CENTRO STUDI
CONSIGLIO NAZIONALE DEI GEOLOGI

Consiglio Nazionale
dei Geologi

La Risposta Sismica Locale

Dario Albarello

Dipartimento di Scienze Fisiche, della Terra e dell'Ambiente

Università degli Studi di Siena

dario.albarello@unisi.it

3.2.3 VALUTAZIONE DELL'AZIONE SISMICA

3.2.3.1 Descrizione del moto sismico in superficie e sul piano di fondazione

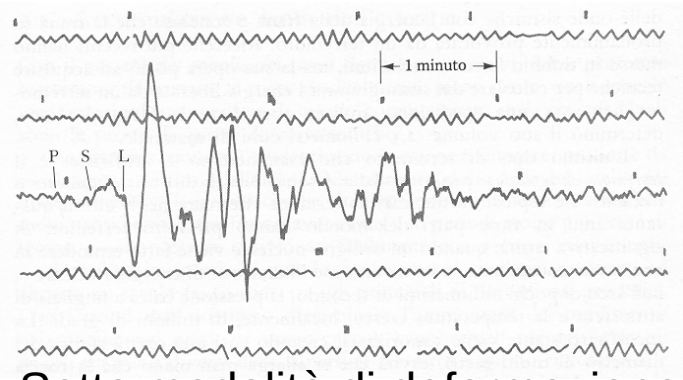
Ai fini delle presenti norme l'azione sismica è caratterizzata da 3 componenti traslazionali, due orizzontali contrassegnate da X ed Y ed una verticale contrassegnata da Z, da considerare tra di loro indipendenti. Salvo quanto specificato nel § 7.11 per le opere e i sistemi geotecnici la componente verticale verrà considerata ove espressamente specificato (v. Cap. 7) e purché il sito nel quale la costruzione sorge non sia in Zone 3 e 4.

Le componenti possono essere descritte, in funzione del tipo di analisi adottata, mediante una delle seguenti rappresentazioni:

- accelerazione massima attesa in superficie;
- accelerazione massima e relativo spettro di risposta attesi in superficie;
- accelerogramma.

Le due componenti ortogonali indipendenti che descrivono il moto orizzontale sono caratterizzate dallo stesso spettro di risposta o dalle due componenti accelerometriche orizzontali del moto sismico.

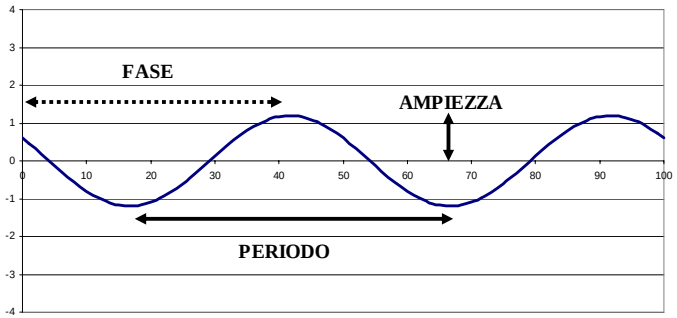
Lo scuotimento sismico



Le misure accelerometriche mostrano ampiezze del moto solitamente assai piccole, irregolari e rapide

Sotto modalità di deformazione di questo genere, il sottosuolo in prima approssimazione può essere immaginato come un mezzo continuo con equazioni costitutive di tipo lineare (elastiche o visco-elastiche)

In un mezzo di questo tipo, i movimenti del suolo generati da una perturbazione possono essere rappresentati come una **combinazione lineare di oscillazioni armoniche**



$$D(t) = D_{\max} \cos(2\pi\nu t + \phi)$$

$\phi = -2\pi\nu t_{\max}$ Fase (quando arriva il massimo?)

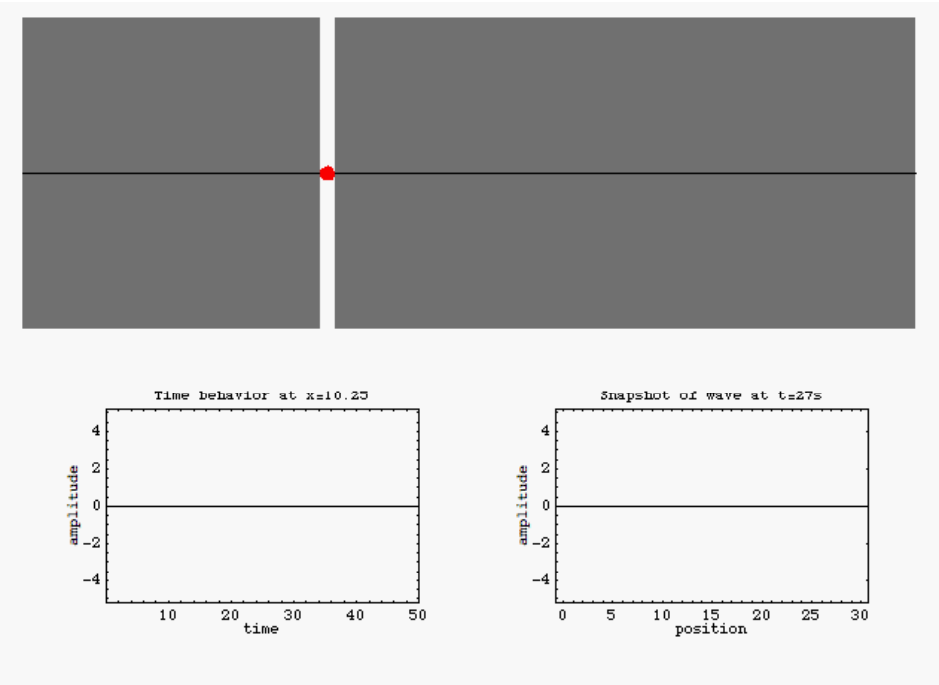
$T = 1/\nu$ Periodo (Quanto dura l'oscill.?)

$\nu = 1/T$ Frequenza (Quante oscill.?)

$\omega = 2\pi\nu = 2\pi / T$ Pulsazione

$$D(t) = D_{\max} \cos(2\pi\nu t + \phi)$$

$$D(x,t) = D_{\max} \cos\left(\frac{2\pi}{\lambda} Vt + \frac{2\pi}{\lambda} x\right)$$



Nel tempo

Nello spazio (a tempo fissato)

Si tratta di perturbazioni che si spostano nello spazio ad una velocità V ed in ogni punto producono spostamenti che variano nel tempo

La distanza nello spazio fra due punti che si spostano allo stesso modo (con la stessa fase) si chiama **lunghezza d'onda** ed è legata alla frequenza di vibrazione ed alla velocità di propagazione mediante la relazione

$$V = \lambda\nu = \lambda / T$$

Si è detto che lo scuotimento può sempre essere considerato una combinazione lineare (somma) di funzioni coseno per esempio nella forma

$$\boxed{\mathrm{D}(t) = \sum_{\mathrm{n}=0}^{\infty} D_{\mathrm{n}} \cos\left(2\pi\nu_n t - \phi_n\right)}$$

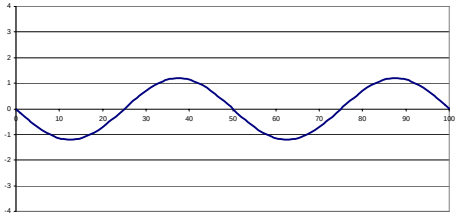
Questa somma viene descritta dai diversi coefficienti D_n, ν_n, ϕ_n

Ogni diversa combinazione dei valori produce un diverso andamento (e viceversa)

Quindi un dato andamento può essere rappresentato in termini dei coefficienti D_n, ν_n, ϕ_n

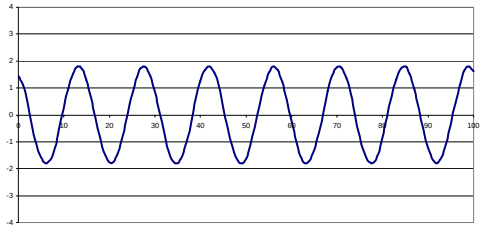
Quando raffiguriamo i valori di ampiezza in funzione della frequenza (o del periodo) si parla di **spettro di ampiezza**

Questa rappresentiamo le fasi in funzione della frequenza si parla di **spettro di fase**

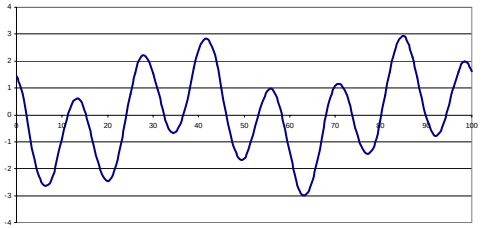


T=50, D=1.2, F=1.6

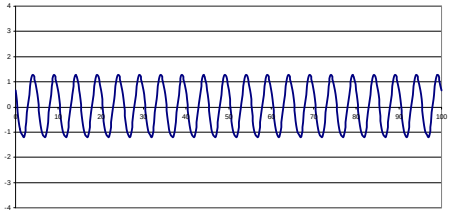
+



T=20, D=1.8, F=0.63

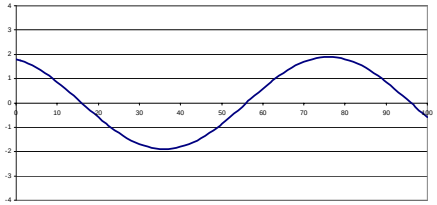


+

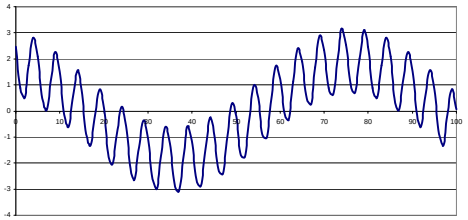


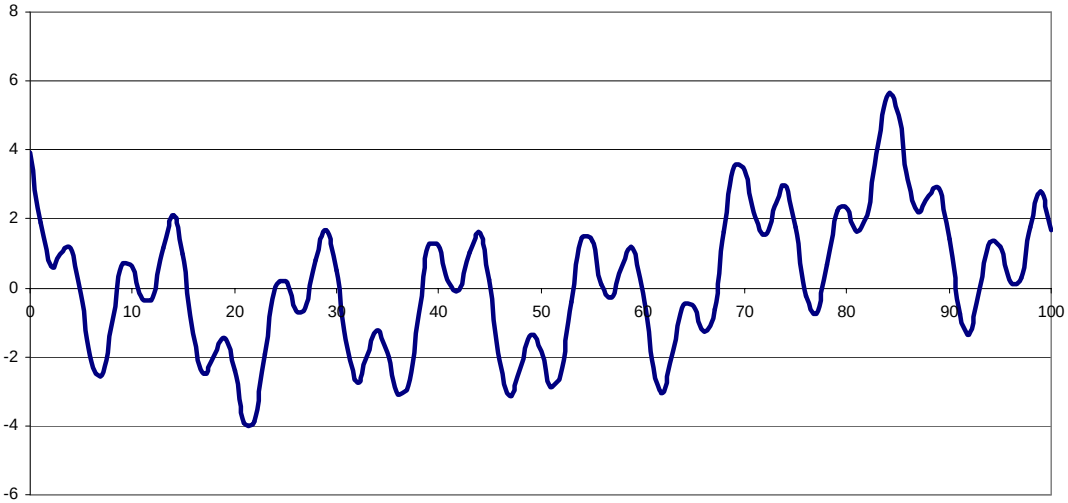
T=5, D=1.3, F=1.1

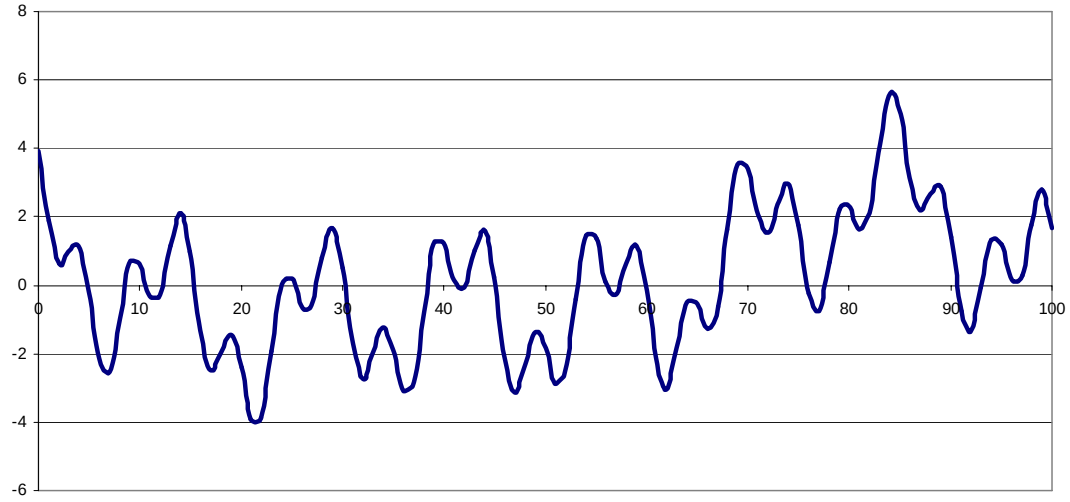
+



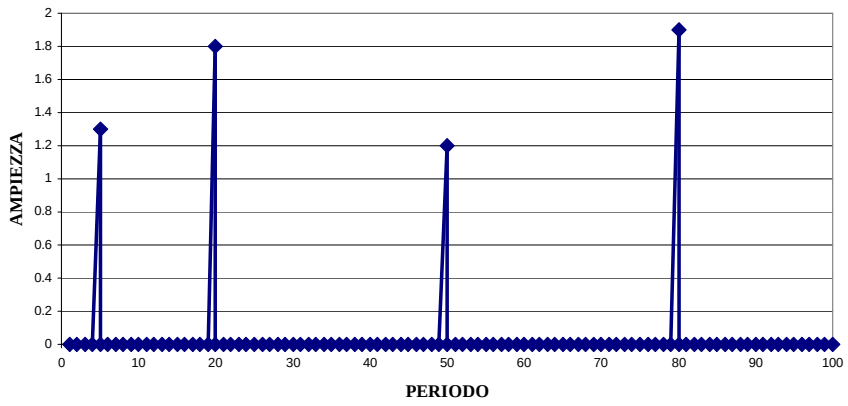
T=80, D=1.9, F=0.3



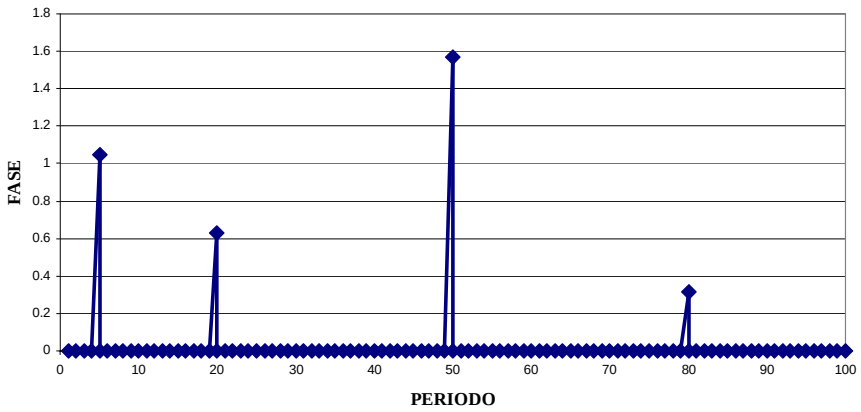




Spettro di ampiezza

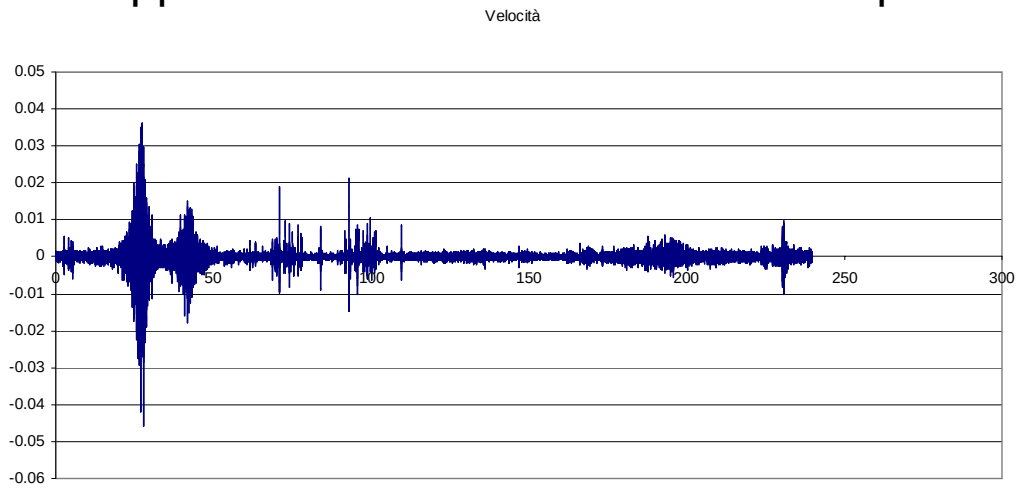


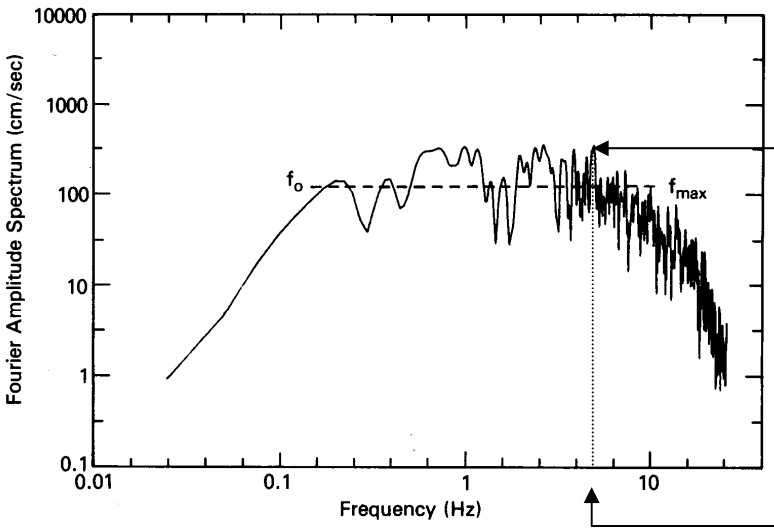
Spettro di fase



Rappresentazione nel domino del tempo

Spettro di ampiezza (in velocità in questo caso)

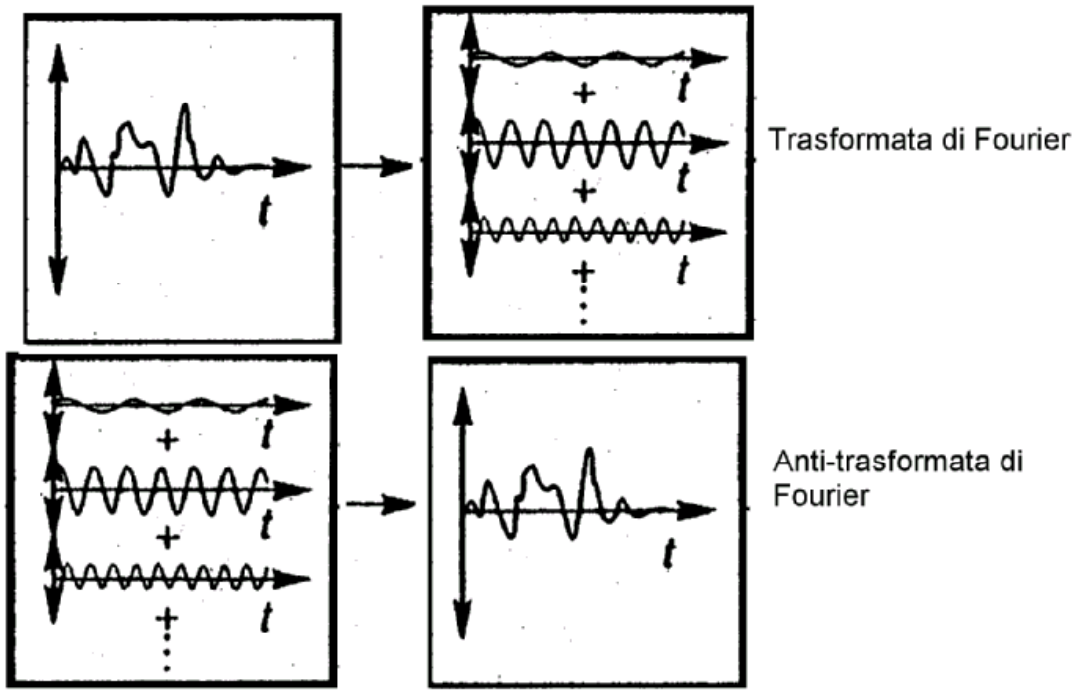




$$D(t) = D_n \cos(2\pi \nu_n t - \phi_n)$$

Rappresentazione nel domino delle frequenze

Esiste una procedura matematica (**Trasformata di Fourier**) che permette di determinare quali sono le componenti (in termini di terne di coefficienti D_n, ν_n, ϕ_n) di un dato andamento temporale (sismogramma) e di ricostruire la serie una volta note le componenti (**anti-trasformata di Fourier**)



Trasformata di Fourier → Permette di calcolare i coefficienti della serie di Fourier rappresentativa di una data serie e quindi le componenti cosinusoidali (*il suo contenuto spettrale*)

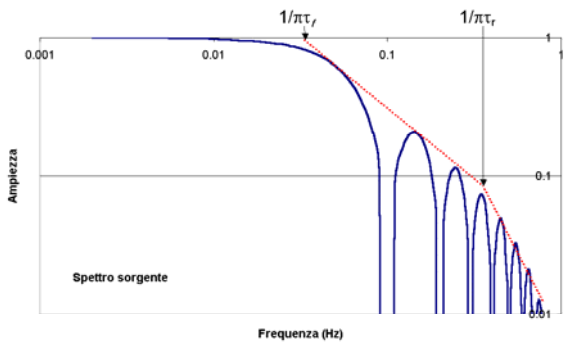
Anti-Trasformata di Fourier → Permette di ricostruire la serie originale come somma delle funzioni cosinusoidali

Utilizzando la rappresentazione in termini di serie di Fourier è facile trasformare uno spettro di scuotimento espresso in termini di **spostamento** del suolo in uno spettro di scuotimento espresso in termini di **velocità** di spostamento o **accelerazione**

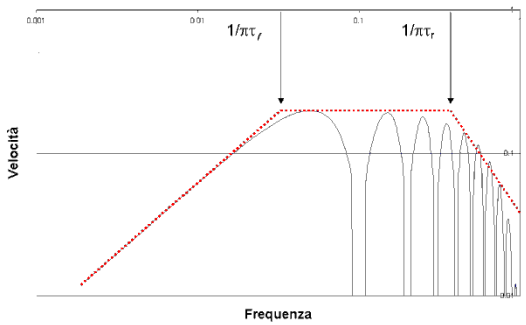
$$V(\nu) = (2\pi\nu)D(\nu)$$

$$A(\nu) = (2\pi\nu)^2 D(\nu)$$

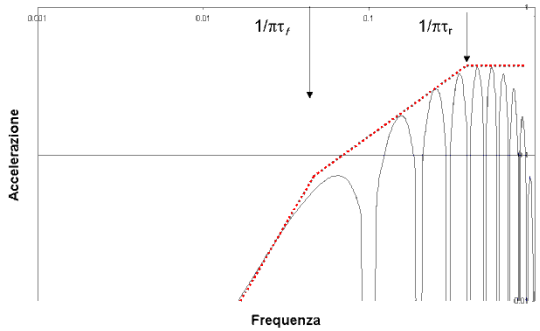
Si noti che per lo stesso terremoto, gli spettri di ampiezza, velocità e spostamento hanno forme differenti ma sono comunque deducibili gli uni dagli altri



in Spostamento

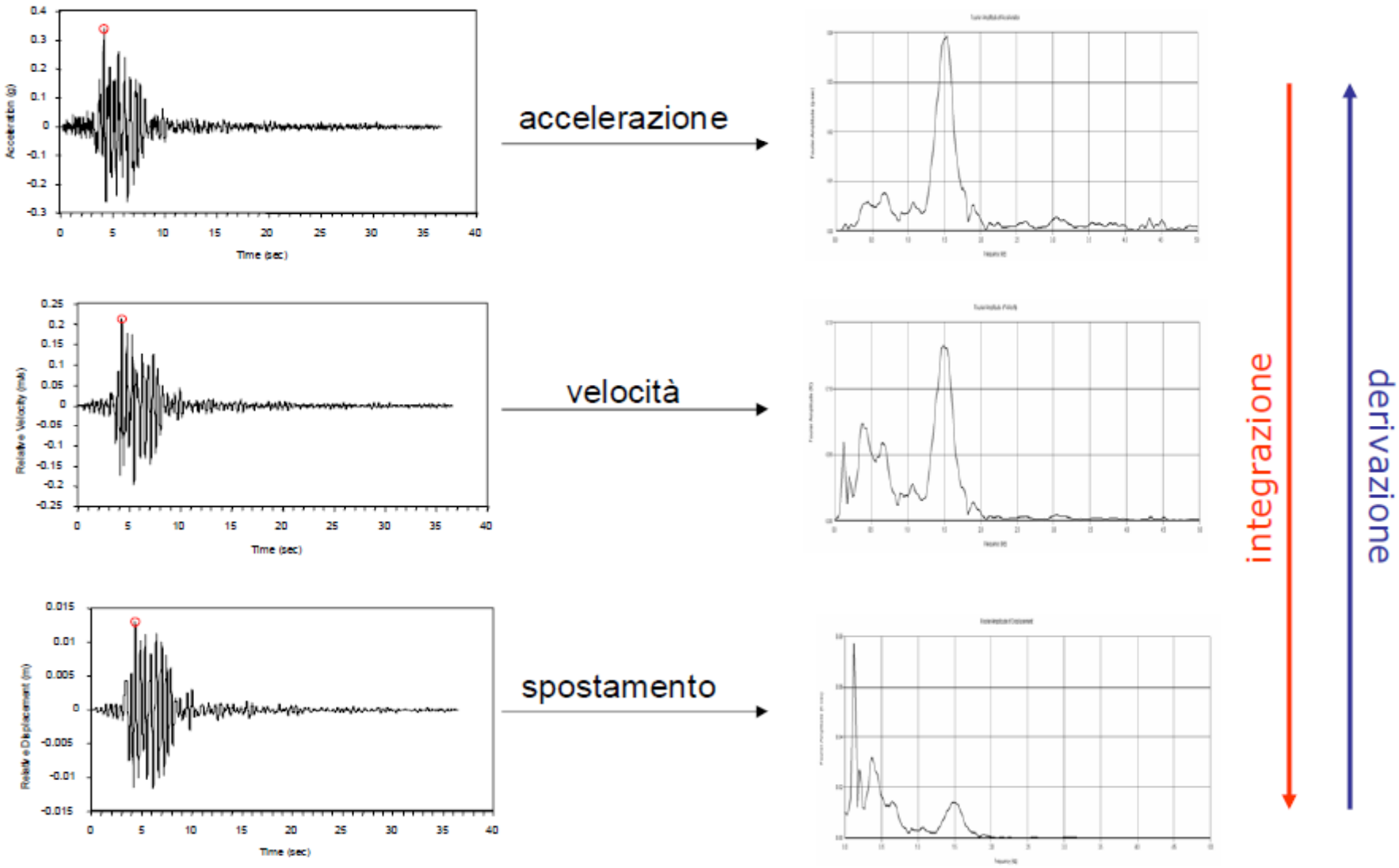


in Velocità



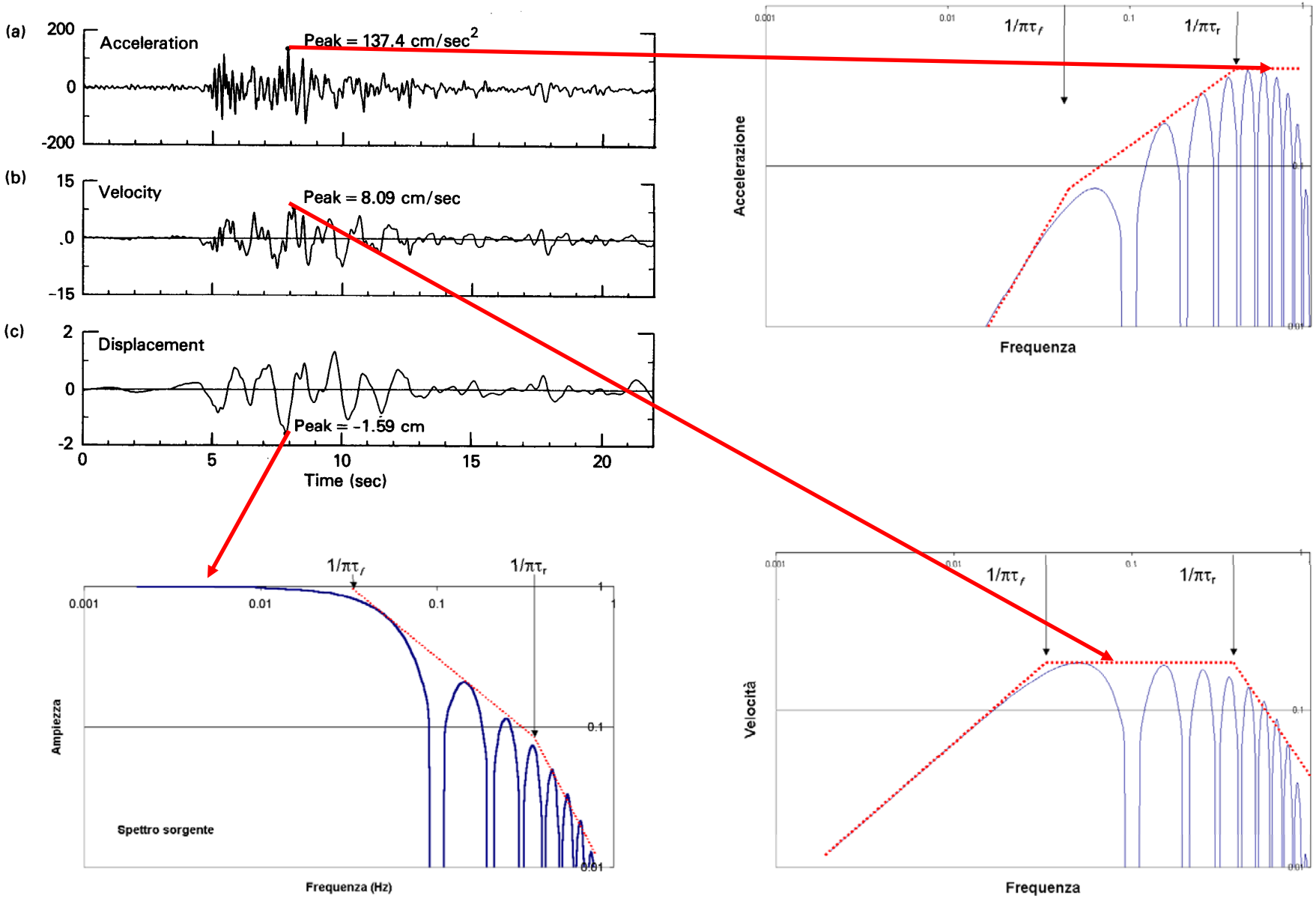
in Accelerazione

Anche se derivano dalla stessa registrazione, i tre spettri hanno una forma differente

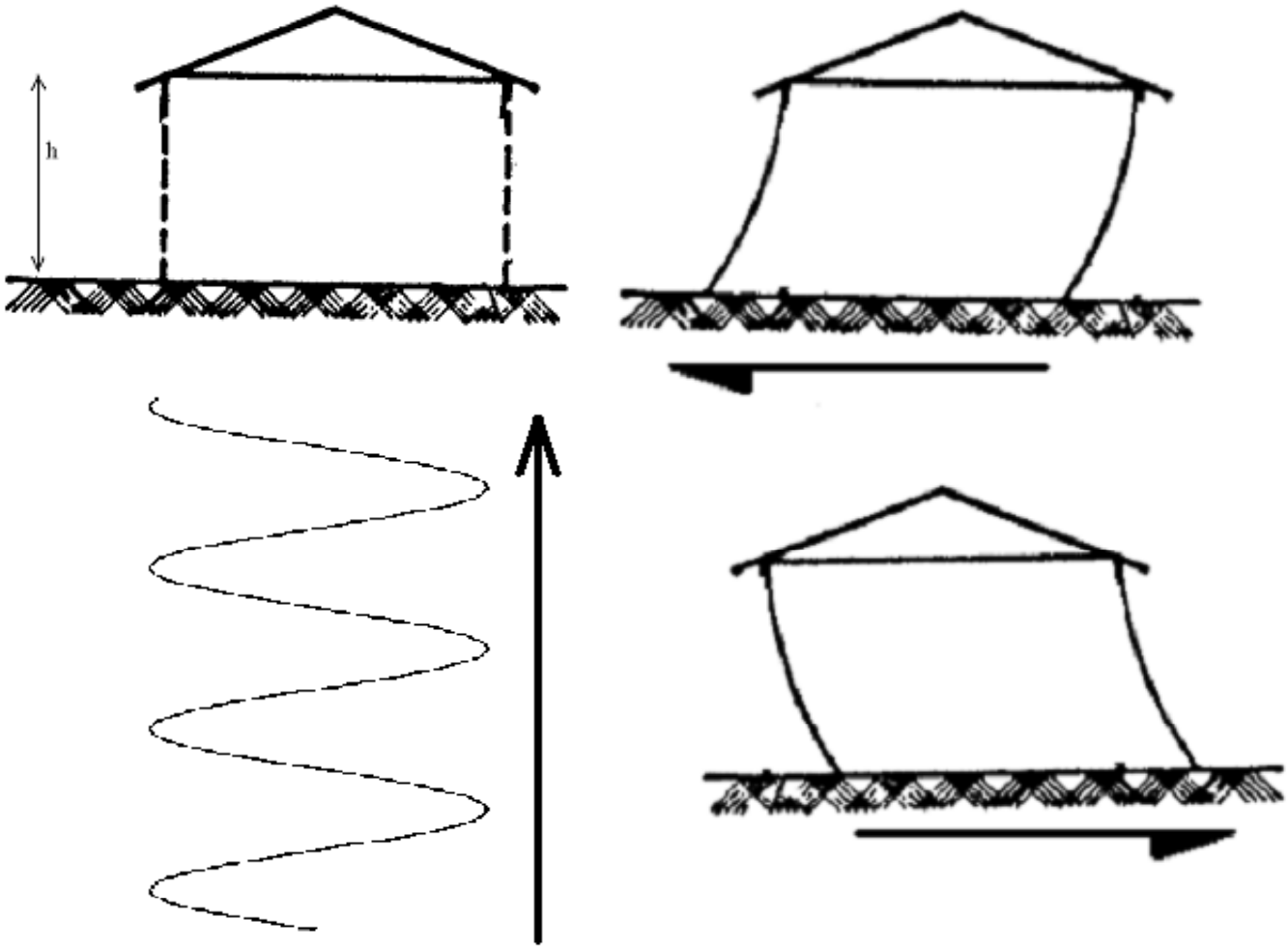


(da D'Intinosante, 2012)

I massimi sono diversi e riguardano frequenze differenti



Dato che uno scuotimento sismico è frutto di una combinazione di oscillazioni armoniche semplici, per studiare l'effetto di un terremoto su un manufatto possiamo partire da quello provocato da una oscillazione semplice



Il danno è provocato dalla **deformazione** dell'edificio dovuta al moto relativi delle sue parti

Questo effetto è massimo per movimento orizzontali del terreno solitamente associati **a fasi S**

Spostamento relativo fra il suolo e il solaio

$$\varepsilon \cong \frac{d}{h_{ed}}$$

Deformazione dell'edificio

Spostamento relativo è il doppio del moto del terreno

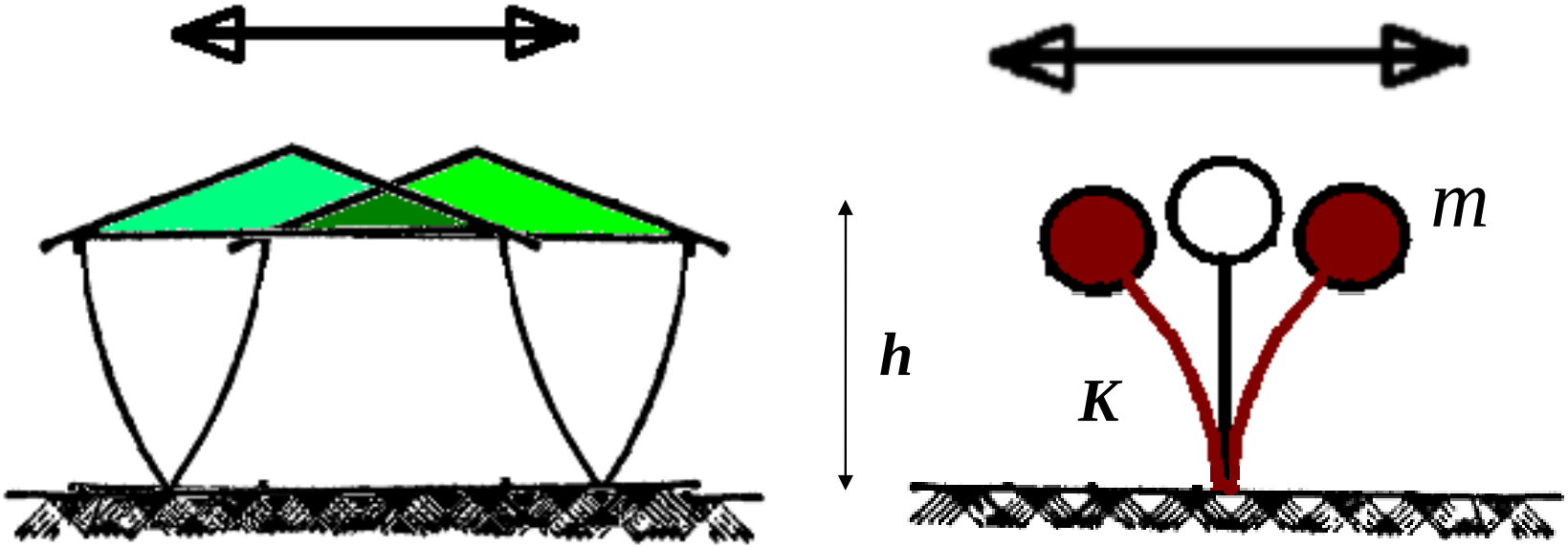
$$d(t,\nu) = D_{\max}\left[\cos(2\pi\nu t) - \cos(2\pi\nu t - 2\pi\nu\tau_{ed})\right]$$

$$d(t,\nu) = 2D_{\max}\sin(\pi\nu\tau_{ed})\sin(2\pi\nu t - \pi\nu\tau_{ed})$$

$$\sin(\pi\nu\tau_{ed}) = 1 \Rightarrow \nu = \frac{1}{2\tau_{ed}} = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{K}{M}}$$

Rigidezza edificio

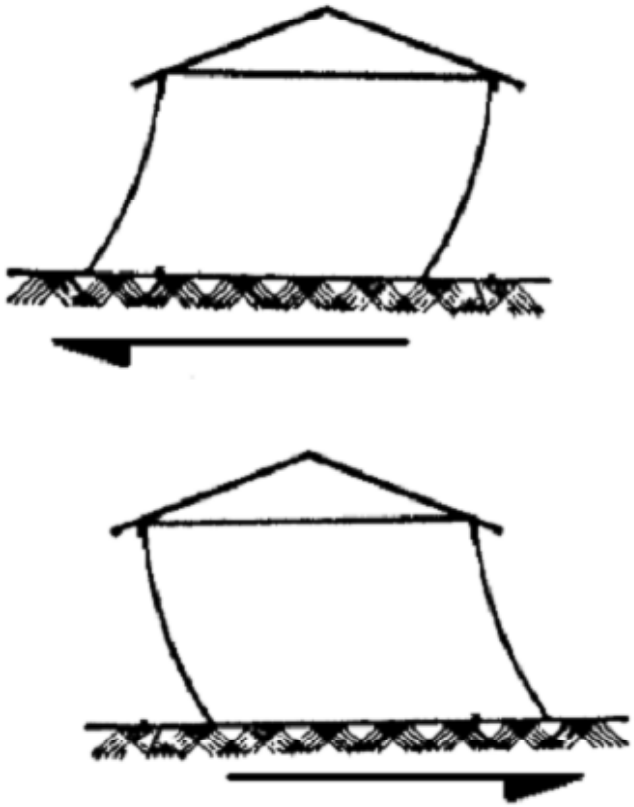
Massa edificio



$$\nu_{ed} = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{K_{ed}}{m_{ed}}}$$

$$T_{ed} = 2\pi\sqrt{\frac{m_{ed}}{K_{ed}}}$$

Assumendo come riferimento il suolo (in movimento) si vedrebbe il tetto oscillare: in pratica la struttura si comporta come un pendolo (rovesciato)



In sintesi, quello che può danneggiare l'edificio è la sua deformazione ovvero il movimento relativo fra le sue parti (p.es., fondamenta-solaio)

Questo moto (**risposta**) è diverso dal moto del suolo e dipende dal **periodo** della sollecitazione in rapporto alle caratteristiche della struttura considerata (**periodo proprio o frequenza propria della struttura**)

Quando queste coincidono, l'effetto dello scuotimento **è massimo**

$$T_{ed} \approx Ch^{\frac{3}{4}} \approx \frac{n}{10}$$

C=0.050 edifici in muratura

C=0.075 edifici a telaio in calcestruzzo

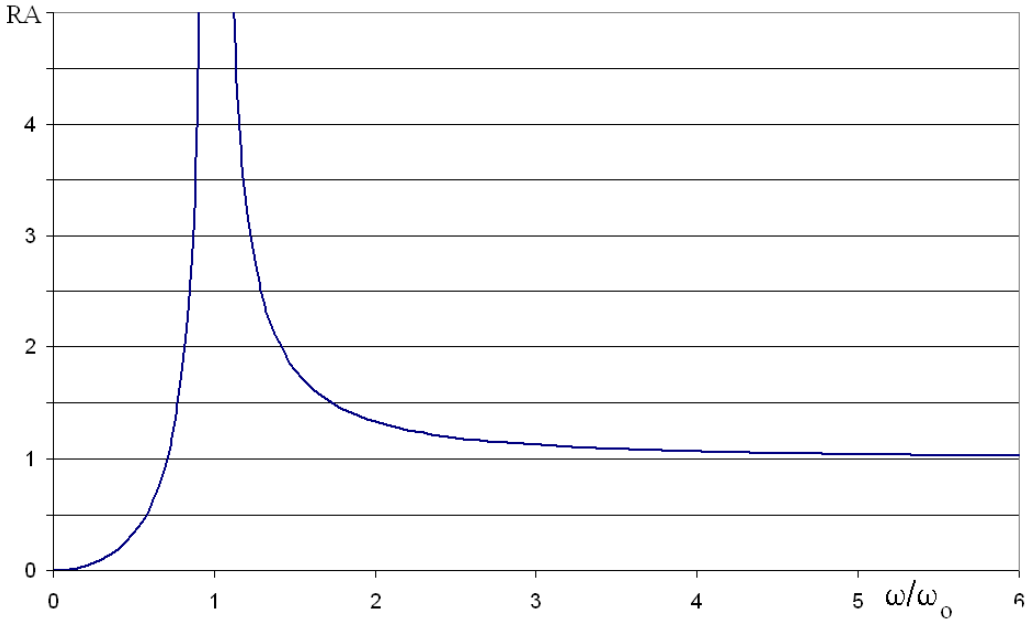
C=0.085 edifici a telaio in calcestruzzo

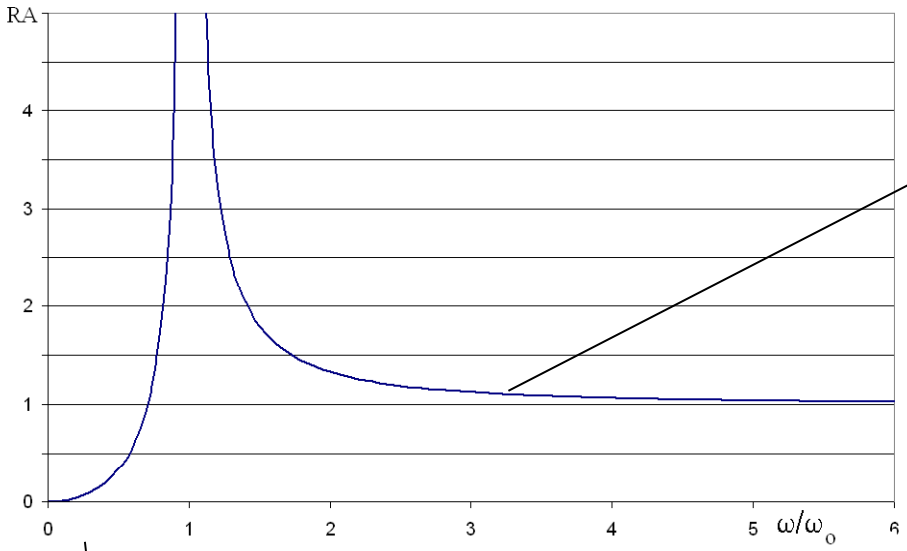
n= numero dei piani

Quando le oscillazioni si susseguono, l'effetto si somma arrivando alla cosiddetta **risonanza**

$$RA = \left| \frac{d_{\max}}{D_{\max}} \right| = \left| \frac{\left(\frac{\omega}{\omega_0} \right)^2}{1 - \left(\frac{\omega}{\omega_0} \right)^2} \right|$$

RA= Rapporto di amplificazione del moto sismico (ovvero rapporto fra il moto del suolo e quello del solaio)



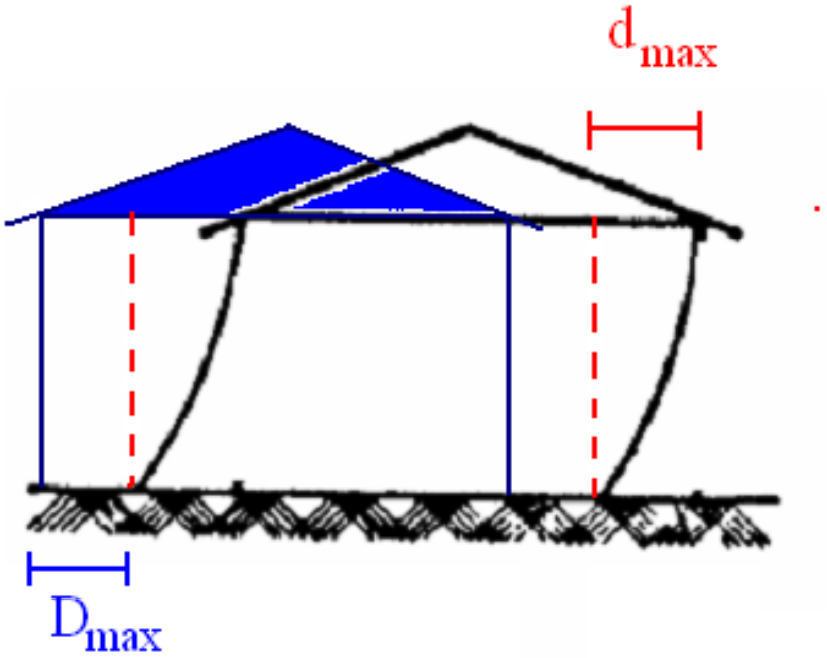


$$d_{max} = D_{max}$$

Il solaio sta praticamente fermo rispetto alla posizione iniziale: lo spostamento relativo è uguale al moto del suolo

$$d_{max} < D_{max}$$

L'edificio è rigido (risponde immediatamente alle sollecitazioni): il solaio segue il moto del terreno e non c'è deformazione

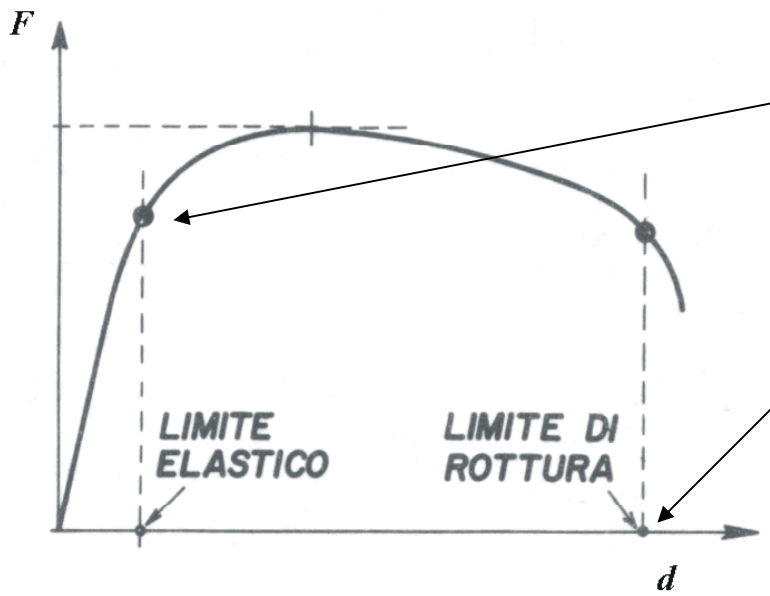


VIDEO

Tutto questo avviene nell'assunzione che l'edificio subisca deformazioni molto piccole in modo che il comportamento dell'edificio possa essere considerato elastico

