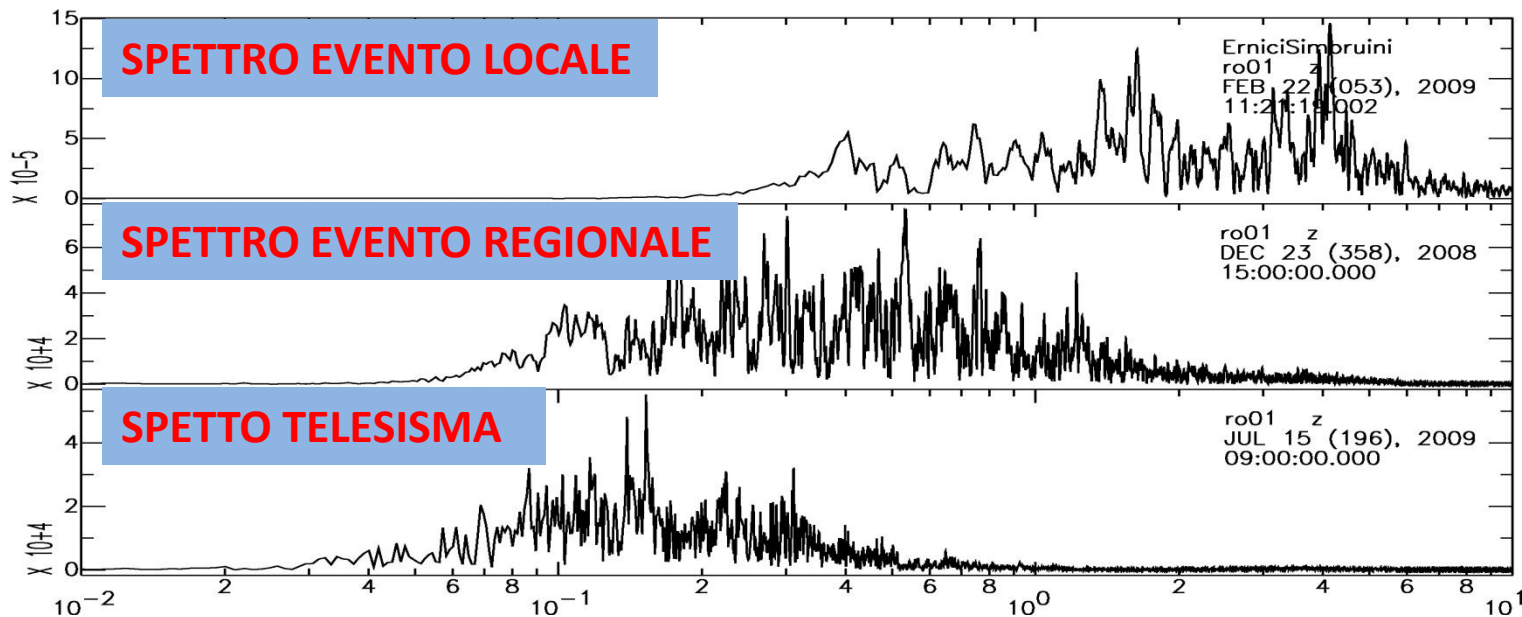
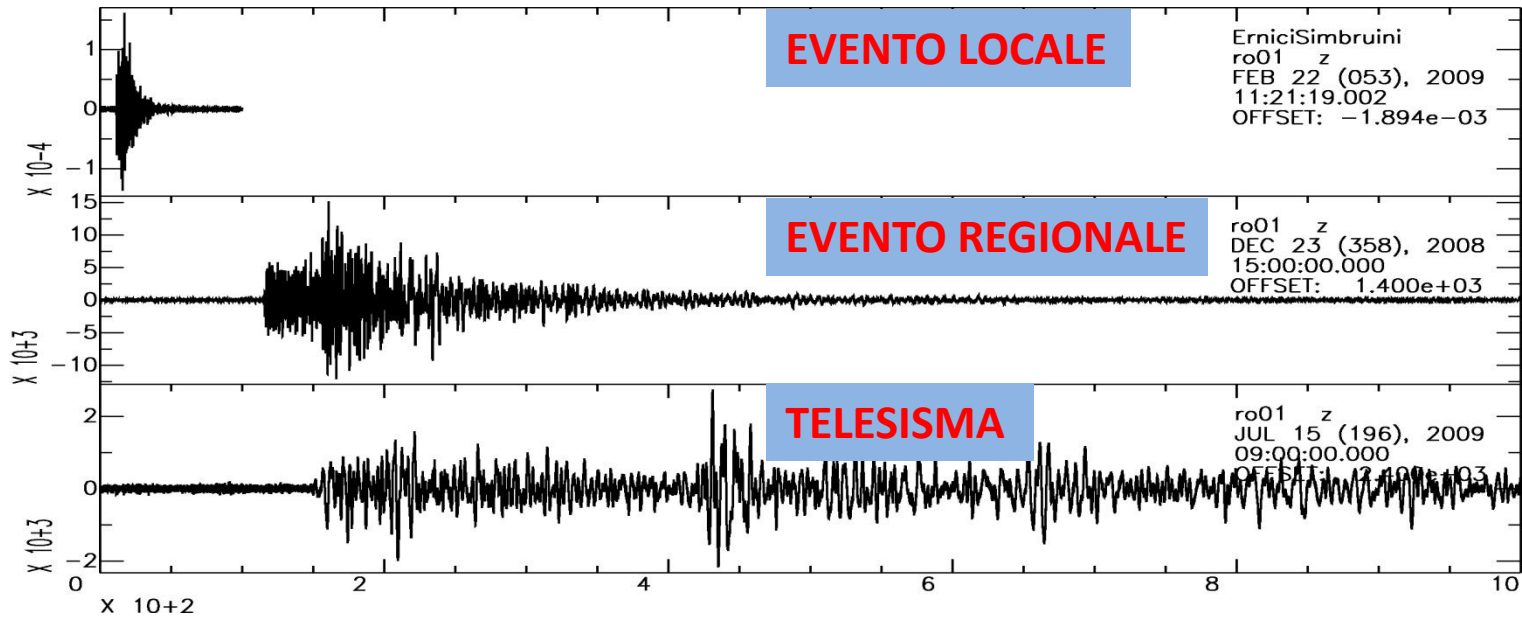


Possiamo dividere gli eventi registrati da una stazione sismica in:

- Eventi locali: piccola distanza evento – stazione (fino ad alcune decine di chilometri);
- Eventi regionali: distanze evento – stazione intermedie (fino ad alcune centinaia di chilometri)
- Telesismi: grandi distanze evento – stazione migliaia di chilometri.

Le caratteristiche sia di durata che di contenuto in frequenza degli eventi cambiano in funzione della loro tipologia.





Per determinare la durata dell'evento e l'intervallo di frequenza in cui l'evento stesso si distingue dal rumore di fondo si analizza il rapporto segnale/rumore, inteso come il rapporto tra due finestre di uguale durata relative rispettivamente al segnale sismico e al rumore di fondo.

Generalmente un segnale sismico è analizzato nell'intervallo di frequenza in cui il rapporto segnale/rumore si mantiene superiore a tre.

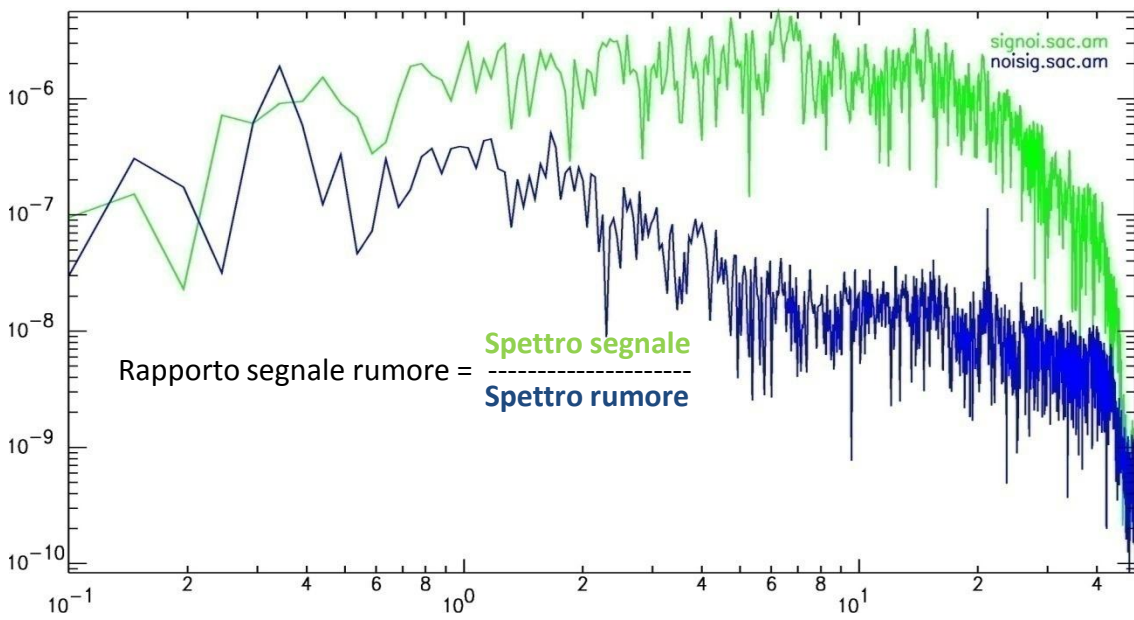
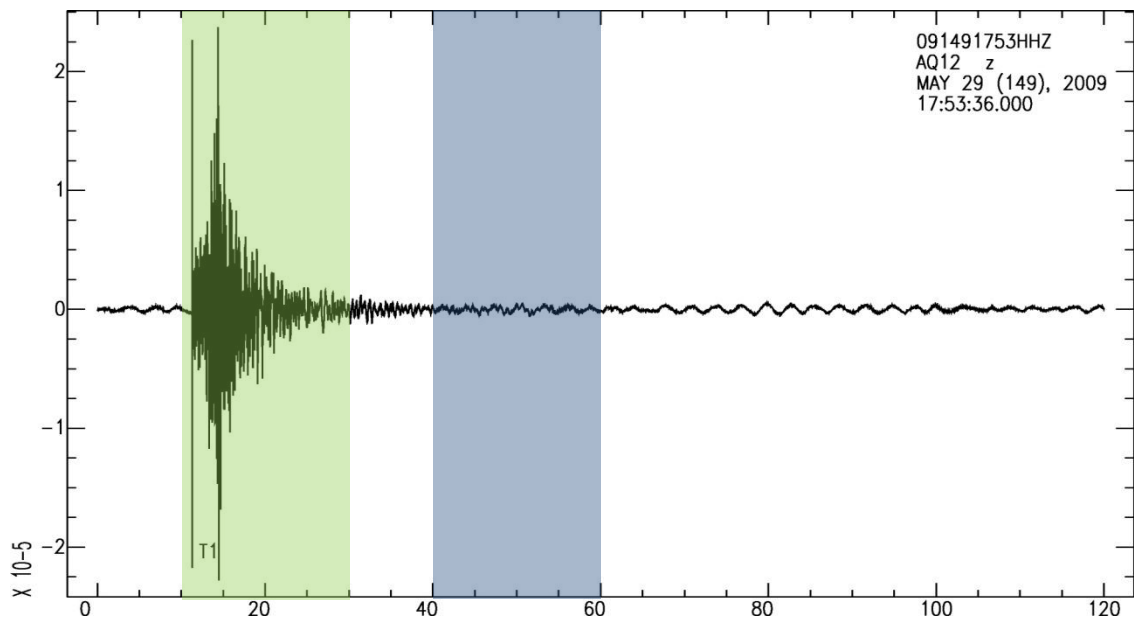
L'intervallo di frequenza analizzato negli studi di microzonazione è generalmente compreso tra 1 e 10-15 hz che corrispondono alle frequenze proprie della maggior parte degli edifici.