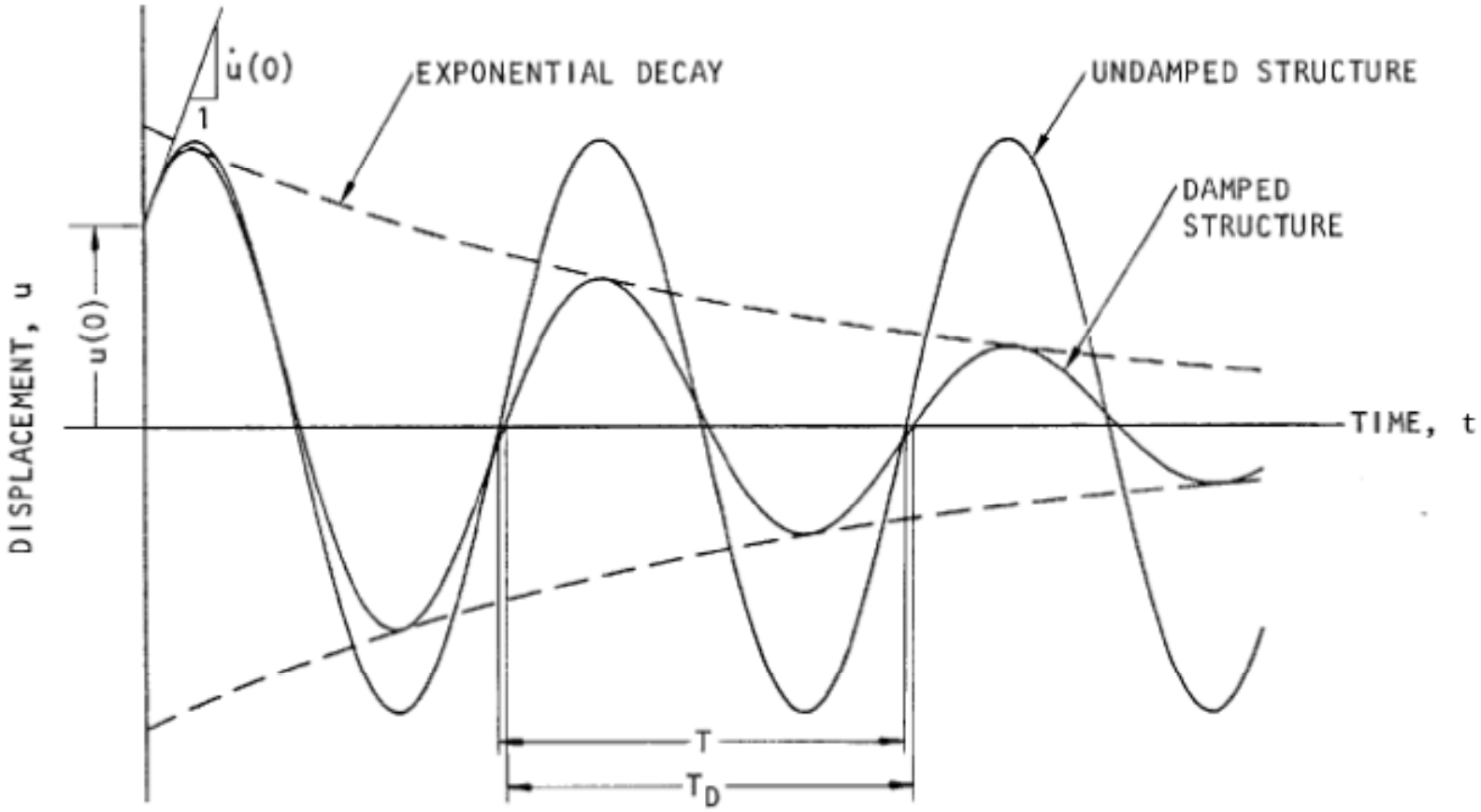
In realtà, superata una certa soglia di carico, l'edificio comincia a subire danni permanenti alla struttura

In pratica, si comporta come un corpo duttile dissipando (in forma di danni permanenti o modificazioni alla struttura) parte dell'energia assorbita dal terreno. Ad ogni oscillazione vene persa una frazione dell'energia. La frazione (in percentuale) perduta ad ogni oscillazione è espressa in forma di un coefficiente di smorzamento ξ)



Comincia il danneggiamento

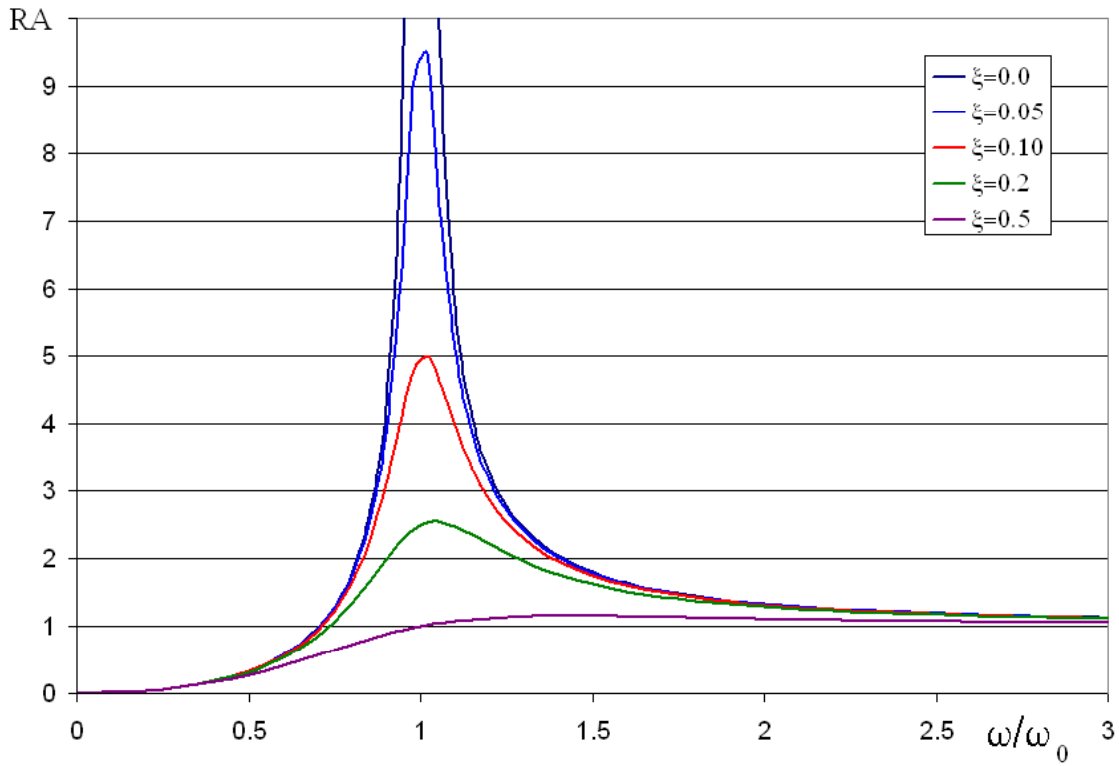
Al di sopra di una determinata soglia di carico, l'edificio collasserà


u̇(0)
1
EXPONENTIAL DECAY
UNDAMPED STRUCTURE
DAMPED
STRUCTURE
DISPLACEMENT, u
u(0)
TIME, t
T
T_D

$$RA = \frac{d_{\max}}{D_{\max}} = \frac{\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}{\sqrt{\left(1-\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2\right)^2 + \left(2\xi\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}}$$

In pratica esiste sempre una certa dose di dissipazione dell'energia assorbita

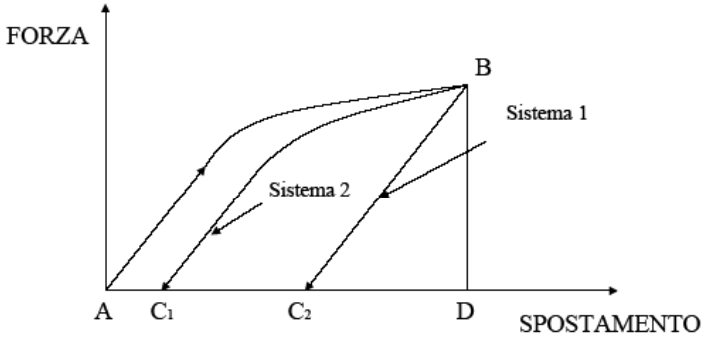
Questa dissipazione tende a smorzare le oscillazioni dell'edificio e ridurre gli effetti di risonanza

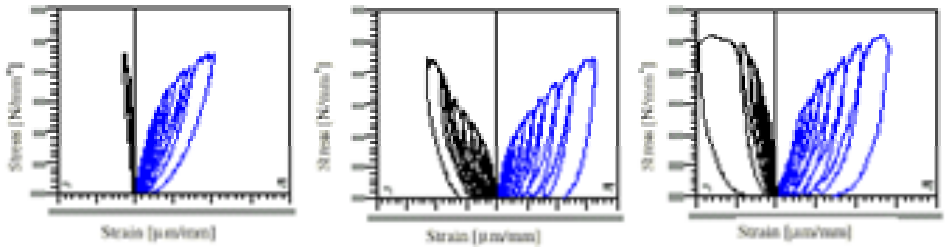


Quindi, il comportamento dell'edificio sottoposto a grandi deformazioni tende a deformarsi in modo permanente

Questo rende complesso il rapporto fra sollecitazione ed effetti

In particolare, si assiste ad un progressivo degrado della struttura che dipende anche dal numero dei cicli di carico





Questo implica che la **durata** dello scuotimento ha una funzione assai importante nella determinazione del danno atteso

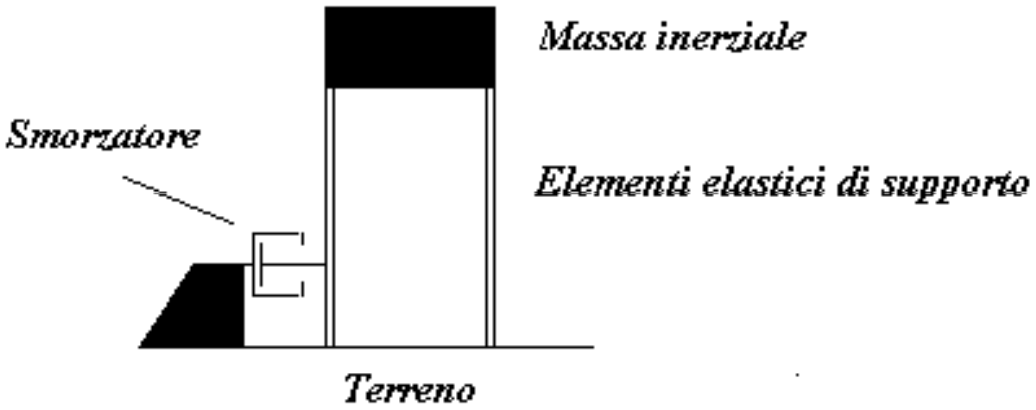
Ma in questo senso, solo l'intera "storia" dello scuotimento ("time history") può permettere di definire la modalità di deformazione e la "storia" di carico" della struttura e prevederne il comportamento in caso di terremoto ("input sismico")

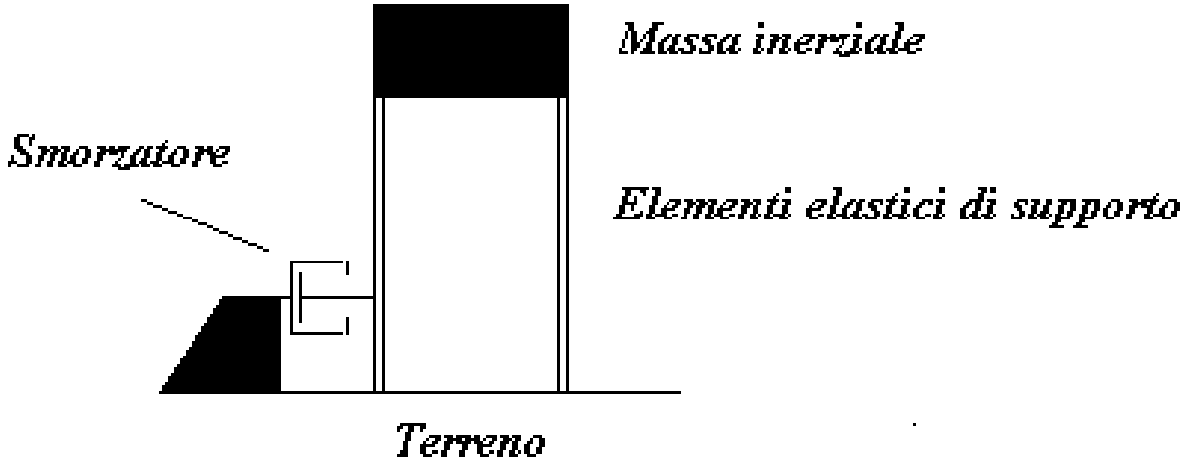
In queste condizioni, come fare a caratterizzare in modo sintetico l'impatto che una determinata sollecitazione avrà su un insieme di edifici?

Pere adottare un approccio conservativo si dovrebbe immaginare che l'insieme di edifici comprenda strutture di tutti i tipi, ovvero che siano presenti edifici con **tutte le possibili frequenze proprie**

In questo modo, per ogni possibile frequenza dello scuotimento si avrà il **massimo** effetto possibile

A questo scopo si adotta un approccio semplificato: si immagina cioè che esistano edifici di tipo semplice con lo stesso smorzamento (solitamente il 5%)



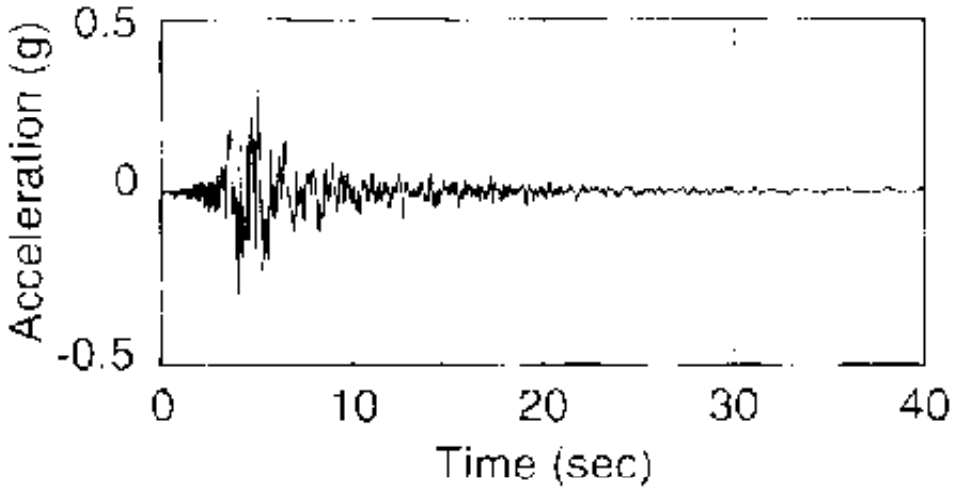


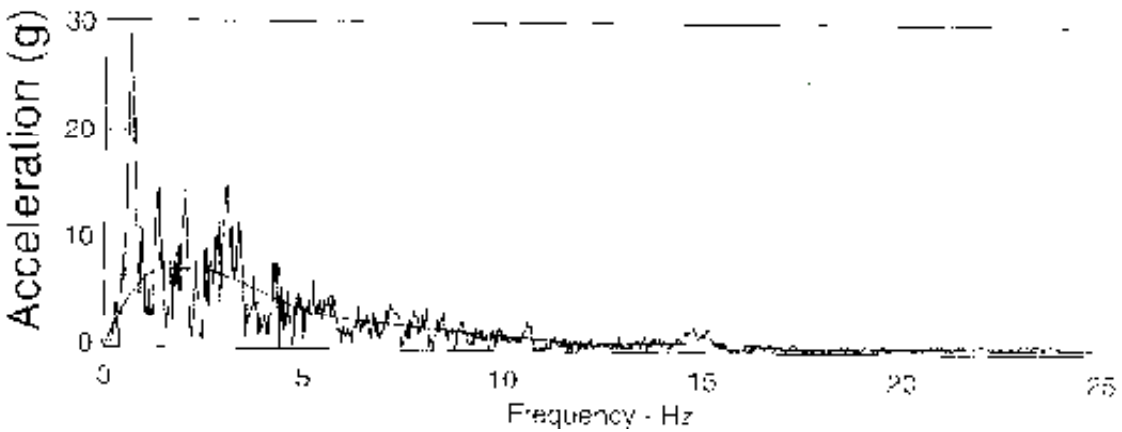
Come risponde una struttura del genere ad una sollecitazione che non è una semplice oscillazione sinusoidale?

Questa risposta può essere calcolata analiticamente per un sistema semplice come quello in figura e risulta dipendere dalla frequenza propria del sistema e dallo smorzamento associato

Di particolare importanza ai fini della progettazione è la massima risposta della specifica struttura alla sollecitazione

Si immagina quindi una sollecitazione caratterizzata da un determinato spettro di ampiezza (ovvero una diversa combinazione di sollecitazioni periodiche) ed di fase (un diverso susseguirsi di picchi)



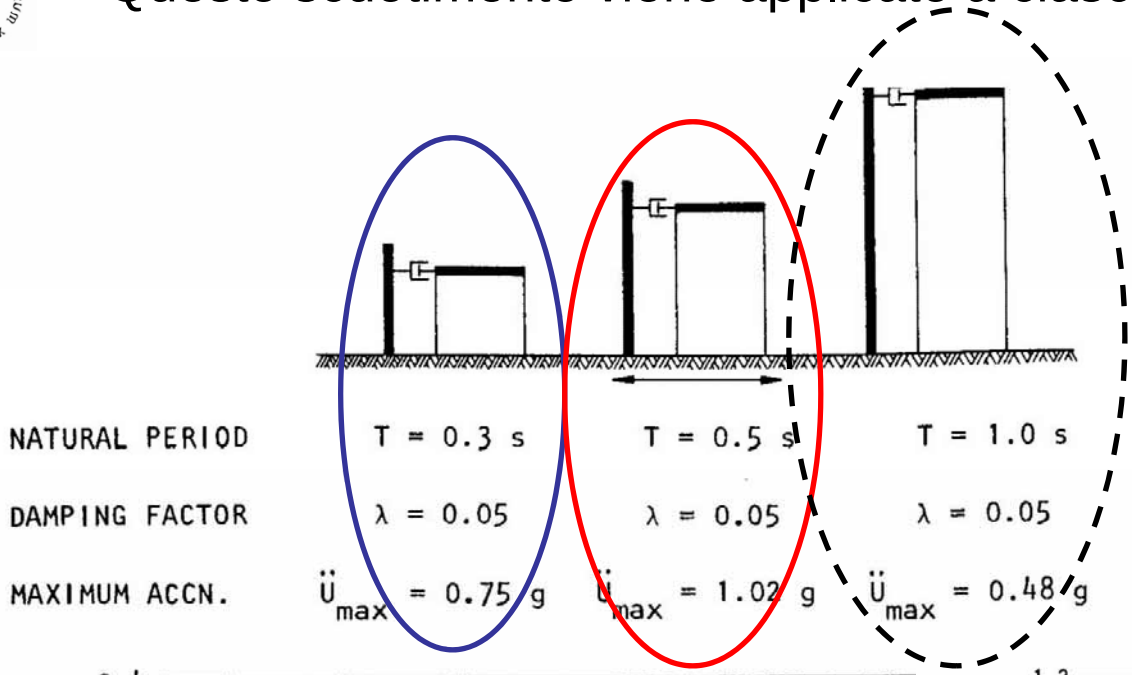


Mediante una opportuna procedura numerica, questa sollecitazione (in forma di forza inerziale o accelerazione) viene applicata a uno specifico edificio “tipo” (ovvero con una delle possibili frequenze proprie) e si prende la massima risposta di quell’edificio

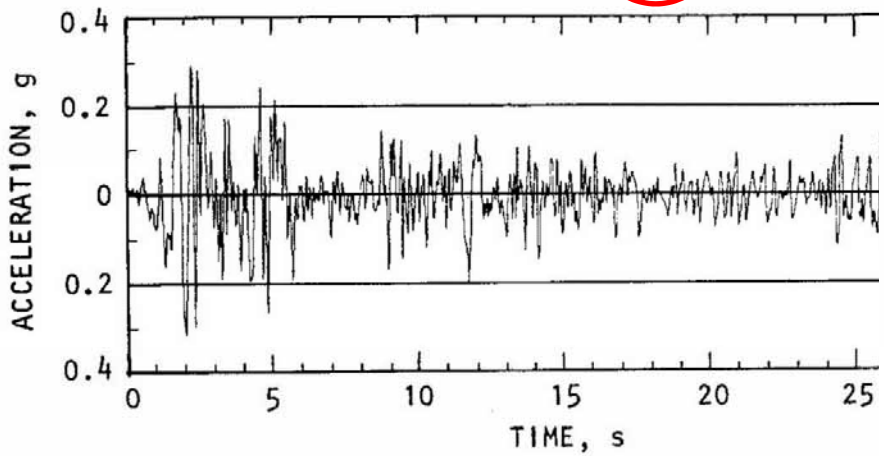
Si ripete l’analisi per ciascun possibile edificio (per ciascuna frequenza propria)

Come risultato si avrà un valore della risposta (massima) per ciascuna frequenza propria

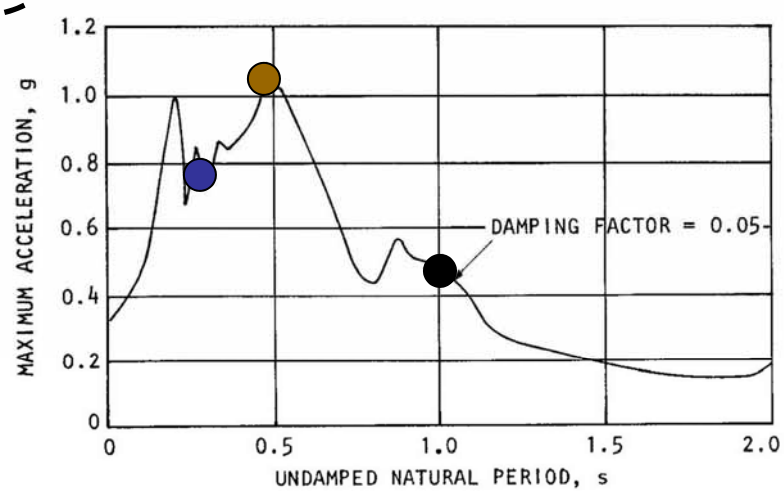
Questo scuotimento viene applicato a ciascuna struttura “tipo”



Dalle ordinate spettrali del moto di input si riesce già ad avere un’idea delle di quali strutture saranno maggiormente sollecitate dall’evento



ACCELEROGRAM, EL CENTRO, CALIFORNIA EARTHQUAKE, N
(N-S COMPONENT)



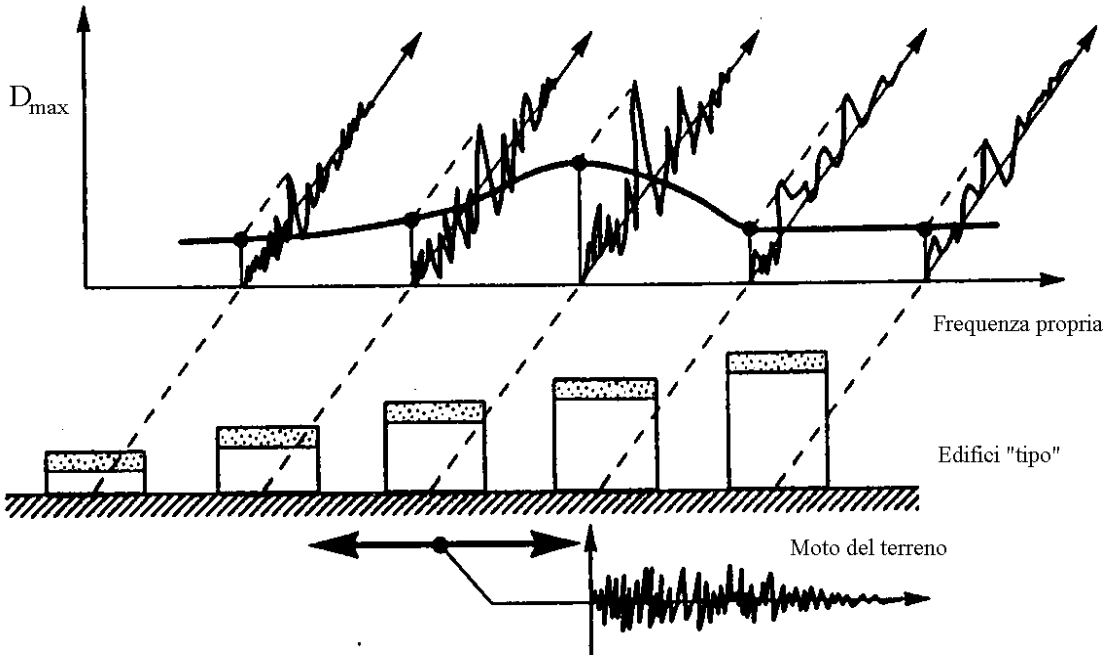
ACCELERATION RESPONSE SPECTRUM, EL CENTRO GROUND MOTIONS

Figure 10. Evaluation of acceleration response spectrum.

24

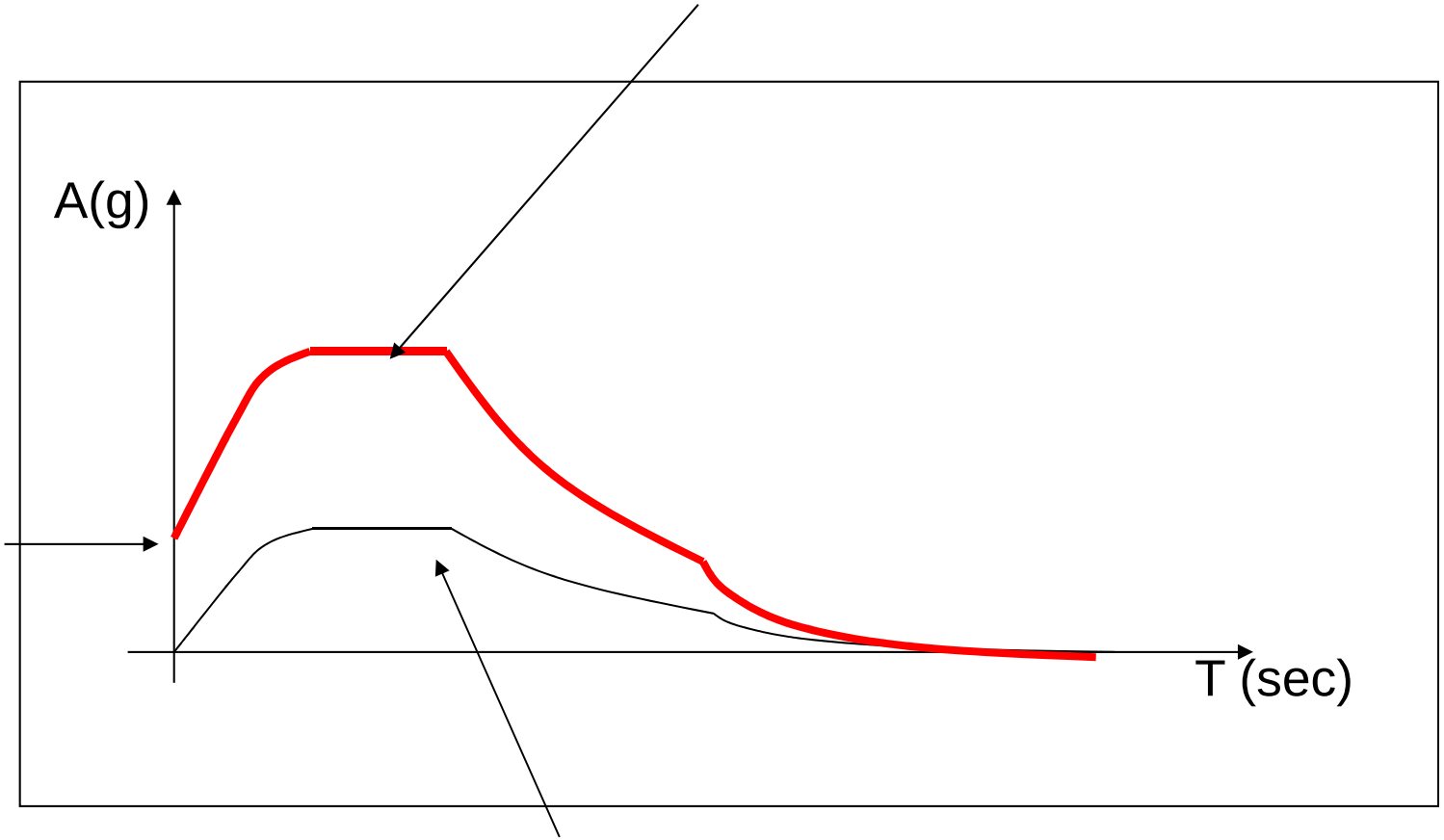
Da Seed & Idriss, 1982

L'insieme di questi valori di risposta in funzione della frequenza propria corrispondente è detto <u>"Spettro di risposta"</u>



Può essere interpretato come l'effetto della sollecitazione ipotizzata su un **sistema edilizio**

Massima risposta dell'edificio "tipo" per un valore prefissato dello smorzamento



Valore massima accelerazione del suolo (PGA)

Spettro del terremoto al suolo (free-field)

Naturalmente l'ampiezza della "risposta" sarà maggiore (circa 2.5 volte per smorzamenti del 5%) dello scuotimento del suolo alla stessa frequenza

Perché lo spettro di risposta per T=0 corrisponde alla massima accelerazione del suolo (PGA)?

Si ricorderà che la frequenza propria di un edificio dipende dalla rigidità della struttura e dalla sua massa

$$\nu_{ed} = \frac{1}{2\pi}\sqrt{\frac{K_{ed}}{m_{ed}}} \rightarrow T_{ed} = 2\pi\sqrt{\frac{m_{ed}}{K_{ed}}}$$

$$T_{ed} = 0 \rightarrow K_{ed} = \infty$$

Dato che la massa non può essere nulla

Ma rigidità infinita implica l'indeformabilità dell'edificio che si muoverà esattamente come il terreno

Quindi la sua accelerazione massima sarà quella del suolo (PGA)

Per come è costruito, lo spettro di risposta non è uno spettro di Fourier

Quindi le relazioni fra spettri di risposta in velocità, spostamento e accelerazione sono differenti (e assai più complicate) di quelle utilizzate nel caso dello spettro di scuotimento

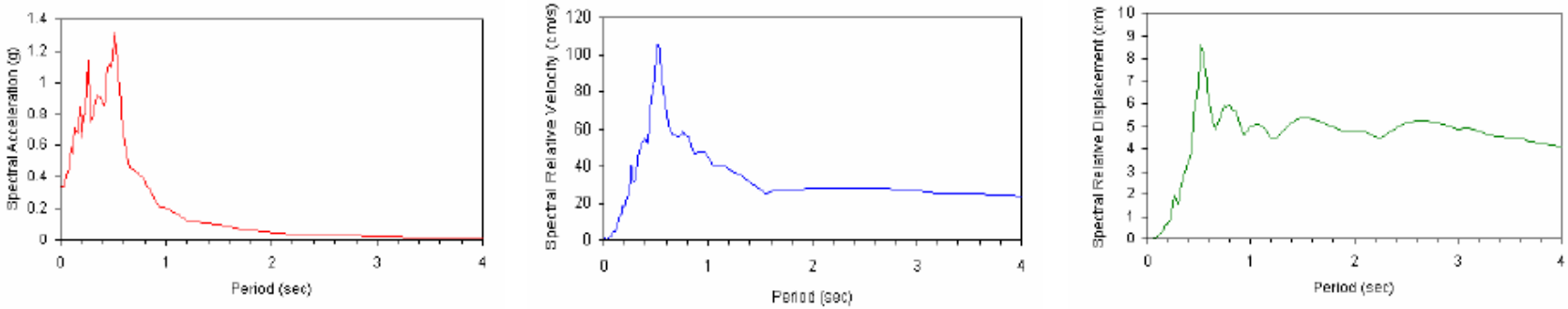
Tuttavia queste relazioni possono essere utilizzate come una approssimazione ragionevole e quindi

$$PSV(\nu) \approx (2\pi\nu) D_{ris}(\nu)$$

$$PSA(\nu) \approx (2\pi\nu)^2 D_{ris}(\nu)$$

Per ricordare che si tratta di relazioni approssimate, l'ampiezza spettrale in spostamento è detta "**PSeudo_velocità**" (PSV o SV) e quella in spostamento "**PSeudo-spostamento**" (PSD o SD)

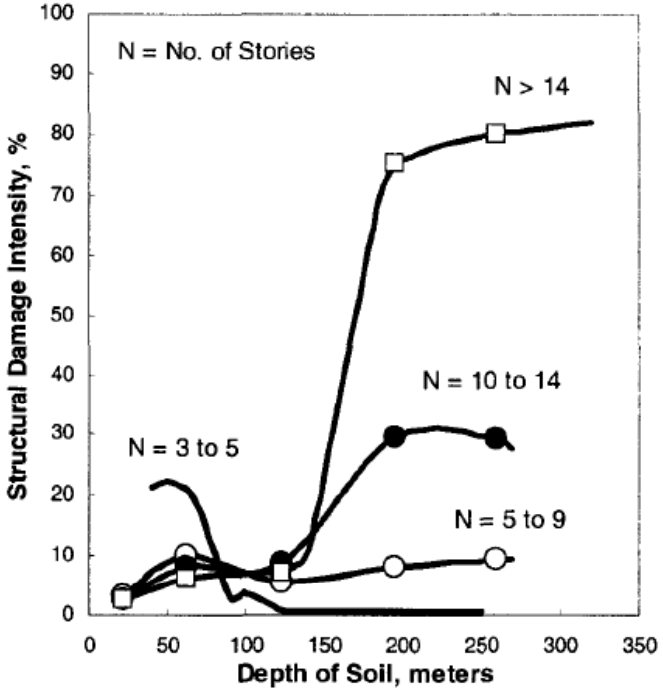
Lo spettro di risposta della normativa è espresso in termini di Pseudo-Accelerazione che corrisponde al massimo spostamento relativo suolo/solaio



PAUSA

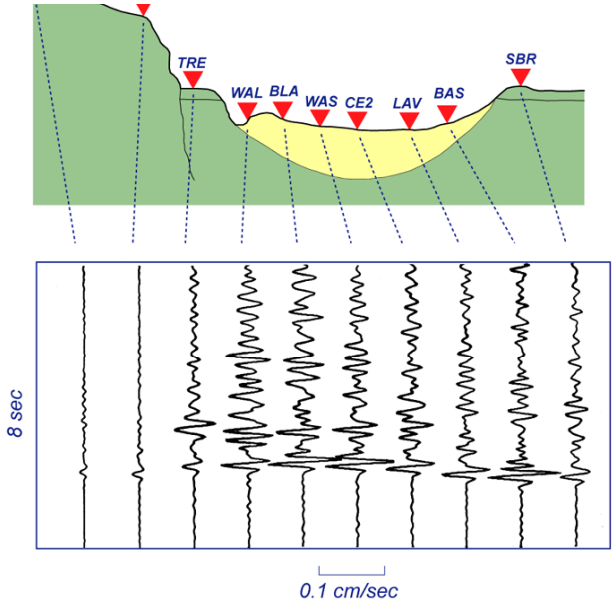
Ci si può quindi aspettare che un determinato evento (ovvero uno scuotimento con certe caratteristiche spettrali) produca effetti differenti solo in funzione del tipo di edificato presente alla superficie del terreno

In realtà questo è vero solo in parte



L'esperienza mostra che a parità di caratteristiche dell'edificato il livello di danno può variare alla scala di poche decine o centinaia di metri in funzione delle caratteristiche del sottosuolo

Figure 1. An area in Armenia, that was severely damaged by the earthquake



Si tratta di effetti misurabili e chiaramente connessi all'assetto stratigrafico nel sottosuolo

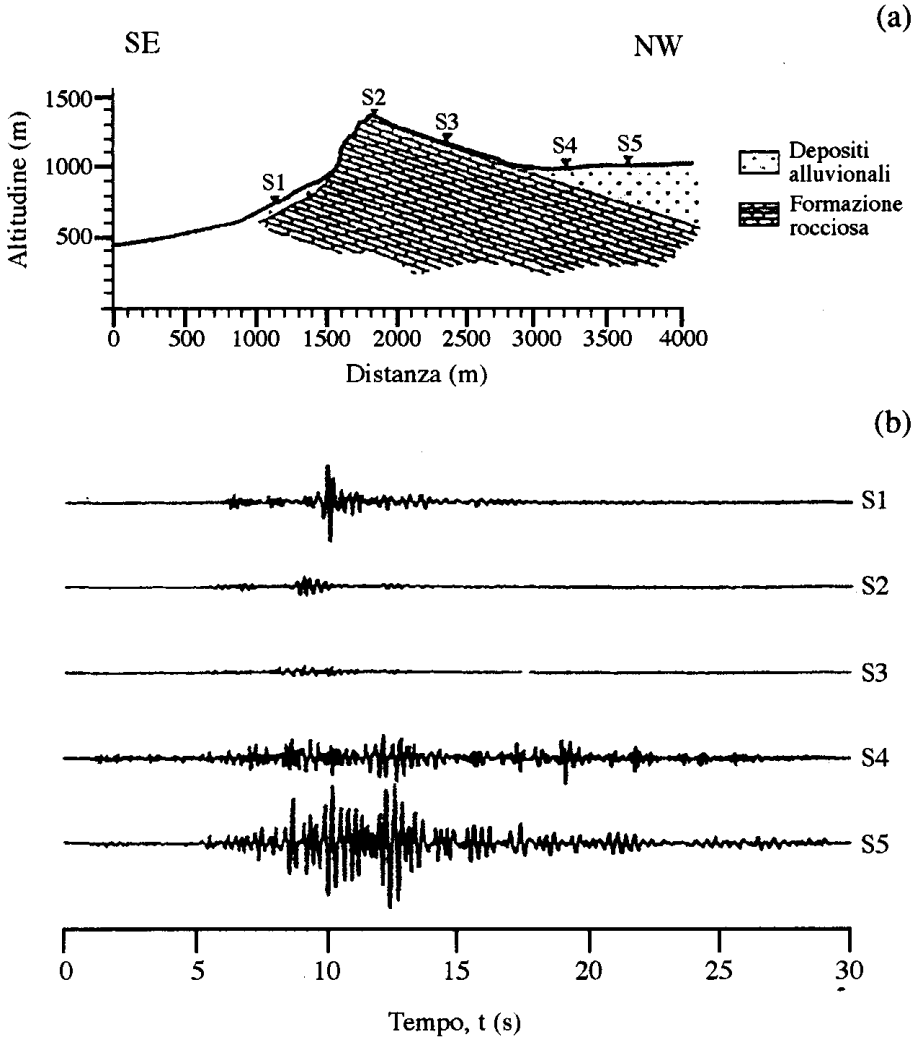
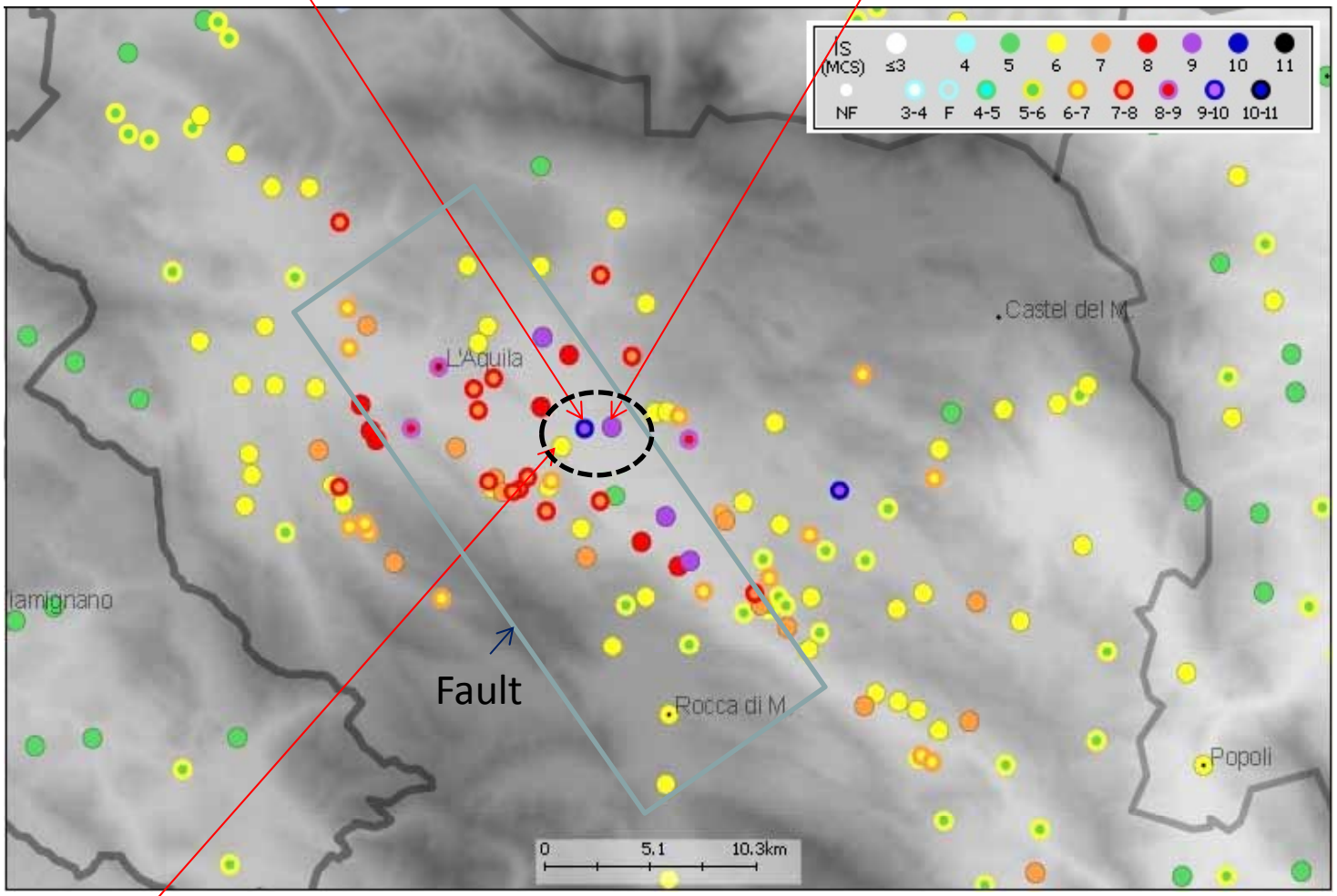


Fig. 4.18. Sezione schematica (a) e registrazioni sismometriche (b) relative al rilievo analizzato da Pedersen *et al.* (1994).

Queste osservazioni vengono confermate da indagini di tipo strumentale

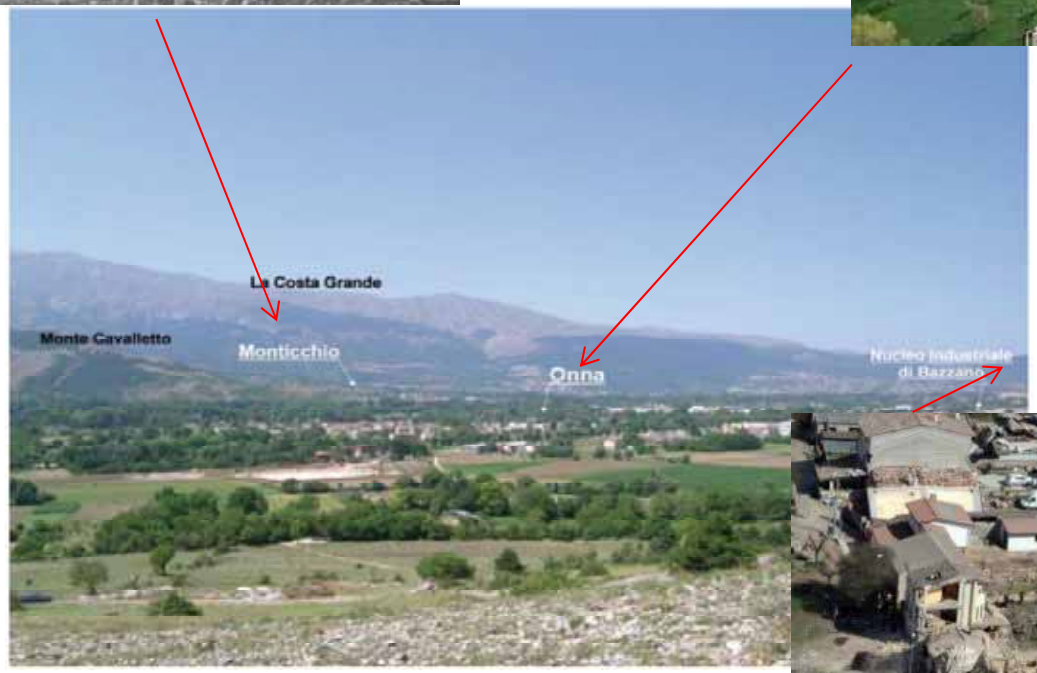
S.Gregorio (IX MCS)

Onna (IX-X MCS)



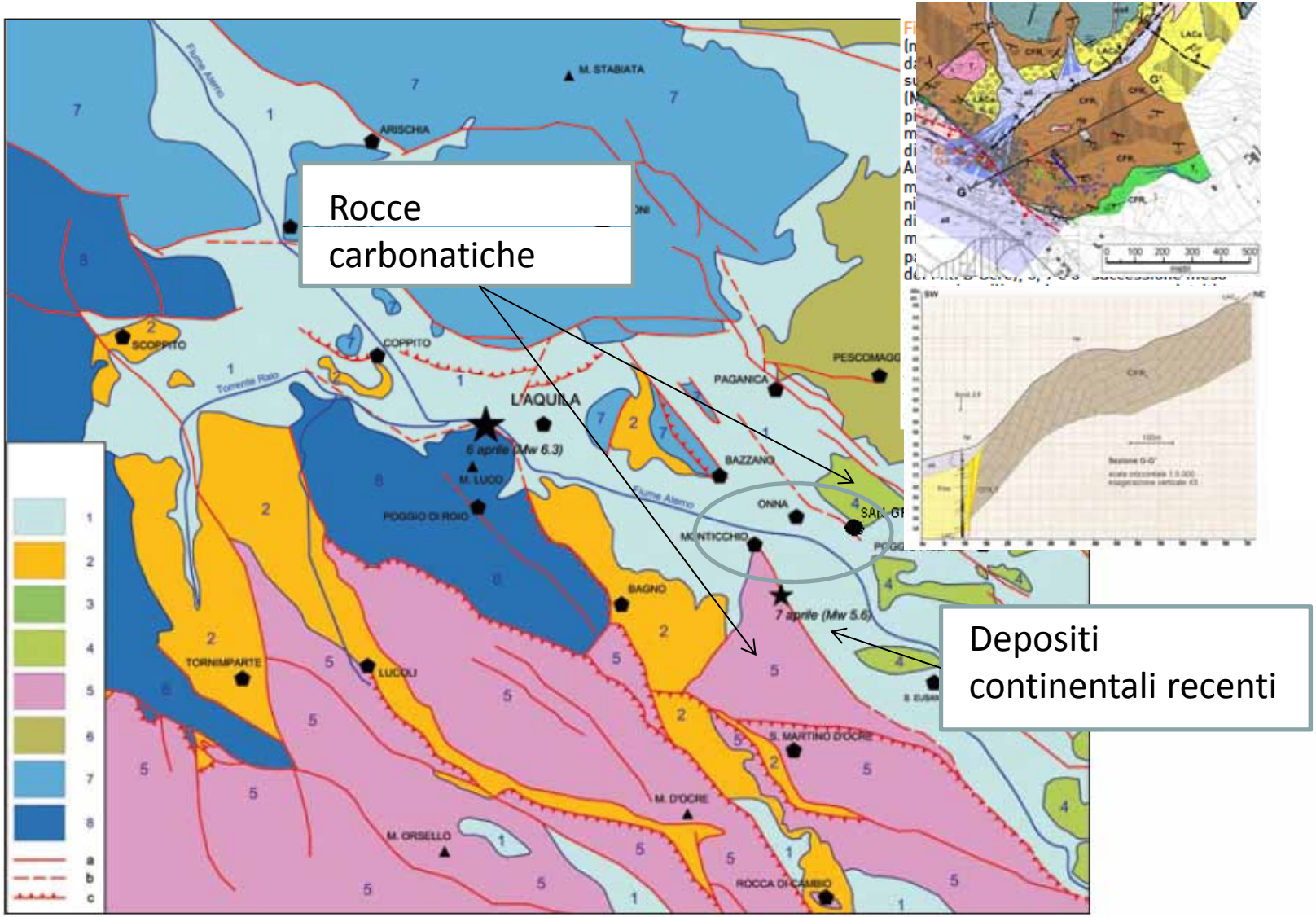
Monticchio (V-VI MCS)

Effetti macrosismici della scossa principale per l'evento del 9 Aprile 2009

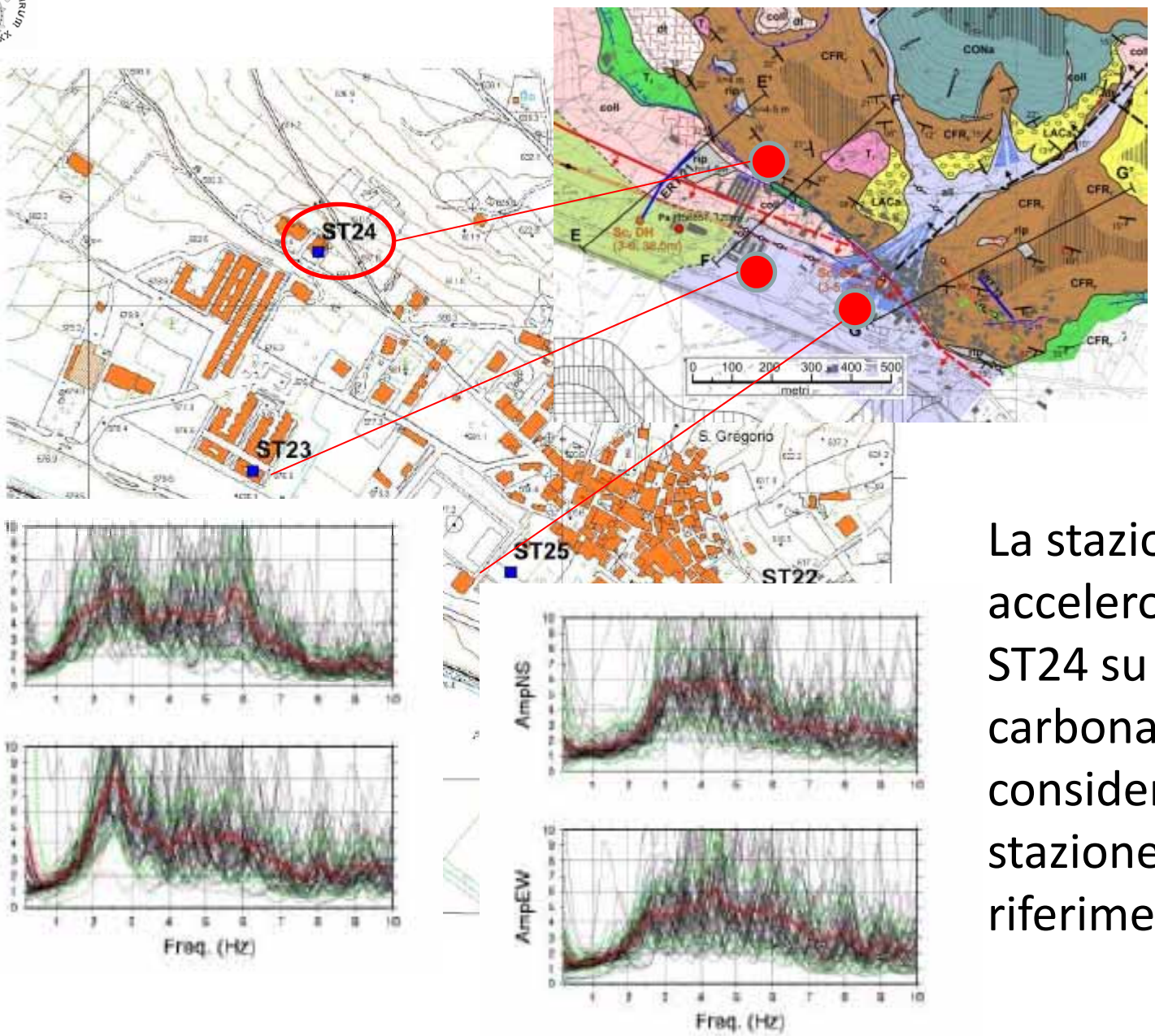


S.Gregorio (IX MCS)

Nessuna differenza significativa nella vulnerabiltà degli edifici ma forti differenze sui danni osservati



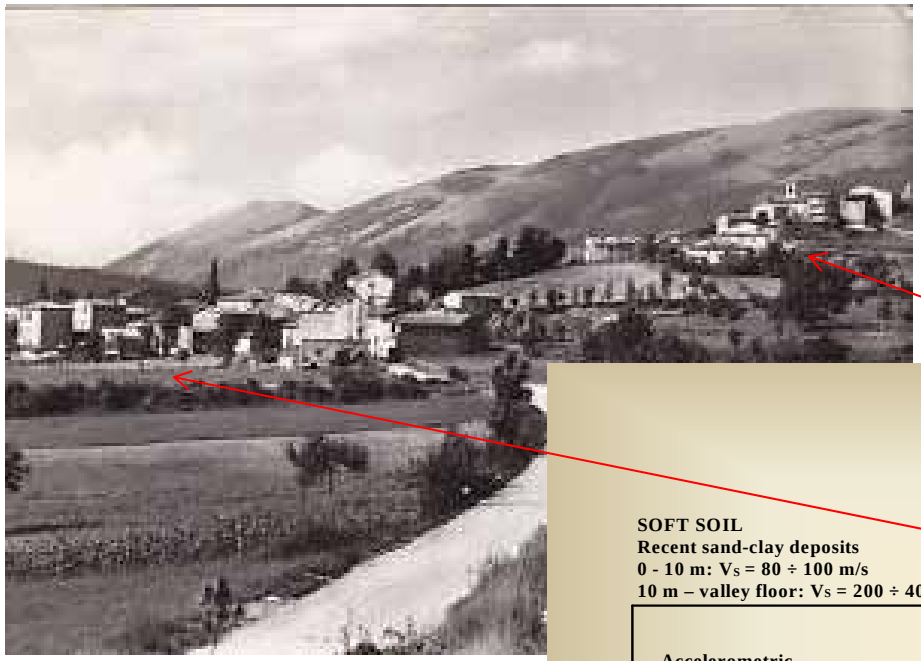
Variazioni laterali a piccola scala sono largamente controllate dalla geologia superficiale

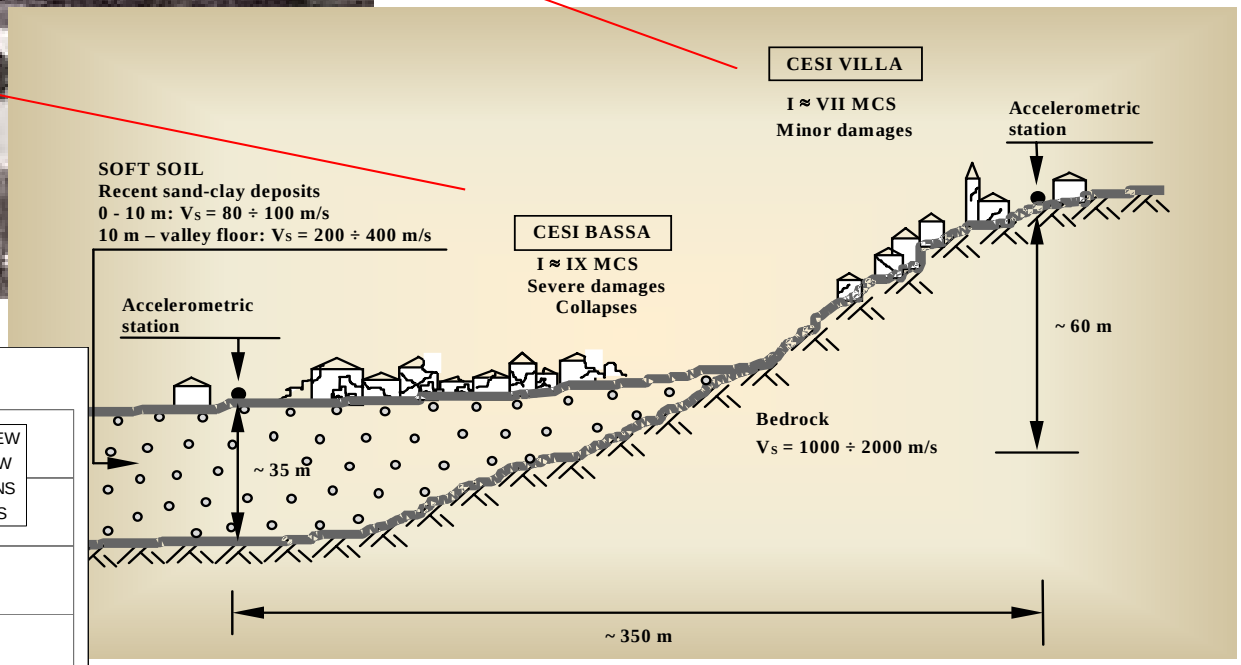


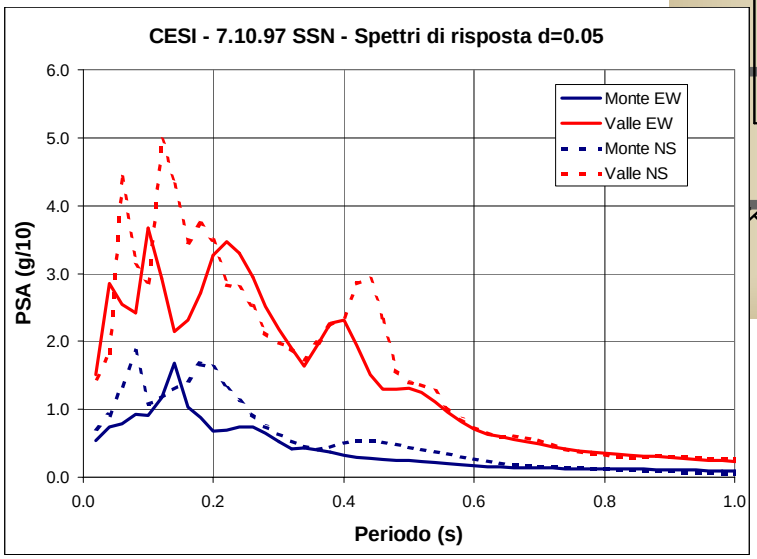
S.Gregorio (L'Aquila,Italy) effetti IX MCS conseguenza dell'evento con magnitudo Mw 6.3

La stazione accelerometrica ST24 su rocce carbonatiche è considerata come stazione di riferimento

Another paradigmatic example is what observed at Cesi (MC) during another moderate earthquake in Central Italy (1997 M_W=6.0) as an effect of small scale litho-stratigraphic variations







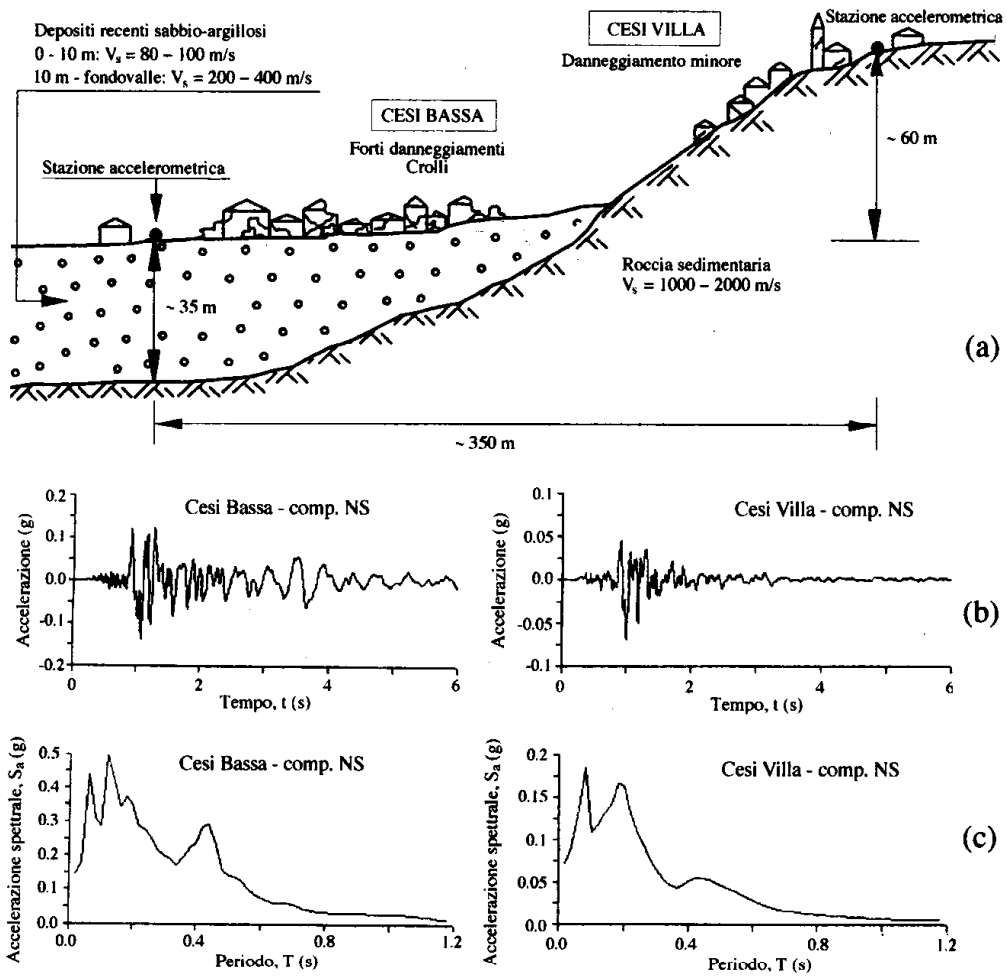
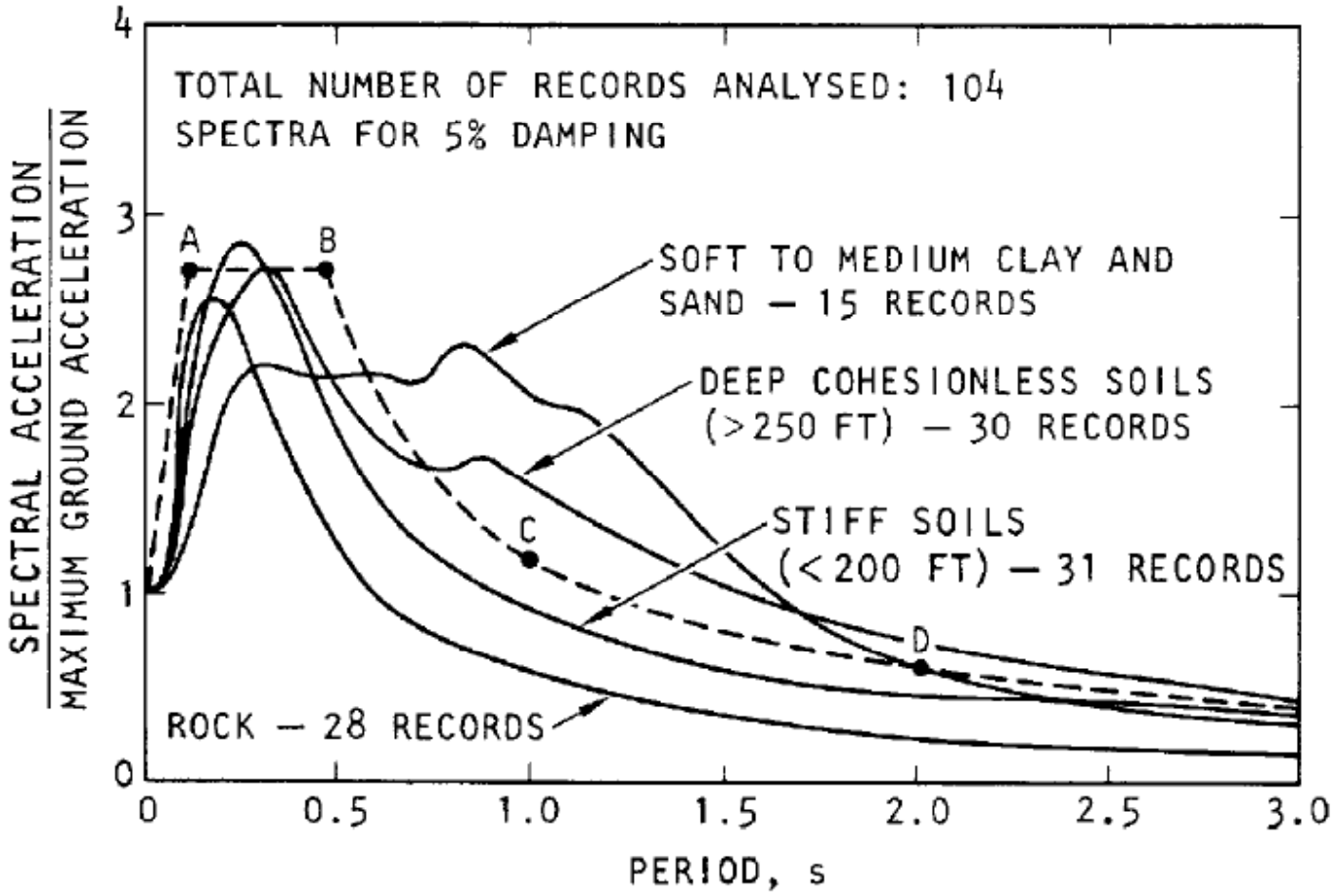


Fig. 5.18. Confronto tra le risposte di sito di Cesi Bassa e Cesi Villa: (a) sezione schematica, (b) accelerogrammi e (c) spettri di risposta registrati il 7.X.1997 (adattato da Capotorti *et al.*, 1997 e da Decanini *et al.*, 1999).

Si tratta di effetti capaci di modificare in maniera significativa anche la forma dello spettro rispetto a quello atteso, per esempio, alla superficie di una roccia compatta

Quindi le condizioni locali (ovvero le proprietà meccaniche dei terreni nelle immediate vicinanze del sito) possono cambiare sensibilmente la forma dello spettro al sito a parità di magnitudo e distanza epicentrale



Cambia anche il valore dell'accelerazione massima orizzontale (PGA)

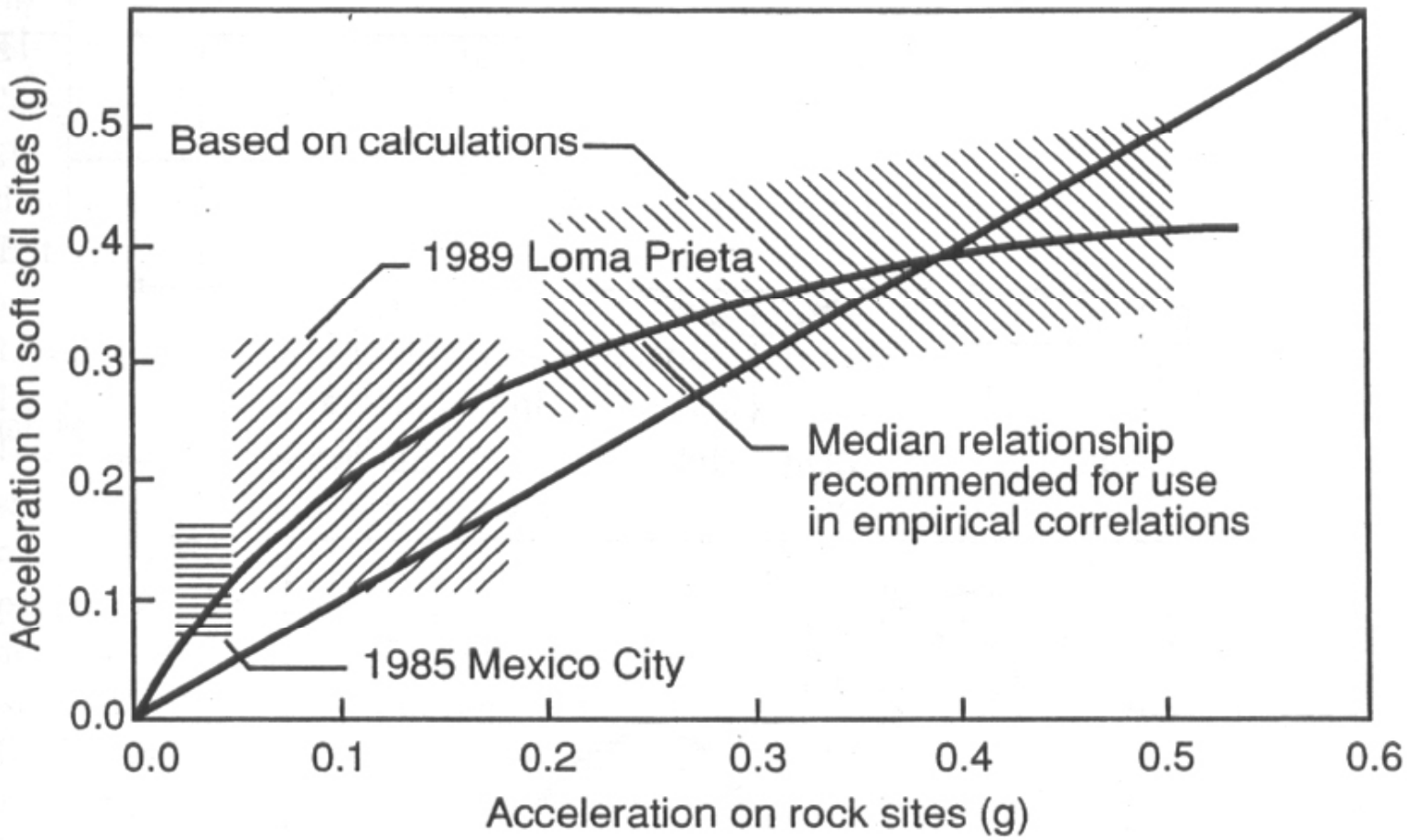
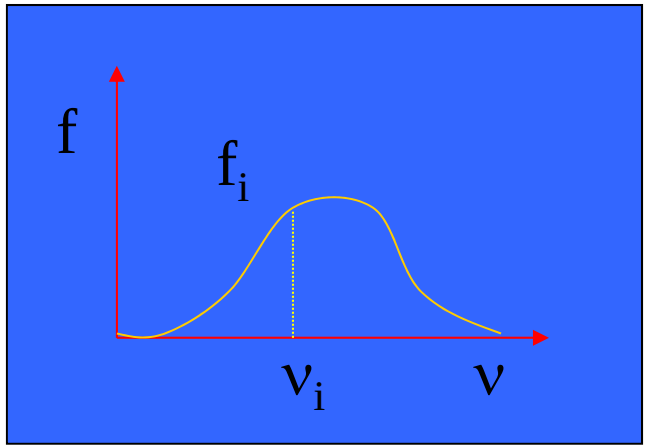
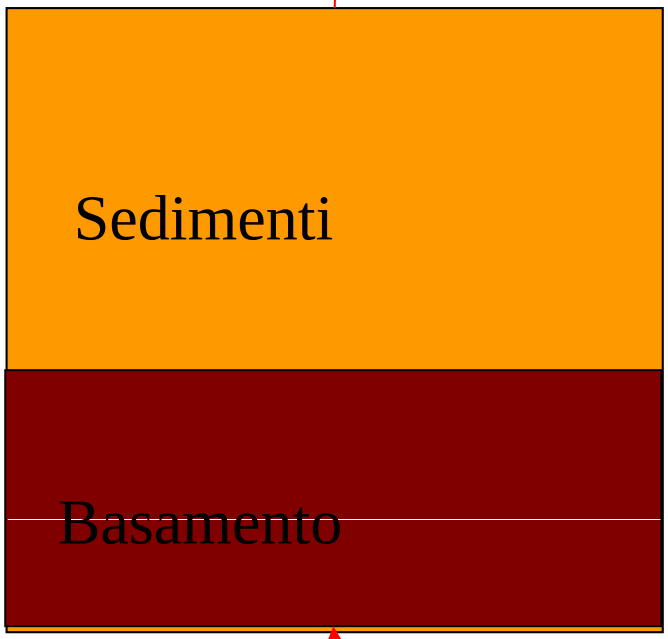


Fig. 3.29 Variation of accelerations on soft soil vs rock sites (Idriss, 1990)

Terremoto alla superficie

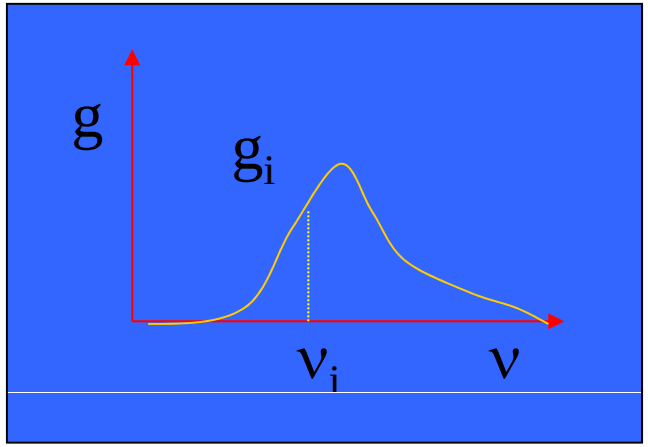


Superficie



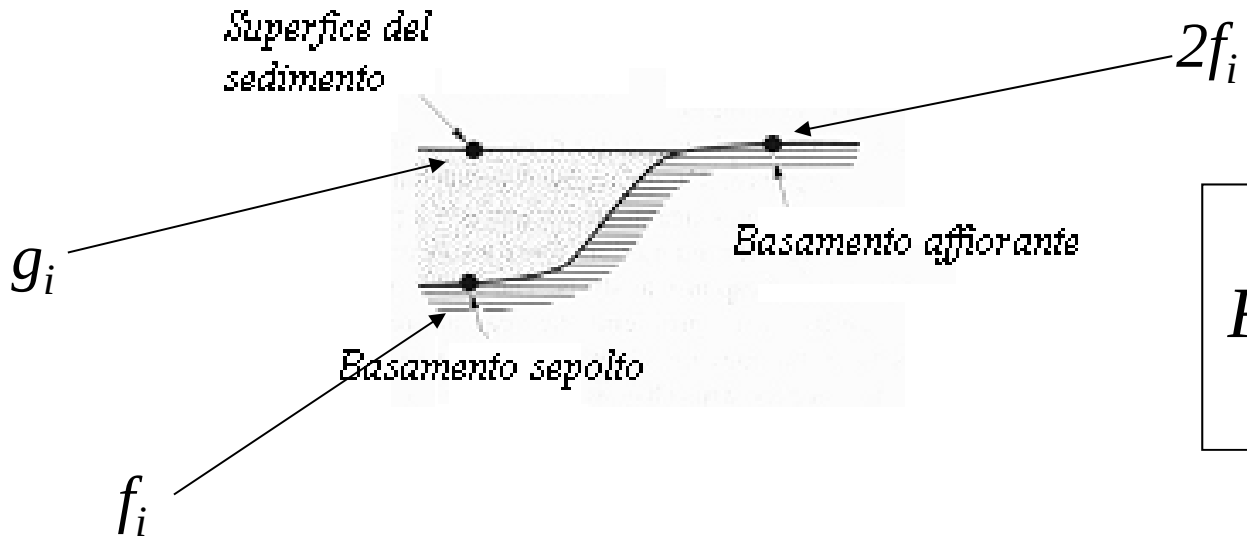
$$F_t(\nu) = \frac{g}{f}$$

Funzione di trasferimento



Terremoto alla base dello strato sedimentario

A causa dell'effetto di **superficie libera**, la funzione di trasferimento costruita sulla base del rapporto fra l'ampiezza spettrale alla base dello strato sedimentario e quella alla superficie, sarebbe sempre almeno pari a 2

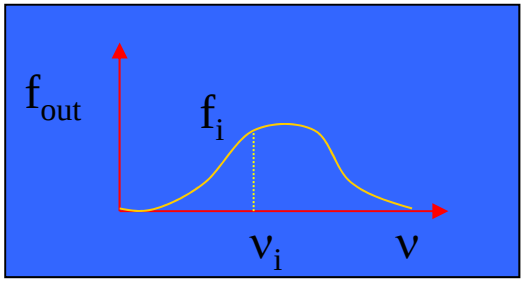


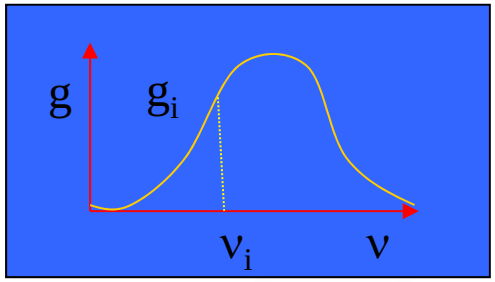
$$F(\nu_i) = \frac{g_i}{2f_i} \neq F_t(\nu_i)$$

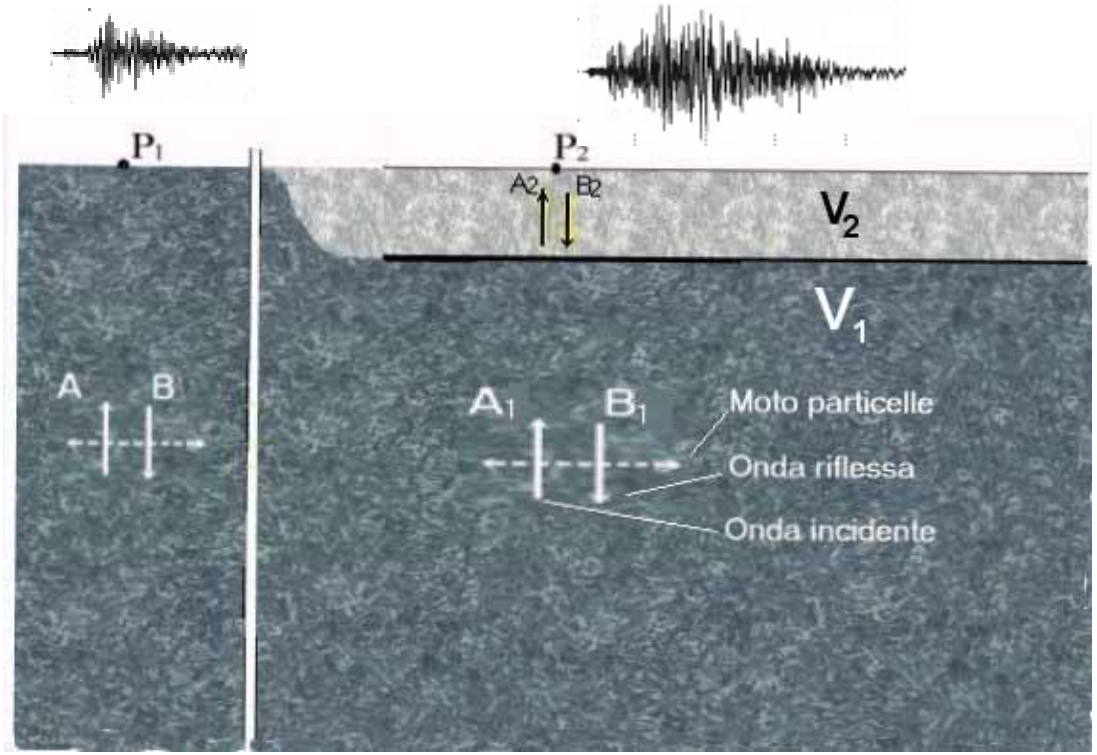
Si preferisce allora definire l'**amplificazione** F come il rapporto fra l'ampiezza dello scuotimento alla superficie dello strato sedimentario e quello che si avrebbe se nello stesso punto ci fosse il **basamento affiorante**

$$F_t(\nu) = \frac{g}{f_{out}}$$

Funzione di Amplificazione



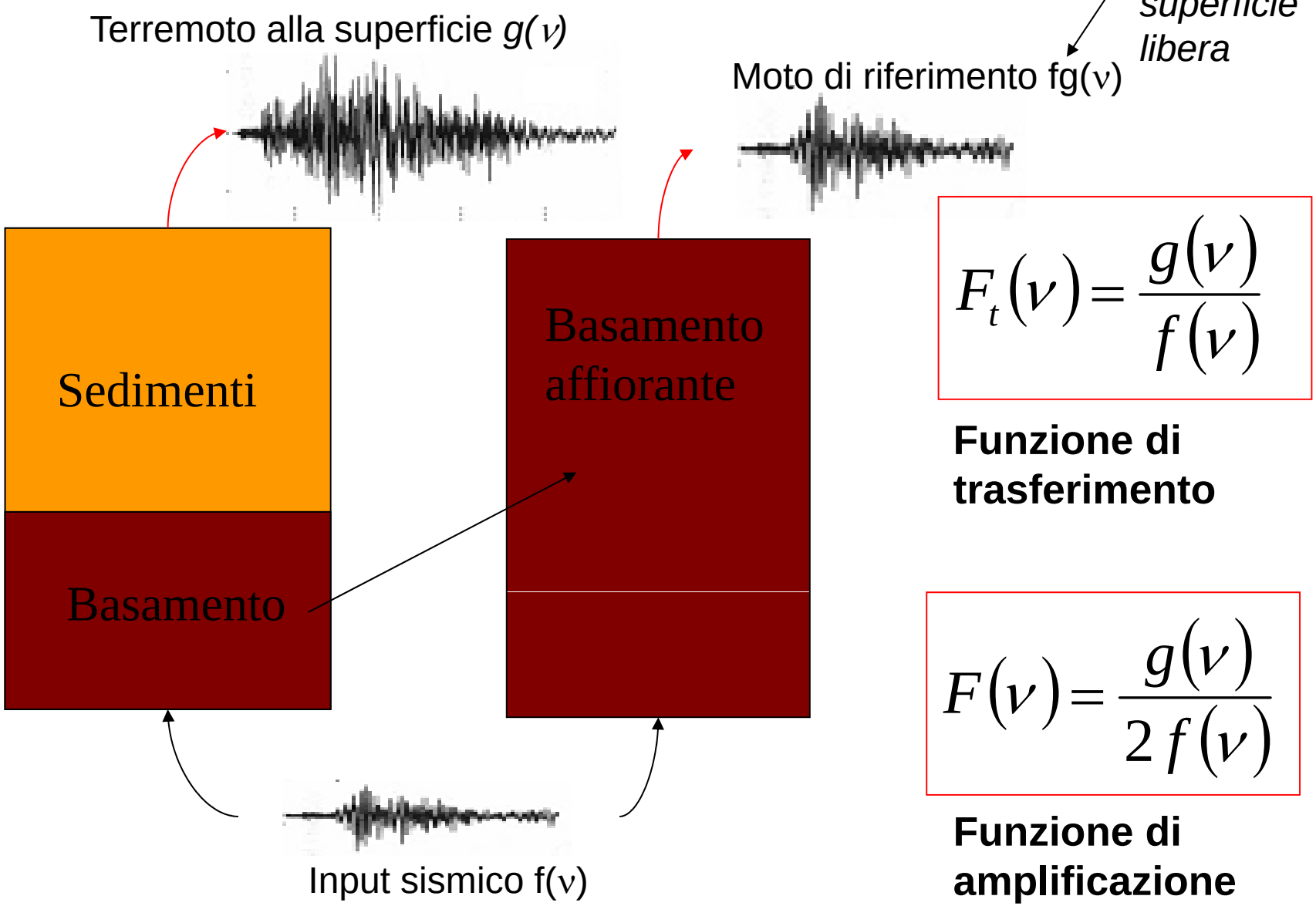




Si tratta del rapporto fra le ampiezze spettrali del moto registrato alla superficie del basamento (affiorante) e la superficie del terreno

<u>La funzione di amplificazione è diversa dalla funzione di trasferimento</u>

Come misurare l'effetto di amplificazione?



$$F_t(\nu) = \frac{g(\nu)}{f(\nu)}$$

Funzione di trasferimento

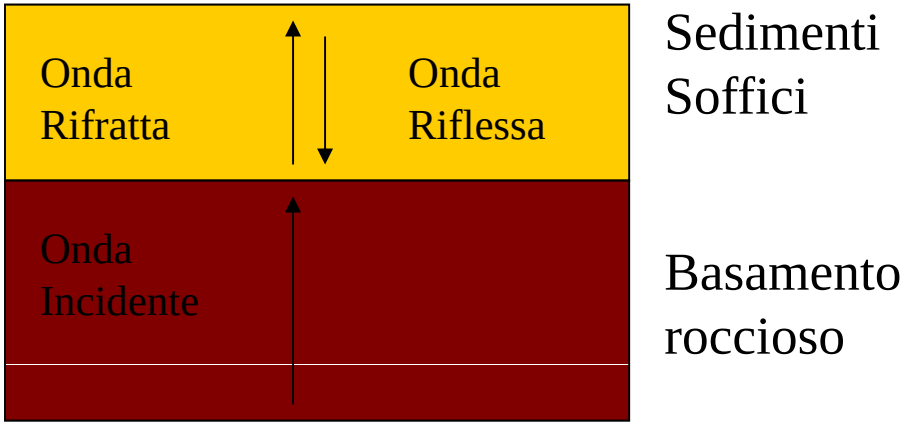
$$F(\nu) = \frac{g(\nu)}{2f(\nu)}$$

Funzione di amplificazione

Studiare la Risposta sismica locale vuol dire definire la Funzione di trasferimento (o la Funzione di Amplificazione) rappresentativa della situazione geologico/strutturale al di sotto del sito in esame

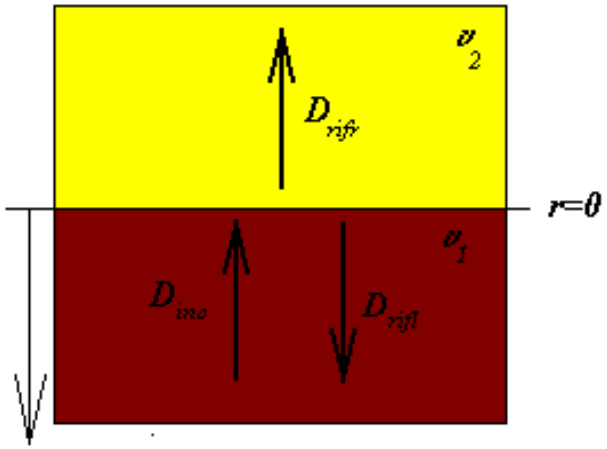
Devo quindi stabilire una relazione fra la struttura del sottosuolo e la Funzione di Amplificazione o Trasferimento

In generale, si presume che la forma della funzione Amplificazione o di Trasferimento sia legata alle modalità di trasmissione delle onde all'interno dello strato superficiale ed in particolare alle interferenze che si generano fra queste onde



Rifrazione e Riflessione

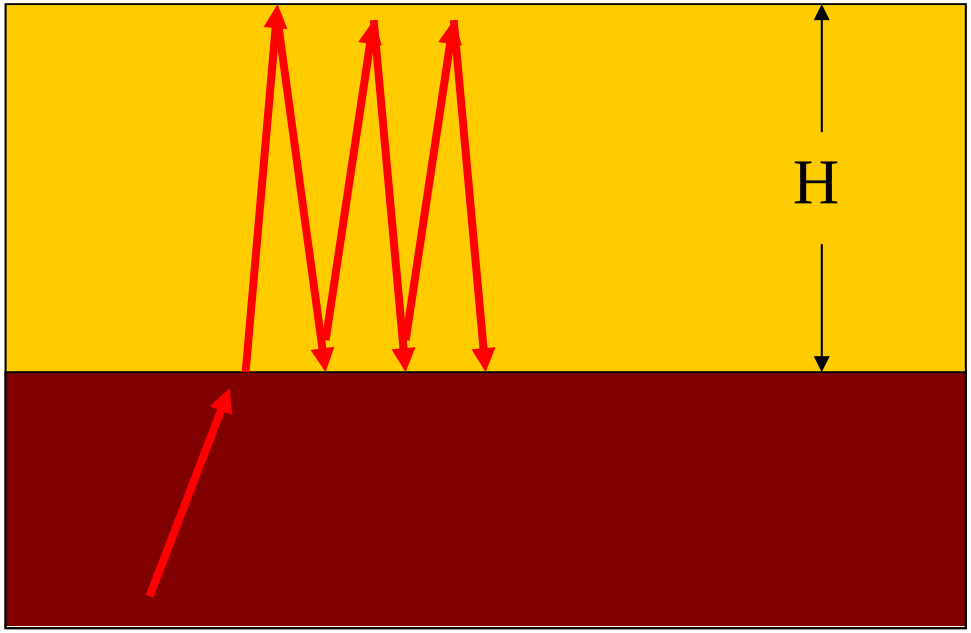
Quando l'onda incontra una superficie di separazione fra due mezzi con caratteristiche meccaniche differenti, parte dell'energia viene trasmessa nel secondo mezzo (rifrazione) e parte torna indietro nel primo (riflessione)



Le caratteristiche del processo sono controllate dall'impedenza sismica (vρ)

$$\begin{cases} \dfrac{D_{rifl}}{D_{inc}} = \dfrac{\upsilon_2\rho_2 - \upsilon_1\rho_1}{\upsilon_1\rho_1 + \upsilon_2\rho_2} \\ \dfrac{D_{rifr}}{D_{inc}} = \dfrac{2\upsilon_1\rho_1}{\upsilon_1\rho_1 + \upsilon_2\rho_2} \end{cases}$$

Una tipica situazione capace di amplificare il moto del suolo è quella di un basamento rigido coperta da sedimenti soffici



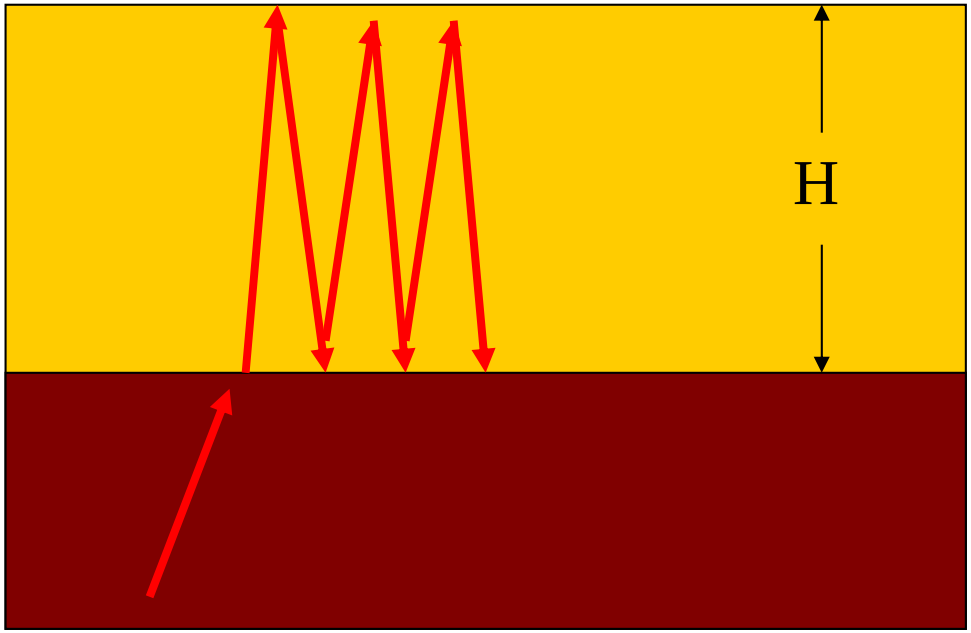
In questo caso, l'onda emergente dal basso rimane intrappolata all'interno dello strato sedimentario a causa della presenza di forti contrasti di impedenza sismica sia alla base (all'interfaccia fra il basamento sismico e le coperture) sia alla superficie (all'interfaccia fra sedimenti e l'aria)

Se il contrasto alla base è molto grande, l'intrappolamento è perfetto e tutta l'energia rimane all'interno del sedimento

Le onda che si propagano all'interno del sedimento interferiscono fra loro

Quando questa interferenza è costruttiva si ha l'amplificazione

Nel caso di un intrappolamento perfetto

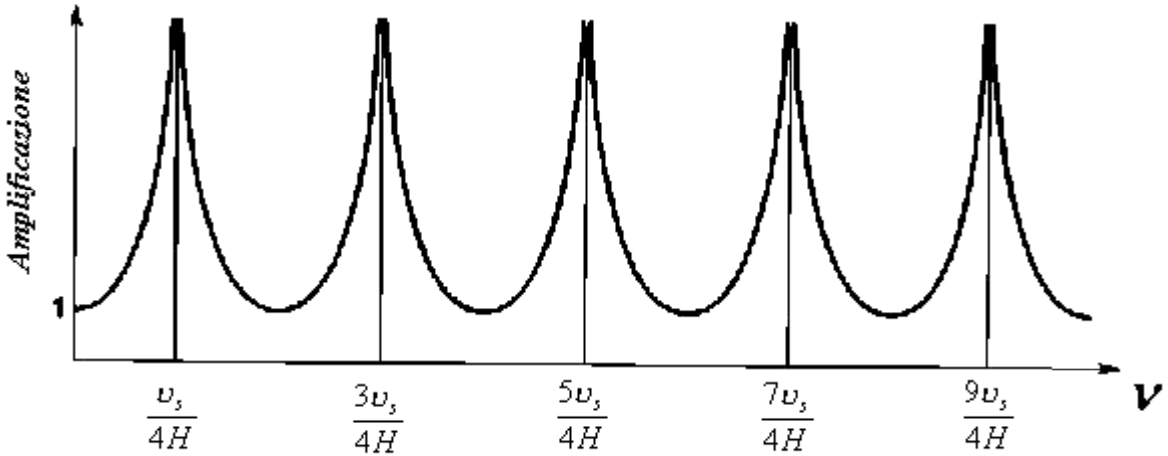


L'amplificazione è massima per certe frequenze (**frequenze di risonanza**)

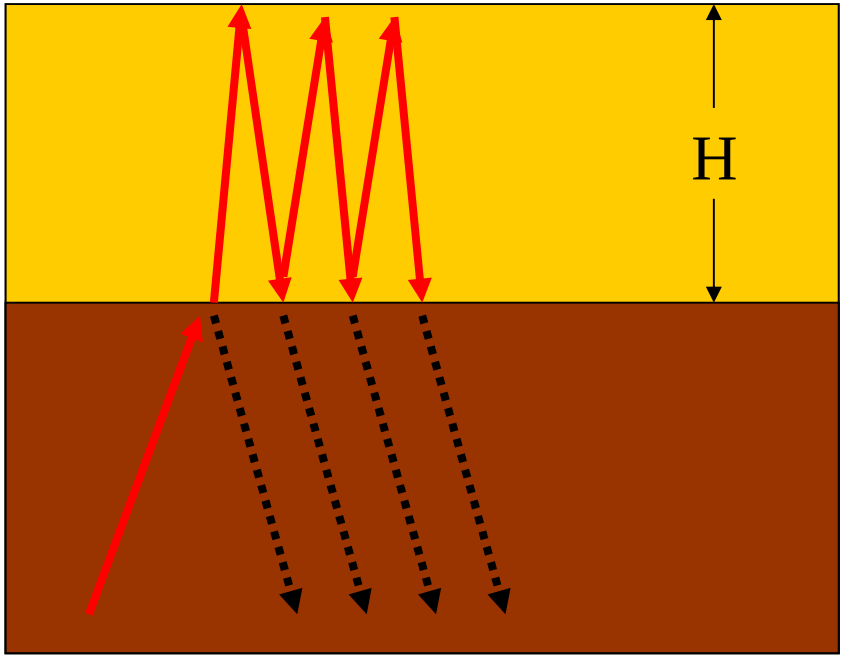
Queste frequenze dipenderanno dallo spessore dello strato e dalla velocità delle onde al suo interno

$$\nu = (2n-1)\frac{\upsilon_s}{4H}$$

(n va da 1 all'infinito)