Frequenze più basse possono essere di interesse per strutture di grandi dimensioni o per edifici isolati sismicamente alla base.

Frequenze più alte sono di interesse per gli impianti ed i servizi.

In questa logica i telesismi vengono raramente utilizzati per studi di microzonazione.

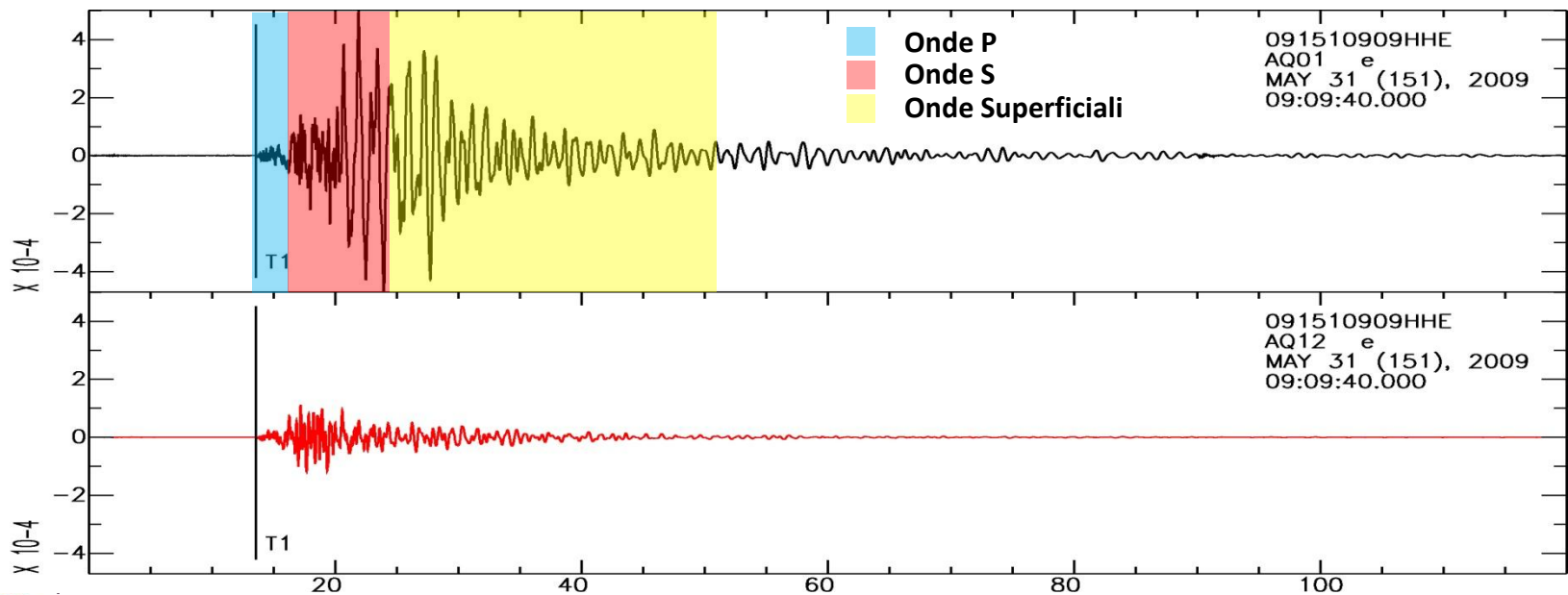




Per determinare la durata del segnale da analizzare come evento e l'intervallo di frequenza in cui l'evento stesso si distingue dal rumore di fondo si analizza il rapporto segnale/rumore, inteso come il rapporto tra due finestre di uguale durata relative rispettivamente al segnale sismico e rumore di fondo. Generalmente un segnale sismico è analizzato nell'intervallo di frequenza in cui il rapporto segnale/rumore si mantiene superiore a tre.



Le caratteristiche dei segnali registrati dipendono, oltre che dalla natura e dalla distanza dell'evento, dalle caratteristiche dei terreni superficiali sui quali sono installate le stazioni di registrazione. Ciò rende i dati strumentali particolarmente utili per lo studio della risposta sismica locale e per gli studi di microzonazione sismica. A titolo di esempio si riportano due registrazioni ottenute per lo stesso evento nel Centro Storico di L'Aquila ed in località Poggio di Roio. La distanza tra le due stazioni è di circa 2.5 km.



Il segnale sismico registrato ad una qualsiasi distanza dall'ipocentro dell'evento può essere considerato come l'uscita di un filtro che modifica le caratteristiche del segnale emesso dalla sorgente. I fattori che determinano tali modifiche sono:

- La propagazione sorgente – sito su terreni prevalentemente rocciosi;
- L'effetto di sito legato agli strati superficiali più soffici di terreno;
- La risposta dello strumento di registrazione;

Il legame matematico tra il segnale di ingresso ed il segnale di uscita di un filtro è dato dalla funzione di convoluzione:

$$s(t) = f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(\tau) \cdot g(t - \tau) d\tau$$

Dove  $f(t)$  rappresenta il segnale di ingresso e  $g(t)$  il filtro.



Per determinare la risposta di un filtro di cui non si conoscono le caratteristiche bisognerebbe analizzare la risposta del sistema ad un impulso unitario.

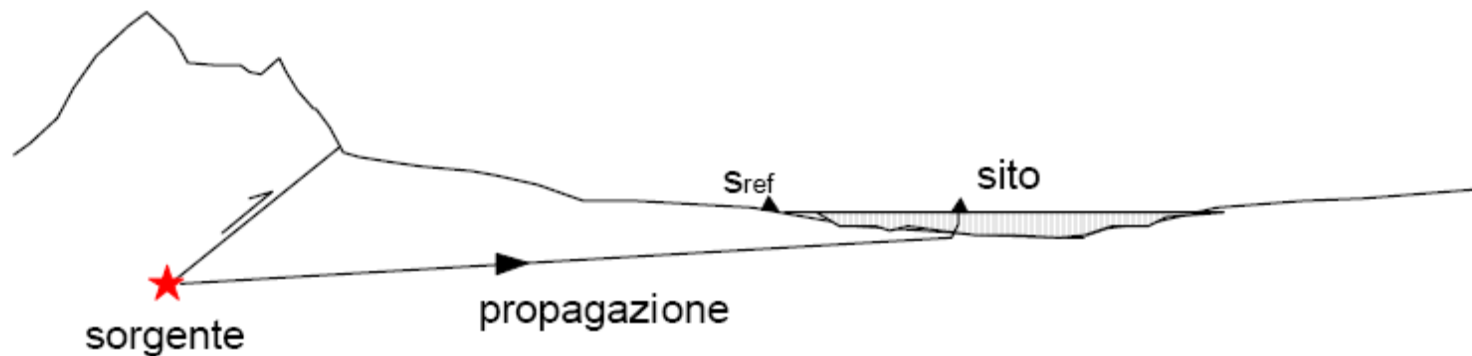
Nel dominio delle frequenze l'operazione di convoluzione si trasforma in una semplice moltiplicazione grazie al teorema della convoluzione che stabilisce che la Trasformata di Fourier della convoluzione altri non è che il prodotto delle trasformate di Fourier delle funzioni di partenza:

$$S(f) = F(f) G(f)$$

Risulta quindi naturale passare nel dominio delle frequenze per studiare sia gli effetti di propagazione a larga scala sia gli effetti di sito.