Per minori contrasti di impedenza, parte dell'energia intrappolata riesce ad uscire dal sistema



$$\nu = (2n-1)\frac{\upsilon_s}{4H}$$

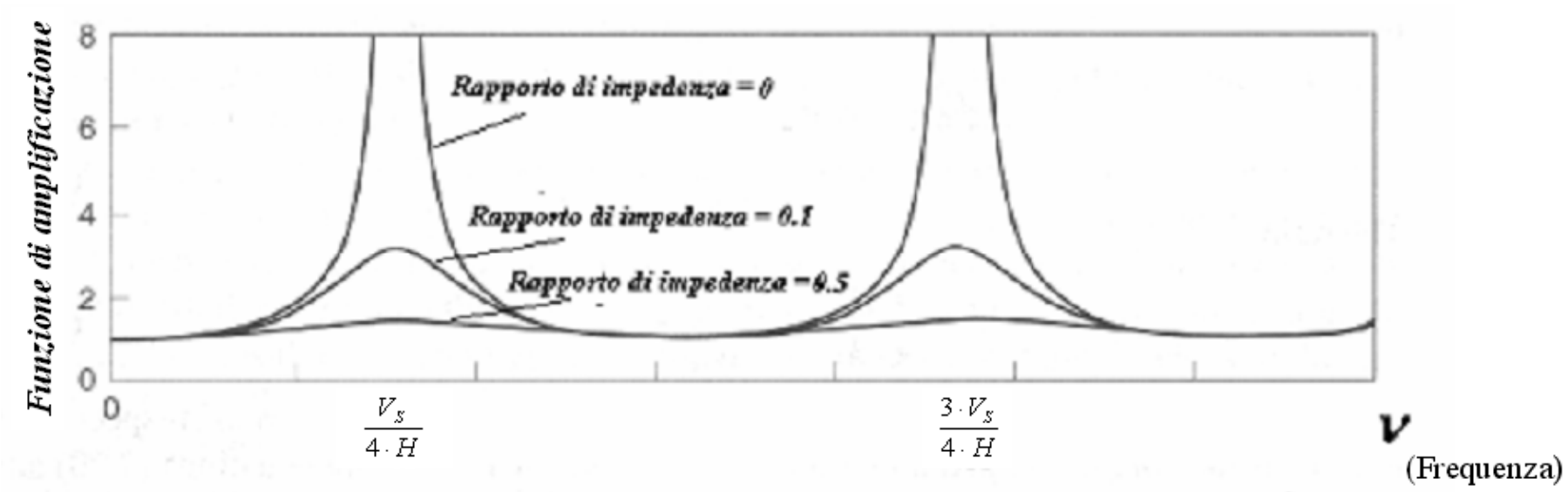
Anche in questo caso l'amplificazione riguarda alcune frequenze di risonanza ma l'entità dell'amplificazione F dipende dall'entità del contrasto alla base del sistema

$$F_{\max} \approx \frac{\rho_b \upsilon_b}{\rho_s \upsilon_s}$$

Rapporto di **impedenza sismica** controlla l'entità del fenomeno

Il rapporto H/V_S determina le frequenze caratterizzate da amplificazione del moto del suolo

$$F(\nu)=\frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(2\pi\nu\frac{H}{V_s}\right)+\left(\frac{\rho_s V_s}{\rho_b V_b}\right)^2\sin^2\left(2\pi\nu\frac{H}{V_s}\right)}}$$



Come si vede i parametri chiave sono: il **rapporto di impedenza sismica** e il rapporto ***V_s/H***

$$F_{\max} = \frac{\rho_b \upsilon_b}{\rho_s \upsilon_s}$$

L'ampiezza dell'effetto massimo dipende da contrasto di impedenza sismica fra basamento e sedimenti

$$\nu_0 = \frac{\upsilon_s (2n-1)}{4H}$$

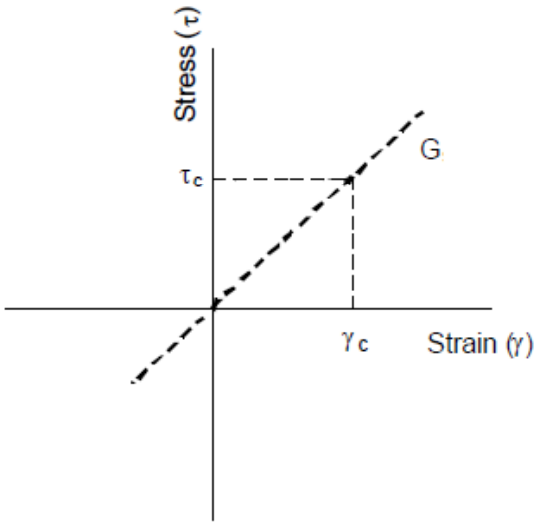
Frequenza di risonanza. Per n=1 si ha frequenza fondamentale

$$T_0 = \frac{4H}{\upsilon_s (2n-1)} = \frac{1}{\nu_0}$$

Periodo fondamentale di risonanza

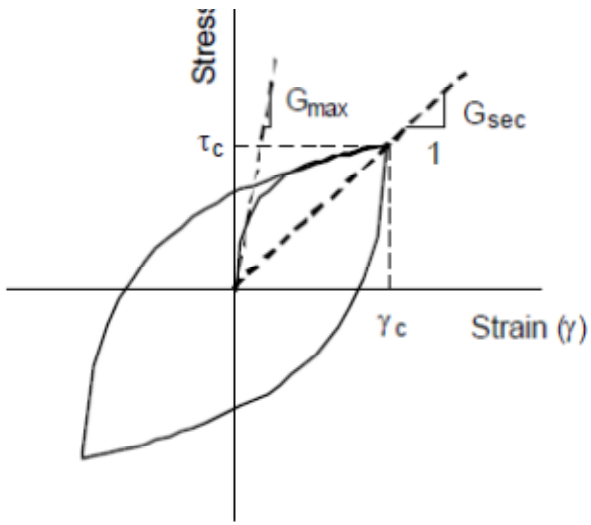
In realtà, nessun materiale reale si comporta in modo perfettamente elastico

In un materiale elastico esiste una relazione **lineare** fra sforzi applicati e deformazioni: nel corso di una oscillazione il sistema segue la linea in avanti e indietro (non c'è dissipazione di energia)



Nei materiali reali, durante una oscillazione il sistema percorre un "ciclo di isteresi". Viene dissipata una energia proporzionale all'area racchiusa nel ciclo

La percentuale quantità di energia W persa in ogni ciclo è pari *ΔW/W* è collegata allo smorzamento ξ di ciascuna oscillazione



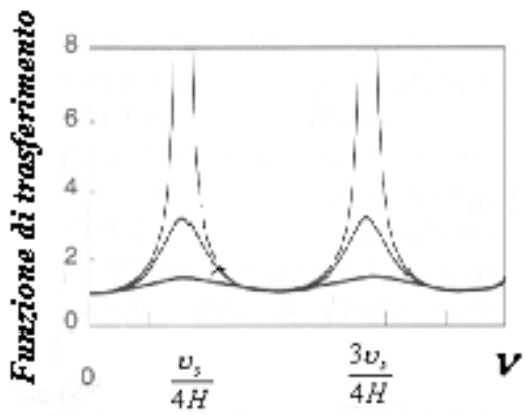
$$\xi = -\frac{1}{4\pi}\frac{\Delta W}{W}$$

Quindi, molta parte dell'energia sismica verrà dissipata dal comportamento anelastico del corpo

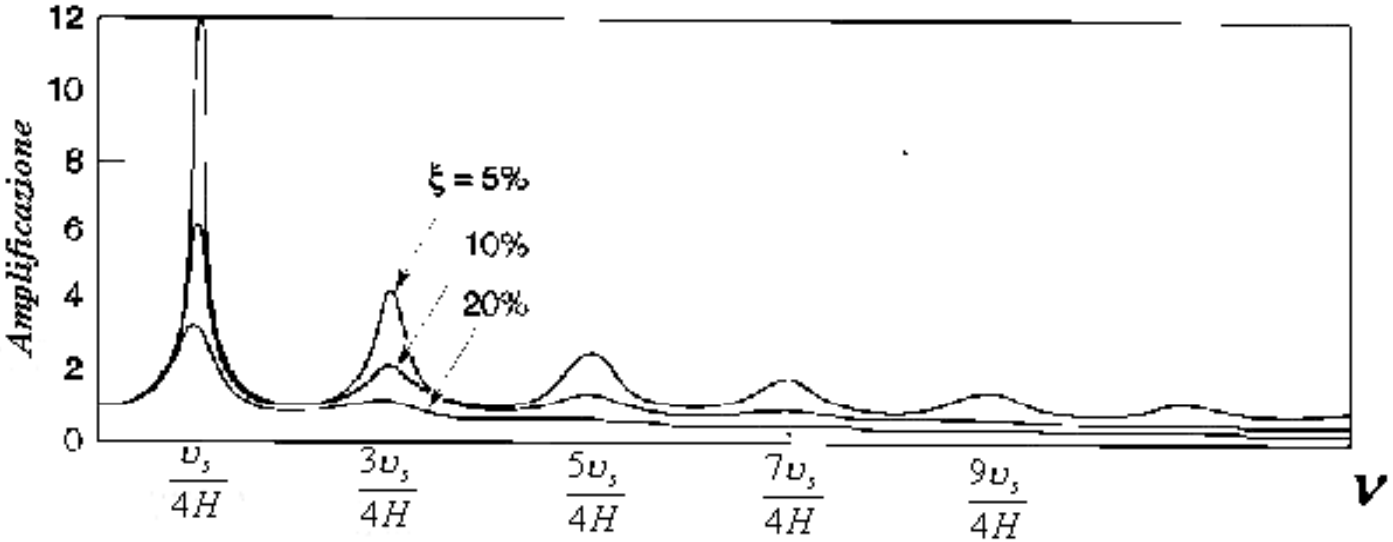
Ci si può aspettare che quanto maggiore sia il numero delle riflessioni fra superficie e basamento, tanto maggiore sia l'attenuazione

Si dimostra che, in questo caso, l'amplificazione diminuisce con il crescere di n

$$F_{\max} = \frac{1}{\dfrac{\rho_s \upsilon_s}{\rho_b \upsilon_b} + (2n-1)\dfrac{\pi}{2}\xi}$$



Caso elastico



Caso anelastico

In pratica, l'amplificazione è maggiore al modo fondamentale e diminuisce progressivamente per i modi superiori

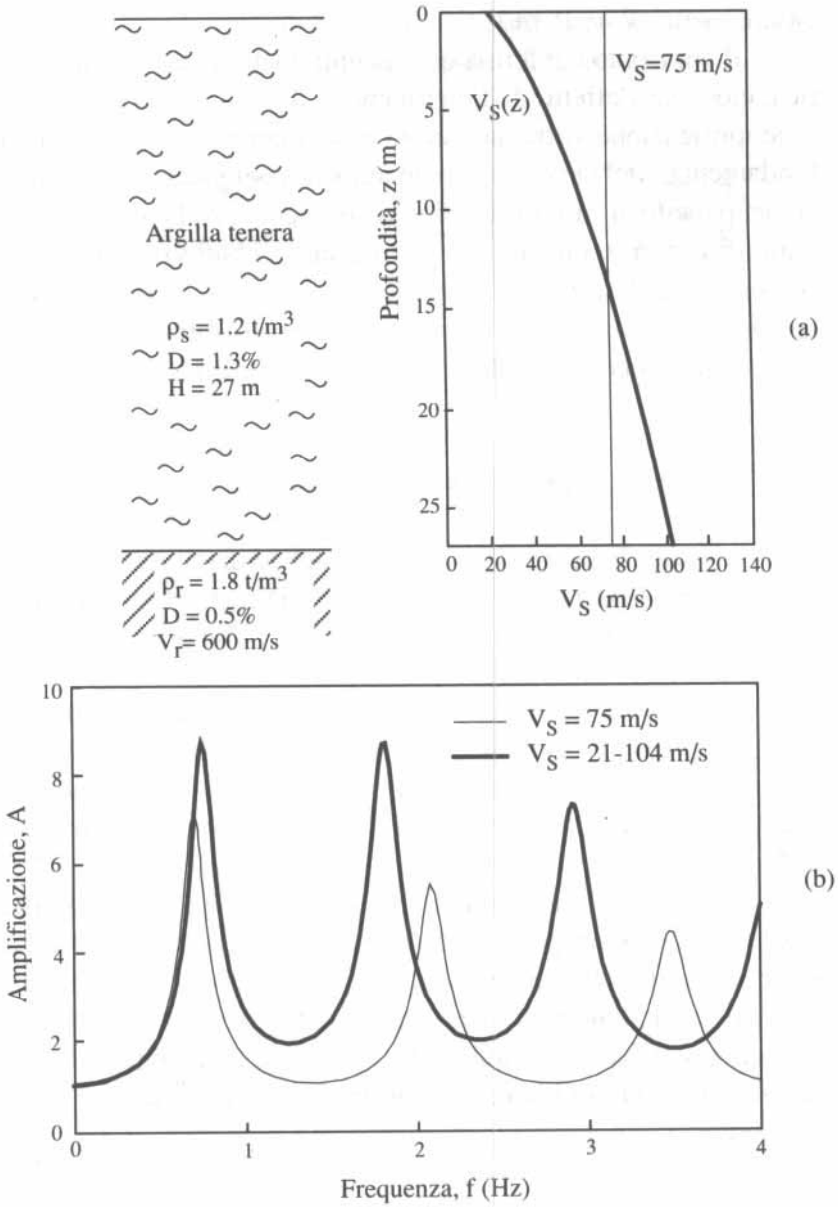


Fig. 4.5. Caso di Città del Messico: profili di velocità (a) e confronto tra funzioni di amplificazione (b) relative alle ipotesi di sottosuolo omogeneo ed eterogeneo.

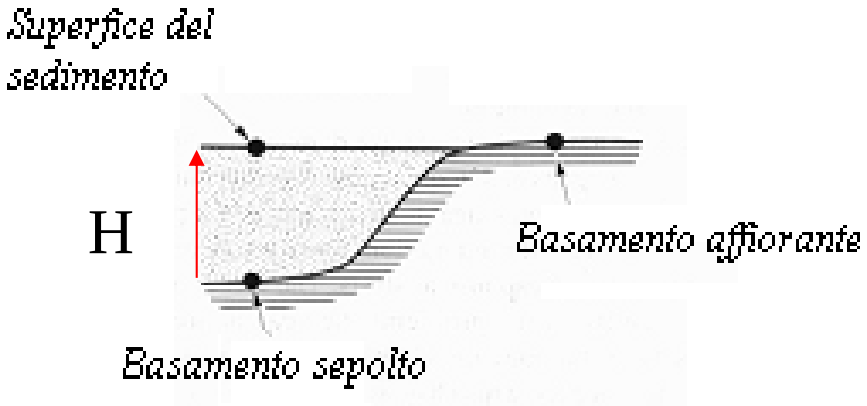
Cosa accade quando la velocità delle onde S nello strato sedimentario cambia con la profondità?

Naturalmente la funzione di trasferimento cambierà

Per sapere come conviene usare una formulazione alternativa per ν_0

$$\nu_0 = \frac{\upsilon_s}{4H} = \frac{1}{4T_a}$$

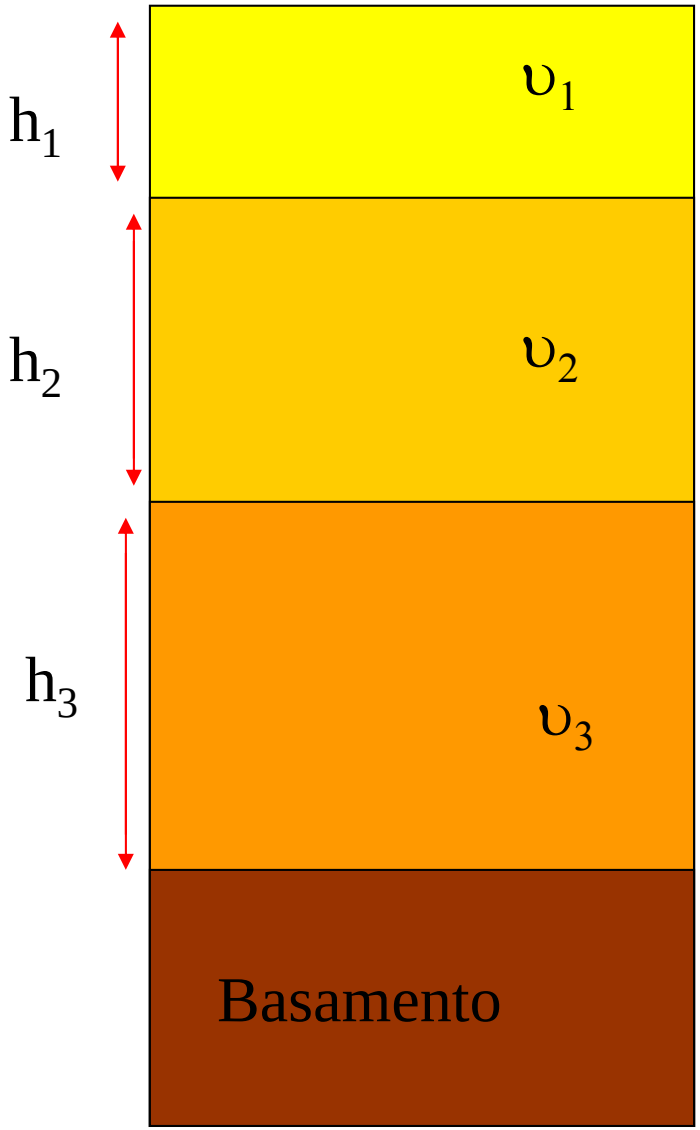
Dove T_a rappresenta il tempo necessario all'onda S per attraversare lo strato sedimentario di spessore H



$$T_a = t_1 + t_2 + \ldots t_n = \frac{h_1}{\upsilon_1} + \frac{h_2}{\upsilon_2} \ldots \frac{h_n}{\upsilon_n}$$

$$T_a = \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\upsilon_i}$$

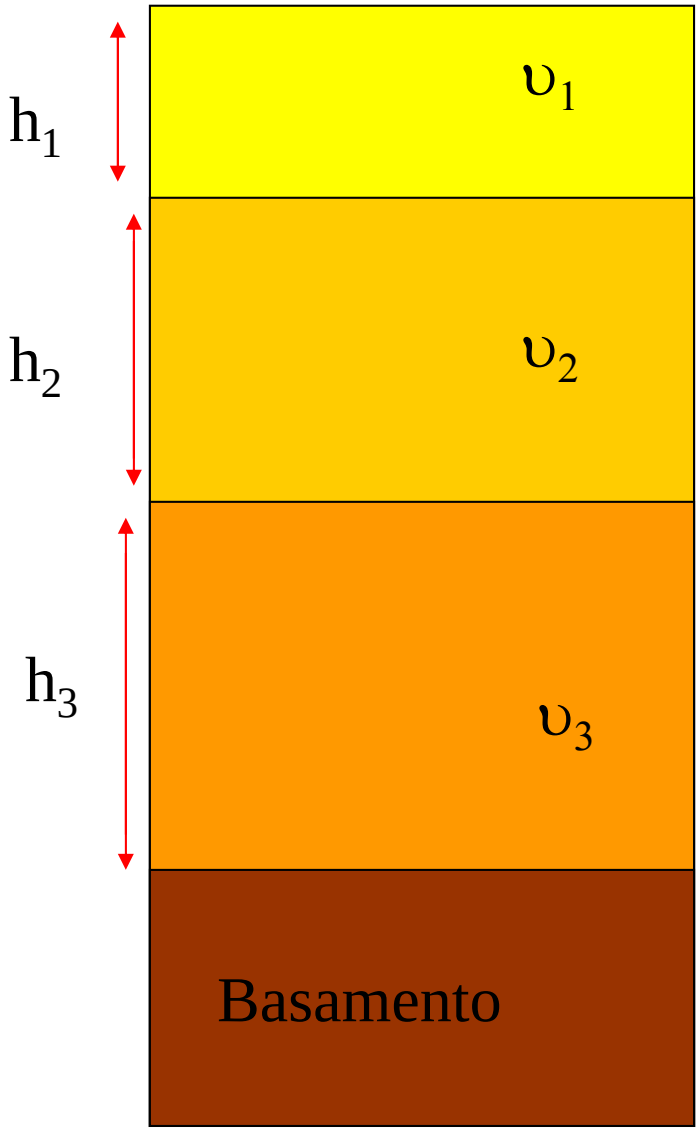
$$\nu_0 \approx \frac{1}{4T_a} = \frac{1}{4\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\upsilon_i}}$$



Una formulazione alternativa è la seguente

$$\nu_0 \approx \frac{\overline{\upsilon}}{4H}$$

$$\overline{\upsilon} = \frac{\sum_{i=1}^{n} \upsilon_i h_i}{\sum_{i=1}^{n} h_i} = \frac{1}{H} \sum_{i=1}^{n} \upsilon_i h_i$$



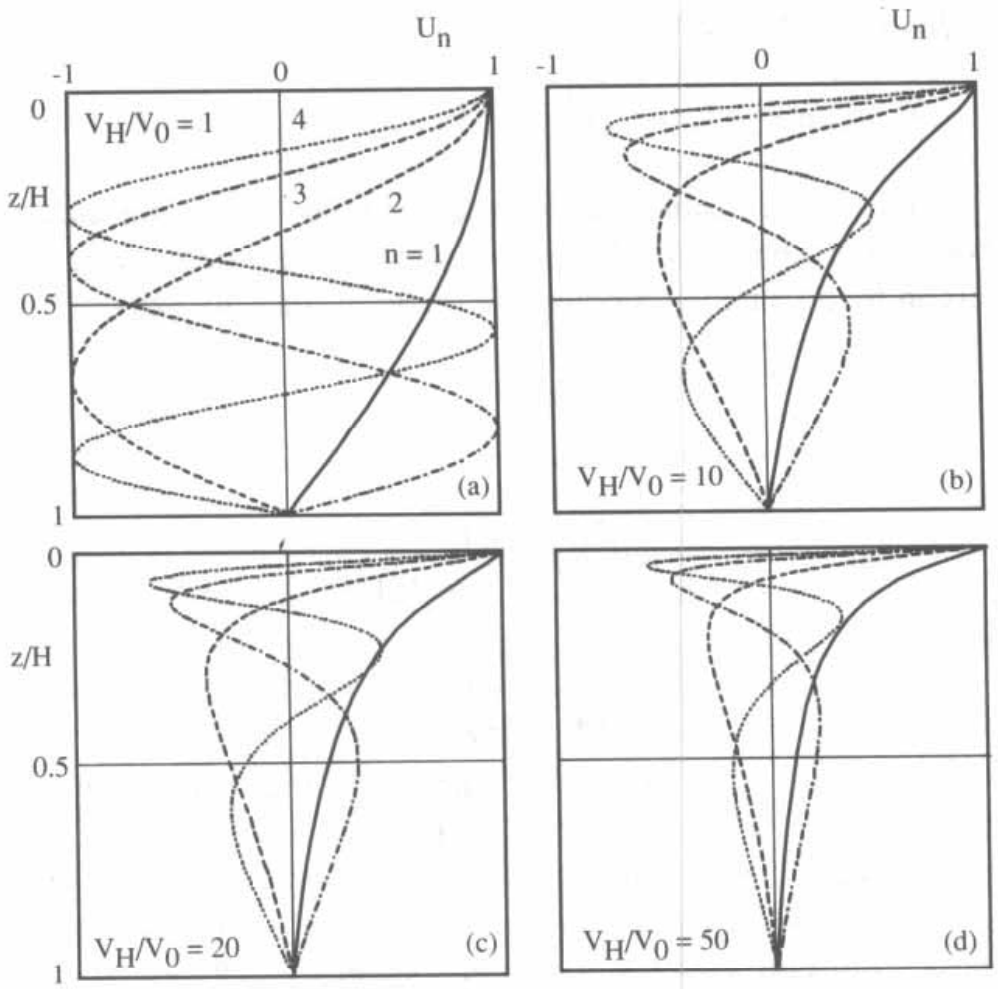


Fig. 4.2. Funzioni di forma per m = 1 (da Vinale e Simonelli, 1983).

In realtà, anche l'andamento della perturbazione con la profondità cambia in modo complesso con la stratificazione

Questo vuol dire che una corretta valutazione degli effetti stratigrafici richiede l'impiego di tecniche di calcolo sofisticate

Oltre agli effetti dovuti all'intrappolamento dovuto a variazioni di impedenza sismica in profondità, esistono anche effetti dovuti alle variazioni laterali della situazione geologica e morfologica (effetti 2D – 3D**)**

Questi sono in genere assai difficili da modellare e da prevedere

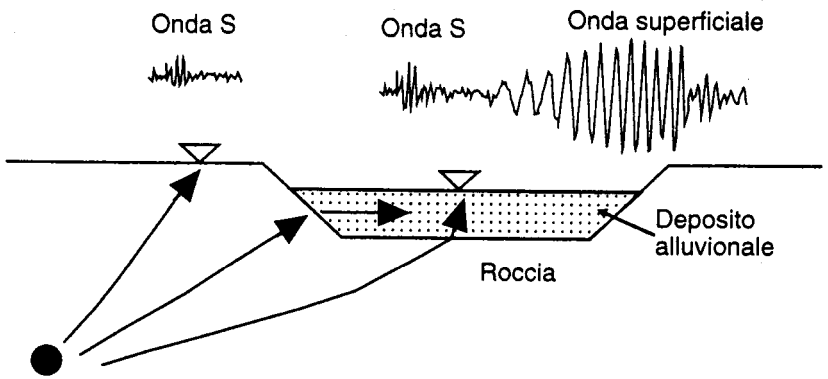
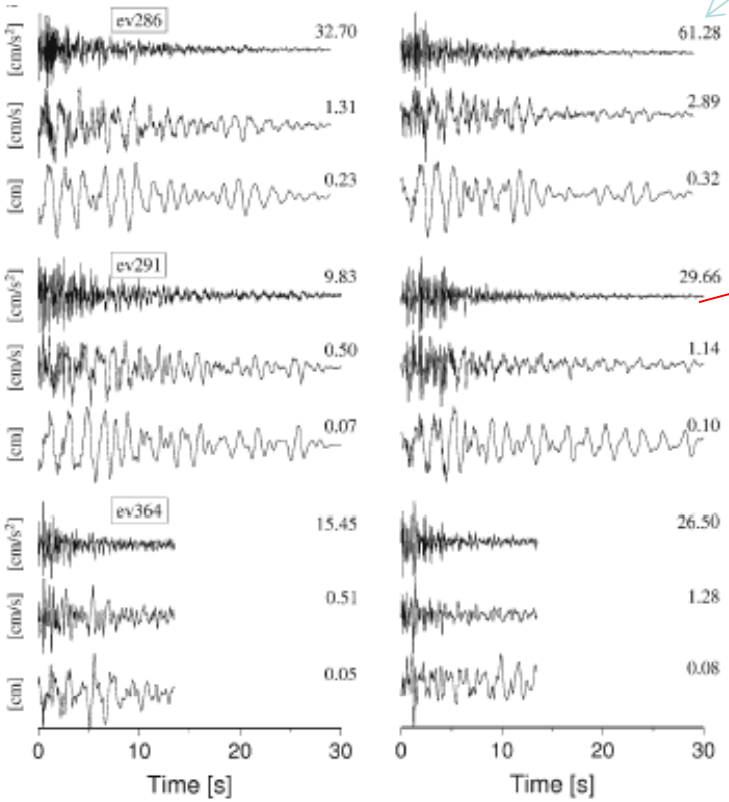


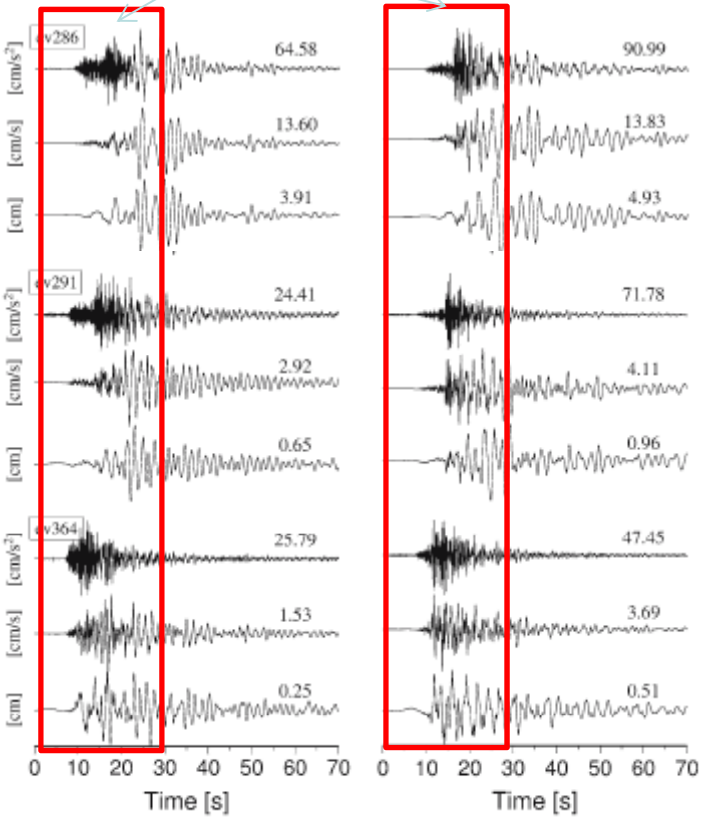
Figura 18 - Generazione di un'onda di superficie a causa di effetti di bordo al margine di una valle alluvionale

Un esempio è quello fornito dalla presenza di topografie sepolte quali quelle costituita da valli alluvionali

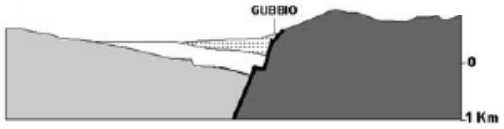
Maximum amplitude

Duration at GBB



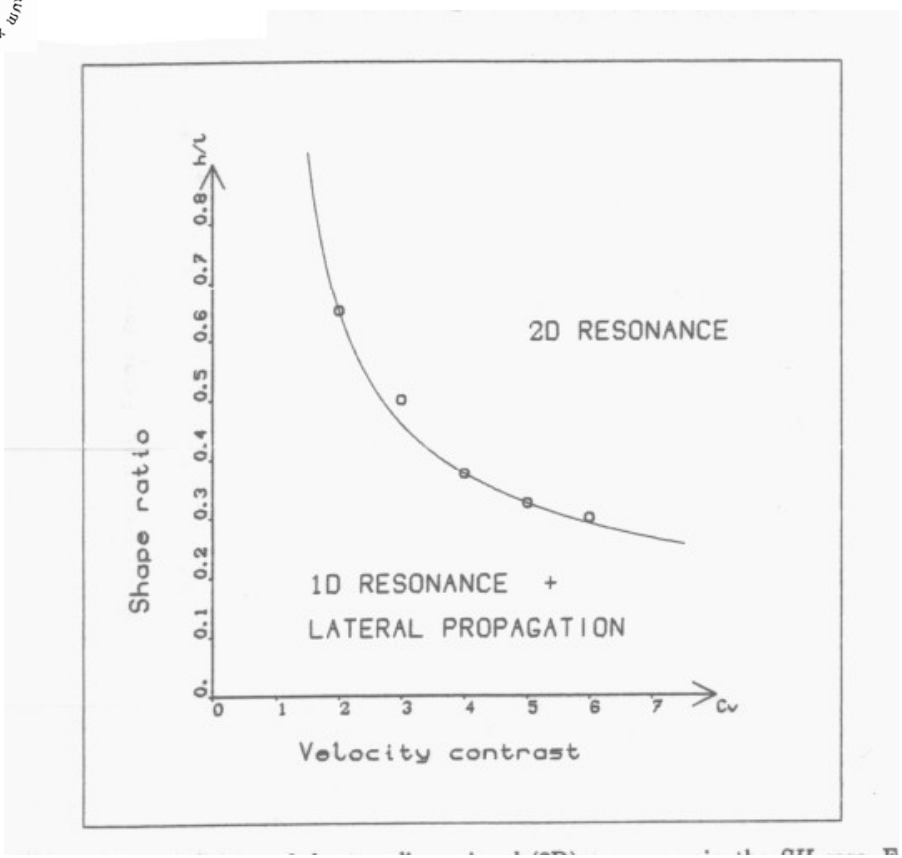


GBB accelerometric station
(Sesimic bedrock)



GBP accelerometric station
(Quaternary infill)

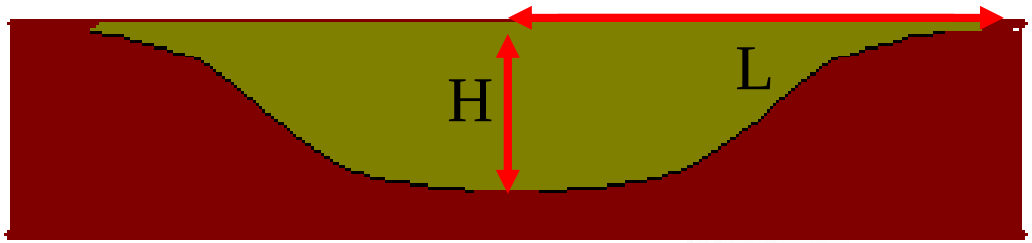
Osservazioni nel corso del terremoto dell'Umbria Marche (1997 Mw 6.0)

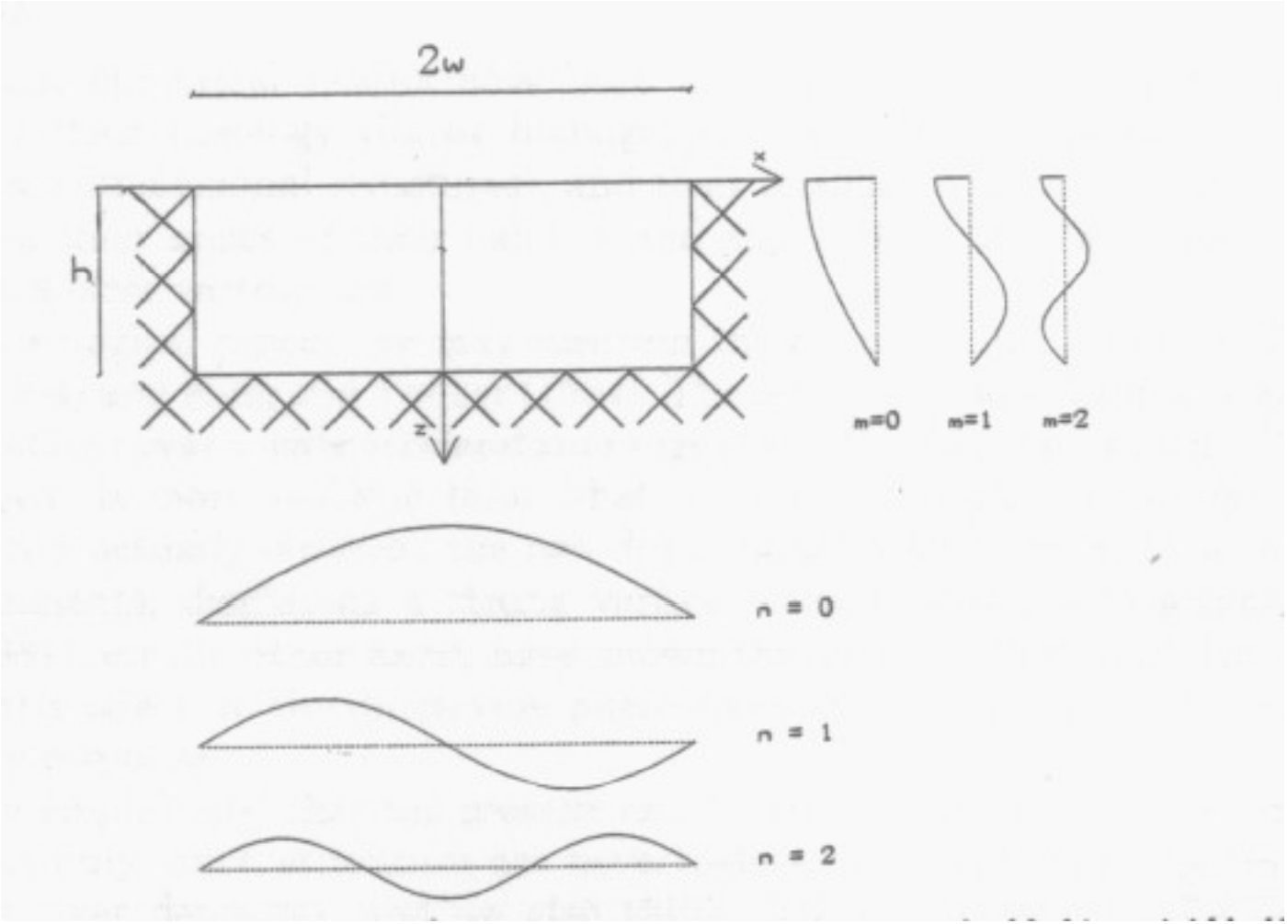


Si può dimostrare comunque che l'entità di questi effetti dipende dalle caratteristiche geometriche della struttura ed in particolare dal Il rapporto H/L (Shape Ratio)

L'entità e la frequenza caratteristica degli effetti di amplificazione indotti dalla presenza di una valle alluvionale dipendono dallo Shape Ratio e dal rapporto $C=\upsilon_b/\upsilon_s$

$$\nu_0 = \sqrt{1+\left(2.9\frac{H}{L}\right)^2}$$





Anche qui ci saranno diversi modi di vibrazione che genereranno effetti anche assai complicati

Un altro effetto 2D è il cosiddetto <u>effetto di cresta</u> ed è dovuto all'interferenza di onde incidenti su una superficie non piana

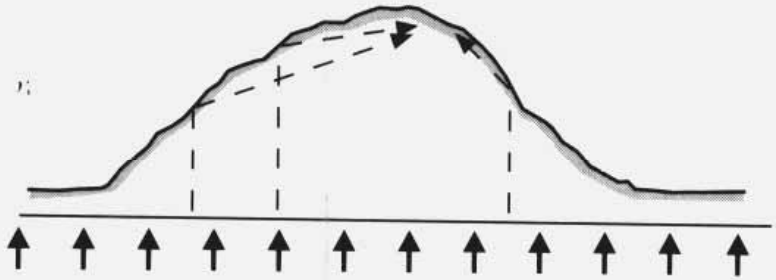
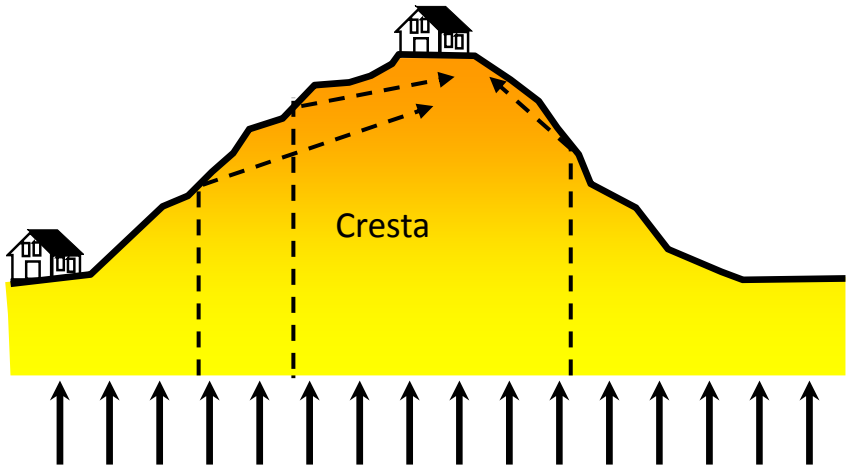


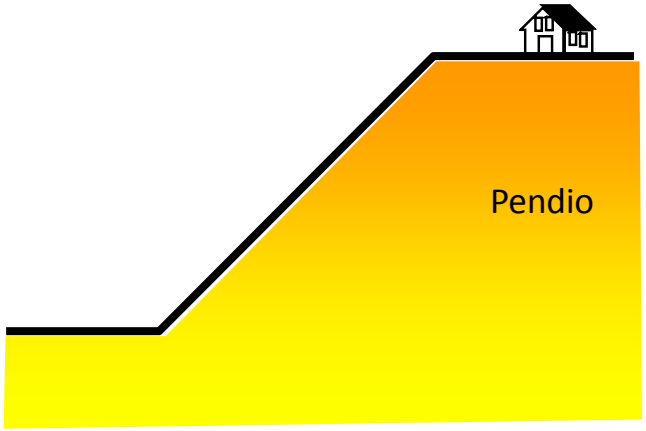
Fig. 4.14. Meccanismo di focalizzazione delle onde sismiche alla sommità di un rilievo.

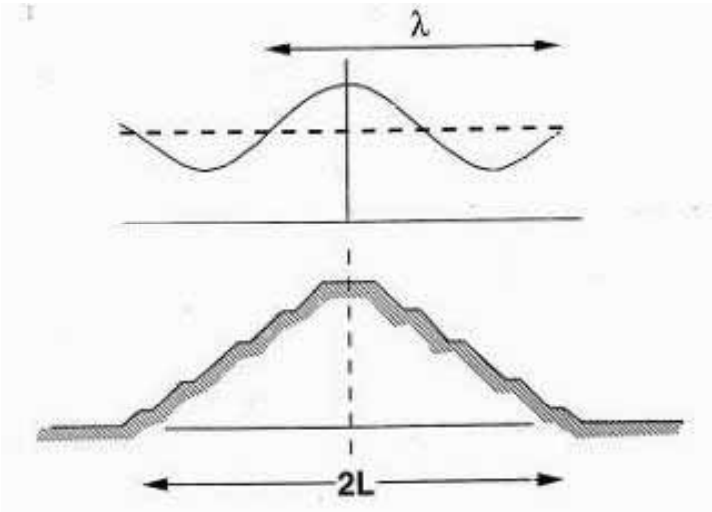
E' dovuto all'interferenza di onde riflesse alla superficie topografica lungo direzioni differenti

Si tratta di effetti difficili da modellare che dipendono largamente dalla direzione di incidenza dello scuotimento sismico, oltre che dal dettaglio topografico

Effetti 2D : irregolarità topografiche







Dati sperimentali e considerazioni teoriche suggeriscono che:

1) Gli effetti della topografia sono signficativi quando le dimensioni delle irregolarità sono simili a quelle della lunghezza d'onda delle fasi sismiche incidenti ($2L \approx \lambda$)

2) L'amplificazione aumenta con la perndenza

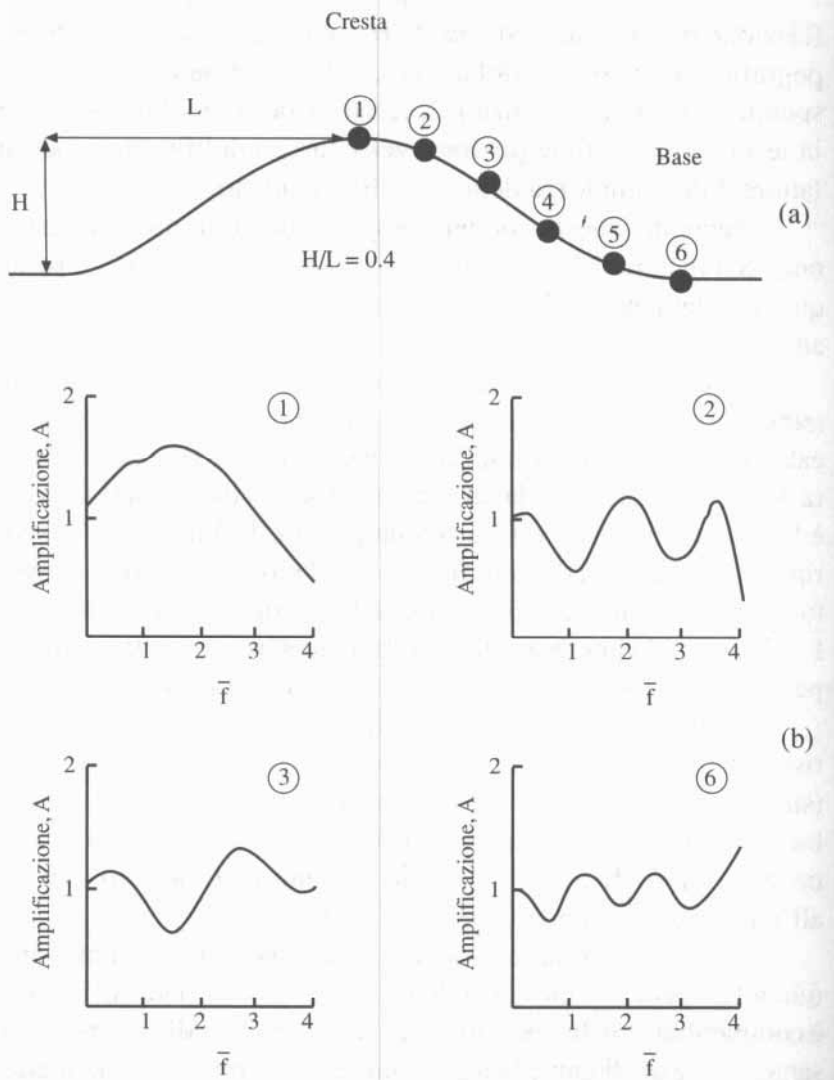


Fig. 4.16. Funzioni di amplificazione calcolate in corrispondenza di alcune postazioni di un rilievo isolato nell'ipotesi di propagazione verticale di onde SH (Geli *et al.*, 1988).