Per quanto fin qui detto la trasformata di Fourier di una registrazione sismica  $A(f)$  può essere espressa come segue:



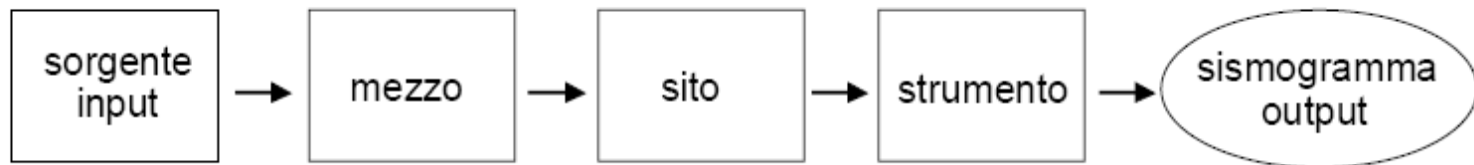
$s(t)$

$p(t)$

$g(t)$

$i(t)$

$a(t)$



$$a(t) = s(t) * p(t) * g(t) * i(t)$$

$$A(f) = S(f) P(f) G(f) I(f)$$

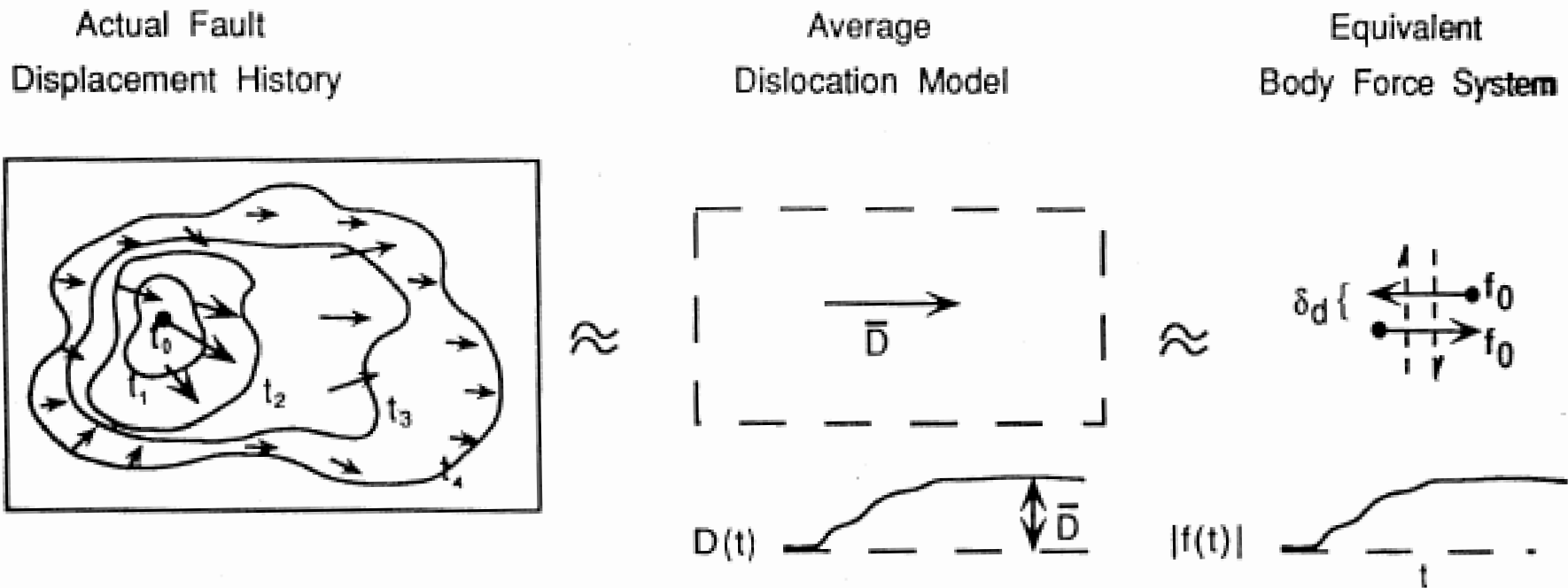
Per valutare la risposta di sito in funzione della frequenza  $A(f)$  possiamo, almeno in via concettuale, confrontare i segnali registrati al sito con quelli registrati ad un sito di riferimento in cui gli effetti dell'amplificazione locale siano trascurabili. In questo caso indicando per un evento  $i$  registrato contemporaneamente al sito  $j$  ed al sito di riferimento  $k$  otteniamo, dopo aver corretto per la funzione di risposta dello strumento che è nota:

$$\frac{A_{ij}(f)}{A_{ik}(f)} = \frac{S_i(f)P_{ij}(f)G_j(f)}{S_i(f)P_{ik}(f)G_k(f)}$$

I termini di sorgente e di propagazione sono in via di principio differenti in quanto dipendono dall'azimuth sotto cui viene vista la sorgente e dalle differenze di percorso fatte dalle onde nei due casi.

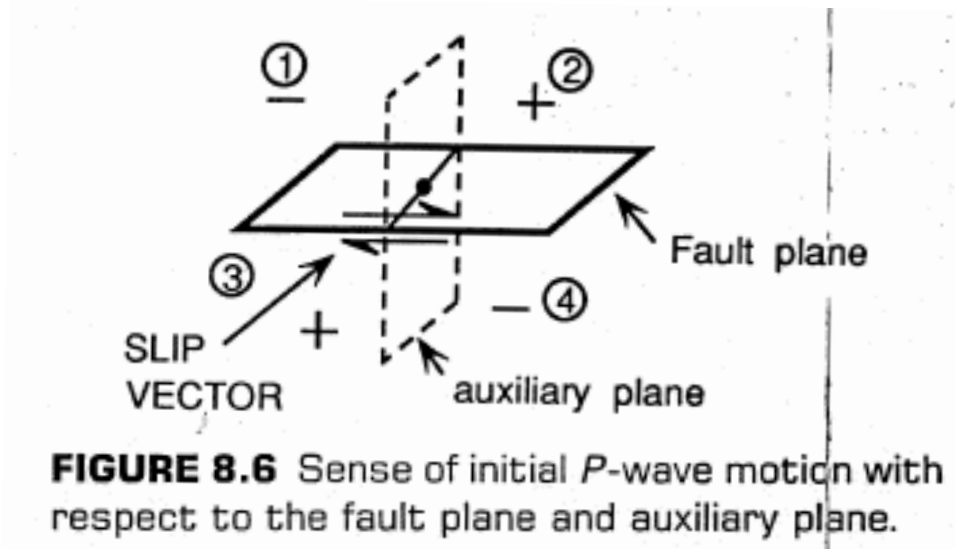


La sorgente sismica viene schematizzata in sismologia con l'azione di una doppia coppia di forze equivalenti.

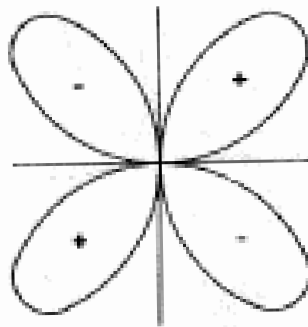


**FIGURE 8.9** Concepts underlying equivalent body forces. Actual faulting involves complex cracking and frictional sliding over a surface in a short time that results in a space-time history of slipping motion. The finite spatial-temporal faulting process can be approximated by a dislocation model with dislocation time history  $D(t)$ . In turn, this dislocation model can be idealized by an equivalent force system that can be directly incorporated in the equations of motion.

La radiazione emessa dalla sorgente varia in funzione del tipo di onde e dell'azimuth rispetto al piano di faglia:

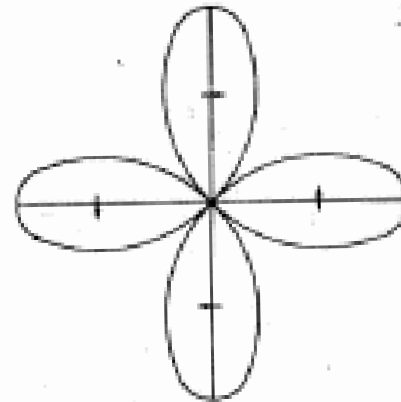


**Radiazione Onde P**



a

**Radiazione Onde S**



b

Il termine di propagazione è legato all'attenuazione delle onde sismiche che si può dividere in due termini:

- Attenuazione geometrica;
- Attenuazione anelastica.

L'attenuazione Geometrica tiene conto dell'espansione del fronte d'onda emesso da una sorgente puntiforme e che si distribuisce su una sfera di diametro sempre più grande. Si ha quindi una diminuzione della densità di energia (energia per unità di superficie). Visto che l'energia è legata al quadrato dell'ampiezza dell'onda, e che la superficie di una sfera cresce con il quadrato del raggio, l'ampiezza dell'onda di volume diminuisce con la distanza dalla sorgente. Tale fenomeno è sempre presente, anche in mezzi perfettamente elastici.



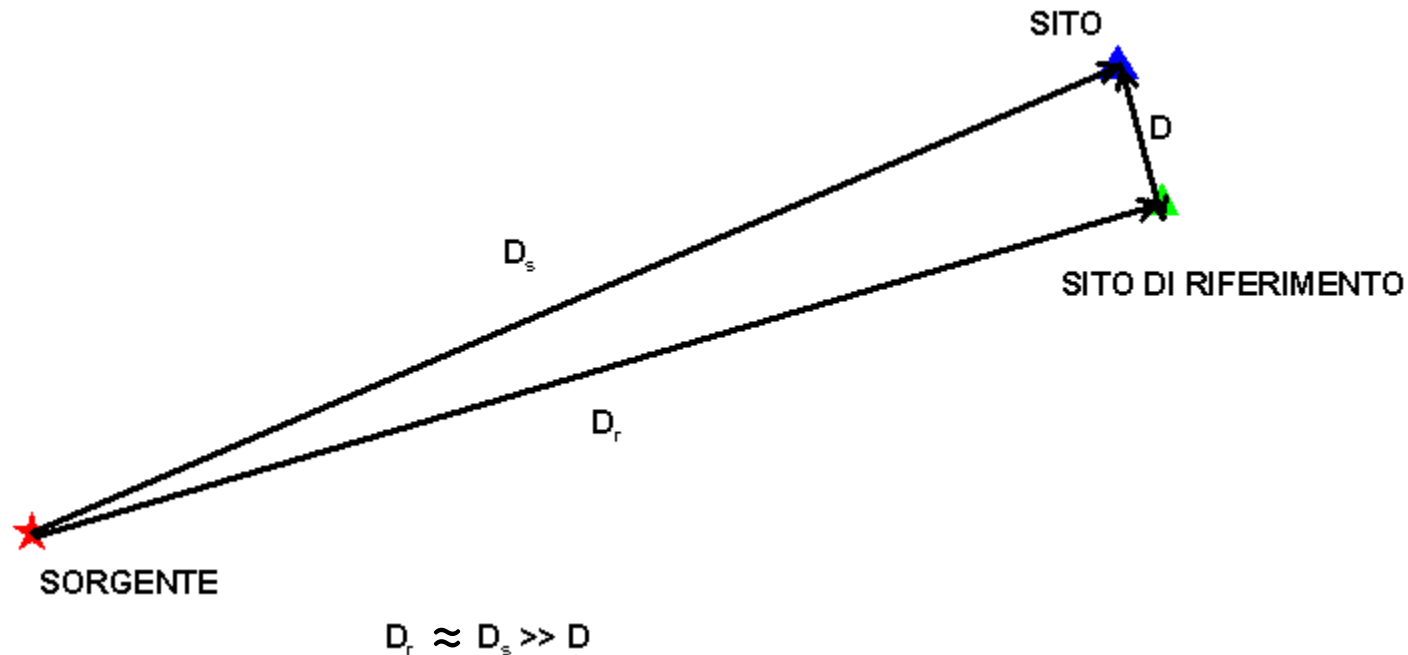
L'attenuazione anelastica tiene conto della dissipazione presente nel terreno ed è schematizzata in sismologia con un termine esponenziale del tipo:

$$\exp\left(\frac{-\pi r}{Q(f)\beta}\right)$$

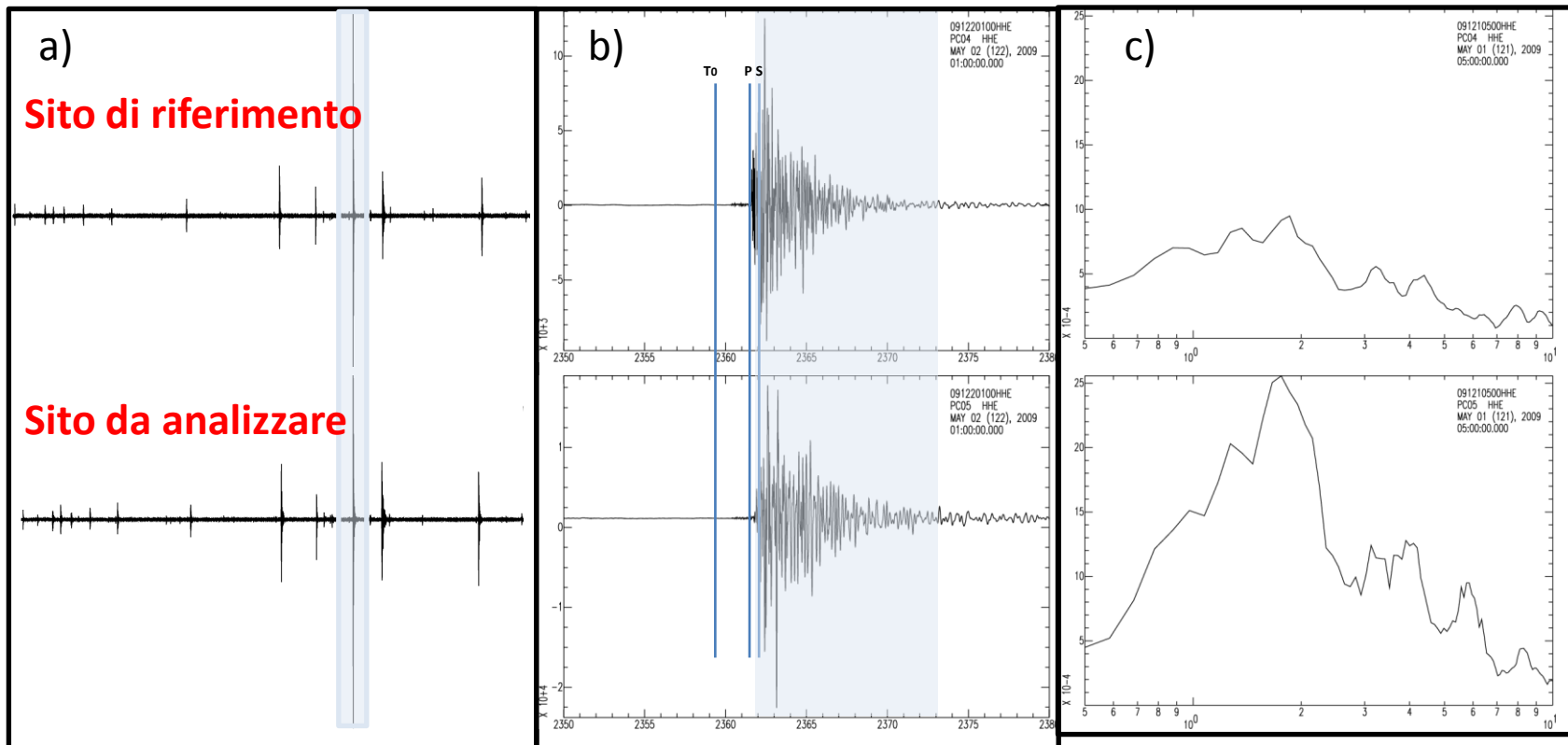
Dove  $r$  è la distanza,  $\beta$  la velocità delle onde di taglio. Il fattore  $Q$ , dipendente dalla frequenza, è detto fattore di qualità.



Se il sito da analizzare ed il sito di riferimento sono a distanza molto minore della distanza evento-stazione possiamo considerare equivalenti i termini di sorgente e di propagazione.



In questo caso il rapporto spettrale si riduce al rapporto tra i soli contributi di sito. Nel caso in cui il sito di riferimento non presenti effetti di amplificazione il rapporto spettrale fornisce una stima della risposta di sito.

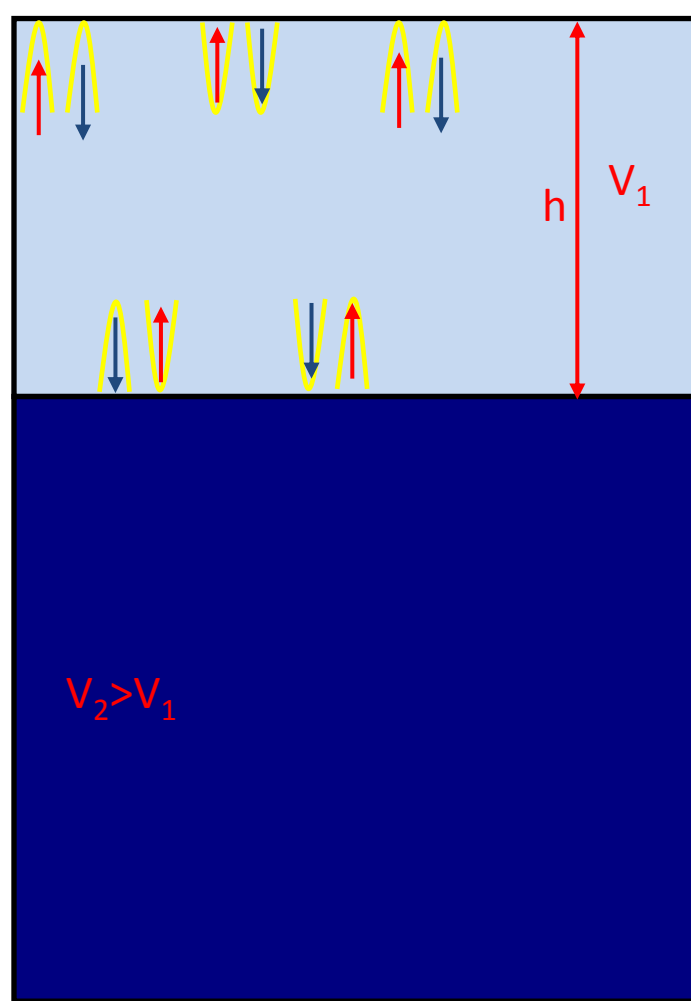


- a) Selezione evento
- b) Calcolo tempi di arrivo e selezione finestra temporale
- c) Calcolo spettri
- d) Calcolo rapporto spettrale



Quanto detto presuppone che l'effetto di sito sia indipendente dalla posizione evento – stazione. Ciò è vero in teoria soltanto per modelli monodimensionali del terreno e fronti d'onda che incidono in modo verticale sugli interfaccia presenti nel terreno stesso. Il caso più semplice di modello 1D è dato da uno strato di terreno soffice sovrapposto ad un semispazio rigido. In questo caso si creano nel modello onde che viaggiano in direzioni opposte (verso l'alto o verso il basso) che rimangono intrappolate nel modello stesso tanto più quanto più è elevato il contrasto di velocità nei due mezzi. In un modello del genere le onde si riflettono all'interfaccia con la superficie libera mantenendo la loro polarità, mentre si riflettono con polarità invertita all'interfaccia tra i due mezzi. Sotto questa ipotesi dopo due riflessioni alla base del modello le onde riflesse possono interferire costruttivamente con le onde dirette. La tecnica finora descritta prende il nome di tecnica dei rapporti spettrali standard (SSR).

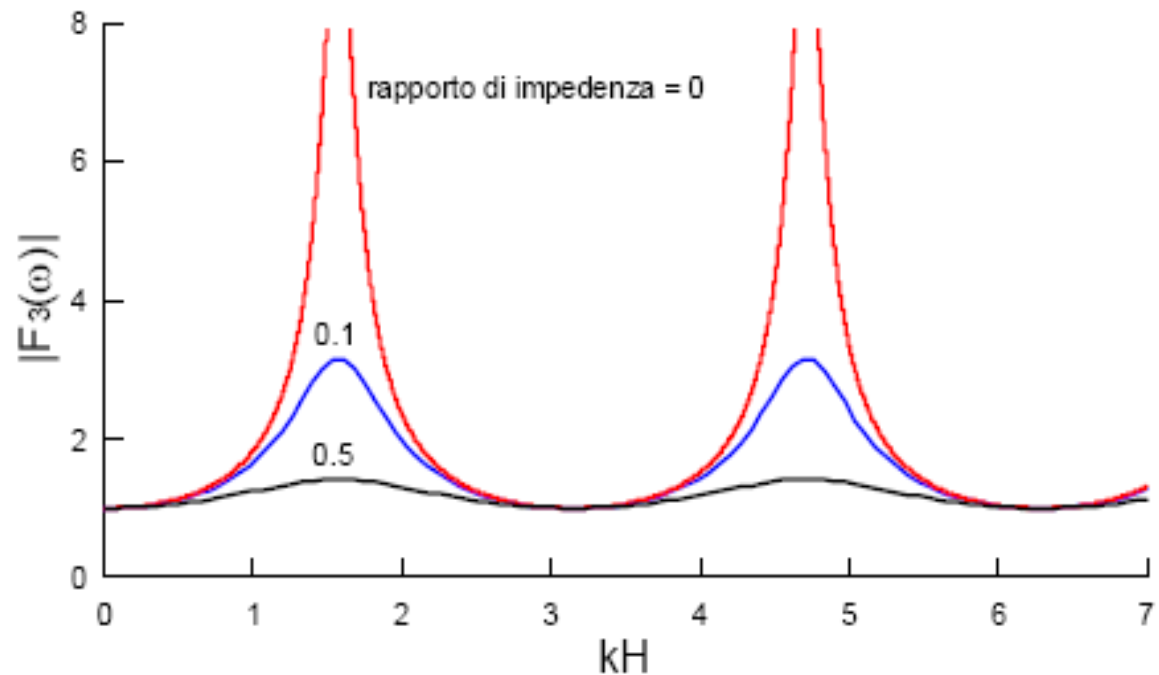




La frequenza  $f_0$  (frequenza fondamentale) per cui si ha l'interferenza costruttiva è data dalla seguente relazione:

$$f_0 = V_s / 4h$$

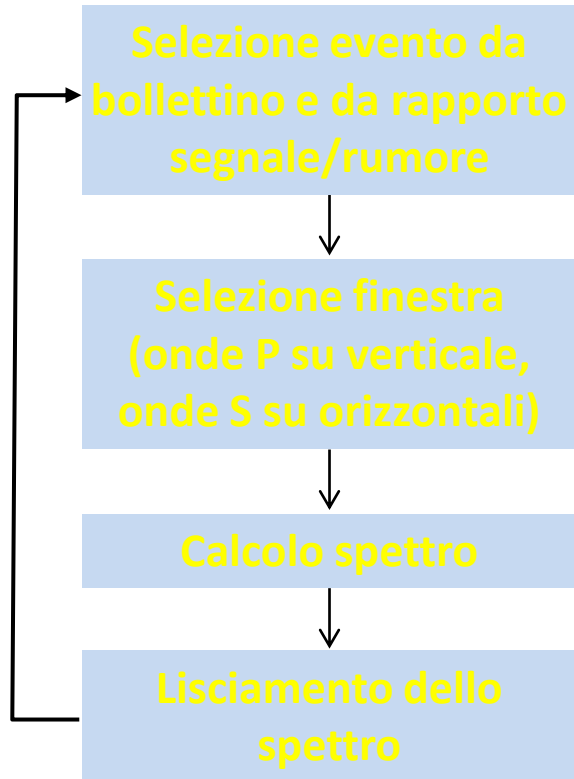
Oltre alla frequenza fondamentale saranno amplificate tutte le armoniche superiori, caratterizzate da frequenze multiple rispetto alla frequenza fondamentale. Il valore dell'amplificazione dipenderà dalle caratteristiche di smorzamento (attenuazione anelastica  $Q$ ).



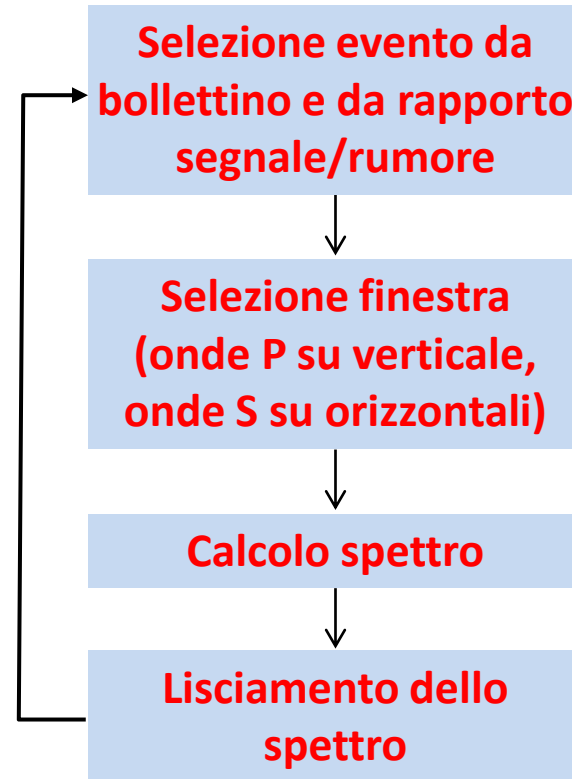
Già nel semplice modello monodimensionale descritto la frequenza  $f_0$  e l'ampiezza delle funzioni di trasferimento cambiano in funzione dell'angolo di incidenza del fronte d'onda. Per cui in modelli reali di terreno con stratificazioni complesse sia in termini di litologia che di geometria l'assunzione dell'indipendenza dell'effetto di sito dalla geometria evento-stazione cade. Nei casi reali l'effetto di sito viene calcolato quindi come media su un numero elevato di eventi provenienti da direzioni il più possibile differenti. Nel caso in cui si disponga di molti dati si può lavorare per azimuth cercando l'eventuale dipendenza degli effetti di sito da tale parametro. L'utilizzo di molti dati consente anche una stima della stabilità dei fenomeni osservati grazie al calcolo delle deviazioni standard. La tecnica dei rapporti spettrali è generalmente applicata utilizzando una finestra di onde S sulle componenti orizzontali ed una finestra di onde P sulle componenti verticali del moto.



## Sito



## Sito di Riferimento



Calcolo del rapporto spettrale

Calcolo rapporto spettrale medio con deviazione standard



La scelta del sito di riferimento è uno dei punti più critici della tecnica descritta. Di solito tale sito si sceglie sulla base di:

1. Considerazioni di natura geologica (siti ubicati su affioramenti rocciosi stabili e non fratturati)
2. Analisi dei dati di microrumore (rapporti HVNSR vedi presentazione Prof. Albarello)

Nel caso non fosse possibile individuare siti di riferimento idonei a breve distanza dai siti da analizzare si può utilizzare un approccio alternativo che si basa sui rapporti spettrali tra le componenti orizzontali e quelle verticali del moto (tecnica HVSR).

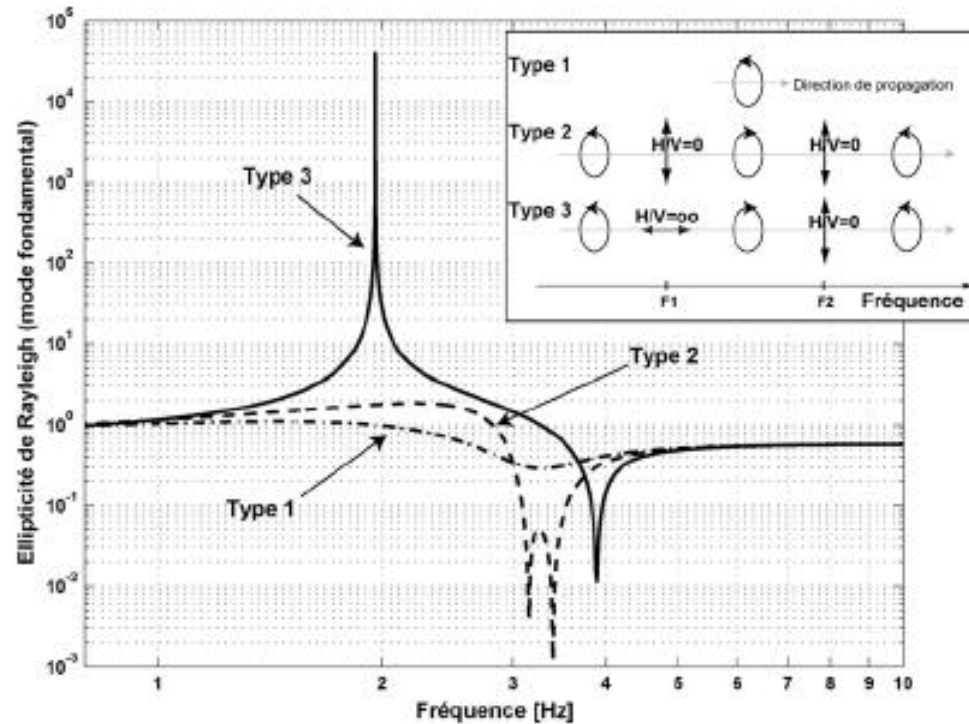


Nella tecnica SSR si utilizzano finestre di segnale relative ad onde di volume (P ed S) dirette. La tecnica HVSR si basa invece sull'utilizzo di finestre più lunghe di segnale che includono le onde superficiali. Tale approccio si basa infatti sulle caratteristiche delle onde di Rayleigh:

- Le onde di Rayleigh in mezzi sia omogenei che stratificati sono caratterizzate da un moto ellittico retrogrado delle particelle di terreno;
- Nei mezzi stratificati le caratteristiche del moto della particella, e quindi l'ellitticità dell'orbita, dipendono dalle caratteristiche dei terreni e dai contrasti di impedenza tra i singoli strati.
- Per elevati contrasti di impedenza l'ellitticità assume valori molto elevati ed il moto diventa prevalentemente orizzontale;
- Il rapporto tra componenti orizzontali e verticali H/V aumenta e raggiunge un massimo a frequenze confrontabili con la  $f_0$  ricavata da modelli 1D.



## Two layers model (layer 1 = top layer, layer 2 = bottom layer)



Impedance Contrast 2	Impedance Contrast 2.5	Impedance Contrast 5
$\beta_1=500$ m/s	$\beta_1=400$ m/s	$\beta_1=200$ m/s
$\nu_1=0.49$	$\nu_1=0.49$	$\nu_1=0.49$
$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>
$\beta_2=1000$ m/s	$\beta_2=1000$ m/s	$\beta_2=1000$ m/s
$\nu_2=0.33$	$\nu_2=0.33$	$\nu_2=0.33$
$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>	$\rho=2.0$ g/cm <sup>3</sup>

La tecnica HVSR è quindi in grado di fornire una buona stima della frequenza di risonanza  $f_0$  anche se non fornisce una stima completa della funzione di trasferimento dei siti.



# Dati Strong Motion e Weak Motion

Per dato Strong Motion si intende la registrazione sismica dell'accelerazione del terreno ottenuta in occasione di eventi che provocano un elevato livello di scuotimento. Le registrazioni Strong Motion si differenziano da quelle relative ad eventi di piccola energia (dati Weak Motion) in cui la quantità misurata è la velocità del terreno. La distinzione tra le due tipologie di registrazioni si basa su due considerazioni legate rispettivamente all'evoluzione tecnologica della strumentazione di registrazione e alle possibili variazioni nel comportamento dei terreni in funzione dell'intensità dello scuotimento.

Dal punto di vista tecnologico fino a pochi anni fa gli strumenti (velocimetri) ad elevata sensibilità, in grado quindi di registrare movimenti molto piccoli del terreno, avevano una limitata



ampiezza di registrazione raggiungendo il massimo valore (saturazione) per bassi valori del moto. Al contrario strumenti (accelerometri) in grado di registrare senza saturazione movimenti molto forti non disponevano di grande sensibilità e rimanevano sordi a scuotimenti di valore medio o basso. Con il recente sviluppo tecnologico tali differenze si sono molto ridotte e, attualmente, gli accelerometri sono in grado di registrare con sufficiente sensibilità anche movimenti molto piccoli associati a terremoti di piccola magnitudo o localizzati a grande distanza dallo strumento rendendo molto meno precisa la definizione di dato Strong Motion almeno dal punto di vista strettamente strumentale. Con i moderni acquisitori digitali è a volte possibile accoppiare velocimetri ed accelerometri in modo da coprire intervalli di magnitudo molto estesi (da magnitudo minore di 1 a magnitudo superiori a 7).



Sensibilità strumentale:

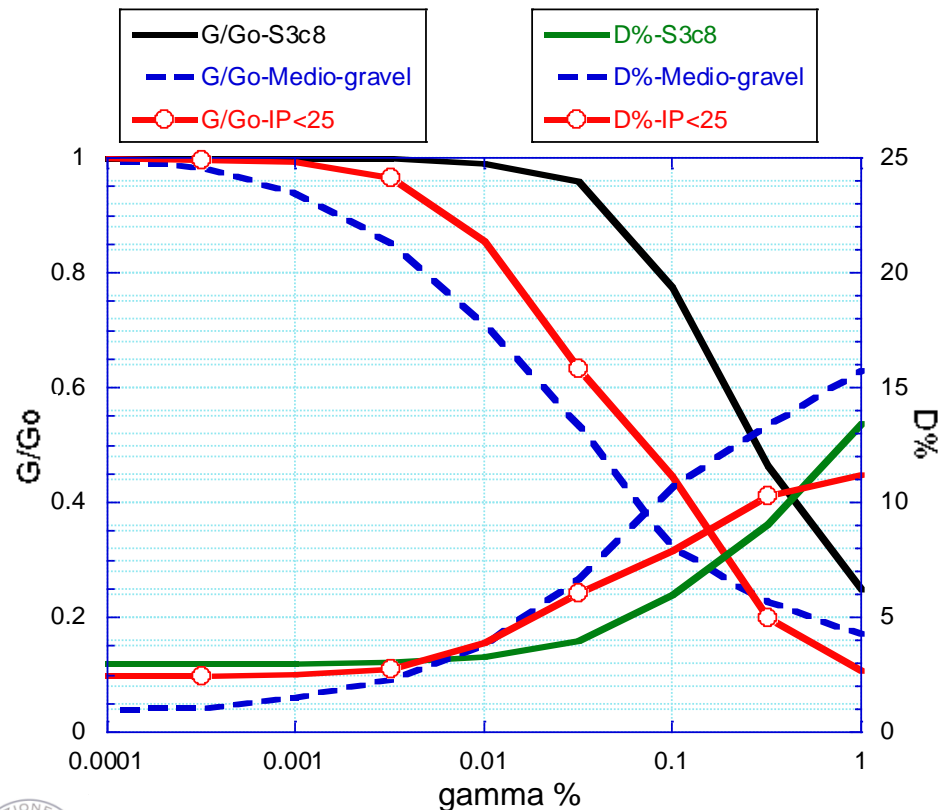
**Velocimetri:** sensibilità compresa tra 100 e 400 Volt/(m/s);  
velocità massime registrabili dell'ordine del cm/s;  
banda passante da 0.2-1Hz a 40-50 hz.

**Accelerometri:** sensibilità compresa tra 2.5 e 20 Volt/g;  
accelerazioni massime registrabili dell'ordine del g (accelerazione di gravità);  
Banda passante da DC\* a 100-200 hz.

\*La risposta a bassa frequenza è comunque limitata vista la scarsa energia degli eventi



Più complessa è la distinzione tra Strong Motion e Weak Motion dal punto di vista della risposta dei terreni, in quanto quest'ultima può dipendere dall'ampiezza della sollecitazione stessa. Si è infatti osservato che i parametri che descrivono il comportamento del terreno (G modulo di taglio e D fattore di smorzamento) variano in funzione della deformazione.



Le tecniche fin qui descritte consentono di stimare la funzione di amplificazione in ampiezza o la frequenza di risonanza  $f_0$  di un sito ma non consentono di calcolare la vera funzione di trasferimento in quanto non forniscono informazioni sulla fase.

Nel tentativo di fornire stime numeriche più semplici ed utilizzabili si sono introdotte altre grandezze che cercano di esprimere in modo sintetico gli effetti di amplificazione locale. Una di queste grandezze è indicata come Fattore di Amplificazione  $F_a$  e rappresenta una sorta di valore integrale dell'amplificazione su bande prefissate di frequenza.

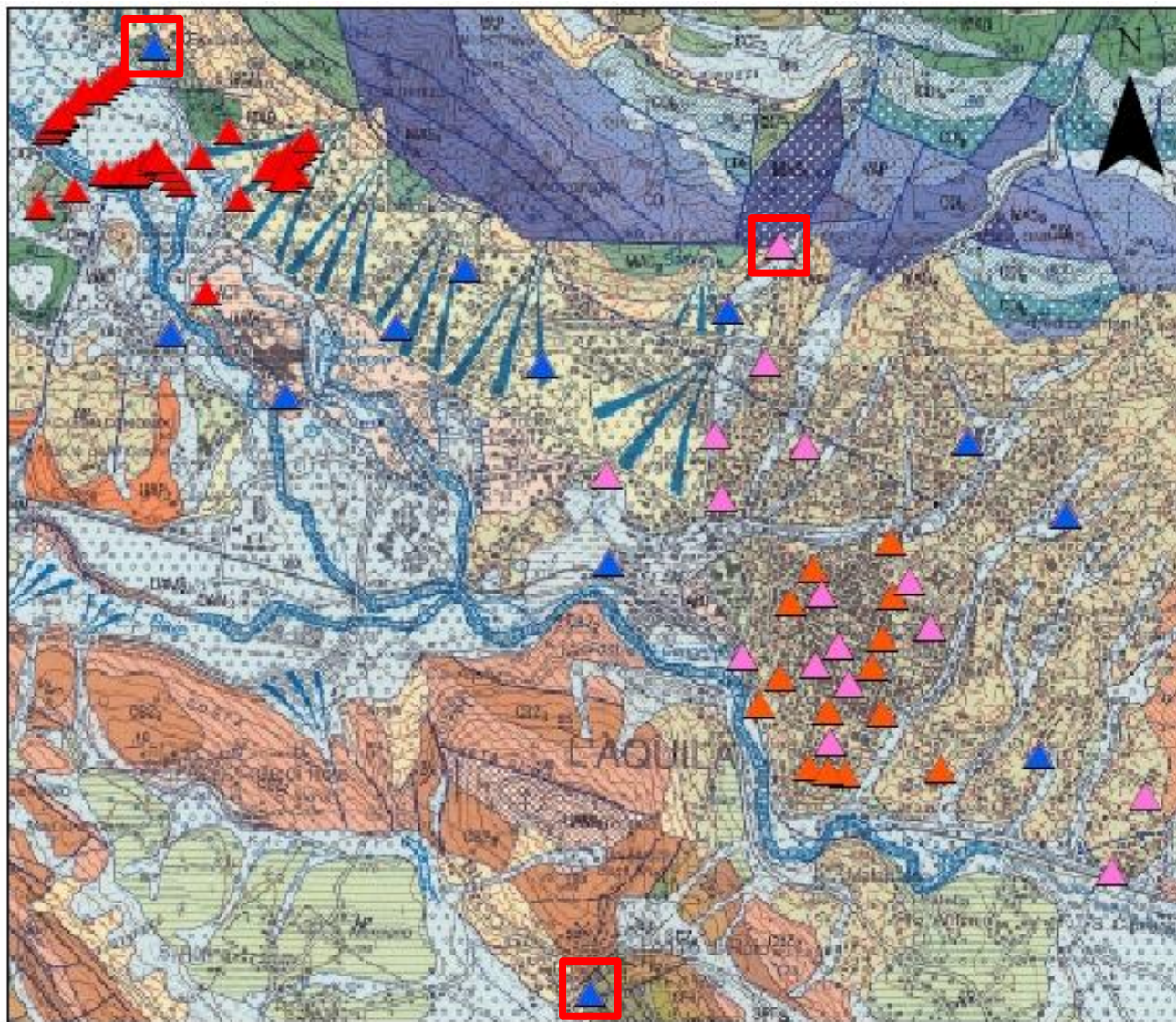
$$F_a = \frac{\int_{0.1}^{0.5} PSV_s \bullet dT}{\left( \int_{0.1}^{0.5} PSV_{Rif} \bullet dT \right)}$$