L'effetto cambia lungo il pendio e dipende largamente dall'angolo di incidenza dell'onda sismica

Il parametro da considerare in questo caso è $f=2L/\lambda$ (L è la semilarghezza del rilievo e $\lambda=V/\nu$ è la lunghezza d'onda della sollecitazione)

L'effetto è massimo quando $f=2$

Tutti questi effetti di amplificazione del moto del suolo esistono per sollecitazioni caratterizzate da lunghezze d'onda comparabili alle dimensioni delle variazioni stratigrafiche o morfologiche presenti

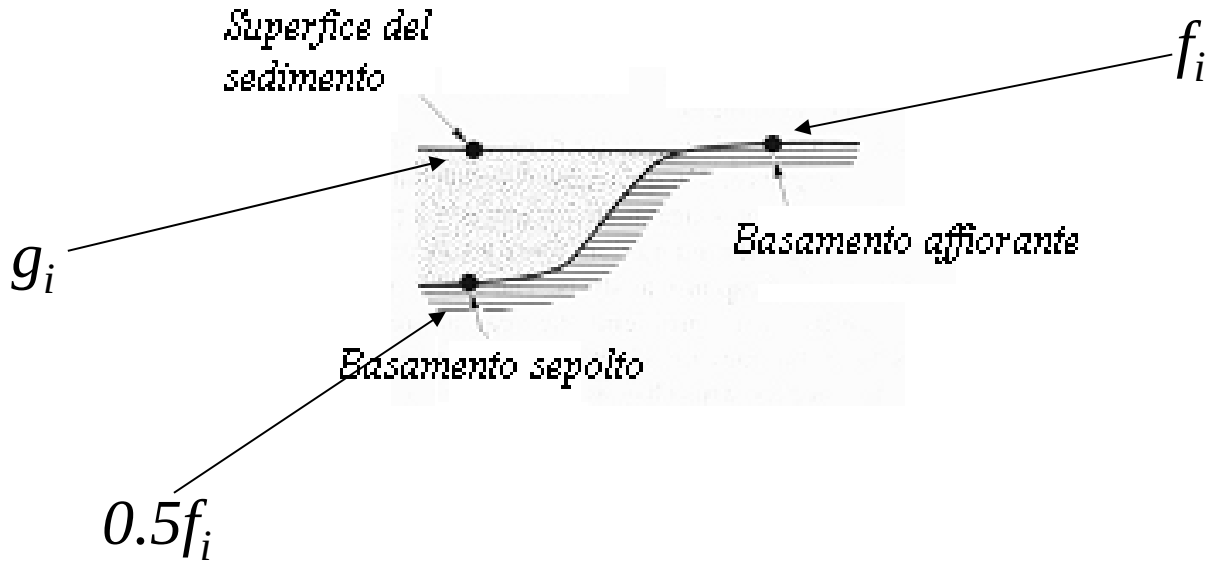
In pratica questi effetti esisteranno solo per certe lunghezze d'onda ovvero (a parità di lunghezza d'onda) solo certe morfologie (quelle caratterizzate da certe dimensioni) avranno un ruolo nel modificare il moto del terreno

Ma a scopi pratici, solo le onde caratterizzate da frequenze di vibrazione vicine a quelle dei manufatti (0.5-10 Hz) sono effettivamente capaci di produrre danni

Questo definisce una "scala di interesse" che a sua volta determina quali strutture sono effettivamente significative per i loro effetti sullo scuotimento sismico

Sono quindi le caratteristiche del manufatto (o dell'insieme dei manufatti) a fissare la scala di interesse per la caratterizzazione "locale" della pericolosità

Per amplificazione stratigrafica si intende il rapporto esistente per ciascuna frequenza di vibrazione fra l'ampiezza dello scuotimento alla superficie dello strato sedimentario e quello che si avrebbe se nello stesso punto ci fosse il basamento affiorante

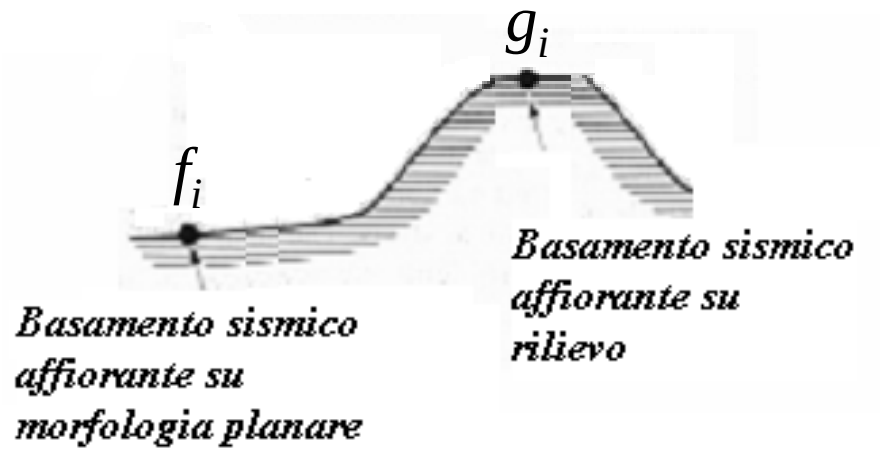


$$F_s(\nu_i) = \frac{g_i}{f_i}$$

In questo caso *g* è l'ampiezza spettrale dello scuotimento atteso alla superficie delle coperture sedimentarie e 0.5 *f* è l'ampiezza spettrale attesa alla base delle coperture. f rappresenta il moto di riferimento

In generale si assume che *il moto di riferimento* sia noto "a priori" (da studi di pericolosità a grande scala) il che è convenzionalmente vero se il basamento ha velocità delle onde S pari almeno a 800 m/s

Per amplificazione topografica si intende il rapporto esistente per ciascuna frequenza di vibrazione fra l'ampiezza dello scuotimento alla superficie del basamento affiorante su superficie topografica piana e quello su basamento affiorante ma su un rilievo



$$F_T(\nu_i) = \frac{g_i}{f_i}$$

In questo caso *f* è il moto di riferimento e g contiene l'effetto della topografia

Anche in questo caso si assume che *il moto di riferimento* sia noto "a priori" (da studi di pericolosità a grande scala) il che è convenzionalmente vero se il basamento ha velocità delle onde S pari almeno a 800 m/s

La scala di interesse (sia in termini di estensione laterale che in profondità) è determinata dalla lunghezza d'onda delle onde sismiche potenzialmente dannose per le strutture esposte

La lunghezza d'onda (λ) è legata alla frequenza di vibrazione (ν) ed alla velocità di propagazione (V) dalla relazione:

$$V = \lambda \cdot \nu$$

Esempio:

- Data una velocità media delle onde S (quelle con maggiori effetti distruttivi) dell'ordine di 300 m/sec nel primo sottosuolo
- Se sono di interesse edifici con frequenza propria dell'ordine di 3 Hz (es. una palazzina in cemento armato di tre piani),

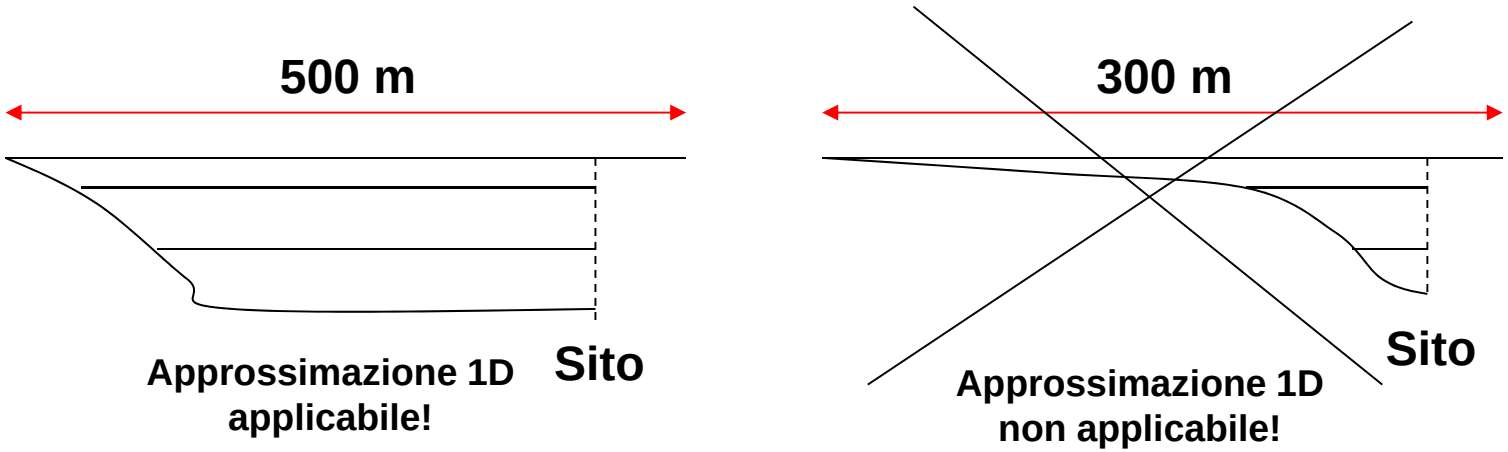
$$\lambda = V / \nu \rightarrow \lambda \approx 300 / 3 \approx 100$$

il termine "locale" indica una scala dell'ordine di **alcune decine fino a poche centinaia di metri**

Implicitamente, le NTC richiedono che a questa scala di interesse, la stratificazione sismica piano parallela

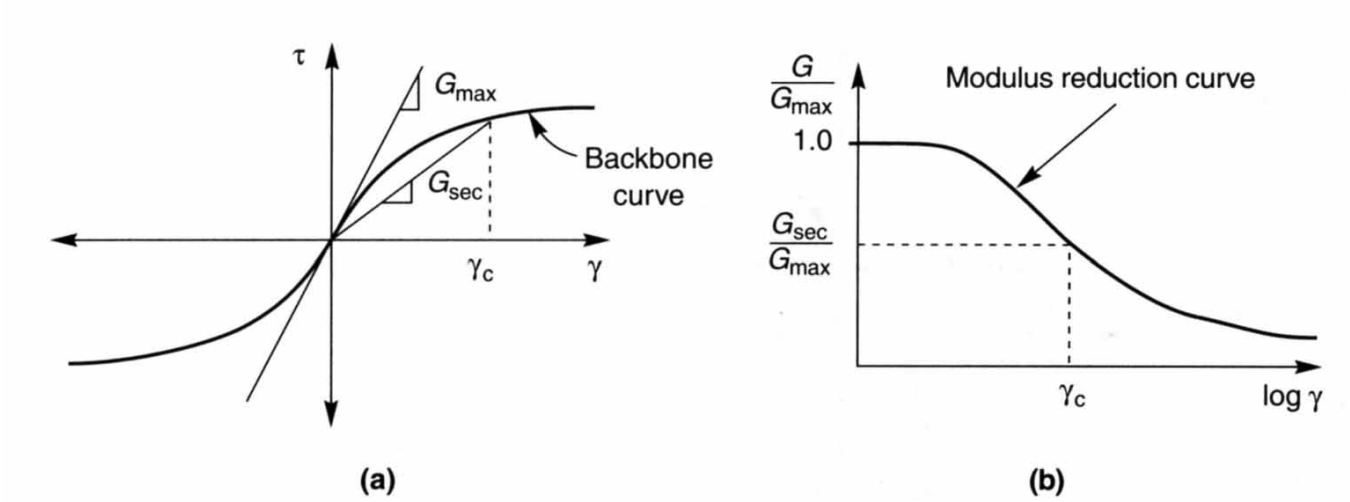
Vuole dire che le variazioni laterali, se presenti, devono essere trascurabili “localmente” ovvero alla scala della lunghezza d’onda di interesse

Per esempio, alla frequenza di 2 Hz con velocità delle onde sismiche dell’ordine di 500 m/sec, la lunghezza d’onda di interesse è pari a circa 250m



Un aspetto assai importante da tenere in considerazione è che molti terreni si comportano in modo differente in funzione delle modalità in cui vengono sollecitati

In particolare, si vede che le proprietà meccaniche (rigidezza ecc.) cambiano in funzione dell'entità della sollecitazione: maggiore è la deformazione minore è la rigidezza (degrado)



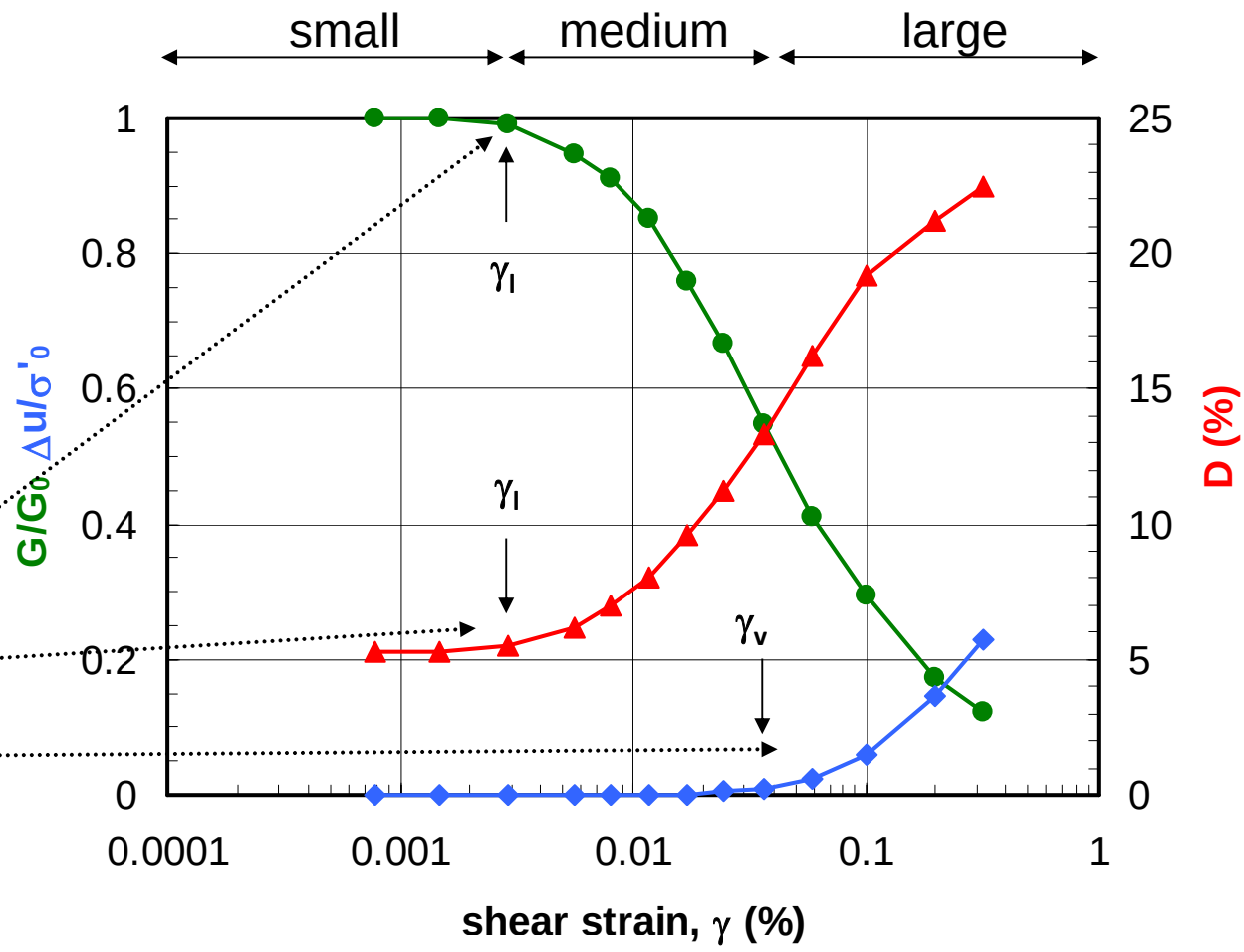
Comportamento dipendente dal livello di deformazione

Aumentando la deformazione γ:

- **La rigidezza la taglio G diminuisce**
- **Lo smorzamento D aumenta**

Soglia lineare, γ_l

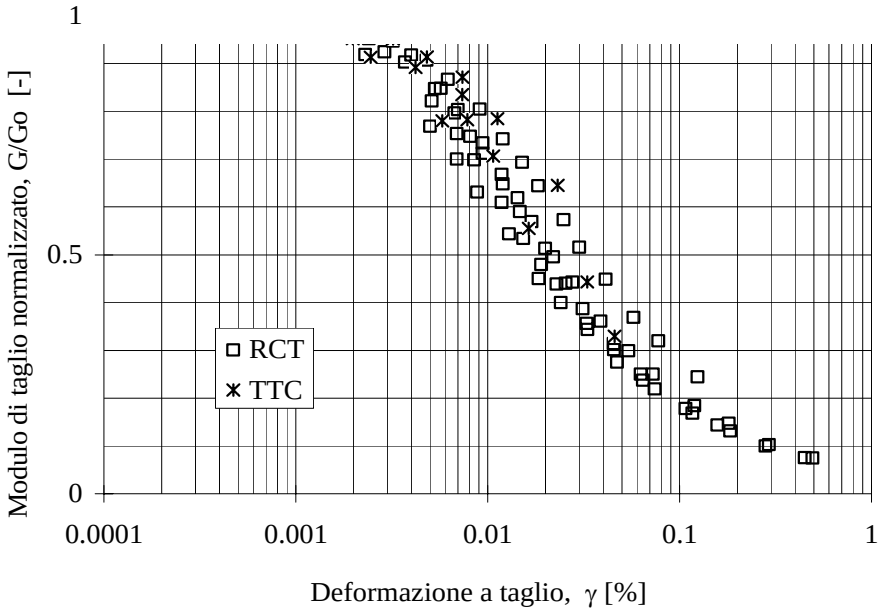
Soglia volumetrica, γ_v

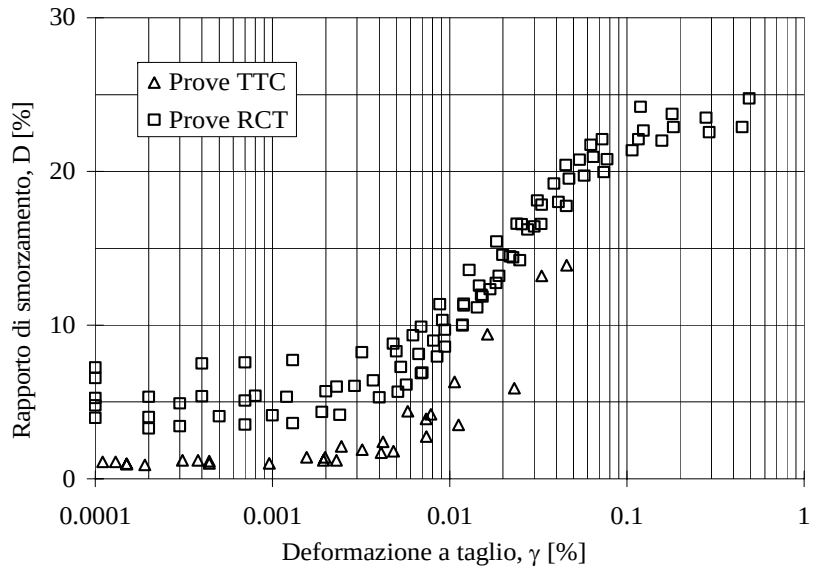


A grandi deformazioni:

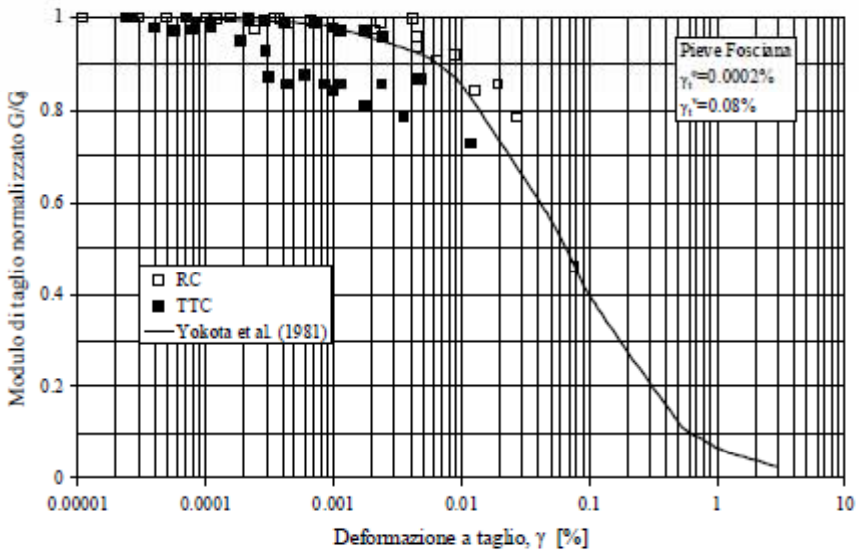
Condizioni drenate **Suoli secchi o umidi**	**Condizioni non drenate** **Suoli saturi**
Deformazioni volumeriche ε_v	Pressione di poro Δu

Le curve di degrado vanno determinate per via sperimentale in laboratorio e sono specifiche dei diversi materiali. In genere queste proprietà sono illustrate in termini di rapporto fra il valore in caso di deformazioni infinitesime (G_0, ξ_0) e quello a deformazione elevata (G_{sec}, ξ)



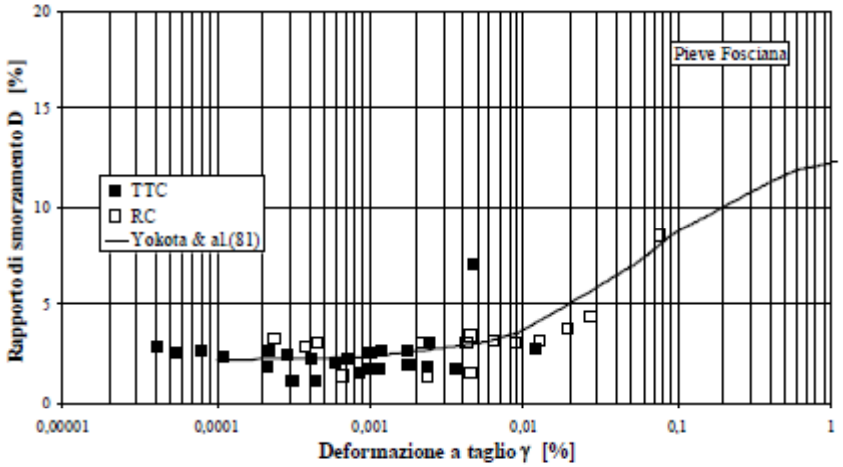


Spesso i valori sperimentali coprono un intervallo di valori di deformazione limitato ed è quindi necessario ricorrere ad una estrapolazione dei valori misurati utilizzando forme funzionali fissate



Modulo di taglio normalizzato da prove TTC (triassiale ciclica) e RCT (colonna risonante) in funzione della deformazione

Rapporto di smorzamento in funzione della deformazione



(da D'Intinosante, 2012)

Modello G(γ) Iperbolico Modificato di Yokota et al (1981)

Per adattare il modello di G(γ) di Yokota et al. ad una serie di dati sperimentali è possibile trasformare le relazioni in modo da operare un'interpolazione lineare.

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1+\alpha\cdot\gamma^{\beta}} \quad \Rightarrow \quad \frac{1}{G/G_0} = 1+\alpha\cdot\gamma^{\beta}$$

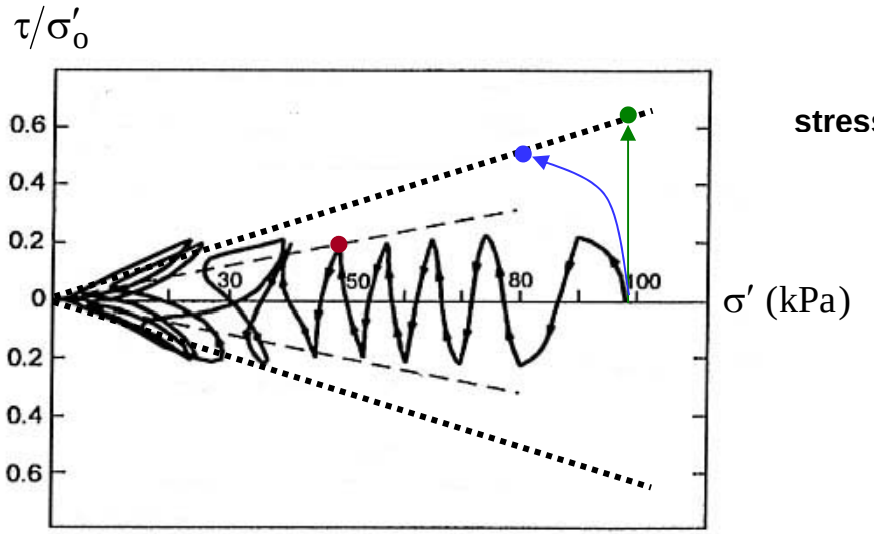
$$\frac{D(\%)}{D_{max}} = e^{\lambda\cdot\left(\frac{G}{G_0}\right)}$$

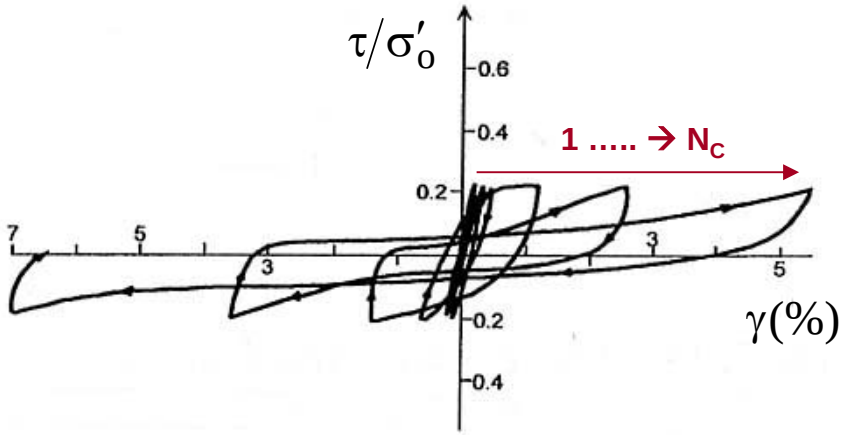
posto: $y = \log\left(\frac{1}{G/Go} - 1\right) \quad A = \log\alpha \quad x = \log\gamma$

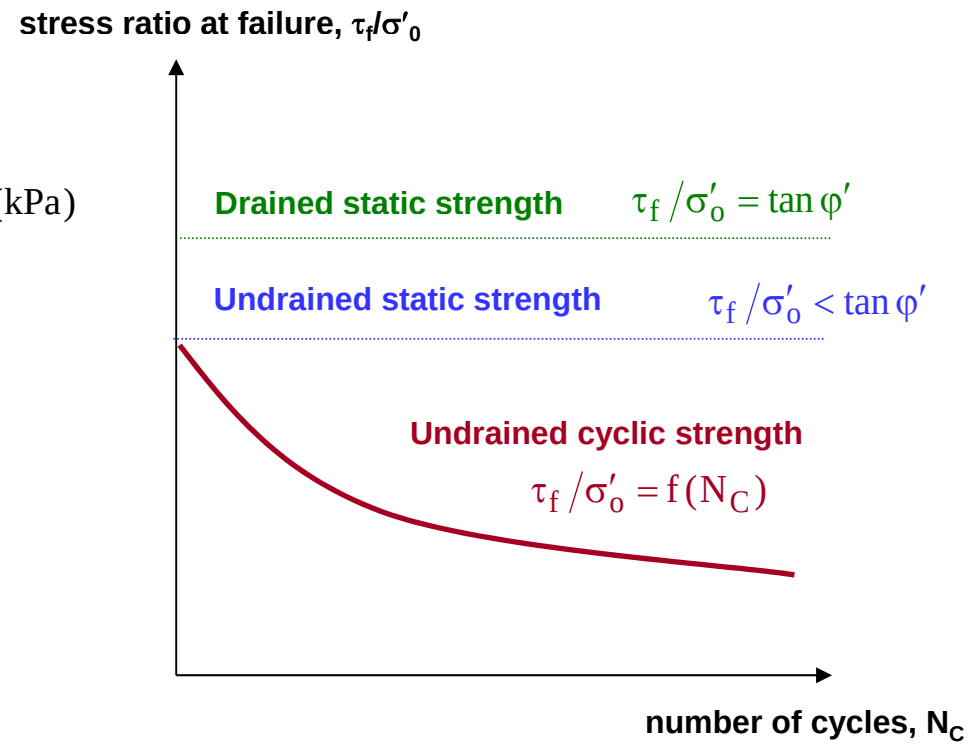
si ha: $y = A + \beta\cdot x$

Dati sperimentali					
Gamma [%]	G [KPa]	G/Go	1/G	x = log(γ)	y=log[G_0/G-1]
0,00012	79764	0,972375079	1,2537E-05	-3,920818754	-1,546532779
0,000239	79784	0,972618892	1,25338E-05	-3,621602099	-1,550491687
0,000449	79790,8	0,972701789	1,25328E-05	-3,347753659	-1,551845523
0,0009	79790,8	0,972701789	1,25328E-05	-3,045757491	-1,551845523
0,001804	79797,6	0,972784685	1,25317E-05	-2,743763467	-1,553203361
0,002779	78498,5	0,956947811	1,27391E-05	-2,556111453	-1,34689301
0,004458	76500,6	0,932592109	1,30718E-05	-2,350859936	-1,140980997
0,006449	74016,1	0,902304437	1,35106E-05	-2,190507623	-0,965478252
0,010295	69546,8	0,847820761	1,43788E-05	-1,987373649	-0,745948638
0,014883	64142,4	0,781937607	1,55903E-05	-1,827309518	-0,554591327
0,021879	56503,1	0,688809567	1,76981E-05	-1,659972532	-0,345072935
0,037212	46368,7	0,565264635	2,15663E-05	-1,429316988	-0,114026844
0,070298	31949,7	0,389487639	3,12992E-05	-1,153057031	0,195200782
0,084571	30152,4	0,367577383	3,31649E-05	-1,072778534	0,235658612
0,206701	13741,8	0,167521487	7,27707E-05	-0,684657422	0,696302514
0,350951	9408,3	0,114693301	0,000106289	-0,454753516	0,887555698
0,441489	7852,5	0,095727086	0,000127348	-0,355080113	0,975264682

Ma cambiano anche in funzione del numero di cicli di carico







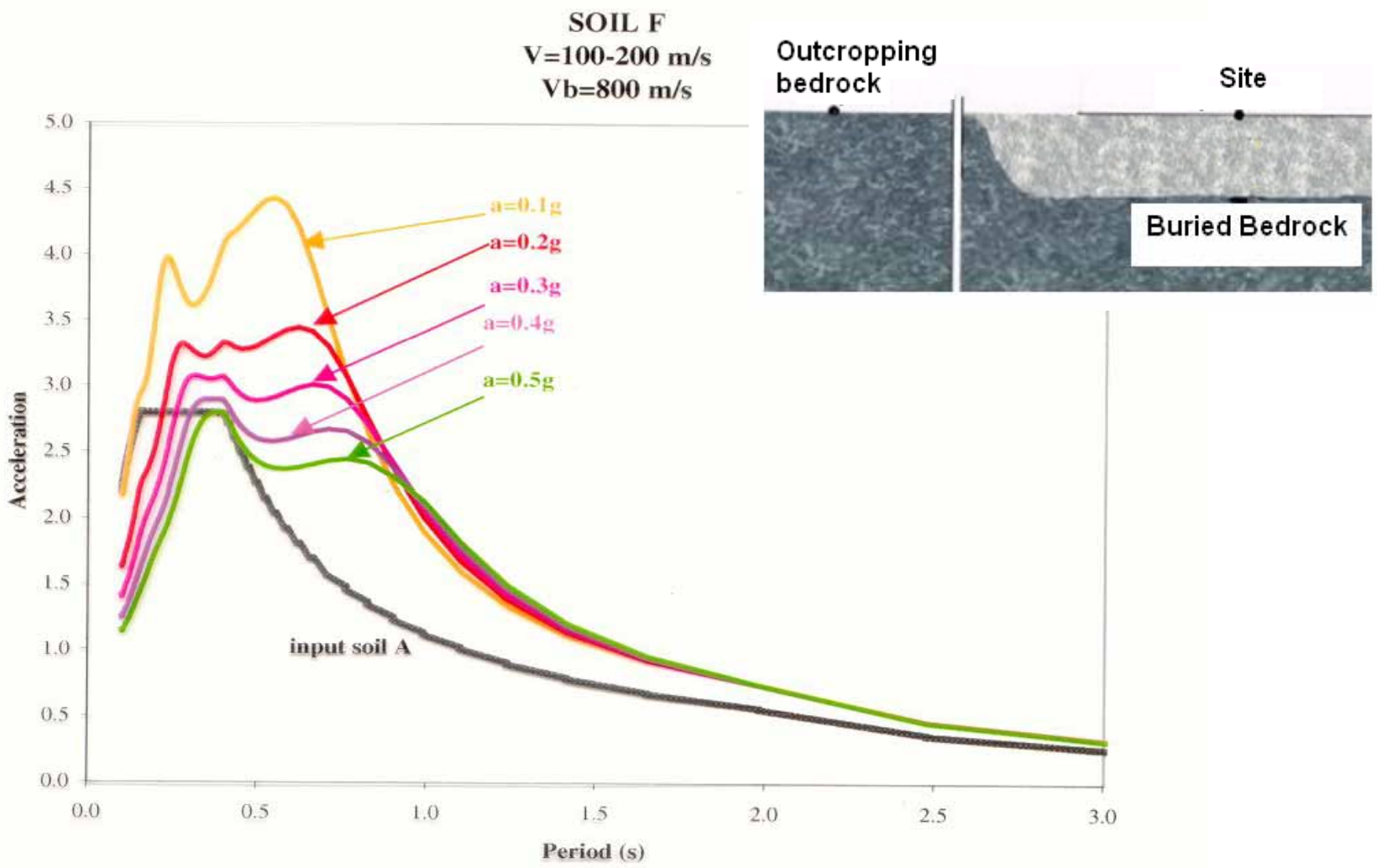
$$F_{\max} = \frac{1}{\frac{\rho_s \upsilon_s}{\rho_b \upsilon_b} + (2n-1)\frac{\pi}{2}\xi} = \frac{1}{\frac{\sqrt{\rho_s}}{\sqrt{\rho_b}}\sqrt{\frac{G_s}{G_b}} + (2n-1)\frac{\pi}{2}\xi}$$

All'aumentare dell'accelerazione, G_s diminuisce, ma meno di quanto aumenti lo smorzamento ξ: quindi, nel complesso, l'amplificazione diminuisce

$$\nu_0 = \frac{\upsilon_s}{4H} = \frac{1}{4H}\sqrt{\frac{G_s}{\rho_s}}$$

Invece la frequenza di risonanza si abbassa con il diminuire di G_s (il periodo aumenta)

In generale, quindi la risposta del suolo cambia con la sollecitazione



The effect of non-linearity of soil response under different seismic loads

PAUSA

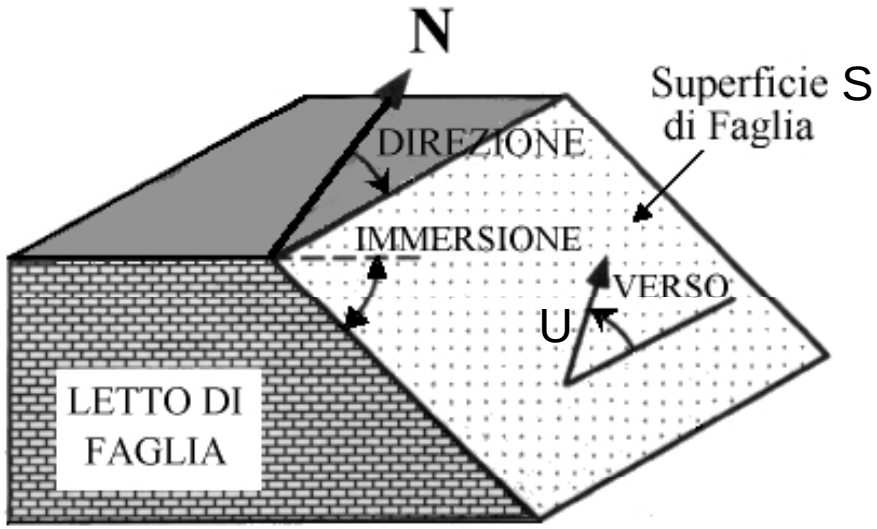
Ma che forma deve avere il moto di input?

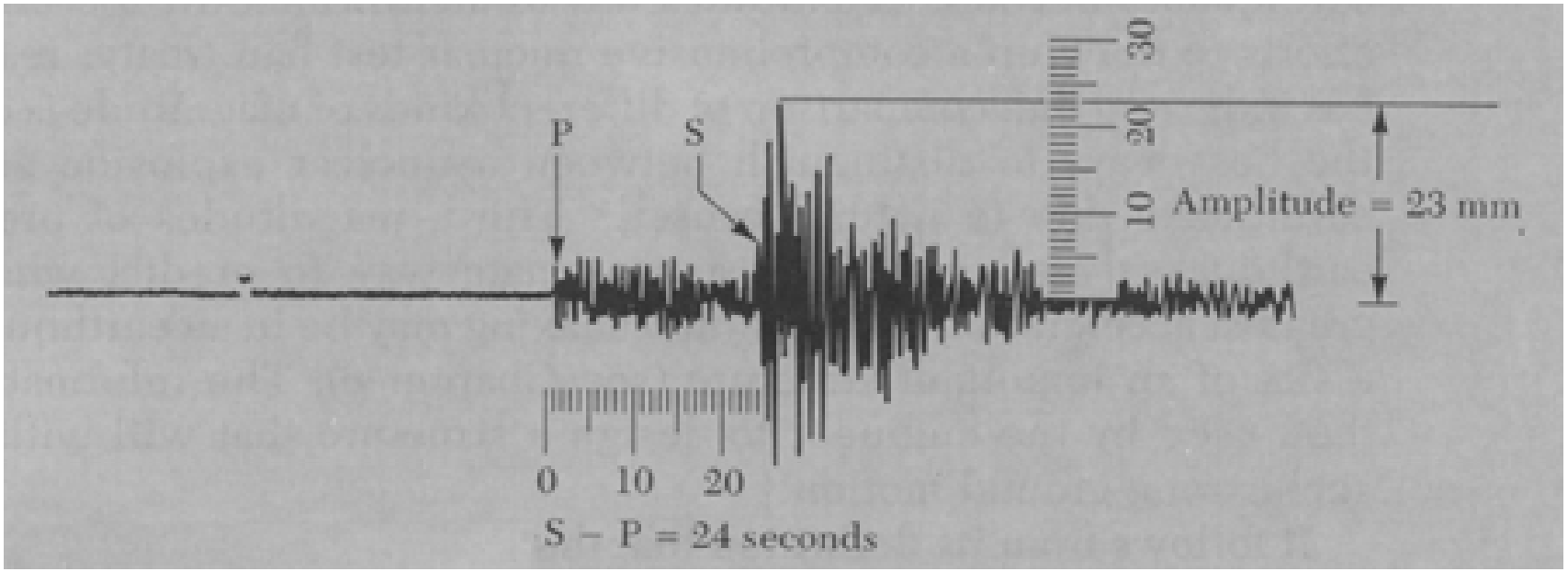
La “dimensione” della sorgente determina la quantità di energia rilasciata ma anche la **forma** dello spettro di scuotimento

In particolare **l’ampiezza massima** dello scuotimento è controllata dal cosiddetto “Momento sismico” del terremoto che corrisponde alla grandezza

$$M_0 = \mu U S$$

Dove μ è la rigidità media del mezzo che ospita la frattura all’origine del terremoto (dell’ordine di 5 10^{10} Pa), *U* è la dislocazione che avviene sulla faglia e genera il terremoto, *S* è la superficie della faglia



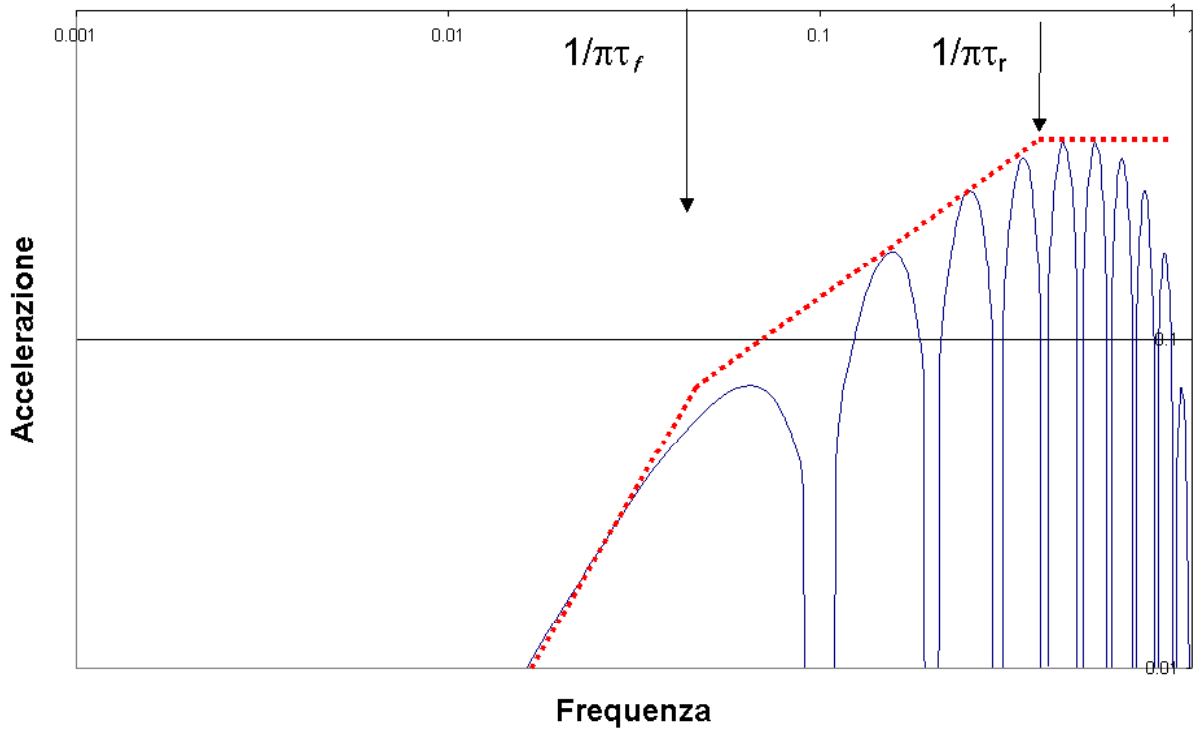


Dato che la magnitudo del terremoto viene stimata dall'ampiezza massima dello scuotimento (opportunamente scalato per tenere conto delle diverse distanze dalla sorgente) esiste una stretta relazione fra momento sismico e magnitudo

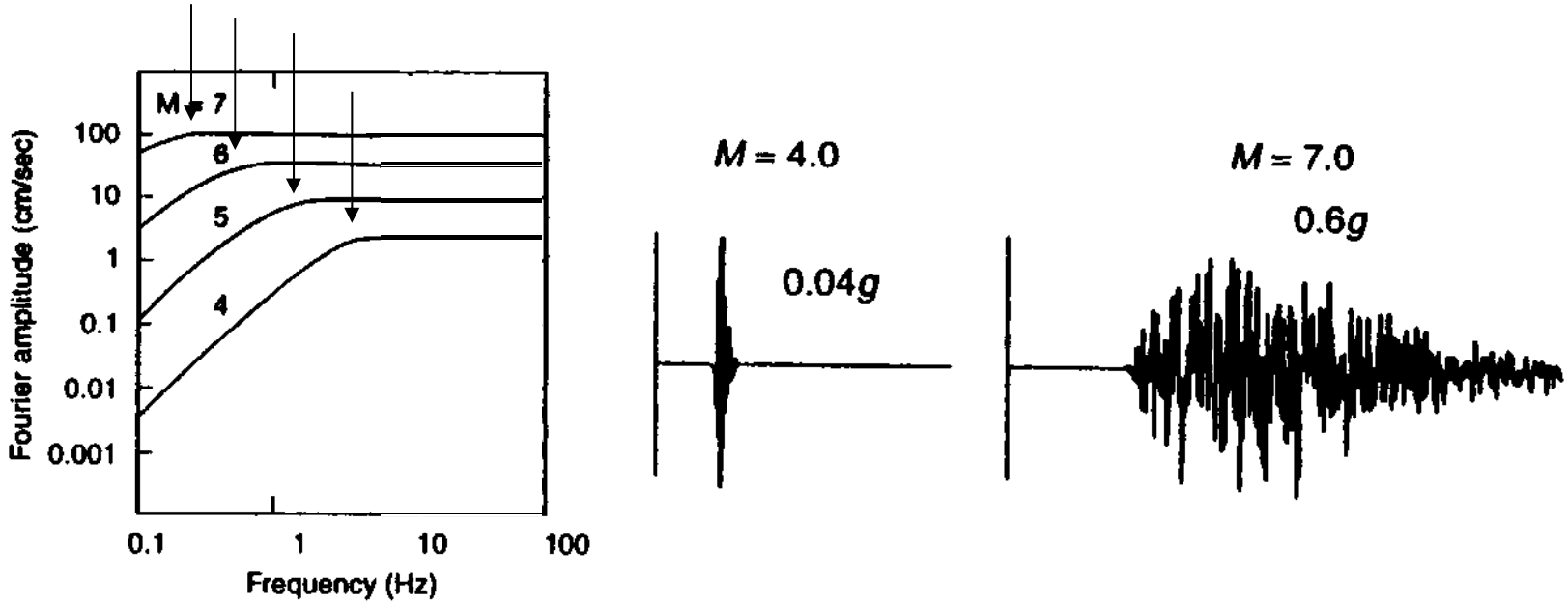
$$m = \frac{2}{3}\log_{10}\left(M_0\right) - 6$$

Quindi si può dire che l'ampiezza massima dello scuotimento "dipende" dalla magnitudo

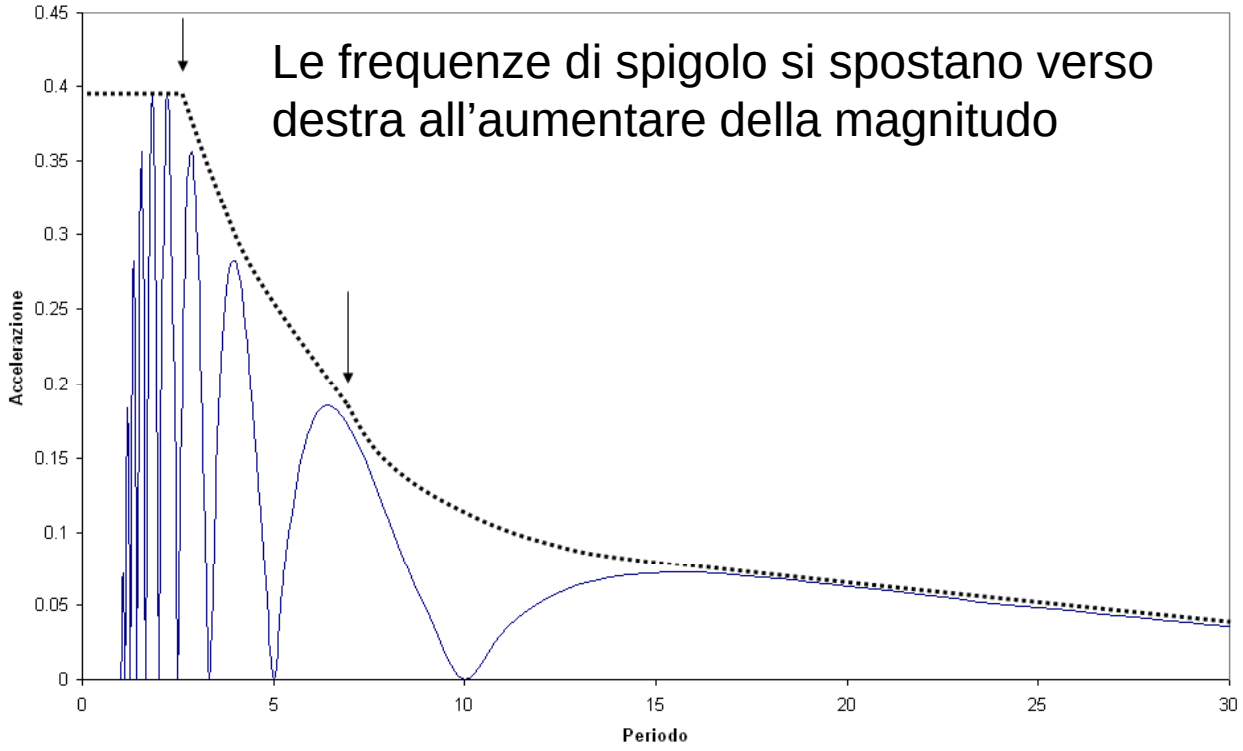
Ma la dimensione della sorgente controlla anche la forma dello spettro attraverso le due frequenze “di spigolo” (o “corner frequencies”) la cui posizione dipende dall’entità della dislocazione U e dalla dimensione della faglia: maggiori sono questi valori minori sono le frequenze “di spigolo”



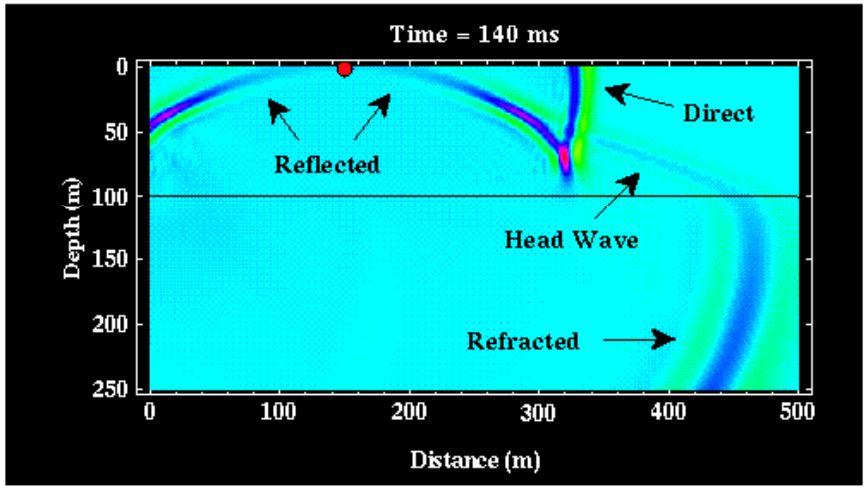
La forma dello spettro di accelerazione si modifica all'aumentare della magnitudo



Inoltre cambia la durata complessiva del terremoto che è proporzionale alle dimensioni della faglia sismogenica


Le frequenze di spigolo si spostano verso destra all'aumentare della magnitudo
Accelerazione
Periodo
0.45
0.4
0.35
0.3
0.25
0.2
0.15
0.1
0.05
0
0
5
10
15
20
25
30

Come effetto della redistribuzione di energia di fronti d'onda differenti e per effetto della misure densità di energia su ciascun fronte d'onda all'allargarsi di questo, la quantità di energia trasportata per unità del fronte d'onda diminuisce con la distanza dalla sorgente



Il modo in cui questa diminuzione avviene dipende dai dettagli del percorso seguito dai diversi fronti d'onda e quindi dalla specifiche caratteristiche del mezzo

Questa attenuazione (spreading geometrico) riguarda tutte le frequenze e si riflette in un generale abbassamento dello spettro con la distanza: tuttavia la forma complessiva non cambia