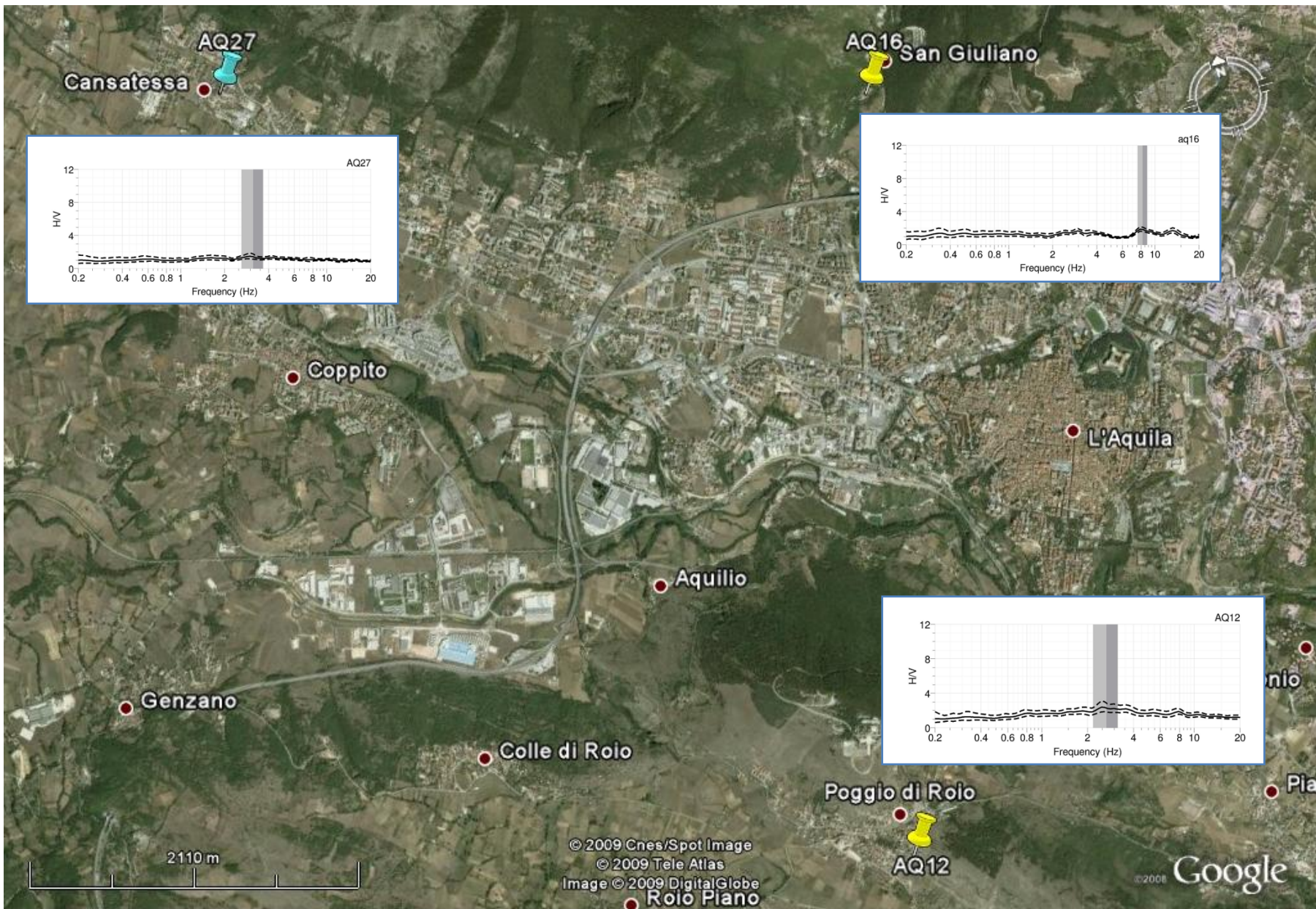
Fa rappresenta quindi il rapporto tra l'integrale dello spettro di risposta in pseudovelocità registrato al sito e l'analogo registrato su un sito di riferimento. La banda di integrazione (0.1 – 0.5 secondi, equivalente a 2 – 10 hz) coincide con la banda di frequenza di oscillazione della gran parte degli edifici residenziali. Lo spettro di risposta in pseudivelocità si ottiene dividendo per  $\omega=2\pi f$  lo spettro di risposta in accelerazione.



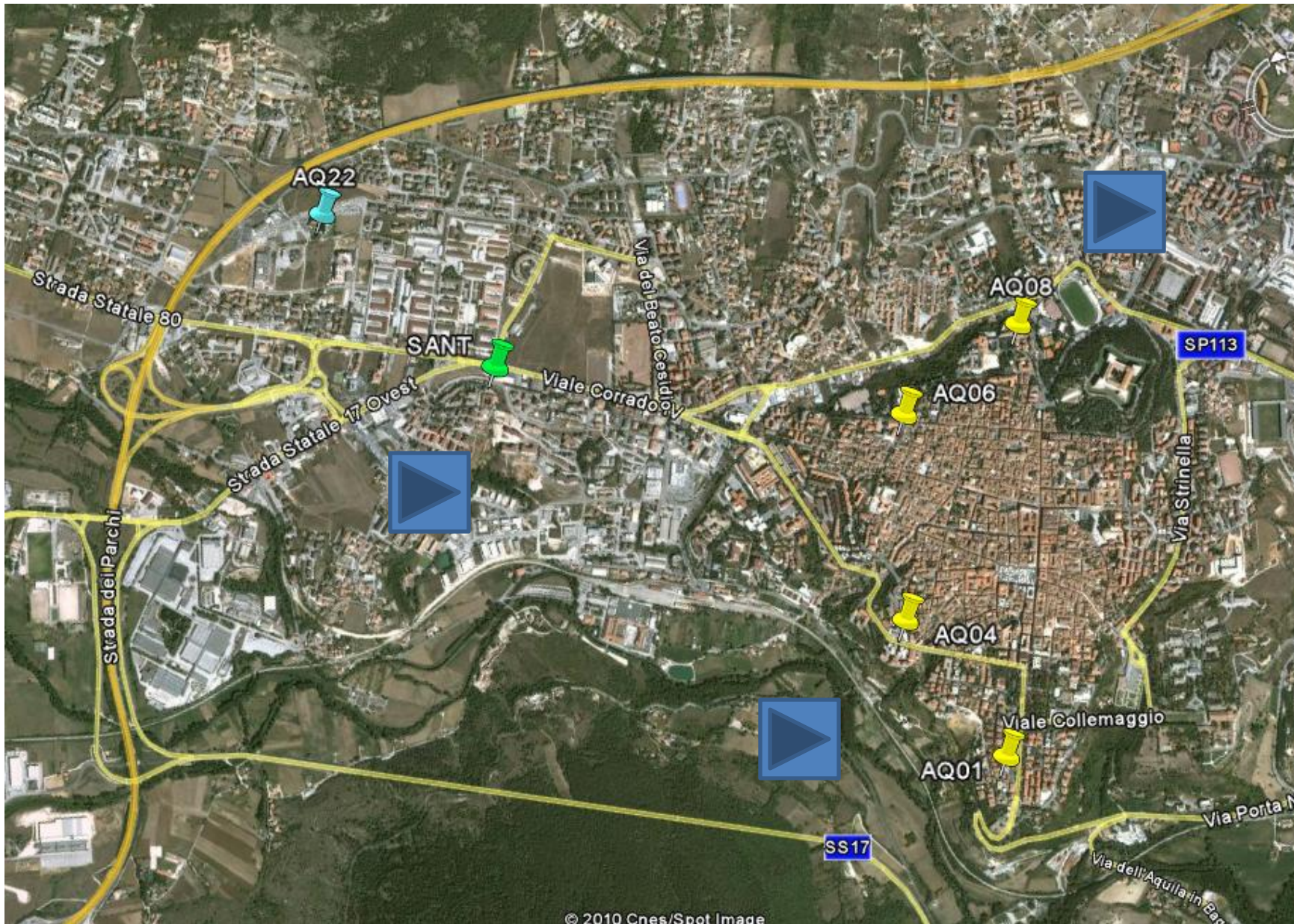




Corso di Microzonazione Sismica, L'Aquila 1 -4 Marzo 2010



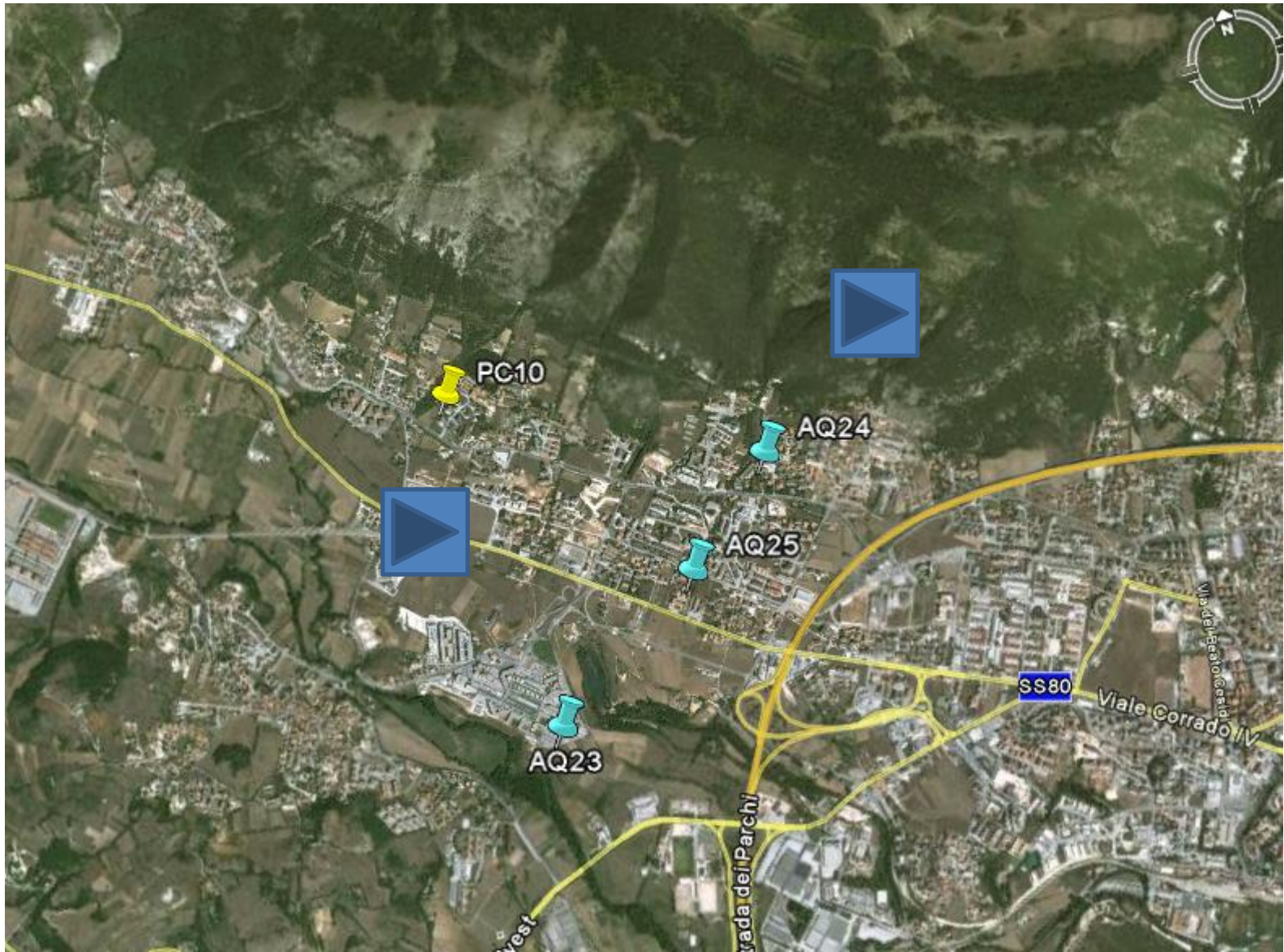
Corso di Microzonazione Sismica, L'Aquila 1-4 Marzo 2010