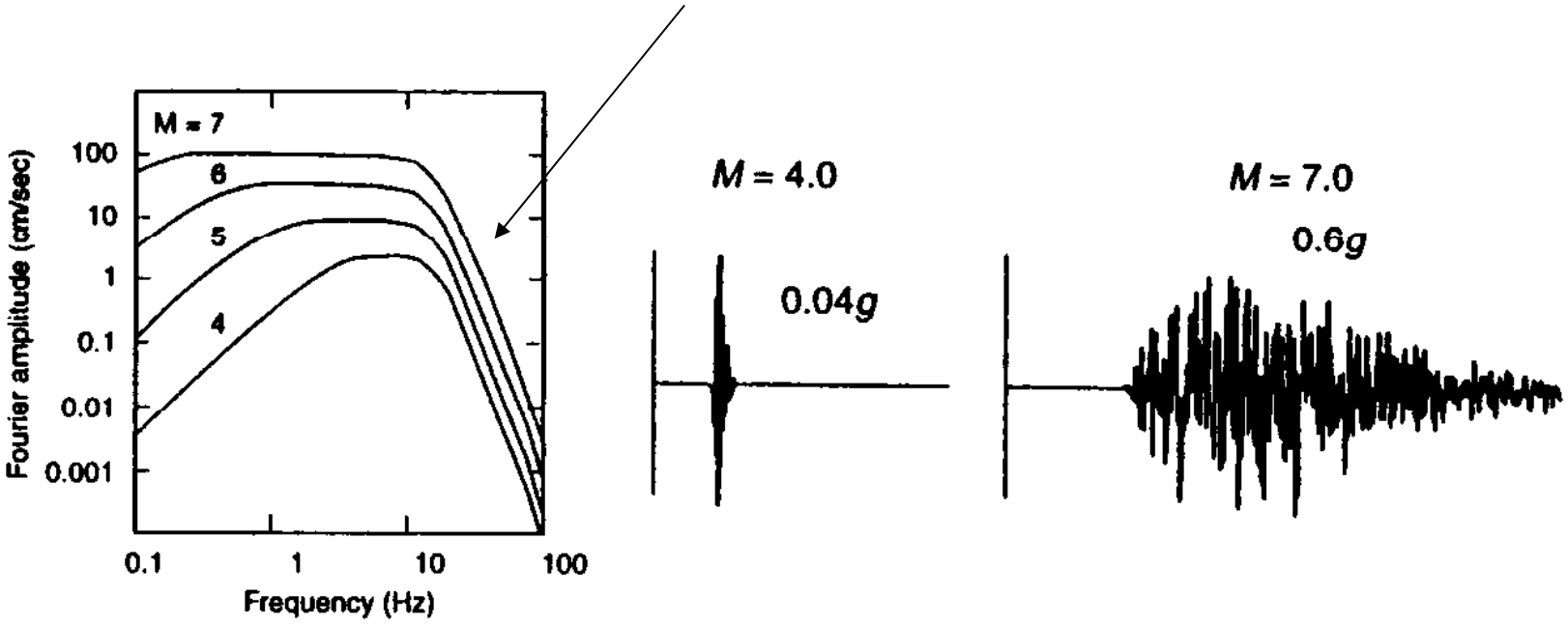
A parità di carico massimo si vede anche che la quantità di energia dissipata dal sistema dipende dal numero di cicli

Ma il numero di cicli per unità di tempo è la frequenza della vibrazione

Quindi, a parità di carico, maggiore è la frequenza (minore è il periodo) maggiore è lo smorzamento

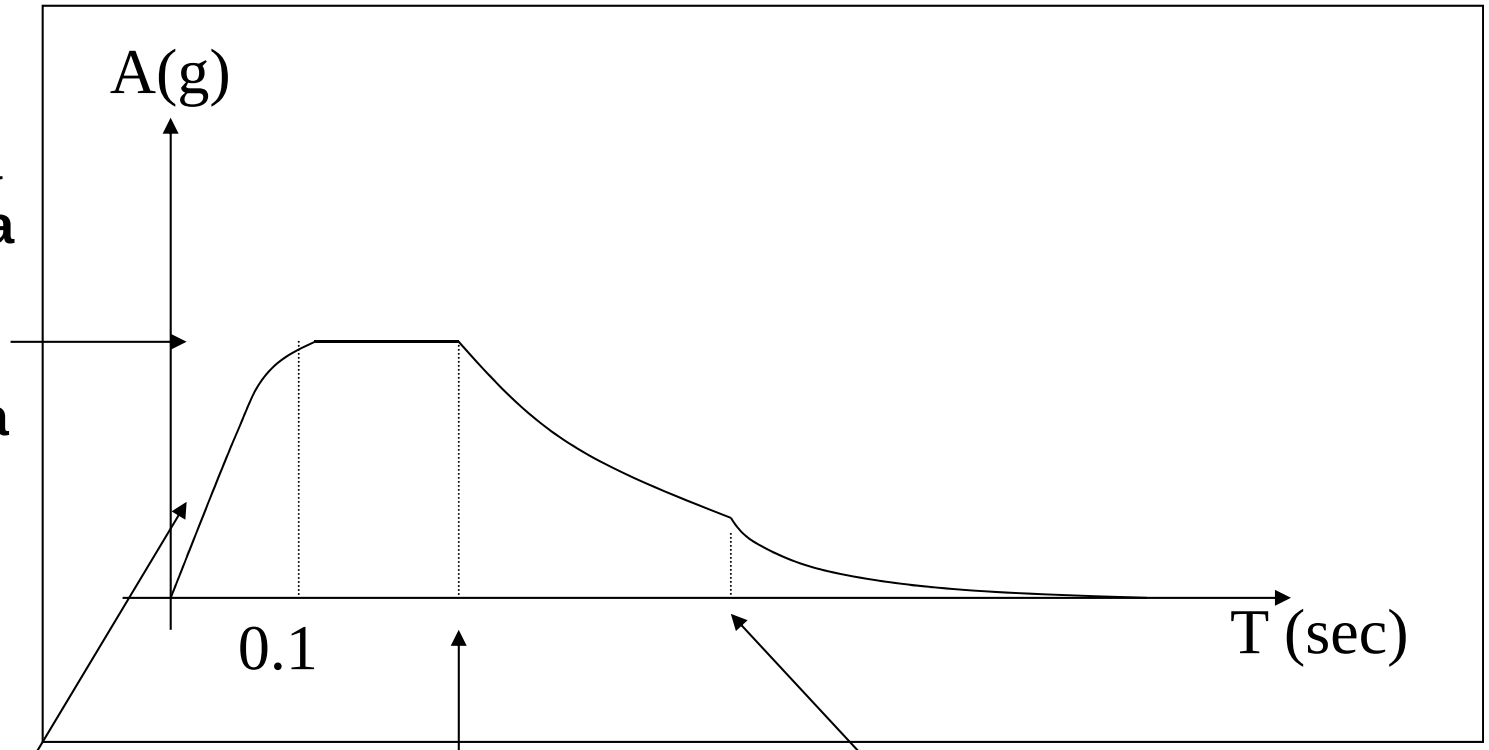
In pratica la Terra si comporta come un filtro passa-basso

Questo effetto modifica la forma complessiva dello spettro in funzione della distanza percorsa dall'onda riducendo l'ampiezza delle alte frequenze



La dimensione della sorgente e la distanza da questa giocano quindi un ruolo importante nella forma dello spettro di un terremoto

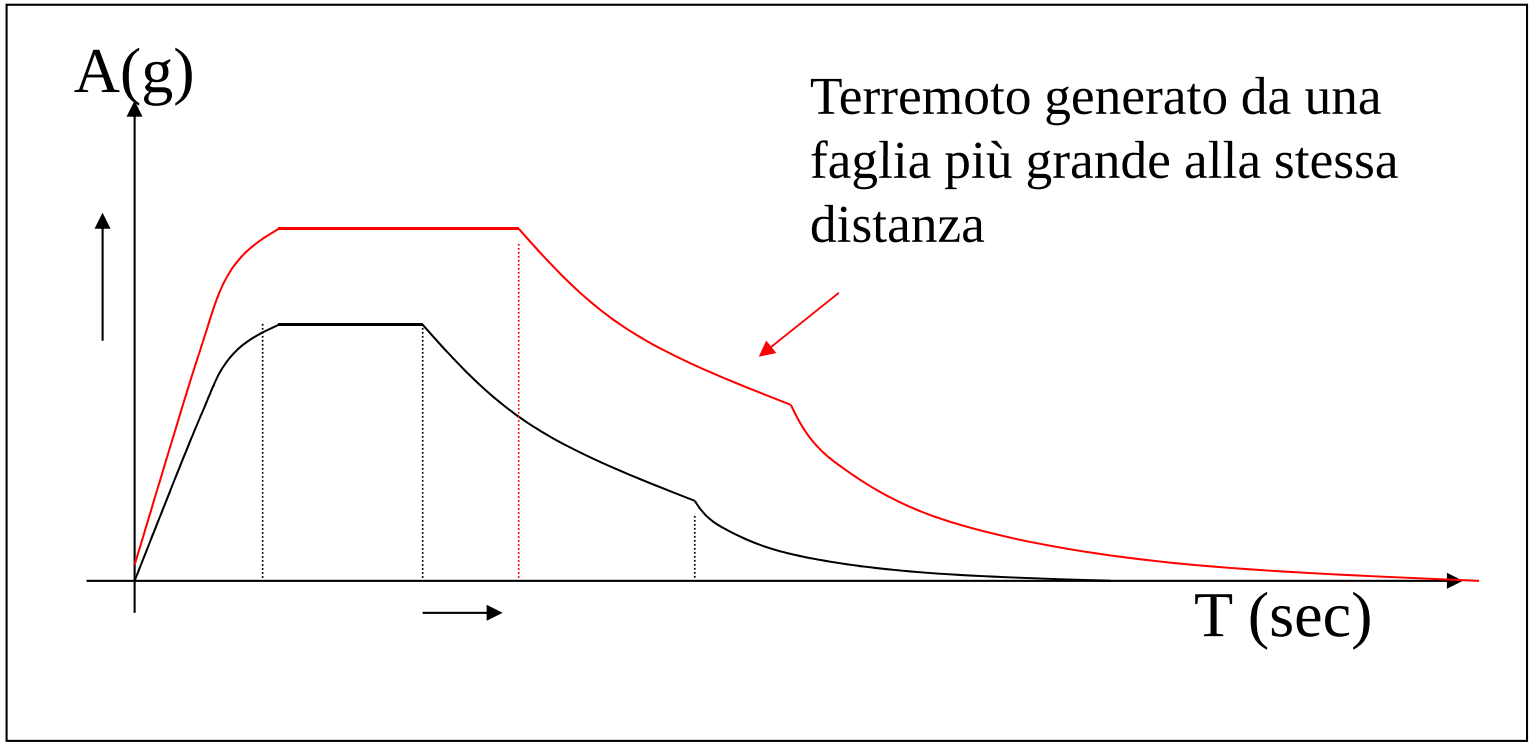
E' direttamente proporzionale alla **dimensione della sorgente** e inversamente proporzionale **alla distanza dalla sorgente**



Effetto **dell'assorbimento dell'energia** fra la sorgente e il sito

E' proporzionale alla lunghezza della faglia

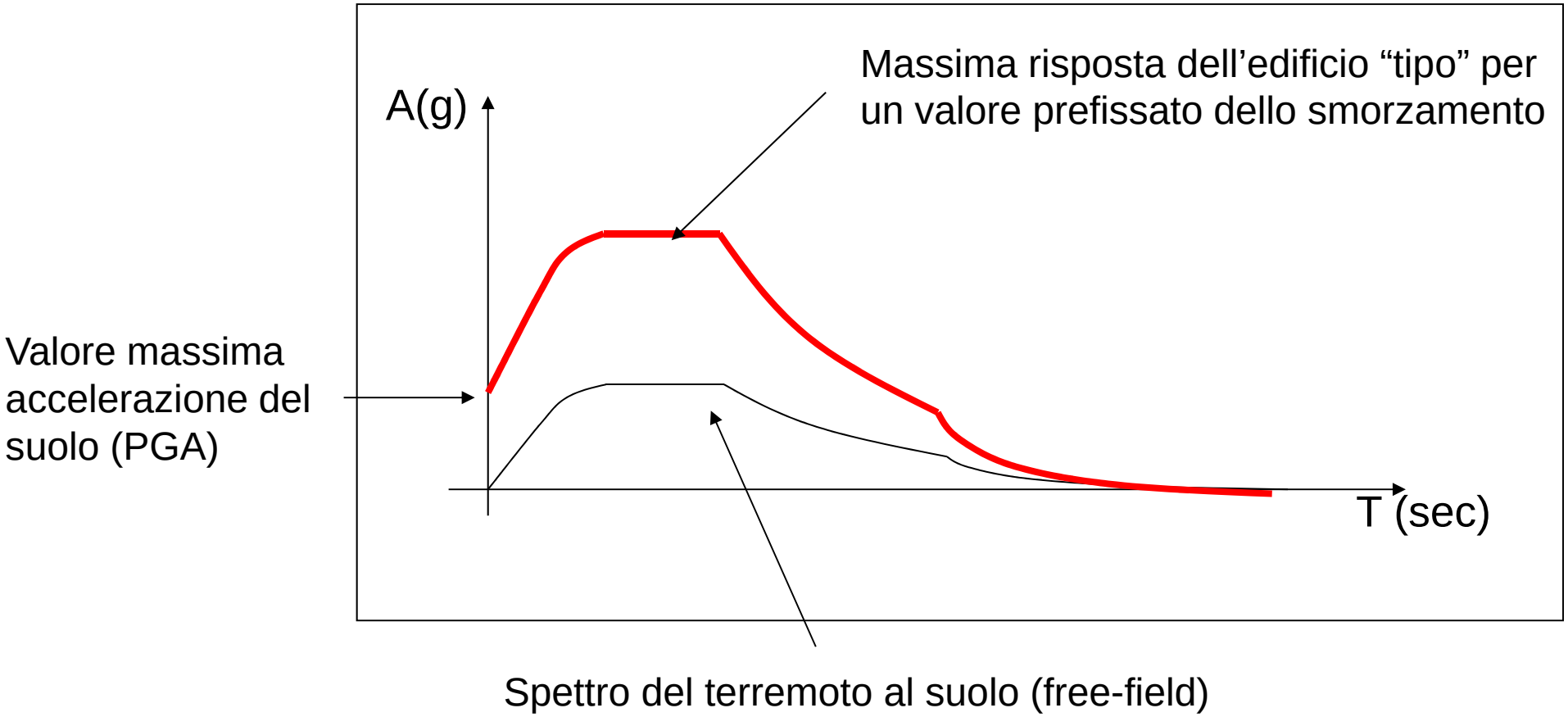
E' proporzionale alla dislocazione sulla faglia



Effetto delle dimensioni della sorgente

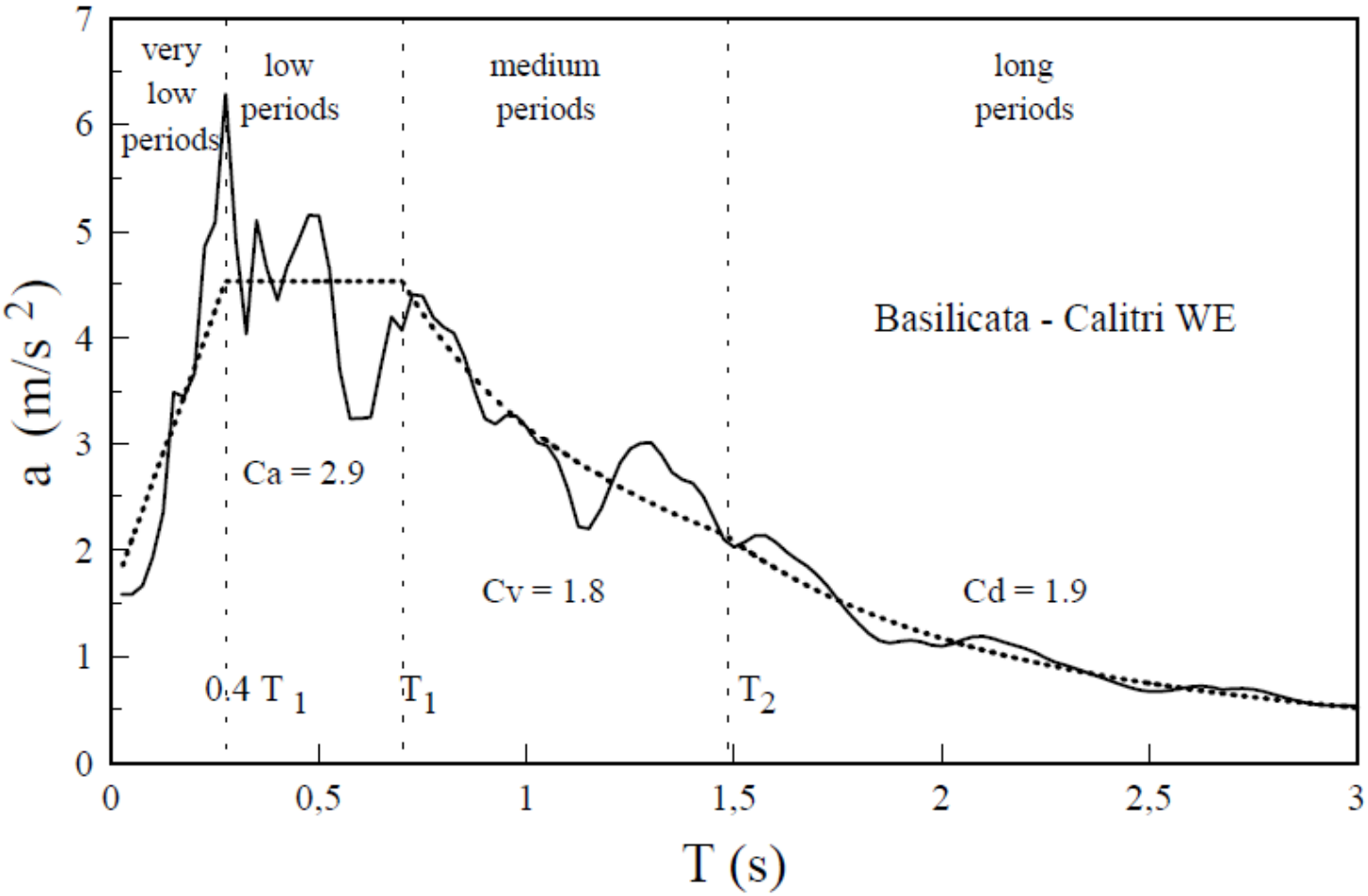
il contenuto energetico dei periodi maggiori aumenta: (il "suono" diventa più grave)

Dato che lo spettro di risposta riflette quello di scuotimento, gli stessi effetti possono essere evidenziati sullo spettro di risposta



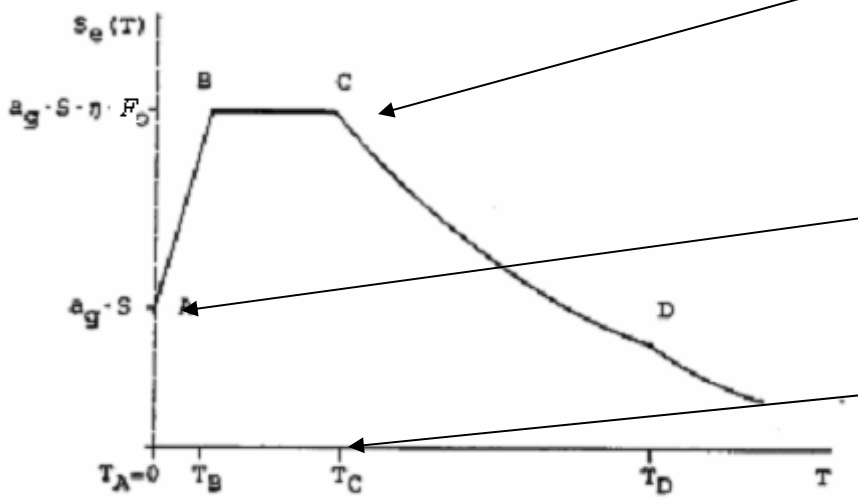
Lo spettro di risposta "mima" lo spettro di scuotimento con buona approssimazione: l'ampiezza della "risposta" sarà maggiore (circa 2.5 volte per smorzamenti del 5%) dello scuotimento del suolo alla stessa frequenza

La forma dello spettro di terremoti è abbastanza ricorrente, al punto che alcuni ingegneri americani hanno proposto di "**standardizzarla**" in modo da poterla descrivere con pochi parametri



Rappresentazione alla Newmark-Hall.

E' la forma riportata nell'Eurocodice8 e nelle NTC2008



F_0= valore che modifica la forma spettrale attorno al massimo dello spettro in accelerazione orizzontale

a_g: picco di accelerazione del moto del suolo sul piano orizzontale (o PGA) espresso in frazioni dell'accelerazione di gravità

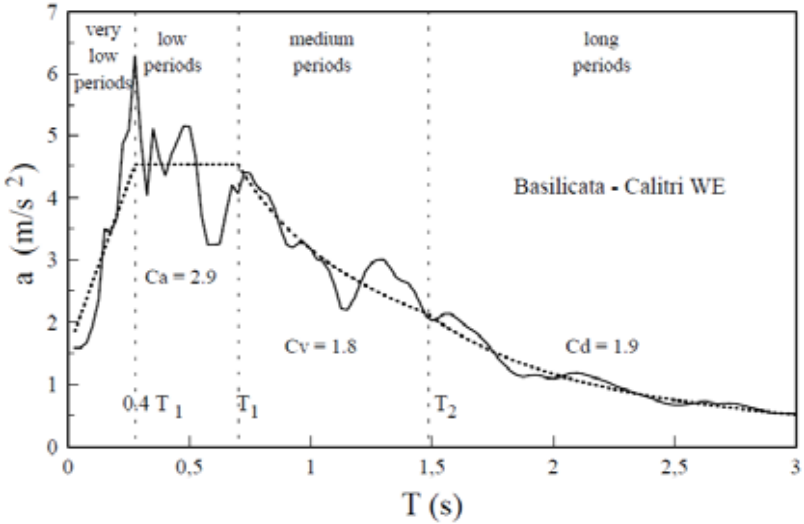
T_C*: Periodo del tratto dello spettro a velocità costante dello spettro

$0 \le T < T_B$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left[\frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta \cdot F_o}\left(1 - \frac{T}{T_B}\right)\right]$
$T_B \le T < T_C$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o$
$T_C \le T < T_D$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C}{T}\right)$
$T_D \le T$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C T_D}{T^2}\right)$

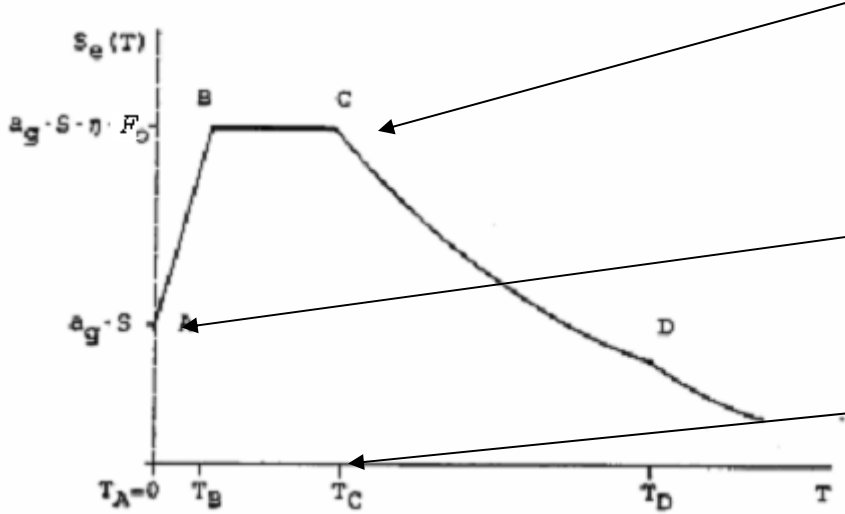
$$T_D = 4{,}0 \cdot \frac{a_g}{g} + 1{,}6 . \quad T_B = T_C / 3$$

Mentre η dipende solo dallo smorzamento adottato per i terreni (comunque maggiore di 0.55)

La forma dello spettro di terremoti è abbastanza ricorrente, al punto che alcuni ingegneri americani hanno proposto di “standardizzarla” in modo da poterla descrivere con pochi parametri



E’ la forma riportata nell’Eurocodice8 e nelle NTC2008

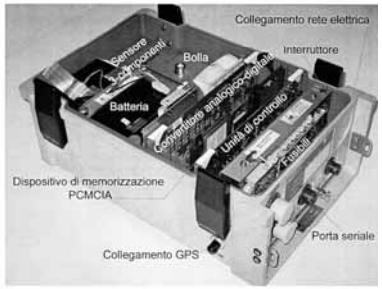


F_0= valore che modifica la forma spettrale attorno al massimo dello spettro in accelerazione orizzontale

a_g: picco di accelerazione del moto del suolo sul piano orizzontale (o PGA) espresso in frazioni dell’accelerazione di gravità

T_C*: Periodo del tratto dello spettro a velocità costante dello spettro

Per modellare accuratamente la forma dello spettro per uno specifico terremoto sarebbe quindi necessario conoscere almeno

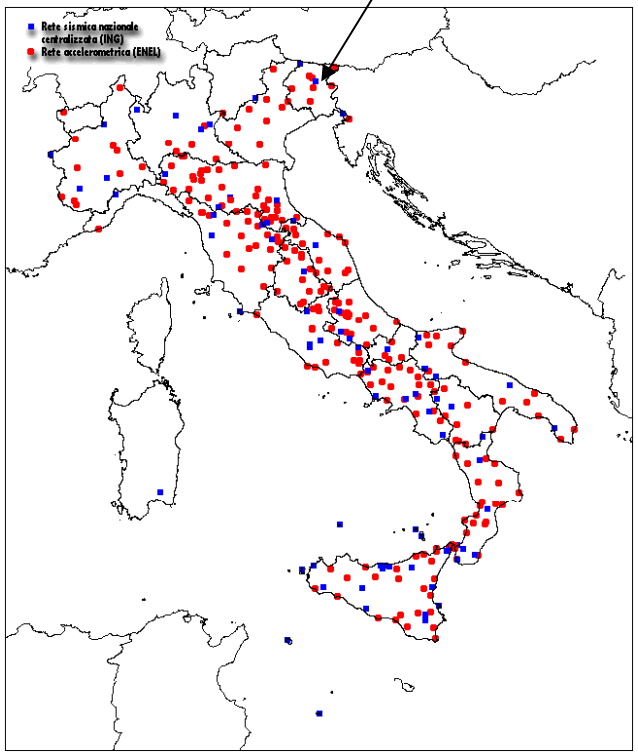


1. *Le dimensioni della faglia*
2. *Il percorso delle onde dalla sorgente al sito di studio*
3. *Le proprietà meccaniche dei materiali lungo il percorso*

In realtà, nessuna di queste caratteristiche è nota con sufficiente accuratezza

Per quanto riguarda gli effetti di propagazione ricorre al relazioni empiriche basate su semplici relazioni fra i parametri che controllano il processo ovvero

- *La magnitudo del terremoto*
- *La distanza epicentrale*



I parametri di queste relazioni sono ricavati per via empirica a partire dall'osservazione di numerosi eventi registrati alle stazioni accelerometriche della rete nazionale

In particolare sono state selezionate le sole stazioni poste su terreno rigido (Vs>800 m/s)

La scelta degli 800 m/s non dipende quindi da specifiche caratteristiche delle rocce con questa velocità ma solo da valutazioni di opportunità ovvero

1. Avere a disposizione di un numero sufficiente di registrazioni su siti di questo tipo
2. Ipotizzare che le variazioni del comportamento sismico di terreni di questo tipo sono minori di quelle osservabili su altri tipi di terreno

Altri paesi hanno fatto altre scelte in maniera più o meno consapevole

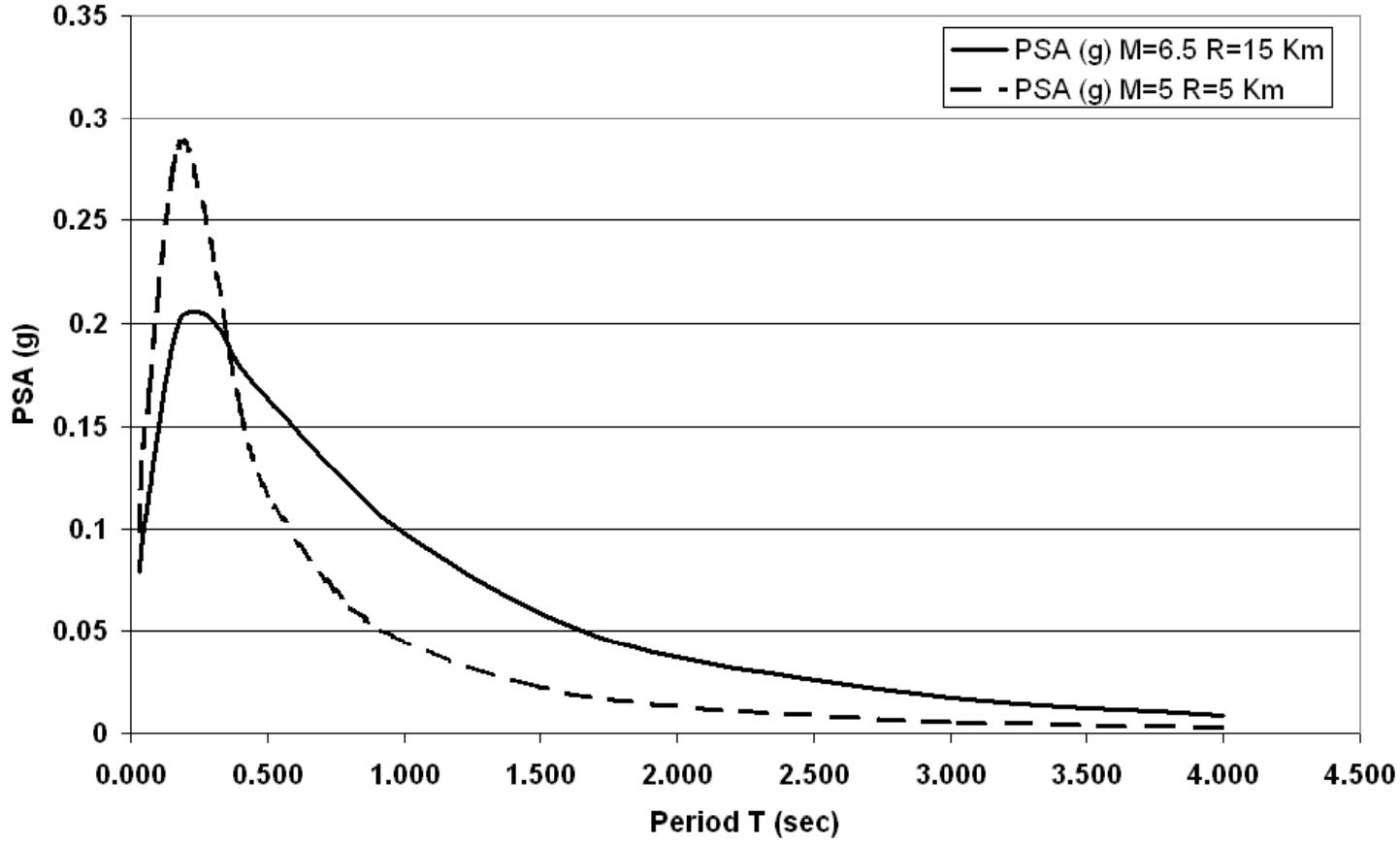
$$\log Y = a + bm + c\log(d^2 + h^2)^{1/2} + e_1 S_1 + e_2 S_2$$

Dove Y può rappresentare uno dei diversi parametri di scuotimento (PGA, PSV…)

Frequenza (Hz)	*a*	*b*	e_1	e_2	*h*	σ
0.25	-2.32	0.653	0	0.134	2.3	0.275
0.33	-2.017	0.637	0	0.149	2.3	0.317
0.5	-1.935	0.667	0	0.194	3.1	0.3
0.67	-1.498	0.614	0	0.2	4	0.242
1	-1.112	0.56	0	0.242	4.2	0.246
1.33	-0.753	0.503	0.12	0.232	4.9	0.261
2	-0.496	0.458	0.24	0.156	4.6	0.279
2.5	-0.077	0.397	0.196	0	4.9	0.268
3.33	0.467	0.301	0.122	0	6.1	0.245
5	0.489	0.283	0.103	0	5.7	0.215
6.67	0.499	0.255	0.135	0	6.5	0.207
10	0.29	0.244	0.168	0	7.3	0.2
15	-0.033	0.249	0.112	0	7.2	0.181
25	-0.505	0.275	0.147	0	5.8	0.182

PGA (g)	-1.562	0.306	0.169	0	5.8	0.173
PGV (cm/sec)	-0.71	0.455	0.133	0.133	3.6	0.215

Coefficienti di regressione per *PSV* (per ciascuno dei 14 valori di frequenza), *PGA* e *PGV*, per la componente orizzontale maggiore e per la distanza dalla faglia (Sabetta e Pugliese, 1987; 1996)



In questo modo è per esempio possibile stimare direttamente lo spettro di risposta del terremoto atteso a partire dai valori di magnitudo e distanza

Si tratta della stima del solo spettro di ampiezza: non c'è nessuna indicazione sulla fase (questa dipenderebbe dai dettagli per percorso e non può essere ricavata in questo modo)

Attenzione: si tratta di una stima assai incerta!

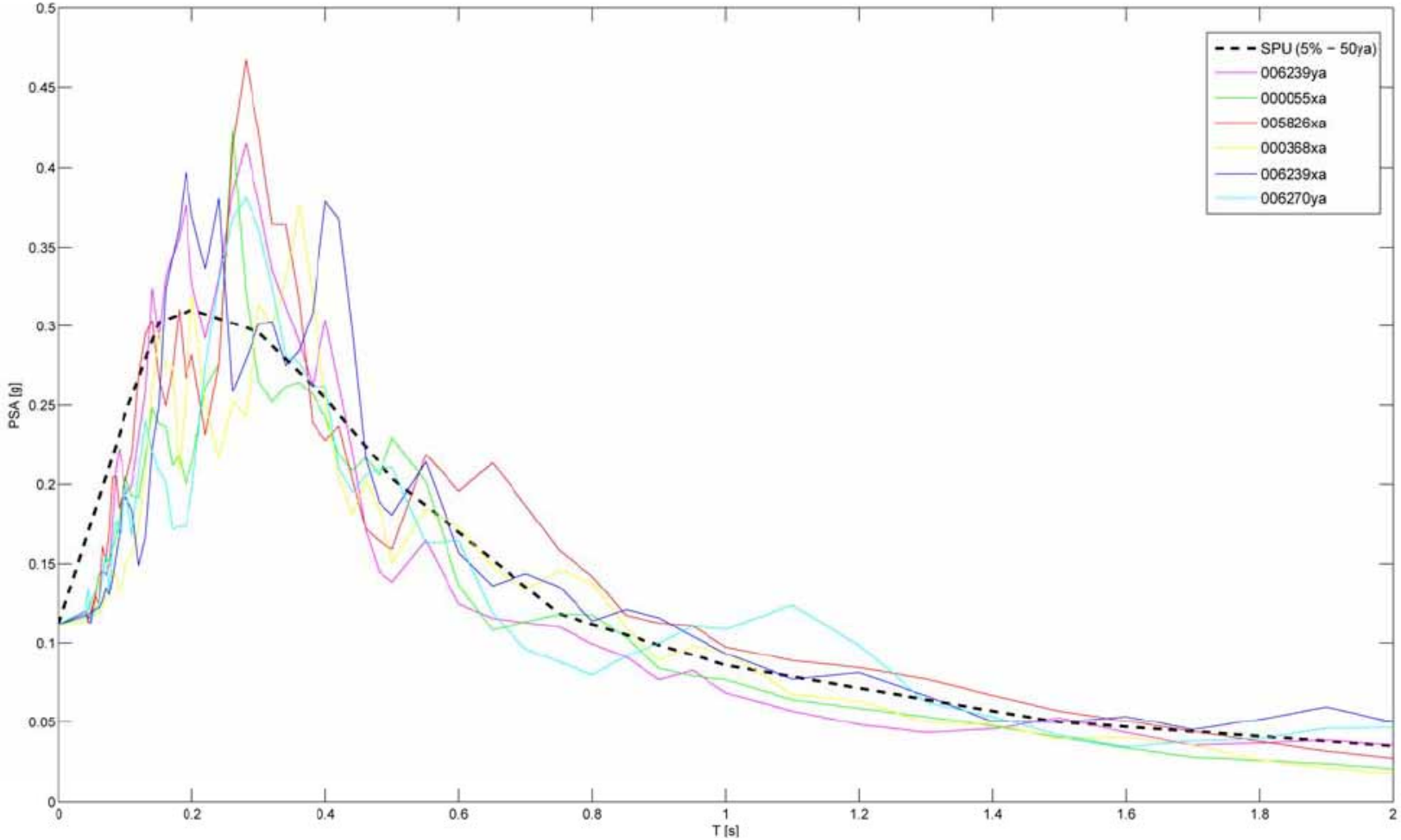
Bisogna osservare che l'errore sulla stima finale della funzione di scuotimento (PGA, PGV, PSV ecc.) è assai elevato

Infatti si ha che questo è dell'ordine di 0.2 sul logaritmo del valore dello scuotimento ovvero

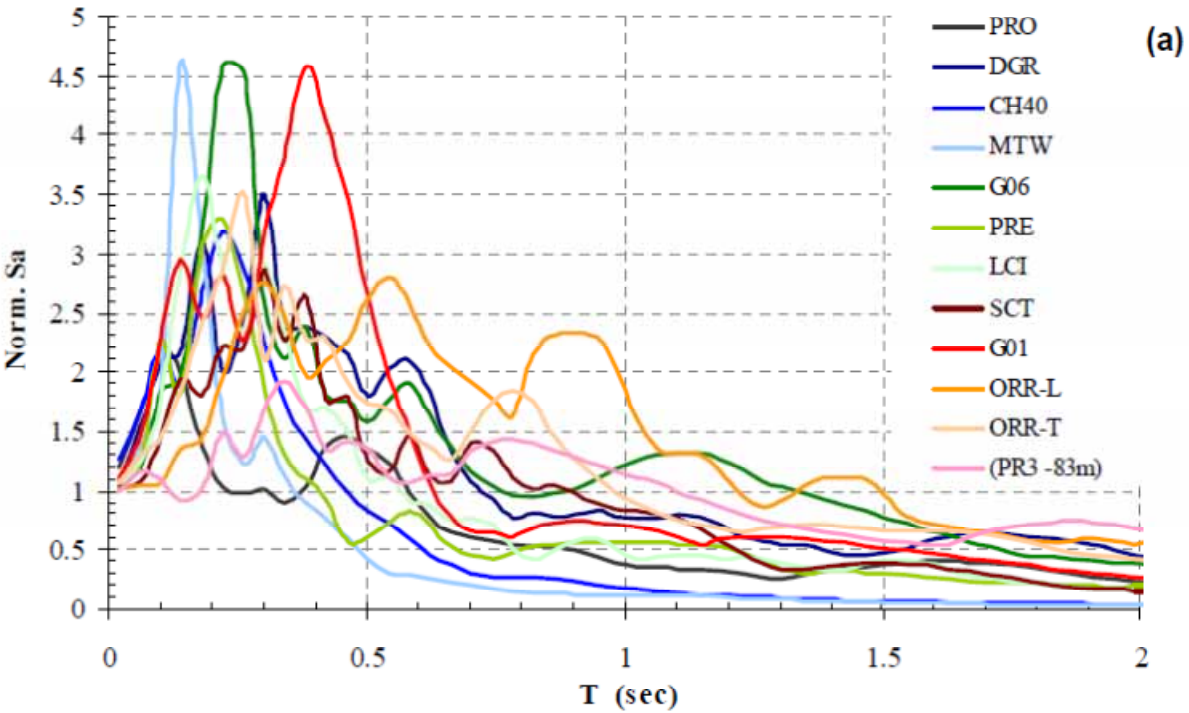
$$\log Y \pm 0.2 \rightarrow \left[10^{0.2} Y, 10^{-0.2} Y\right] \rightarrow \frac{\Delta Y}{Y} = 10^{0.2} - 10^{-0.2} = 0.9 = 90\%$$

Ci si devono aspettare incertezze sul valore stimato dell'ordine del 100%

Inoltre gli spettri reali somigliano solo “in media” allo spettro “tipo” dedotto dalla leggi di attenuazione empiriche

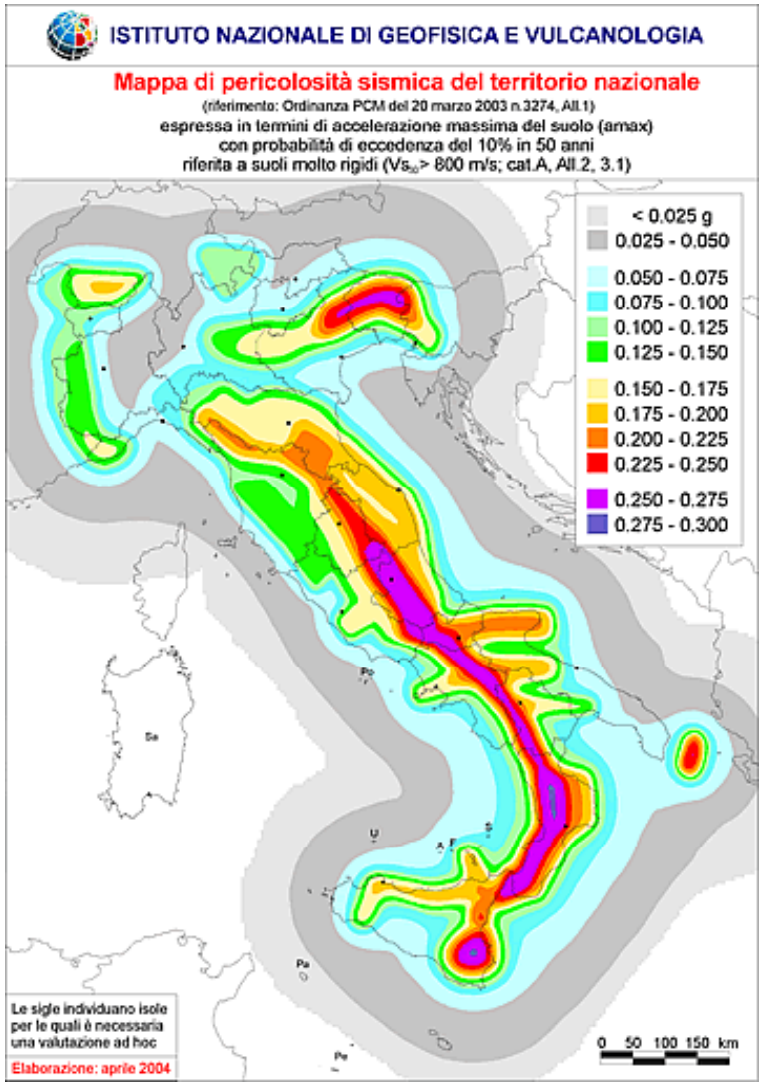


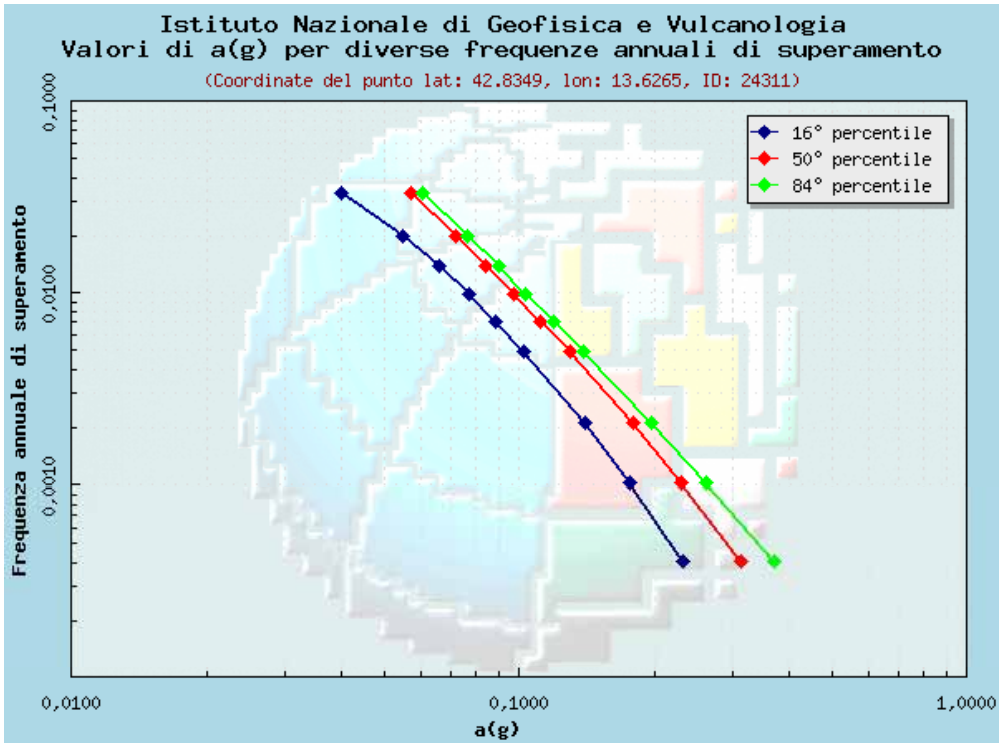
La dispersione può essere anche molto maggiore!