© 2010 Cnes/Spot Image



Corso di Microzonazione Sismica, L'Aquila 1 -4 Marzo 2010













Corso di Microzonazione Sismica, L'Aquila 1 -4 Marzo 2010










## Macroaree 1 e 2 Carta della fo

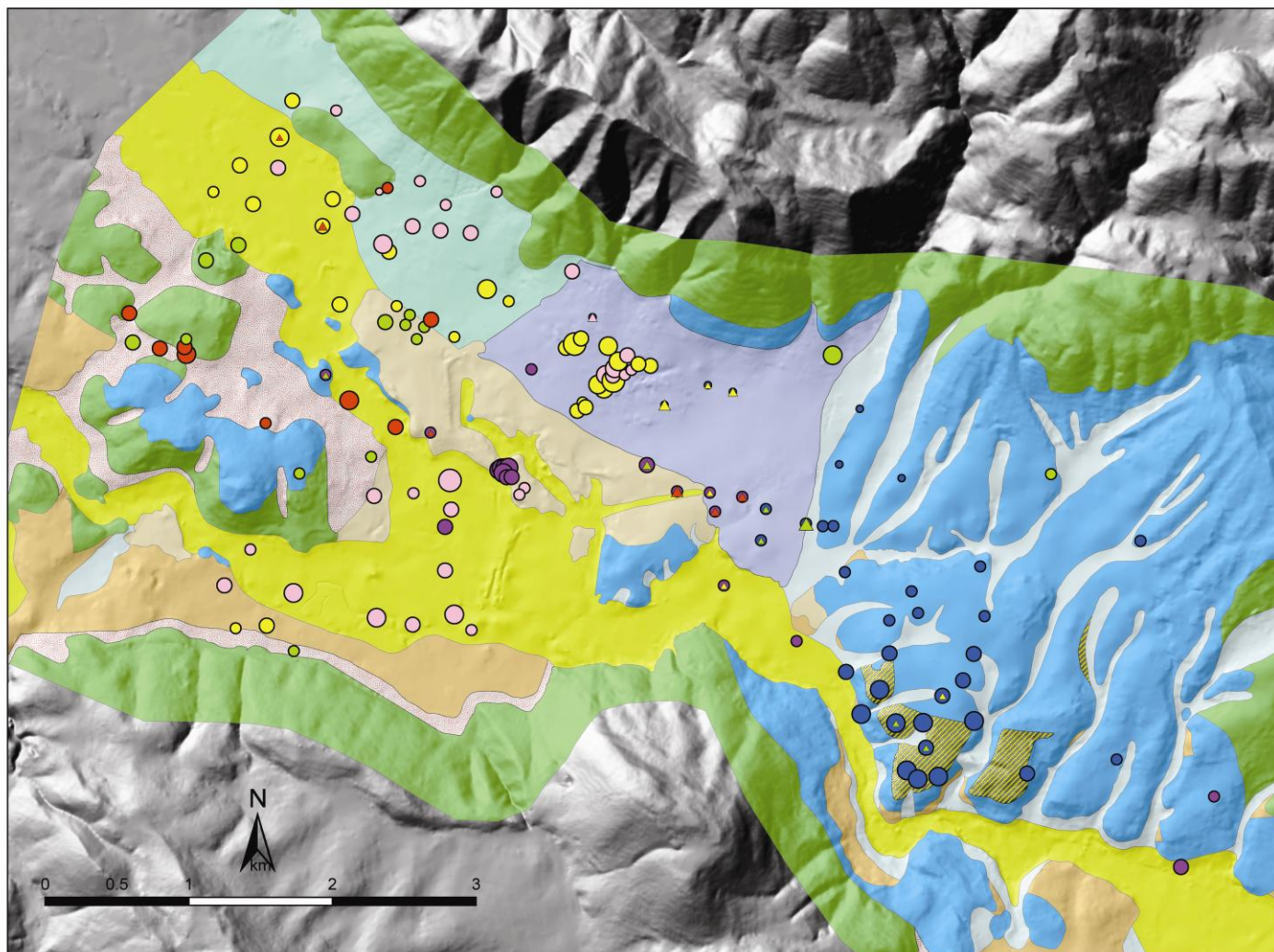
Misure ed elaborazione dei dati di rumore sismico a cura di INGV-Roma e Università de L'Aquila

Carta Geologica a cura del Gruppo di Lavoro Microzonazione sismica Macroarea 1 e 2

### Legenda

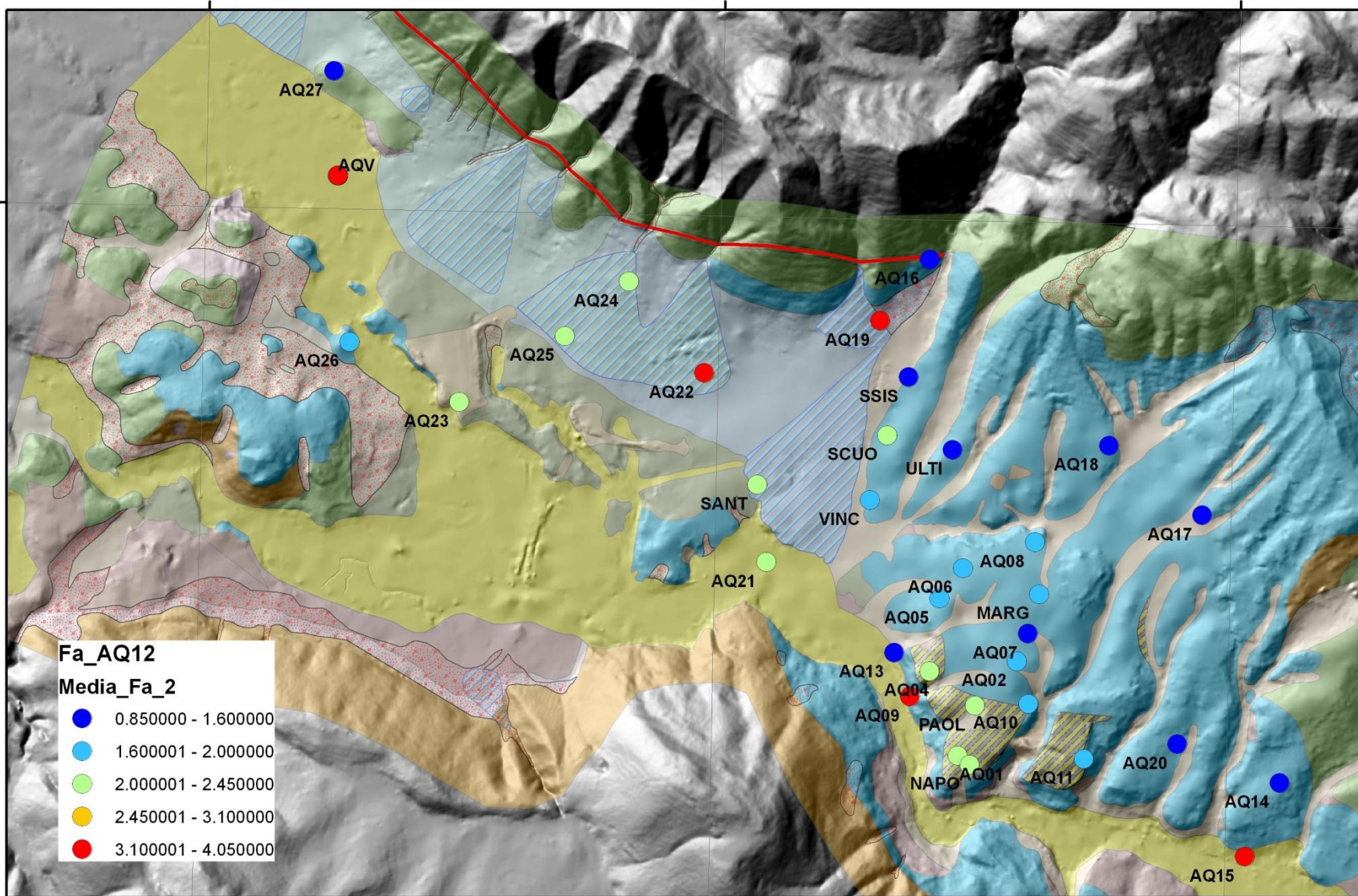
-  Bedrock indifferenziato
-  Depositi fluvio-lacustri antichi
-  Breccie de L'Aquila
-  Limi rossi del Colle de L'Aquila
-  Limi di Via Milonia
-  Depositi del Monte Pettino
-  Depositi alluvionali dell'Aterno e Raio
-  Depositi terrazzati del Vetoio
-  Depositi eluvio-colluviali
-  Detrito di Falda

$f_0^*$	$f_1$	frequenze
		0.4 - 0.7 (Hz)
		0.71 - 1.5 (Hz)
		1.6 - 3 (Hz)
		3.1 - 5 (Hz)
		5.2 - 7.4 (Hz)
		8.5 - 11 (Hz)



(\*) La carta rappresenta i valori di fo ricavati dalle analisi dei rapporti H/V del rumore sismico. I valori di fo ottenuti sono stati divisi in 6 classi rappresentate con cerchi di colore diverso a seconda del valore. Nei casi in cui sia presente un secondo picco separato, la frequenza corrispondente viene indicata con f1 (assumendo  $f_1 > f_0$ ), ed è rappresentata con un simbolo triangolare. Per entrambe le frequenze la dimensione dei simboli utilizzati è proporzionale all'ampiezza del picco.

42°22'30"N



AQ12



Corso di Microzonazione Sismica, L'Aquila 1 -4 Marzo 2010

Lecture consigliate:

P.M. Shearer (1999): Introduction to seismology, Cambridge University Press.

J. L. King and B. E. Tucker (1984): Observed variations of earthquake motion across a sediment-filled valley, *Bulletin of the Seismological Society of America*, N.74, pp 137 – 151.

B. E. Tucker and J. L. King (1984): Dependence of sediment-filled valley response on input amplitude and valley properties, *Bulletin of the Seismological Society of America*, N. 74, pp 153 - 165.

J. Lermo and FRANCISCO J. CHÁVEZ-GARCÍA (1993): Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bulletin of the Seismological Society of America*, N. 83, pp 1574 - 1594.

L. F. Bonilla, Jamison H. Steidl, Grant T. Lindley, Alexei G. Tumarkin, and Ralph J. Archuleta (1997): Site amplification in the San Fernando Valley, California: Variability of site-effect estimation using the S-wave, coda, and H/V methods, *Bulletin of the Seismological Society of America* N. 87, pp. 710 - 730.