In questo esempio sono riportati alcuni spettri di risposta su siti rocciosi scalati in modo da avere lo stesso valore a T_0=0 (uguale alla massima accelerazione del terreno o PGA)

Un modo possibile (indicato dalla normativa) è quello di utilizzare l'analisi di **pericolosità sismica per definire** i terremoti di riferimento





Questi studi hanno lo scopo di determinare le probabilità associata ai diversi scenari di scuotimento possibili (in questo caso in termini di massima accelerazione attesa in 50 anni)

Le carte di pericolosità sismica sono costruite sulla base di una approccio statistico/probabilistico nel quale il ruolo delle informazioni geologiche è di fatto marginale

Sono tre le basi informative essenziali:

1. *il catalogo sismico ovvero l'elenco dei terremoti noti fino al passato più remoto*
2. *La geometria delle zone in grado di produrre i terremoti (zone sismogenetiche o sismogeniche)*
3. *Le leggi di attenuazione per stimare lo scuotimento in un dato sito*

Di fatto la carta è figlia di queste informazioni e nell'assunzione che

1. il processo che genera i terremoti sia costante nel tempo (stazionarietà)
2. le informazioni disponibili siano rappresentative di tutto quanto può succedere in futuro (completezza)
3. gli eventi siano fra loro indipendenti (poissonianità)

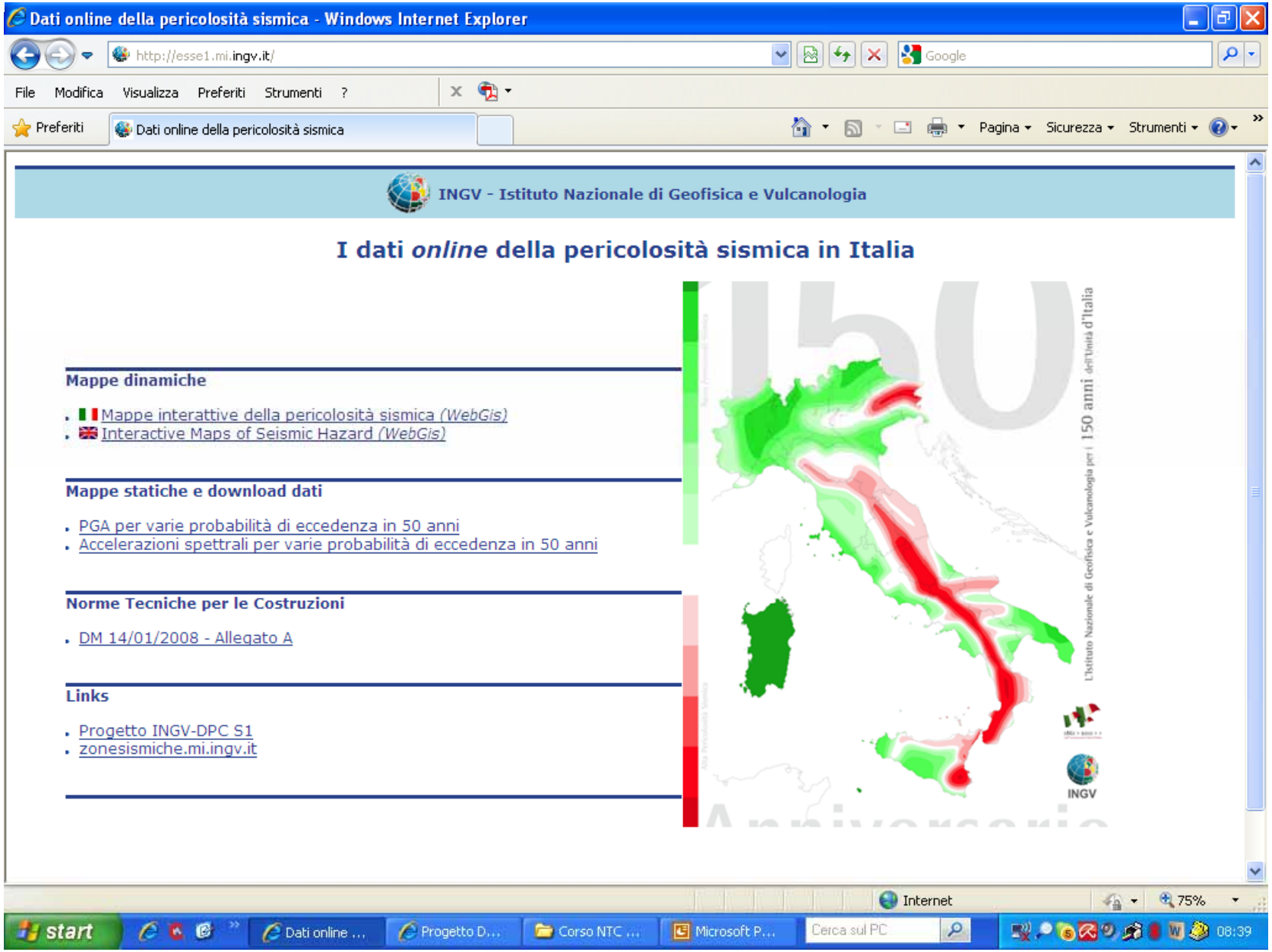
In verità nessuna di queste assunzione ha una base fisica che ne garantisca la validità: al contrario abbiamo forti indicazioni che contrastano queste assunzioni

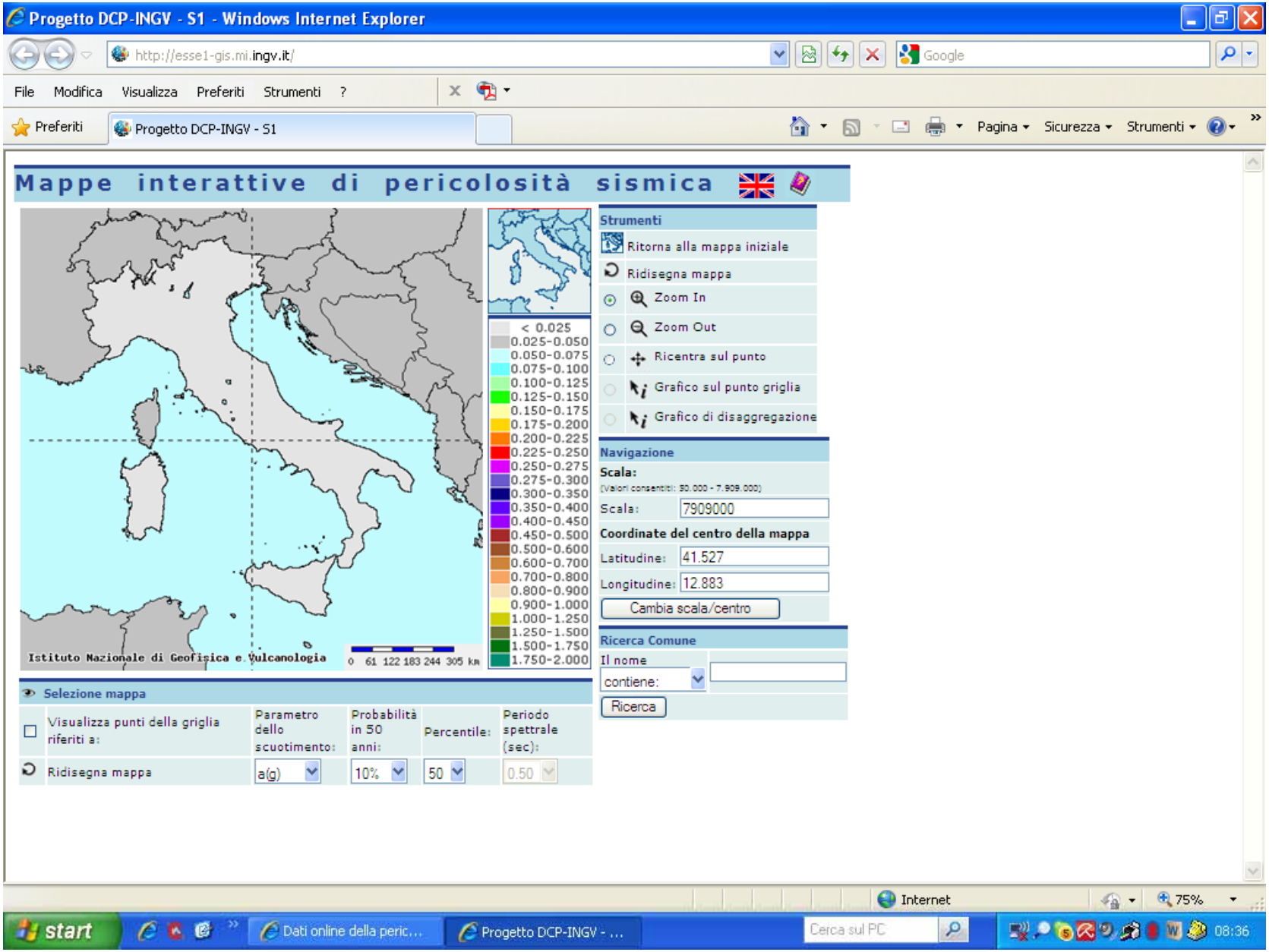
1. *I tempi necessari a "ricaricare" una faglia sono dell'ordine delle centinaia o migliaia di anni a fronte di una catalogo sismico di un migliaio di anni al massimo (realisticamente solo soddisfacente dal 1600 in poi e solo per la sismicità più intensa)*
2. *I terremoti non sembrano caratterizzati da stazionarietà: anzi tendono a raggrupparsi sia spazialmente che temporalmente*
3. *Questo implica anche una forte dose di interazione fra i terremoti: ma se l'uno influenza l'altro l'ipotesi si Poissonianità sembra poco sostenibile*

Di fatto le carte di pericolosità cominciano solo ora ad essere "validate" ovvero valutate a posteriori in rapporto alle "previsioni" effettuate (e le verifiche non sembrano fornire risultati incoraggianti)

Tutte queste considerazioni e la necessità di aggiornare continuamente le informazioni di base (per esempio le leggi di attenuazione) rendono le carte di pericolosità un oggetto tutt'altro che fuori discussione e definitivamente consolidato

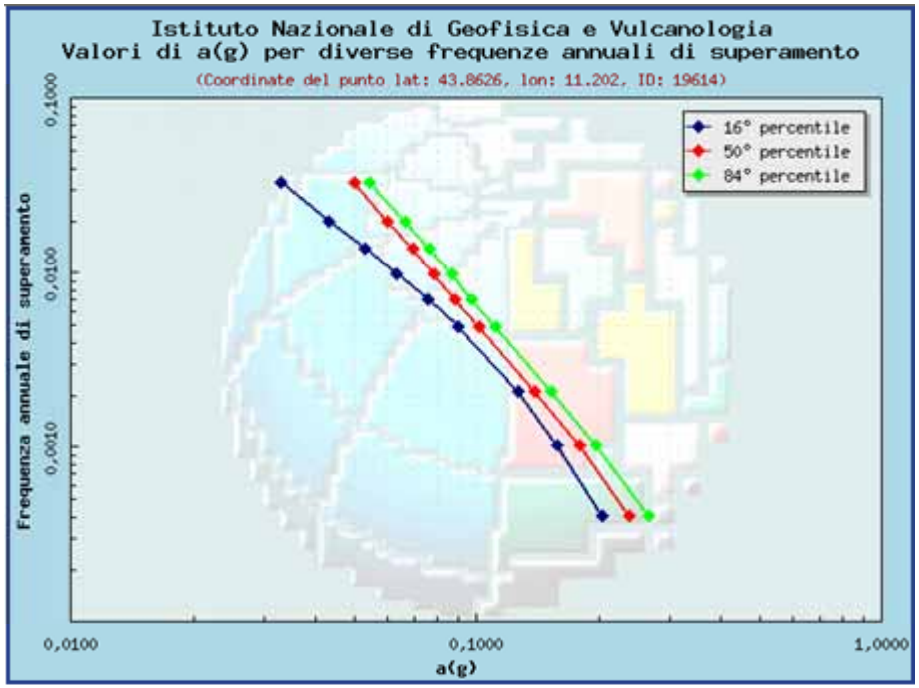
Nel sito INGV




Progetto DCP-INGV - S1 - Windows Internet Explorer
http://esse1-gis.mi.ingv.it/
File Modifica Visualizza Preferiti Strumenti ?
Preferiti
Progetto DCP-INGV - S1
Pagina Sicurezza Strumenti
Mappe interattive di pericolosità sismica
Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
0 61 122 183 244 305 km
< 0.025
0.025-0.050
0.050-0.075
0.075-0.100
0.100-0.125
0.125-0.150
0.150-0.175
0.175-0.200
0.200-0.225
0.225-0.250
0.250-0.275
0.275-0.300
0.300-0.350
0.350-0.400
0.400-0.450
0.450-0.500
0.500-0.600
0.600-0.700
0.700-0.800
0.800-0.900
0.900-1.000
1.000-1.250
1.250-1.500
1.500-1.750
1.750-2.000
Strumenti
Ritorna alla mappa iniziale
Ridisegna mappa
Zoom In
Zoom Out
Ricentra sul punto
Grafico sul punto griglia
Grafico di disaggregazione
Navigazione
Scala:
Scala: 7909000
Coordinate del centro della mappa
Latitudine: 41.527
Longitudine: 12.883
Cambia scala/centro
Ricerca Comune
Il nome
contiene:
Ricerca
Selezione mappa
Visualizza punti della griglia riferiti a:
Parametro dello scuotimento:
Probabilità in 50 anni:
Percentile:
Periodo spettrale (sec):
Ridisegna mappa
a(g)
10%
50
0.50
Internet
75%
start
Dati online della peric...
Progetto DCP-INGV - ...
Cerca sul PC
08:36

Selezionando questo parametro

E la cella di interesse



Frequenza annuale di superamento	a(g) (Coordinate del punto lat: 43.8626, lon: 11.202, ID: 19614)		
	16° percentile	50° percentile	84° percentile
0.0004	0.2044	0.2371	0.2647
0.0010	0.1576	0.1792	0.1973
0.0021	0.1265	0.1392	0.1520
0.0050	0.0897	0.1012	0.1111
0.0071	0.0759	0.0886	0.0975
0.0099	0.0636	0.0785	0.0867
0.0139	0.0531	0.0697	0.0764
0.0200	0.0430	0.0603	0.0666
0.0333	0.0328	0.0501	0.0544

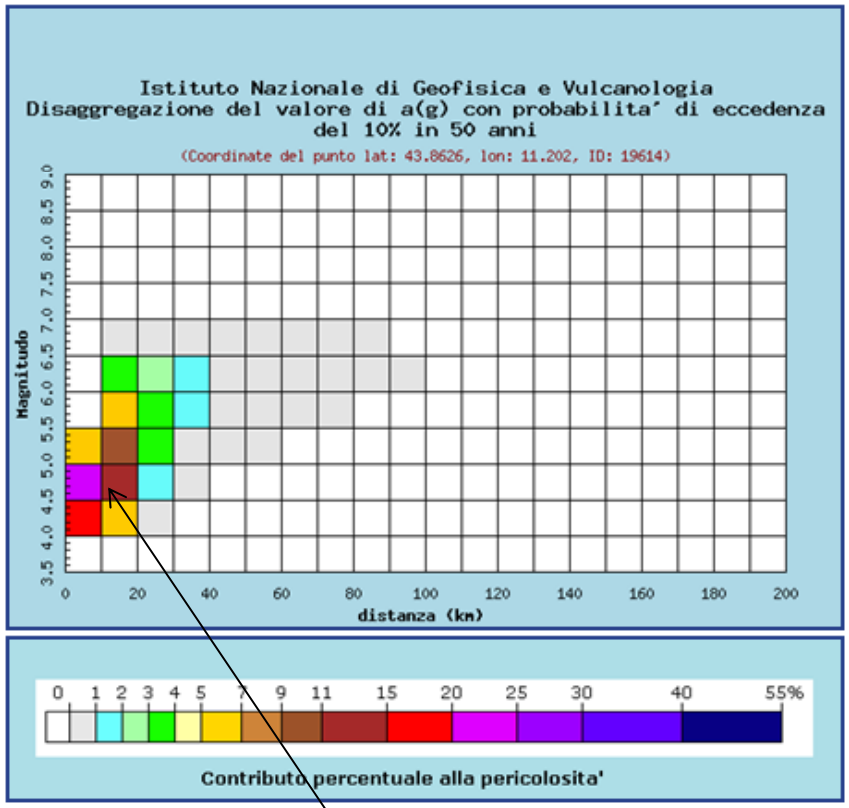
Si ottengono le curve di pericolosità (espresse in forma del parametro λ corrispondente a diversi valori di accelerazione)

Mediante questo valore è possibile risalire alle diverse probabilità per i differenti tempi di esposizione

$$P(m) = 1 - e^{-\lambda \Delta t} \approx \lambda \Delta t$$

Selezionando questo parametro

E la cella di interesse

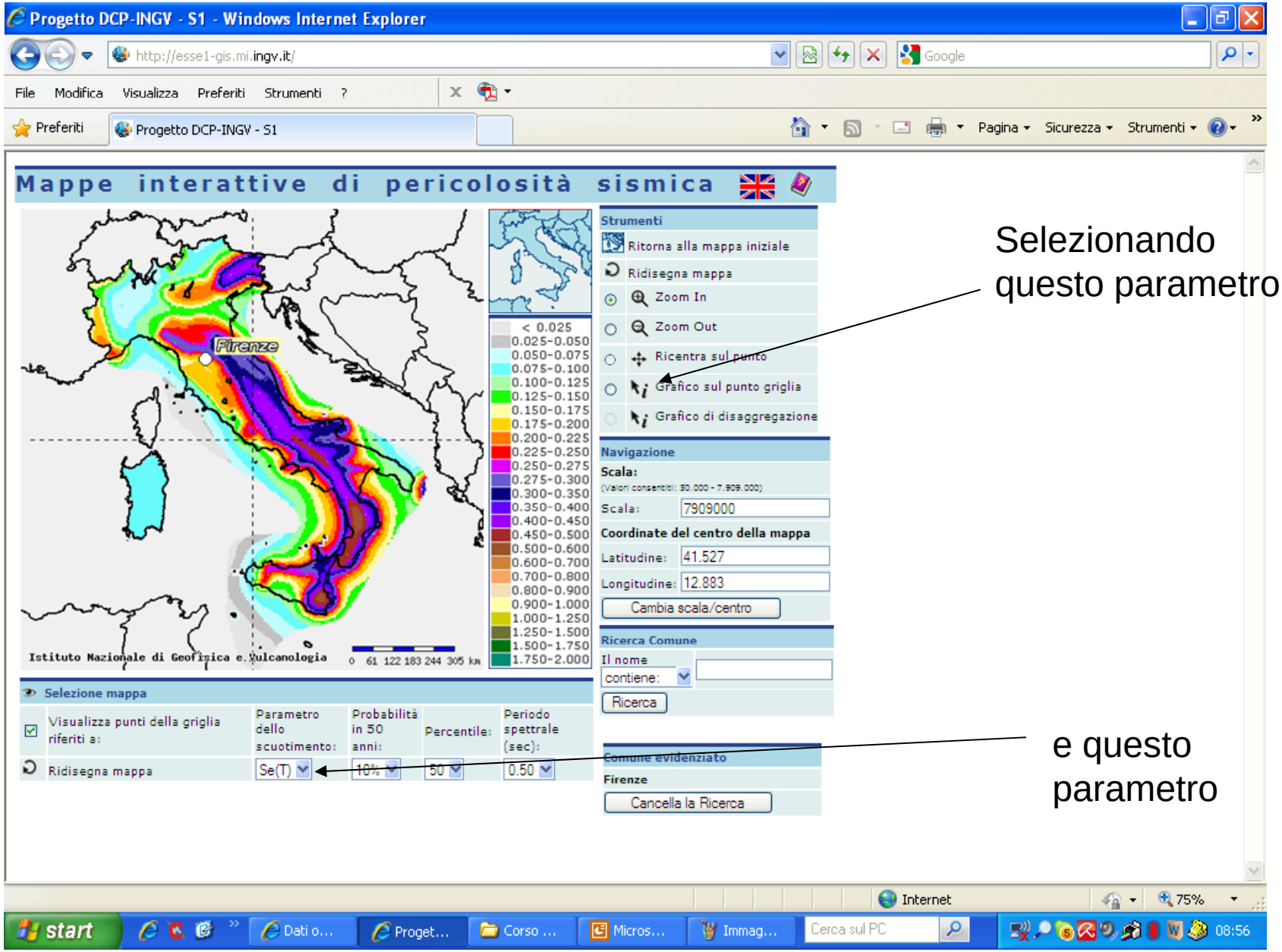


Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 43.8626, lon: 11.202, ID: 19614)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	16.700	21.200	6.680	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	5.110	12.900	10.500	5.840	3.450	0.450	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.084	1.750	3.650	3.550	2.900	0.457	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.034	0.893	1.430	1.020	0.187	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.102	0.485	0.301	0.065	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.001	0.099	0.109	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.037	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.011	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.020	12.600	1.210

numero di deviazioni standard per cui un dato valore di scuotimento (logaritmico) devia da quello mediano predetto dalla legge di attenuazione data una coppia *M-R*

Valori “Medi”



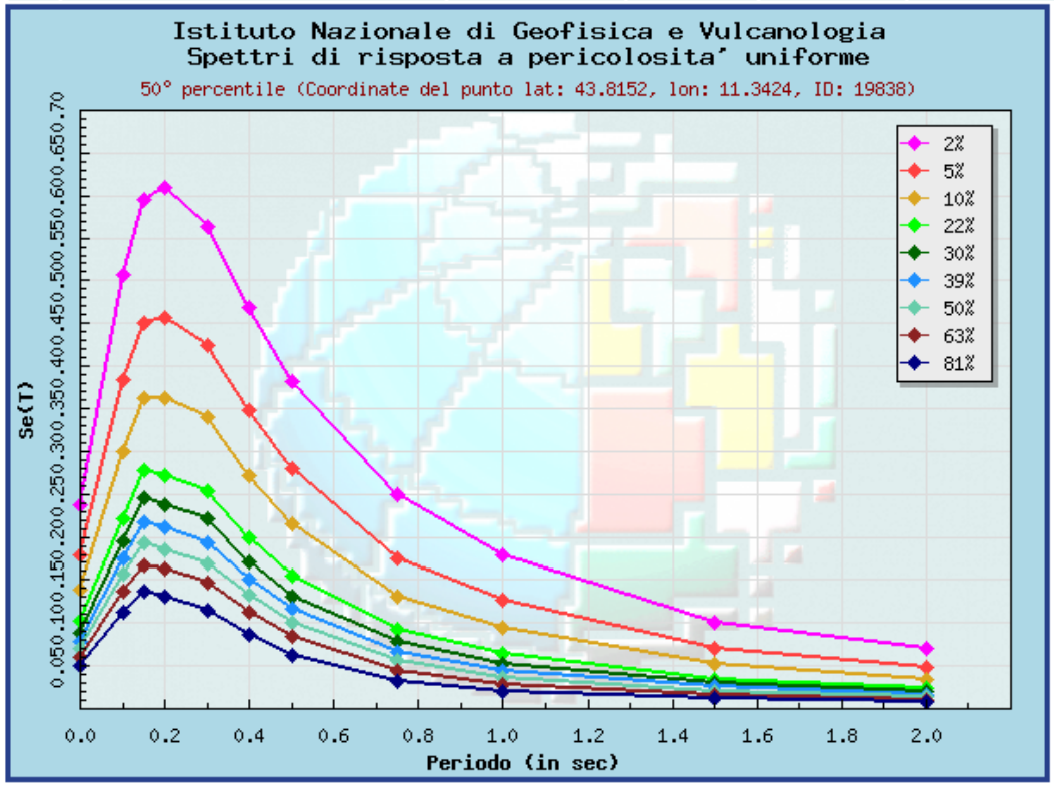
Selezionando questo parametro

e questo parametro

Ordinate spettrali per periodi fissati

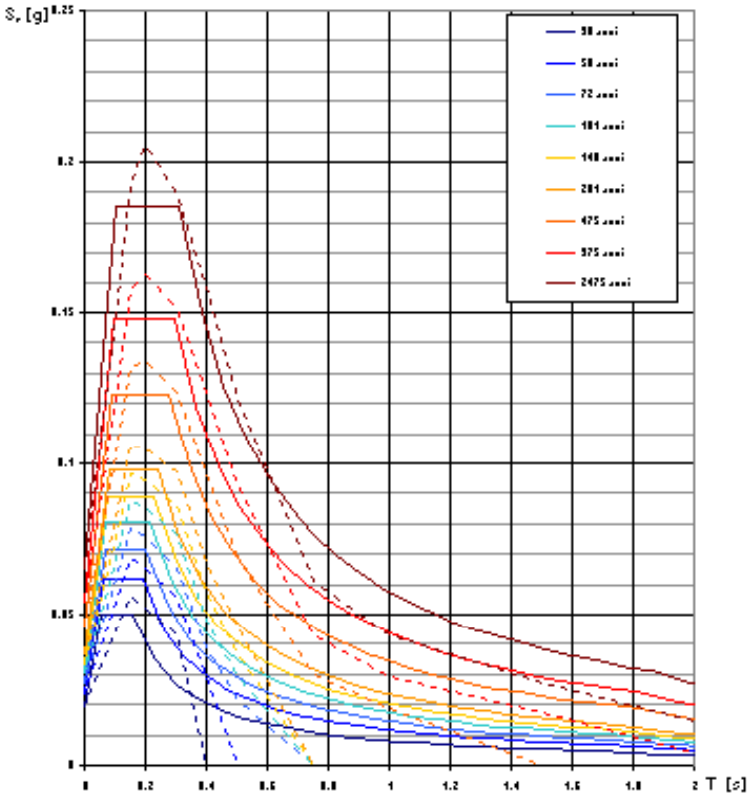
Fissata una soglia di probabilità è possibile quindi dedurre l'ampiezza dello scuotimento (o SA) massimo atteso ad certo periodo di vibrazione

Si può ottenere quindi uno Spettro a Probabilità Costante che è una specie di spettro di scuotimento anche se non è figlio di un solo terremoto ma dell'insieme della sismicità utilizzata per la stima di pericolosità



Sono quindi questi spettri a probabilità uniforme (che cambia seconda della probabilità di eccedenza scelta o del tempo di ritorno) alla base dello spettro di riferimento semplificato fornito dalla normativa

Spettri di risposta elastici per i periodi di ritorno T_R di riferimento



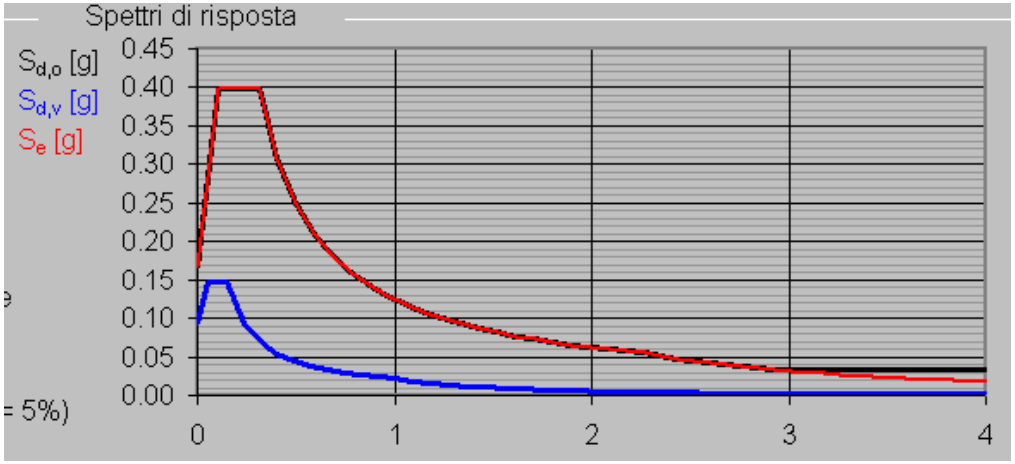
NOTA:
Con linea continua si rappresentano gli spettri di Normativa, con linea tratteggiata gli spettri del progetto S1-INGV da cui sono derivati.

Dalla forma di questi spettri vengono infatti dedotti i tre parametri riportati nell'allegato B delle NTC del 2008

Nell'allegato B delle NTC08, vengono forniti i parametri spettrali per ogni punto di una griglia regolare del territorio nazionale e in funzione del cosiddetto "Periodo di Ritorno" (in anni) che a sua volta viene prescritto in funzione di vari parametri (vita attesa dell'edificio, importanza, ecc.)

T_R [anni]	a_g [g]	F_o [-]	T_C^* [s]
30	0.047	2.551	0.253
50	0.056	2.586	0.268
72	0.064	2.594	0.276
101	0.072	2.591	0.282
140	0.080	2.601	0.287
201	0.094	2.524	0.294
475	0.131	2.413	0.302
975	0.167	2.388	0.311
2475	0.221	2.414	0.319

Valori caratteristici dello spettro di risposta elastico per la **Città di Firenze** (*ipotizzandola su basamento sismico affiorante e planare*) e dai quali è possibile calcolare la forma spettrale riportata sotto Orizzontale in rosso e verticale in blu)



Di fatto, questo spettro di risposta è il terremoto da cui ci dobbiamo difendere

E' questo il terremoto da utilizzare come moto di input per lo studio di Risposta Sismica Locale

Programma Lavori Pubblici

PAUSA

Nella “Valutazione della Risposta sismica locale in condizioni 1D): elementi chiave sono

1. *Scelta dei parametri dinamici del modello (p.es le curve di degrado dei diverso materiali)*
2. *L’accelerogramma di riferimento (quale terremoto simulare?)*

Quest’ultimo può essere un accelerogramma teorico (generato artificialmente) in modo che sia compatibile con lo spettro atteso per il moto di riferimento al suolo

Gli stati limite, ultimi e di esercizio, possono essere verificati mediante l’uso di accelerogrammi, o artificiali o simulati o naturali. Ciascun accelerogramma descrive una componente, orizzontale o verticale, dell’azione sismica; l’insieme delle tre componenti (due orizzontali, tra loro ortogonali ed una verticale) costituisce un gruppo di accelerogrammi.

La durata degli accelerogrammi artificiali deve essere stabilita sulla base della magnitudo e degli altri parametri fisici che determinano la scelta del valore di a_g e di S_S. In assenza di studi specifici la durata della parte pseudo-stazionaria degli accelerogrammi deve essere almeno pari a 10 s; la parte pseudo-stazionaria deve essere preceduta e seguita da tratti di ampiezza crescente da zero e decrescente a zero, di modo che la durata complessiva dell’accelerogramma sia non inferiore a 25 s.

Gli accelerogrammi artificiali devono avere uno spettro di risposta elastico coerente con lo spettro di risposta adottato nella progettazione. La coerenza con lo spettro elastico è da verificare in base alla media delle ordinate spettrali ottenute con i diversi accelerogrammi, per un coefficiente di smorzamento viscoso equivalente ξ del 5%. L'ordinata spettrale media non deve presentare uno

In realtà, avere a disposizione uno **spettro di risposta** di riferimento e una coppia **magnitudo-distanza** non basta

Per poter applicare la nostra procedura per lo studio della risposta sismica locale ho **bisogno di un accelerogramma!**

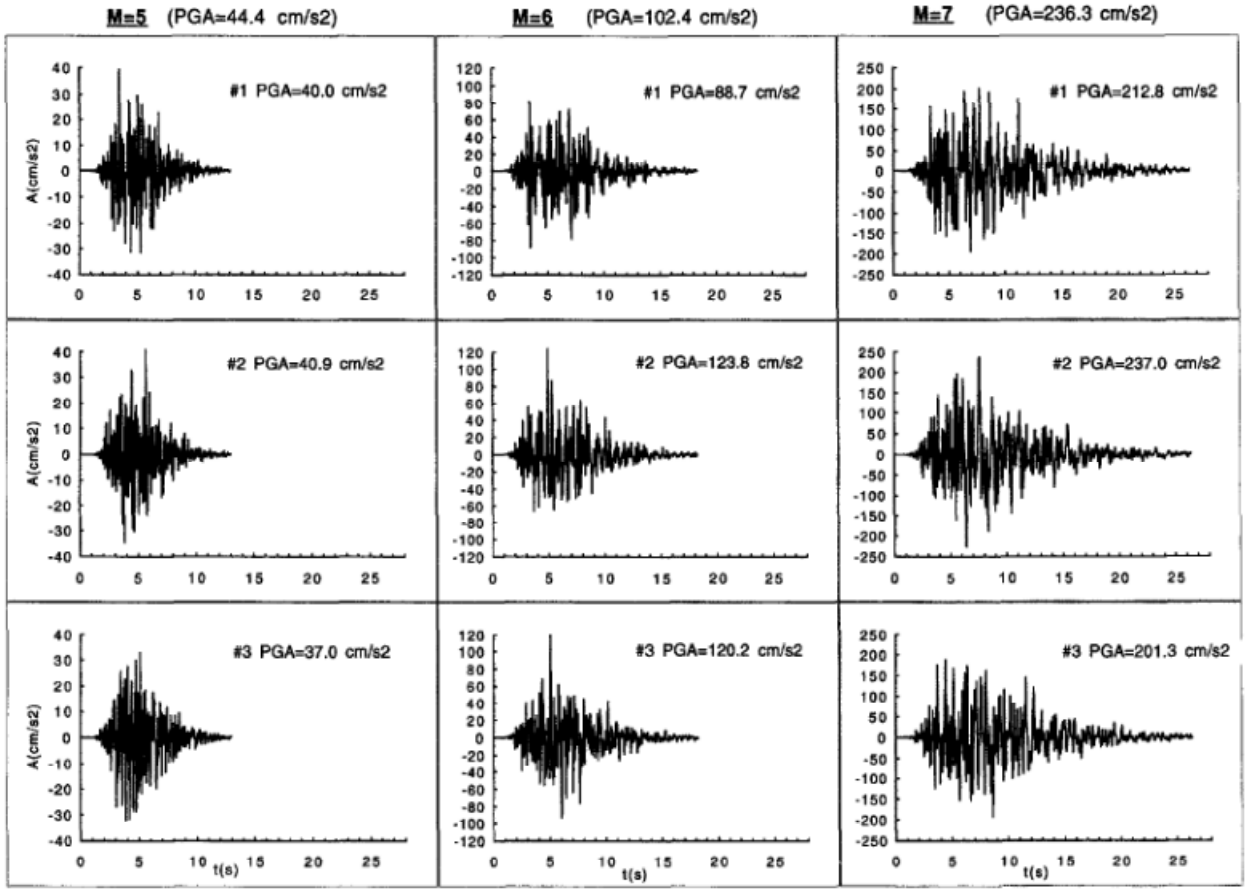
Come ricavarlo da queste informazioni?

Ho tre possibilità

1. Costruire per via numerica accelerogrammi con le caratteristiche richieste utilizzando modelli fisico/empirici (**accelerogrammi artificiali**)
2. Costruire accelerogrammi a partire dalle caratteristiche della sorgente utilizzando una modellazione fisica (**accelerogrammi sintetici o simulati**)
3. Trovare accelerogrammi registrati al sito o in altre situazioni con le caratteristiche richieste (**accelerogrammi reali spettro-compatibili**)

Ma oltre al contenuto spettrale, anche la **forma** dell'accelerogramma cambia, soprattutto in alla magnitudo (per effetto delle diverse dimensioni della sorgente responsabile dell'evento) ed alla distanza dalla sorgente

Anche questo cambiamento di forma può essere studiato per via empirica e parametrizzato

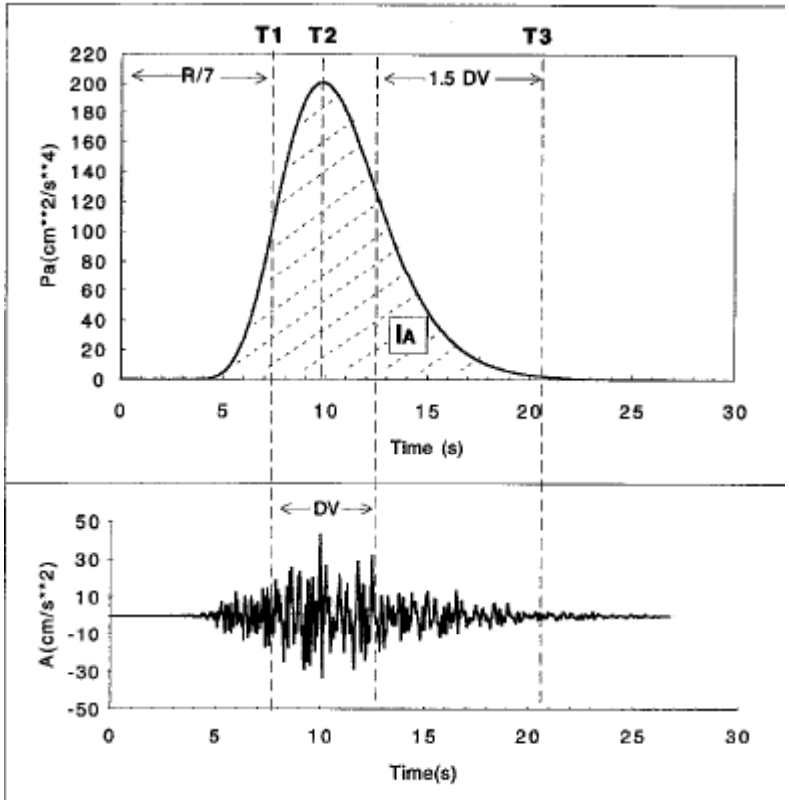


Per esempio, parametrizzando opportunamente la forma dell'accelerogramma è possibile costruire una serie di Fourier artificiale che permette di simulare un terremoto

$$a(t) = 2 \sum_{n=1}^{N} C_n(t) \cos(n 2\pi f_0 t + \varphi_n),$$

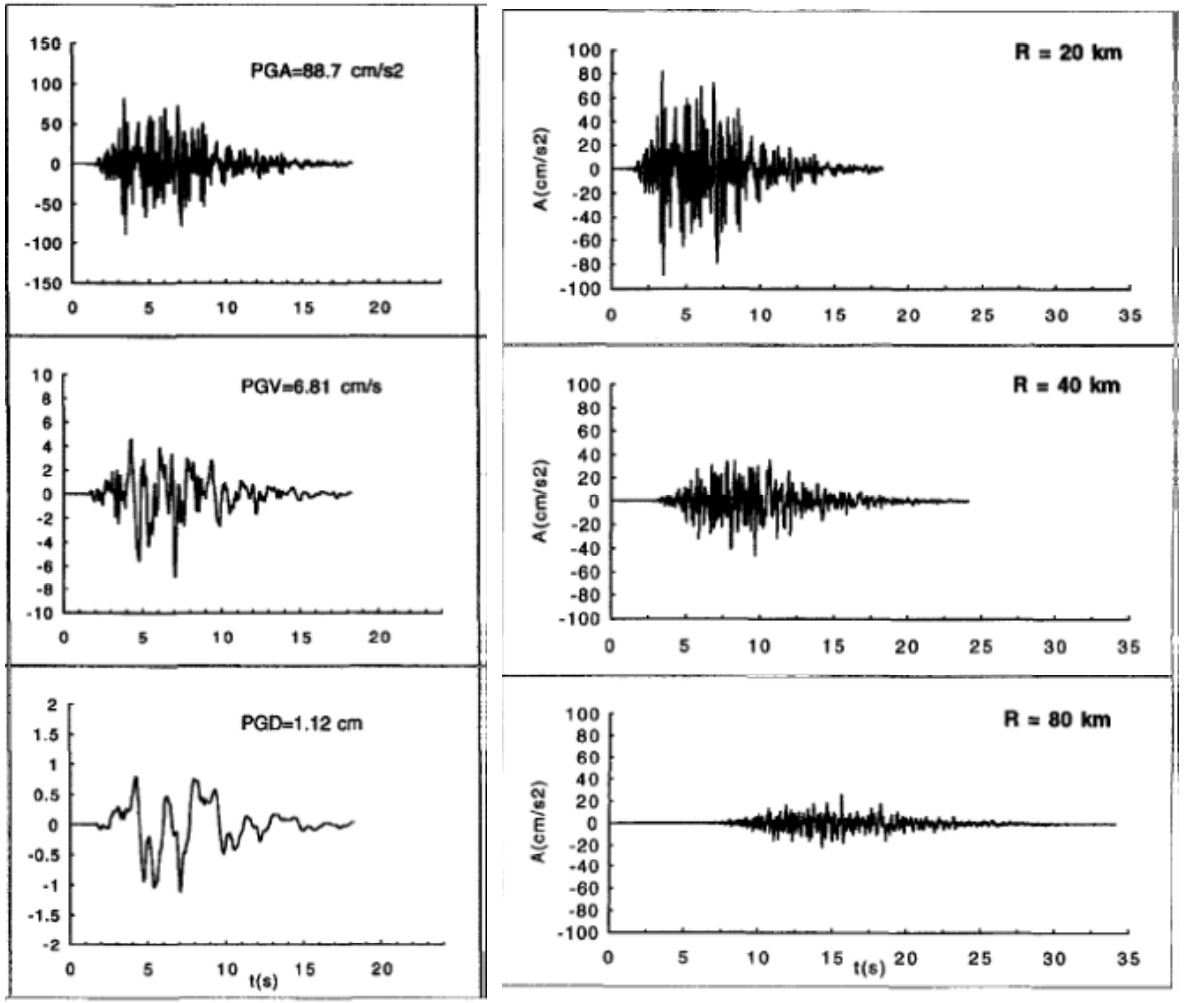
$$C_n(t) = \sqrt{2\pi f_0 \mathrm{PS}(f_n, t)},$$

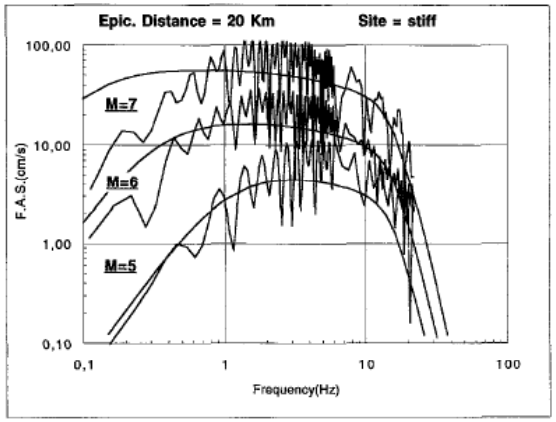
Viene dedotto dalla magnitudo e dalla distanza epicentrale mediante relazioni empiriche



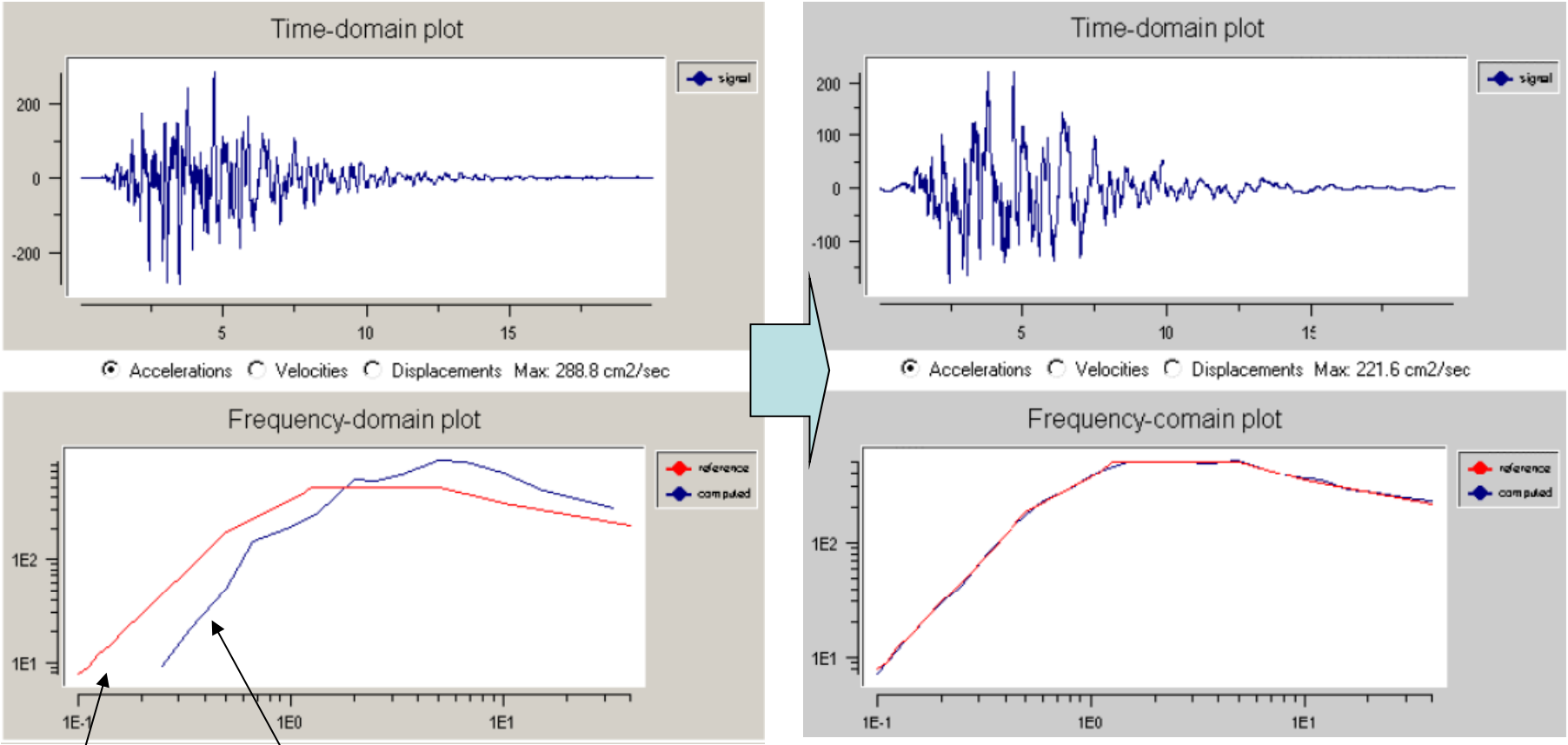
Non viene fatto nessun tentativo di ricostruire lo spettro di fase: di fatto vengono assunte fasi casuali

In questo modo, a partire dalla indicazione della **magnitudo** e della **distanza** è possibile definire degli accelerogrammi "**artificiali**" (fisicamente compatibili) che simulano quelli reali (**su terreni rigidi**) sia in termini di storia temporale che di spettro





Questi accelogrammi artificiali possono poi essere “adattati” ad uno spettro di risposta fissato: in pratica si definisce uno spettro di risposta “target” al quale l’accelerogramma artificiale deve essere **adattato**



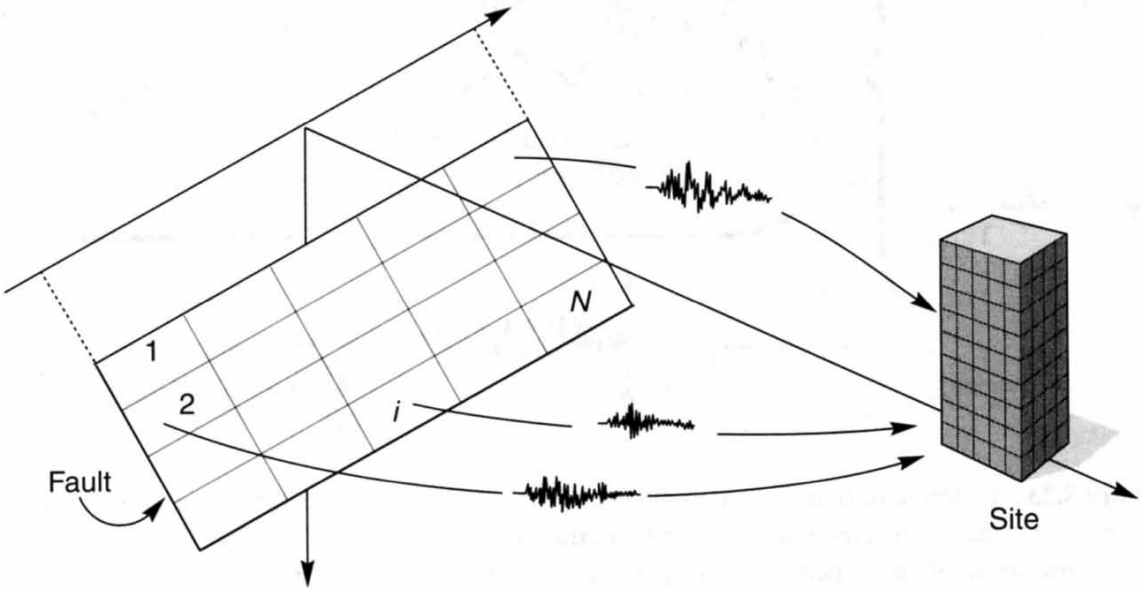
Spettro target *Spettro acc. sintetico*

Dopo l’adattamento

Un codice di calcolo che implementa l’intera procedura (“**Belfagor**”) è disponibile liberamente in rete all’indirizzo

http://www.unibas.it/utenti/mucciarelli/Marco_Mucciarelli/Software.html

In alternativa è anche possibile dedurre l'accelerogramma a partire dal modello fisico della sorgente (**accelerogrammi sintentici**)



Si tratta di una procedura numericamente complessa (tanto più quanto maggiore è la complessità del processo che si vuole simulare)

In genere in questo modo vengono modellati soprattutto gli effetti di sorgente ma assai poco quelli di propagazione

Sono quindi adatti a rappresentare l'effetto di forti terremoti nelle immediate vicinanze del sito (near field)

Inoltre richiedono conoscenze dettagliate sulla possibile sorgente

Vengono però posti alcuni vincoli

L'uso di accelerogrammi artificiali non è ammesso nelle analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici.

L'uso di accelerogrammi generati mediante simulazione del meccanismo di sorgente e della propagazione è ammesso a condizione che siano adeguatamente giustificate le ipotesi relative alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente e del mezzo di propagazione.

L'uso di accelerogrammi registrati è ammesso, a condizione che la loro scelta sia rappresentativa della sismicità del sito e sia adeguatamente giustificata in base alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza dalla sorgente e alla massima accelerazione orizzontale attesa al sito.

Gli accelerogrammi registrati devono essere selezionati e scalati in modo da approssimare gli spettri di risposta nel campo di periodi di interesse per il problema in esame.

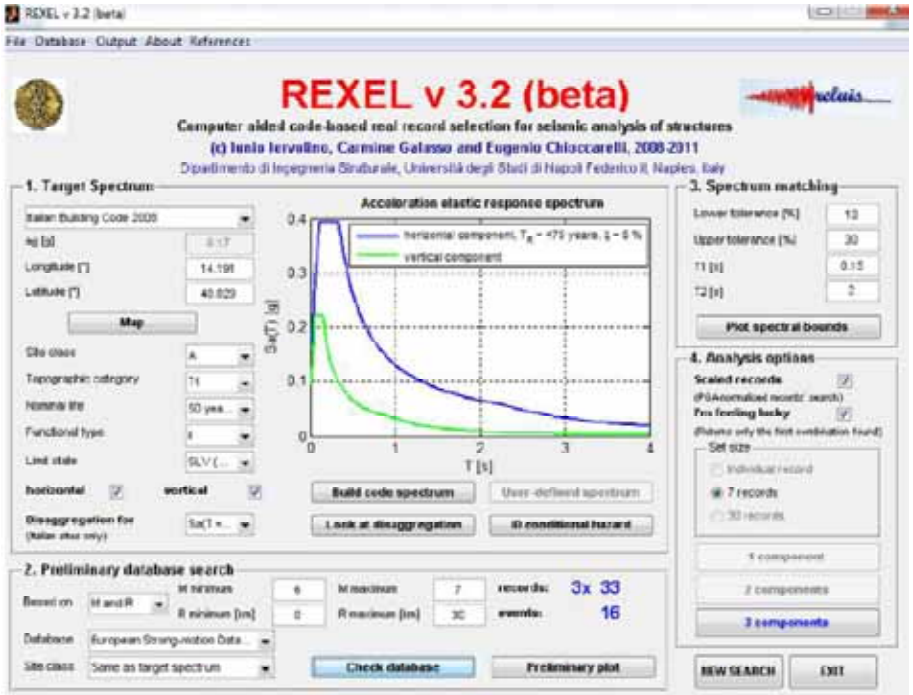
Per quanto riguarda gli accelerogrammi artificiali si è già visto che è possibile utilizzare una procedura numerica implementata su appositi codici di calcolo (p.es BELFAGOR)

E per quelli registrati?

Relativamente all'utilizzo di accelerogrammi naturali, le NTC2008 riportano in sintesi le seguenti prescrizioni:

- l'uso di accelerogrammi registrati è ammesso, a condizione che la loro scelta sia **rappresentativa della sismicità del sito** e adeguatamente giustificata in base alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza dalla sorgente e alla accelerazione orizz. di picco attesa al sito;
- gli accelerogrammi registrati devono essere selezionati e scalati in modo da approssimare spettri di risposta nel campo di periodi di interesse per problema in esame;
- utilizzare le condizioni di compatibilità spettrale media definite per i segnali artificiali anche per quelli naturali, avendo cura in ogni caso di rispettare le condizioni geologiche di sito e di scegliere accelerogrammi il cui spettro è, per quanto possibile, generalmente simile a quello di riferimento;
- gli accelerogrammi possono essere scalati linearmente in ampiezza **limitando il fattore di scala** nel caso di segnali provenienti da eventi di piccola magnitudo;
- gli effetti sulla struttura sono rappresentati dai **valori medi** degli effetti più sfavorevoli ottenuti dalle analisi, **se si utilizzano almeno 7 diversi gruppi di accelerogrammi**, dai valori più sfavorevoli degli effetti, in caso contrario;
- in nessun caso si possono adottare **meno di tre gruppi di accelerogrammi**.

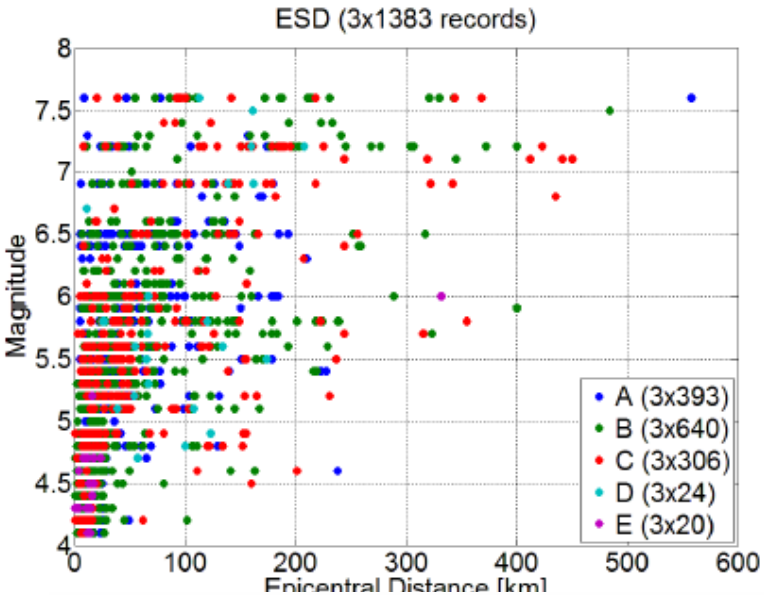
A questo scopo è stato recentemente reso disponibile gratuitamente il codice REXEL (http://www.reluis.it/)

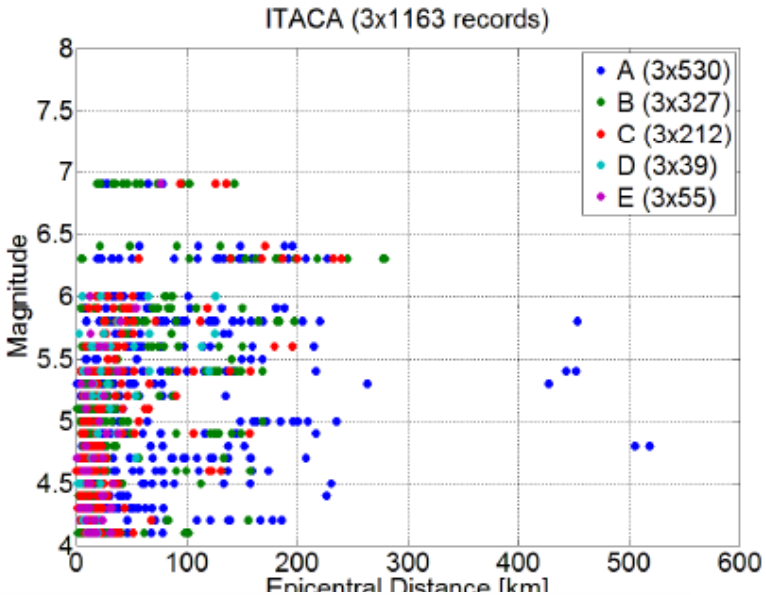


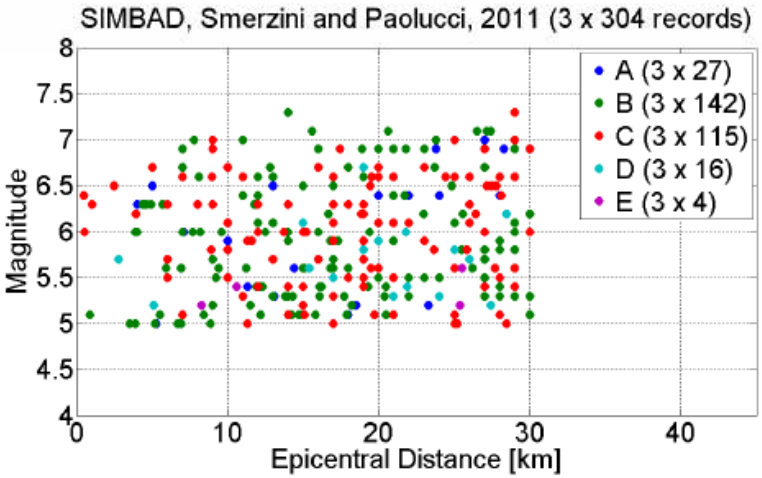
Questo codice ha due funzioni

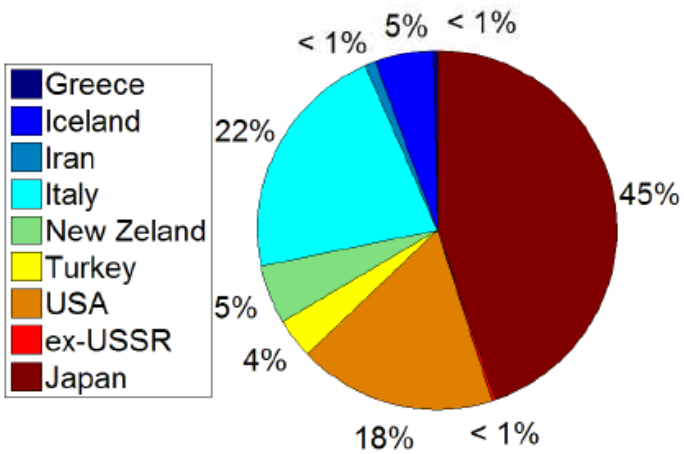
- Permette di consultare alcune banche dati relative a registrazioni accelerometriche in Italia e in Europa
- Permette di selezionare automaticamente gruppi di accelerogrammi spettro-compatibili da utilizzare per studi di RSL

Le banche dati contengono migliaia di registrazioni relative a situazioni differenti (esplicitate in termini di categorie di sottosuolo NTC08)





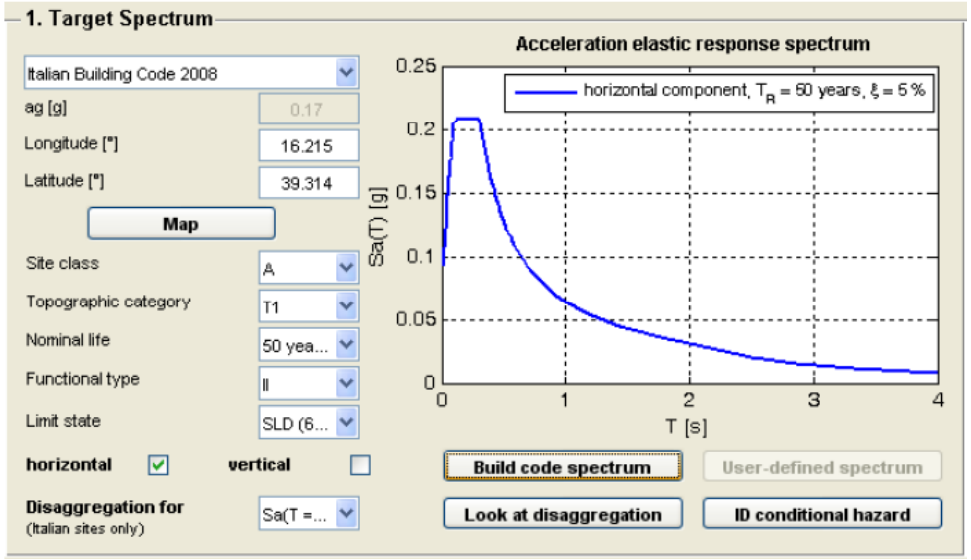




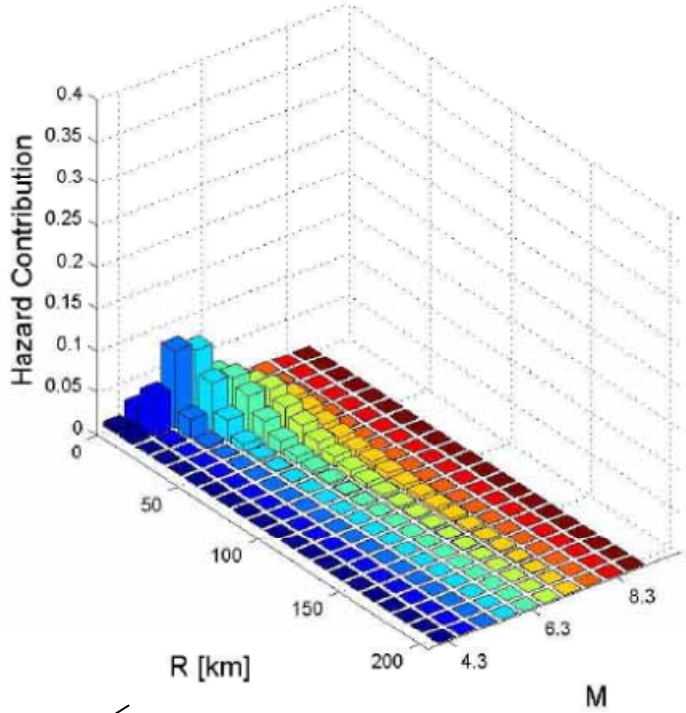
La ricerca si svolge di diverse fasi

1. *Si sceglie il sito di interesse*
2. *Sulla base delle carte di pericolosità e le caratteristiche del manufatto il programma definisce lo spettro di risposta del terremoto di riferimento per il sito (**spettro target**)*
3. *Viene anche fornita l'analisi di disaggregazione dalla quale si può scegliere la coppia (l'insieme di valori) magnitudo-distanza di interesse*
4. *Viene scelta la banca dati di interesse (per esempio per magnitudo basse non può essere usata la banca dati SIMBAD)*
5. *I programma ricerca gruppi di accelerogrammi spettro-compatibili e con magnitudo distanza simili a quelle scelte*

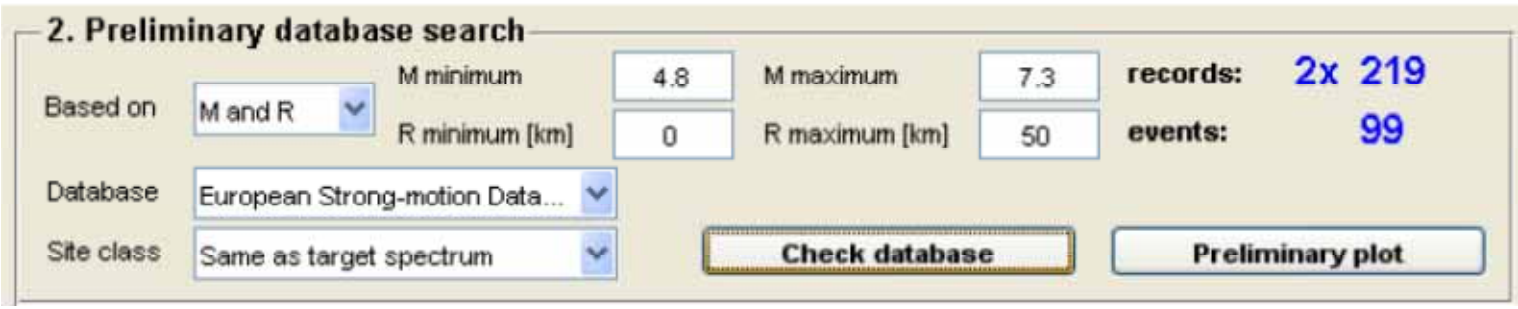
Pericolosità



Disaggregazione



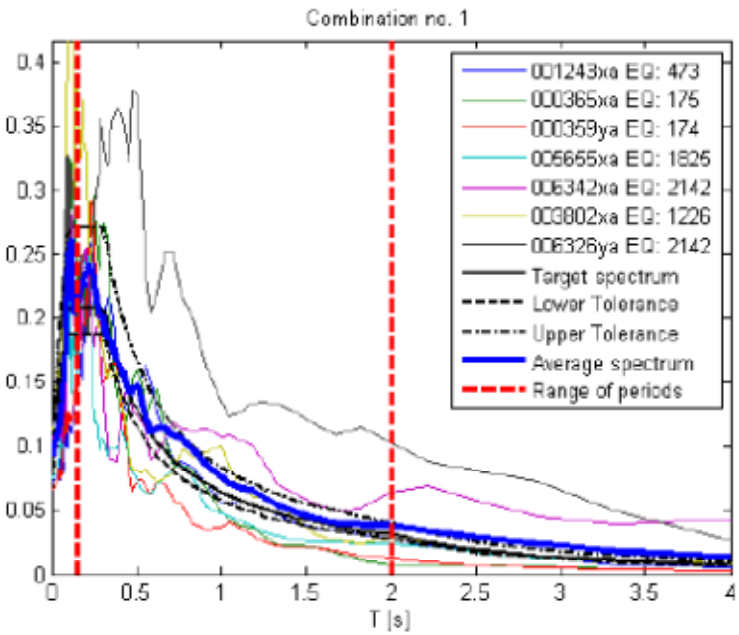
Finestra di ricerca



Ovviamente sarà assai difficile (impossibile) trovare accelerogrammi esattamente corrispondenti alle richieste

Inoltre spesso si cercano più accelerogrammi (per valutare le possibile variabilità del moto di input): in questo caso è la media degli accelerogrammi che deve somigliare allo spettro “target”

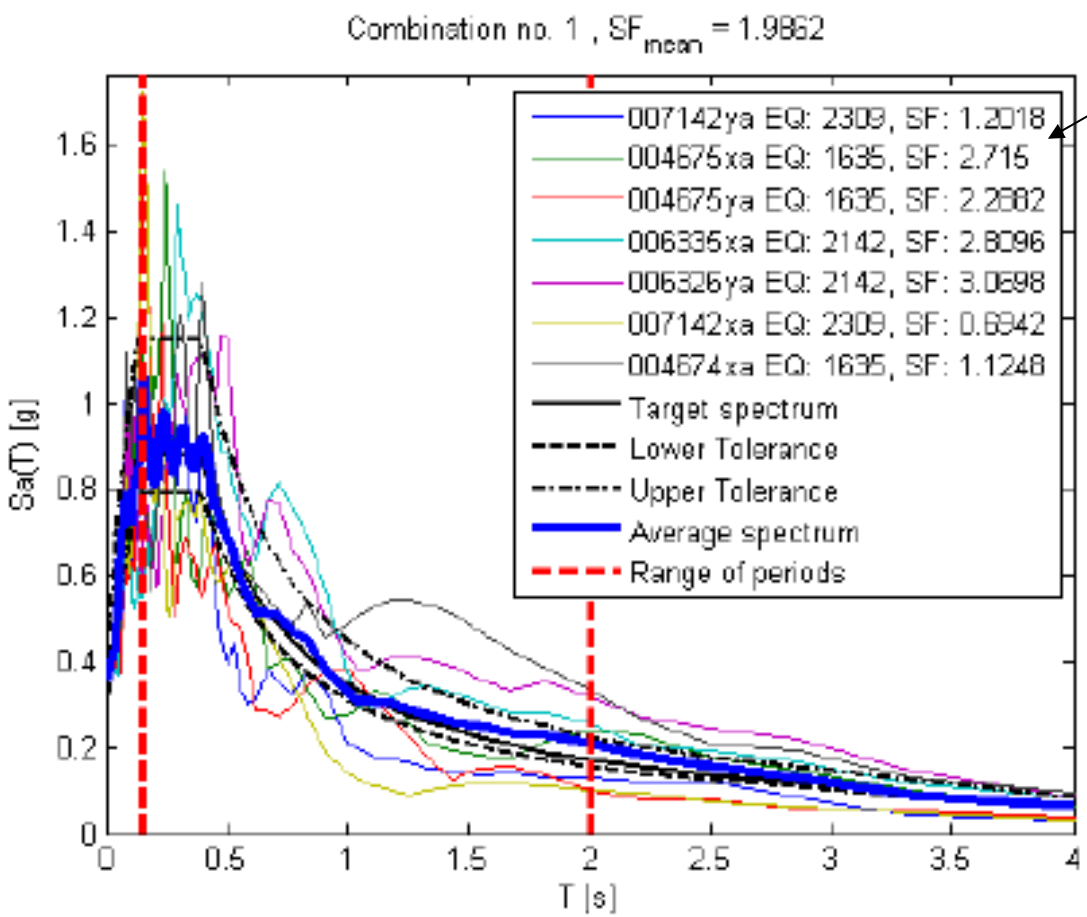
Quindi vanno fissati limiti di tolleranza riguardo al livello si somiglianza dello spettro risposta rispetto a quello target (quanto possono essere diversi e i quale intervallo di periodo), alla possibilità di “scalare” l’accelerogramma (ovvero moltiplicarlo per un fattore di scala) in modo da farlo “somigliare” allo spettro target



Se si è fortunati si trovano gruppi di accelerogrammi che non hanno bisogno di essere "riscalati" e quindi modificati rispetto all'originale

Combinazione 17372								
Waveform ID	Earthquake ID	Station ID	Earthquake Name	Date	Mw	Fault Mechanism	Epicentral Distance [km]	EC8 Site class
1243	473	ST575	Izmit (aftershock)	13/09/1999	5.8	oblique	15	A
5655	1825	ST2950	NE of Banja Luka	13/08/1981	5.7	oblique	10	A
359	174	ST136	Umbria	29/04/1984	5.6	normal	17	A
473	228	ST40	Vrancea	31/05/1990	6.3	thrust	7	A
383	176	ST153	Lazio Abruzzo (aftershock)	11/05/1984	5.5	normal	14	A
4675	1635	ST2487	South Iceland	17/06/2000	6.5	strike slip	13	A
7142	2309	ST539	Bingol	01/05/2003	6.3	strike slip	14	A
medie:					5.957143		12.85714286	

Se si è meno fortunati, la ri-scalatura diventa necessaria



Fattori di scala

Comunque il programma fornisce i uscita accelerogrammi non scalati (in m/sec^2)

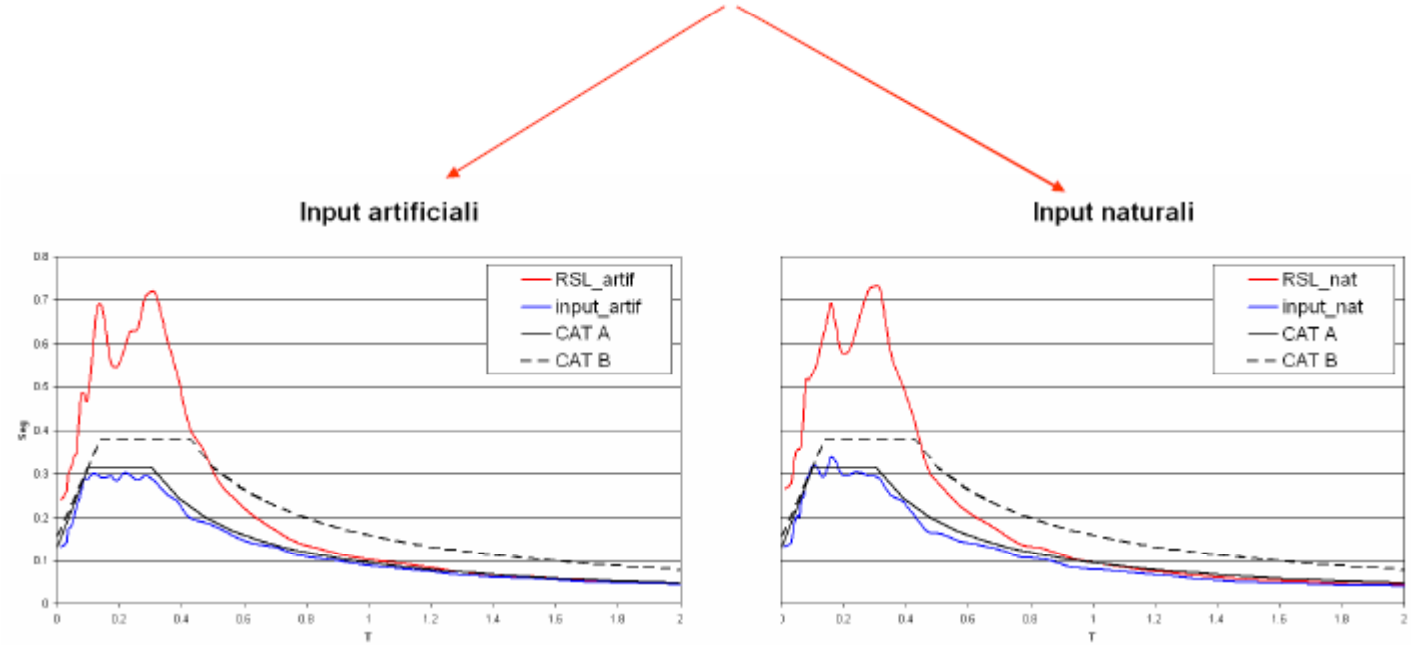
Si può discutere se valga o meno al pena di utilizzare accelerogrammi reali ma “deformati” per adattarli al caso in studio o valga invece la pena di utilizzare accelerogrammi artificiali con ottimo adattamento allo spettro target ma non realmente osservati

In taluni casi non ci sono alternative per esempio quando la pericolosità è bassa spesso non si trovano accelerogrammi spettro-compatibili se non a prezzo di “riscalature” esagerate e comunque non compatibili con la coppia magnitudo distanza rappresentativa

In questi casi l’uso di accelerogrammi sintetici è necessario

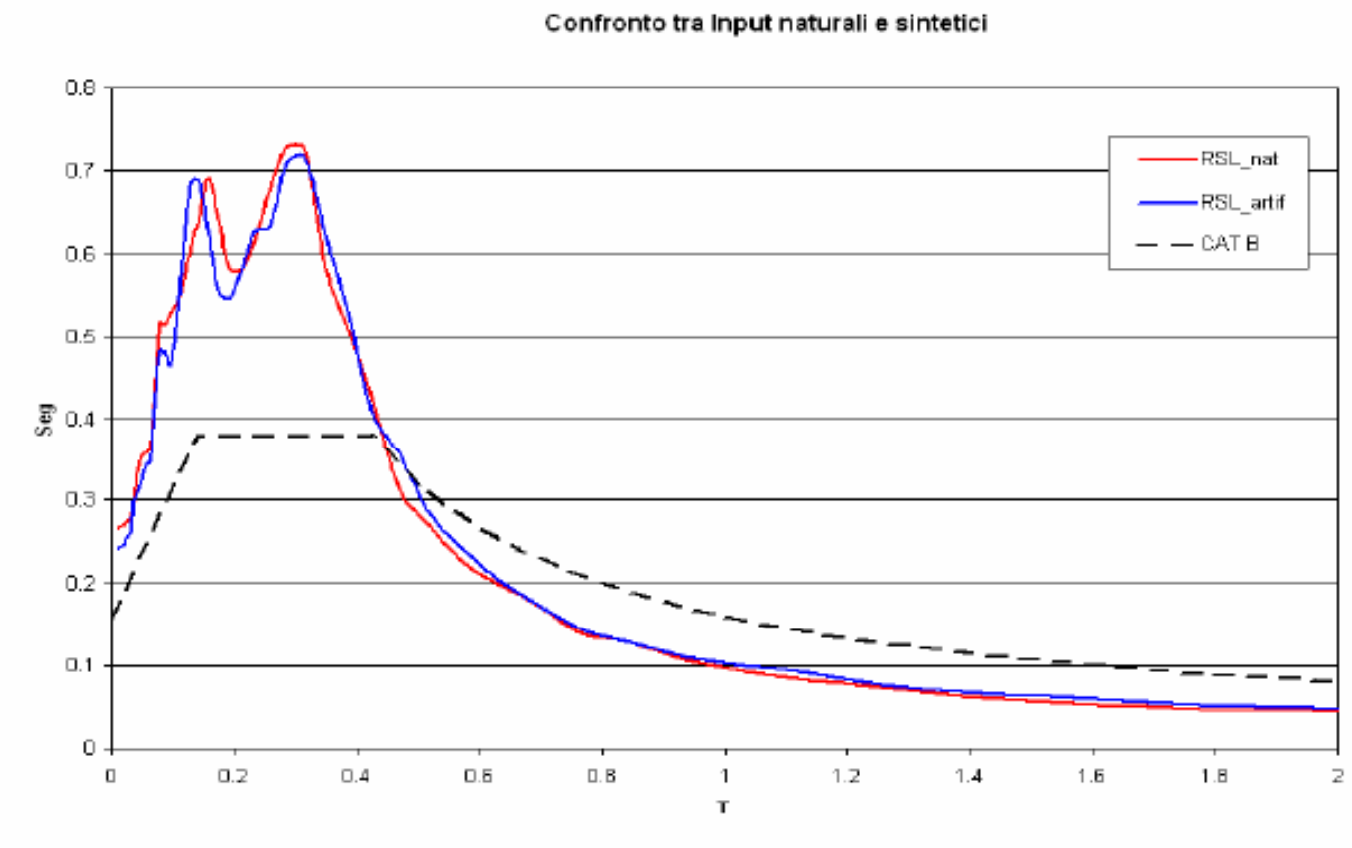
L’ideale che gli enti preposti (per esempio le Regioni) si facciano carico di definire accelerogrammi rappresentativi delle diverse situazioni presenti sul territorio e che possano essere utilizzate dai professionisti per gli studi RSL

Il grafico di sinistra riporta il risultato in termini di spettro di risposta elastico (ξ=5%) utilizzando un input artificiale compatibile con lo spettro di categoria A per il sito in esame. Lo spettro di destra è analogo a quello precedentemente descritto ad esclusione dell'input che in questo caso è costituito da 7 accelerogrammi naturali (di cui il risultato è la media dei 7 accelerogrammi amplificati dal sito).



(da D'Intinosante, 2012)

In molti casi le differenze non sono significative



Nelle successive circolari interpretative si risolve l'ambiguità interpretativa tornando a preferire gli accelerogrammi osservati

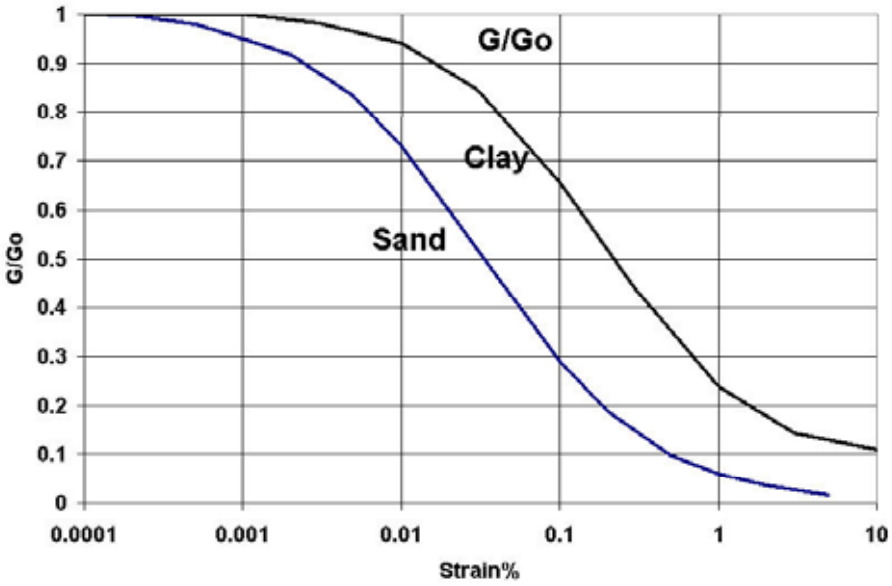
Come specificato nel § 3.2.3.6 delle NTC, nelle analisi di risposta sismica locale, così come nelle analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici, non è consentito l'uso di accelerogrammi artificiali. Gli accelerogrammi artificiali spettro-compatibili sono infatti caratterizzati da contenuti in frequenza irrealistici, poiché gli spettri di risposta di progetto su cui essi sono calibrati sono ottenuti da inviluppi di spettri di risposta di numerosi eventi reali. Conseguentemente, gli accelerogrammi artificiali sono caratterizzati da una banda di frequenze irrealisticamente ampia. L'uso di accelerogrammi artificiali in un'analisi di risposta sismica può produrre un'amplificazione contemporanea, e perciò poco realistica, dei diversi modi di vibrazione del sistema, mentre un'azione sismica reale, caratterizzata da una larghezza di banda modesta, amplifica un limitato numero di modi, o al limite un unico modo. Inoltre, dal momento che la risposta dei terreni a una sollecitazione ciclica è non lineare, la rigidezza e la capacità di dissipare energia dipendono dall'ampiezza del livello deformativo. Perciò, durante il sisma il terreno modifica le proprie proprietà meccaniche adattandole all'ampiezza delle vibrazioni che riceve. Se l'azione sismica è poco realistica, la rigidezza e lo smorzamento operativi prodotti dalla non-linearità del comportamento del terreno sono molto distanti dal vero, e la conseguente risposta sismica risulta falsata.

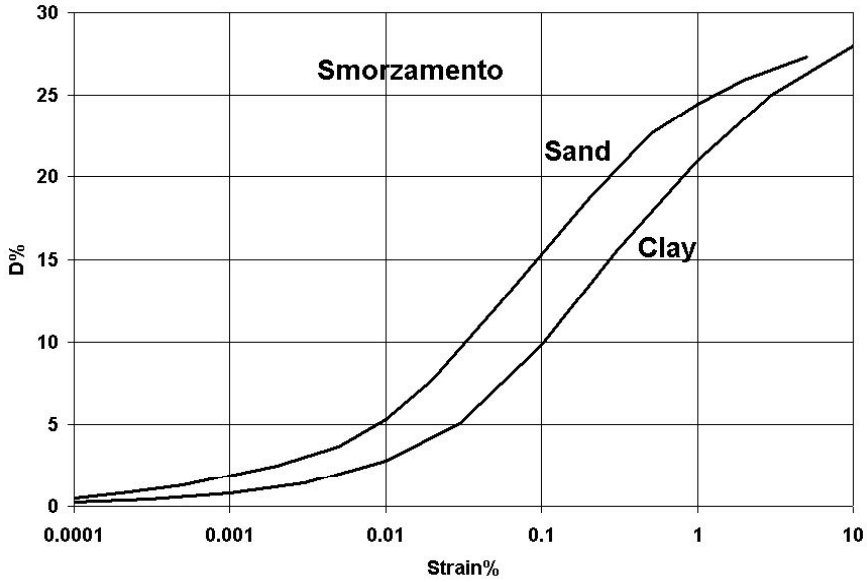
Per le analisi di risposta sismica locale e per le analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici è invece ammesso l'uso di accelerogrammi registrati o di accelerogrammi sintetici, generati mediante simulazione del meccanismo di sorgente (§ 3.2.3.6 delle NTC). La scelta di accelerogrammi registrati può essere effettuata da archivi nazionali o internazionali disponibili in rete, a condizione che la loro scelta sia rappresentativa della sismicità del sito e sia adeguatamente giustificata in base alla caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza dalla sorgente e alla massima accelerazione orizzontale attesa al sito.

C7.11.3.1.2.2 Definizione delle azioni sismiche di ingresso

PAUSA

Si è detto che il processo di propagazione è complicato (anche nel caso di una stratificazione piano-parallela) anche perché le proprietà meccaniche (per esempio rigidezza e smorzamento) del mezzo cambiano con l'entità della sollecitazione





Per tenere conto di tutto questo è necessario ricorrere a codici numerici che, a partire da una scelta del terremoto di riferimento (in termini di accelerogramma o di spettro di scuotimento atteso al basamento sismico

La modellazione numerica richiede la scelta di un codice di calcolo opportuno. Questa scelta dipende dalla **geometria** del contrasti di impedenza (1D-2D-3D) e dal **livello** della deformazione attesa (includendo o no gli sforzi effettivi)

Geometry	Computer code (reference)	Type of analysis		Environment
1-D	**SHAKE (Schnabel et al., 1972)** **SHAKE91 (Idriss & Sun, 1992)*** **PROSHAKE (EduPro Civil System, 1999)** SHAKE2000 (www.shake2000.com) **EERA (Bardet et al., 2000)*** **NERA (Bardet & Tobita, 2001)*** DEEPSOIL (Hashash e Park, 2001)	σ	LE	DOS
				Windows
			NL	
	DESRA_2 (Lee & Finn, 1978) **DESRAMOD (Vucetic, 1986)** D-MOD_2 (Matasovic, 1995) SUMDES (Li et al., 1992) CYBERQUAKE (www.brgm.fr)	σ'		DOS
				Windows
2-D / 3-D	**QUAD4 (Idriss et al., 1973)** **QUAD4M (Hudson et al., 1994)** FLUSH (Lysmer et al., 1975)	σ	LE	DOS
	QUAKE/W vers. 5.0 (GeoSlope, 2002)			Windows
	DYNAFLOW (Prevost, 2002) **GEFDYN (Aubry e Modaressi, 1996)** TARA-3 (Finn et al.,1986)	σ'	NL	DOS
	FLAC 5.0 (Itasca, 2005) **PLAXIS 8.0 (www.plaxis.nl)**			Windows

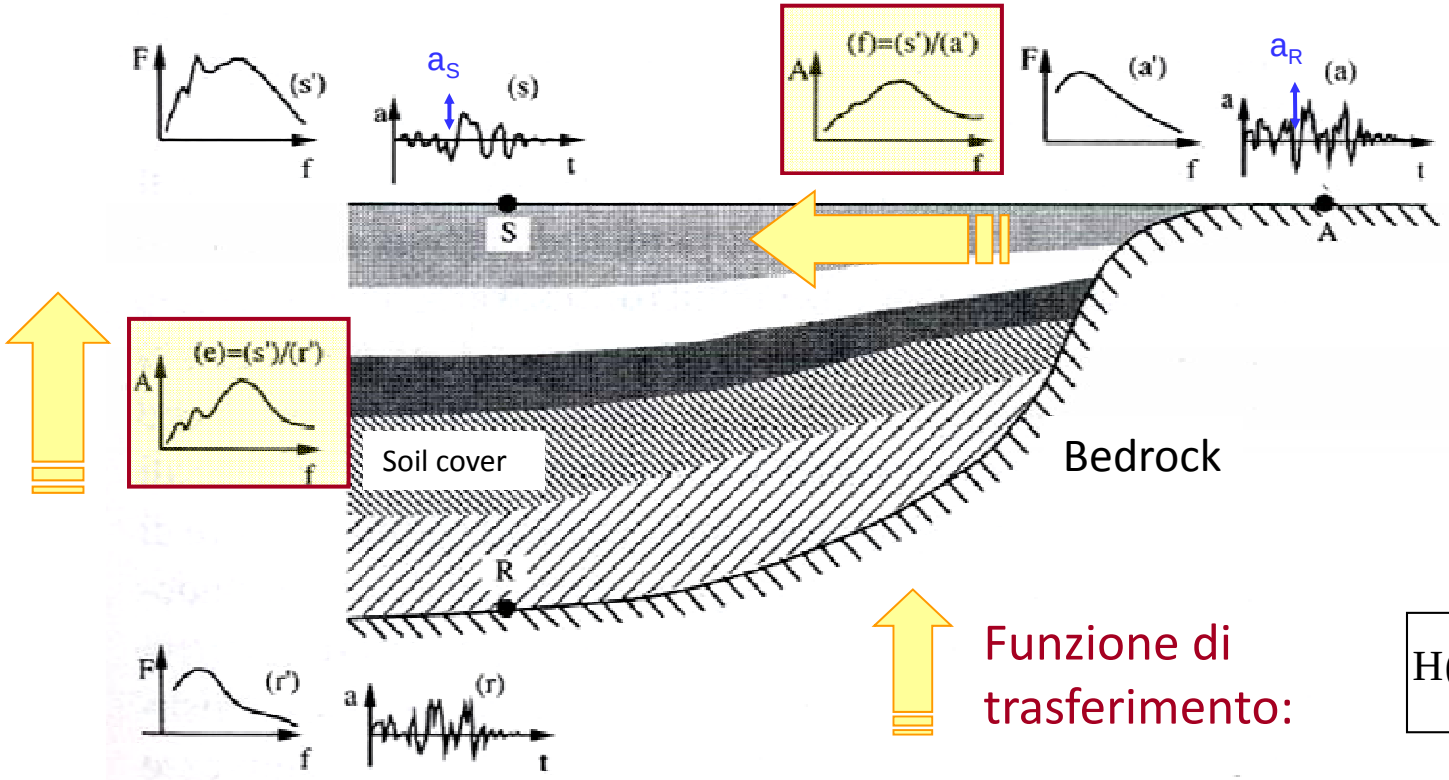
*free
σ = total stress; σ' = effective stress;
LE = Linear Equivalent NL = Non-Linear

Strata (Kottke e Rathje, 2008)

In sintesi

Risposta sismica locale

Moto di riferimento



Moto di input

Funzione di trasferimento:

$$H(f) = \frac{F_s(f)}{F_r(f)}$$

Fattore di amplificazione:

$$A = \frac{a_{s,max}}{a_{r,max}}$$

Esistono diversi codici di calcolo per eseguire la valutazione dell'amplificazione stratigrafica tenendo conto delle caratteristiche anelastiche dei terreni

I più semplici ed economici (SHAKE, EERA, STRATA) sono basati sull'approccio lineare equivalente

L'approccio funziona come segue

1. La situazione stratigrafica viene approssimata a quella di una pila di strati piano paralleli (ciascuno omogeneo al suo interno)
2. Ciascuno strato è caratterizzato da un comportamento lineare (ovvero le proprietà meccaniche non cambiano con l'entità delle deformazione)
3. Queste proprietà sono definite da quattro soli parametri: lo spessore, la densità, il modulo di taglio (o il valore di velocità delle onde S) e lo smorzamento

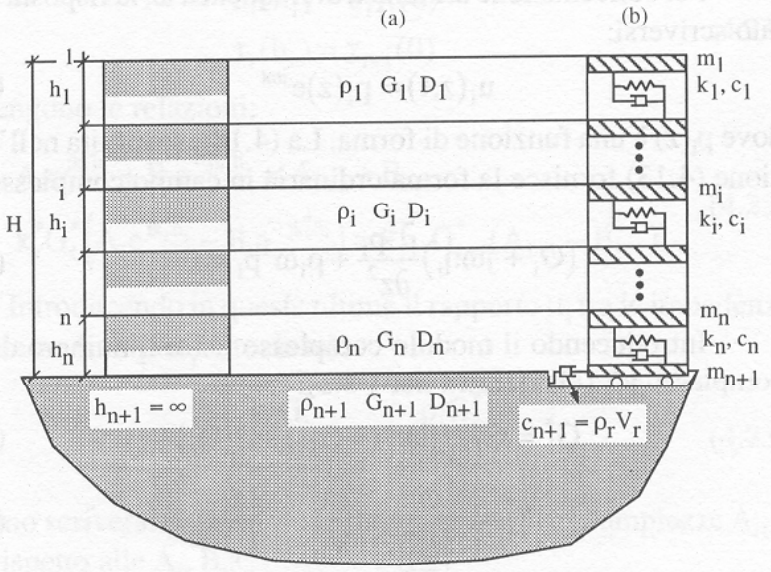


Fig. 4.6. Sottosuolo stratificato discretizzato in strati continui (a) e masse concentrate (b).

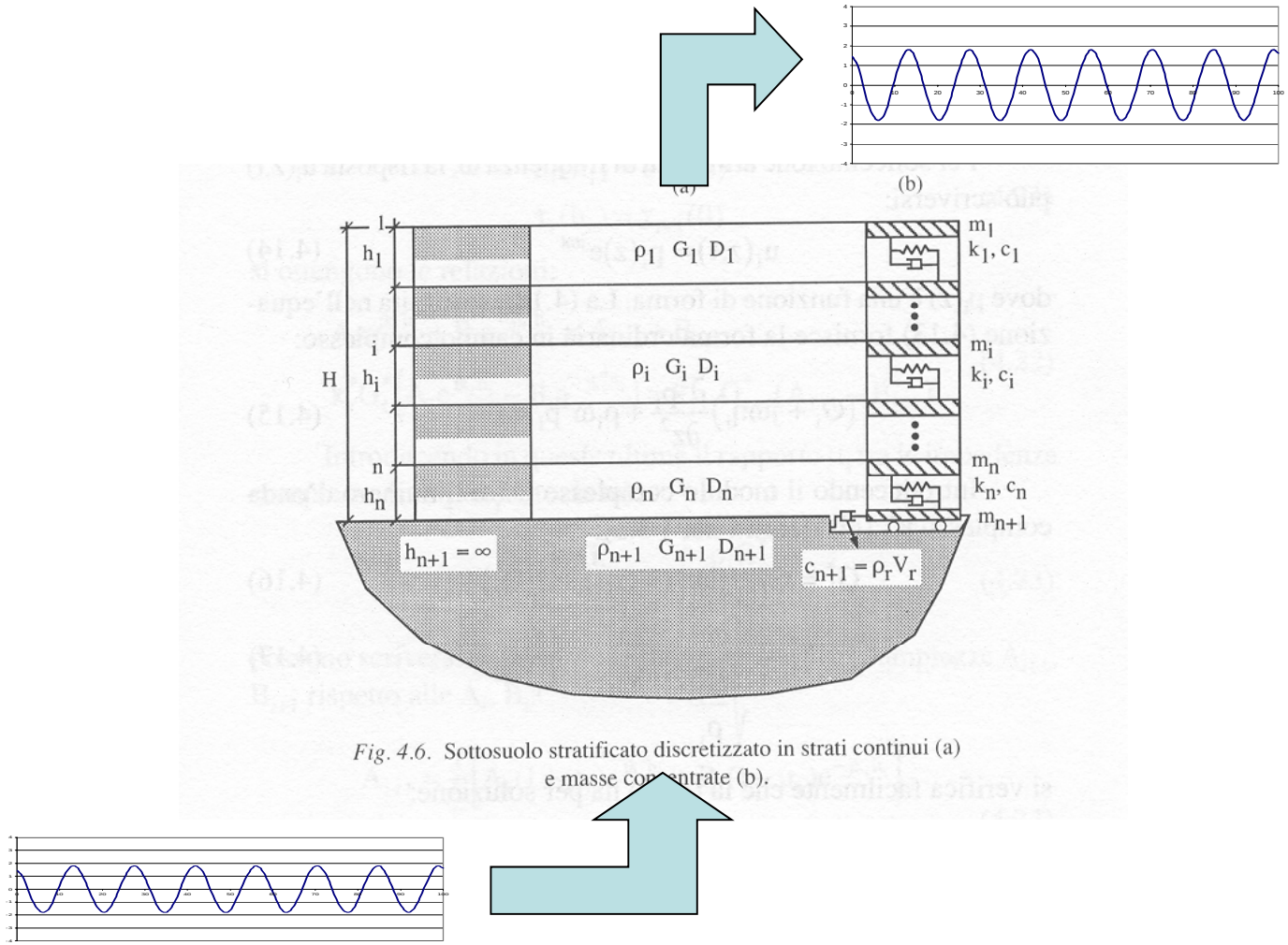


Fig. 4.6. Sottosuolo stratificato discretizzato in strati continui (a) e masse concentrate (b).

In questa semplice configurazione è possibile calcolare facilmente come cambierebbe in ampiezza una sollecitazione armonica semplice dalla base alla superficie

Tuttavia nel propagarsi lungo la colonna stratigrafica l'onda induce nel mezzo una deformazione

Ma questo cambia i parametri meccanici: come faccio a tenerne conto?

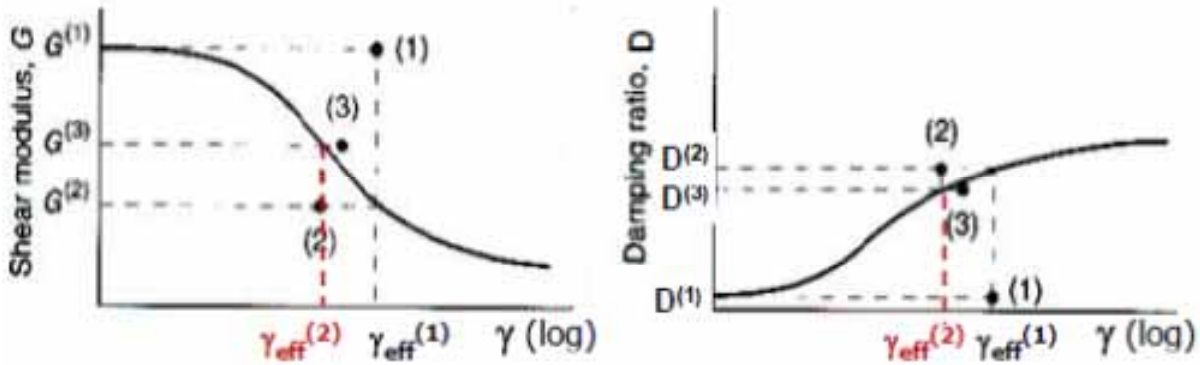
Faccio una procedura iterativa

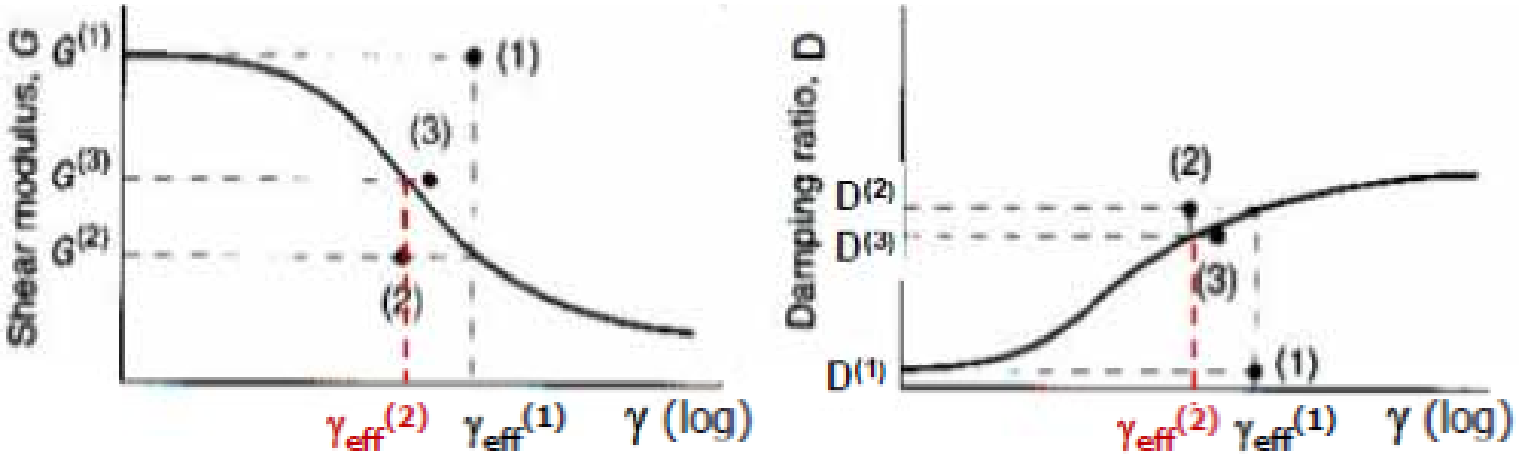
a. Parto dal modello iniziale (per esempio utilizzando come parametri G_0 e ξ_0) e valuto numericamente le deformazioni nei diversi strati

b. Vedo sulla curva di degrado (specifica del materiale) a quale valore di G e di ξ corrisponde questa deformazione

c. Cambio il modello utilizzando questi nuovi valori e calcolo ancora la deformazione

d. Mi fermo quando i valori di G e di ξ non cambiano più in modo significativo (secondo l'operatore) e il **modello converge** ad una soluzione



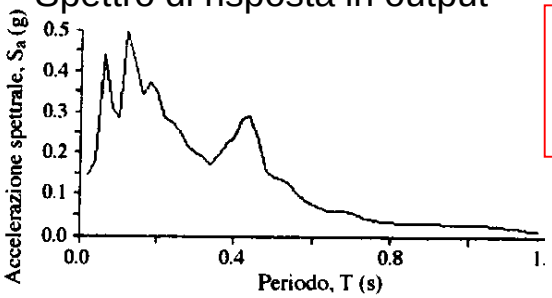

Shear modulus, G
G(1)
G(3)
G(2)
(1)
(3)
(2)
γeff(2)
γeff(1)
γ (log)
Damping ratio, D
D(2)
D(3)
D(1)
(2)
(3)
(1)
γeff(2)
γeff(1)
γ (log)

Ovviamente la cosa funziona per una sollecitazione armonica semplice: ma come fare per un terremoto? In realtà, l'accelerogramma che descrive lo scuotimento sismico può essere visto come una combinazione lineare di funzioni periodiche (serie di Fourier)

Quindi posso procedere come segue:

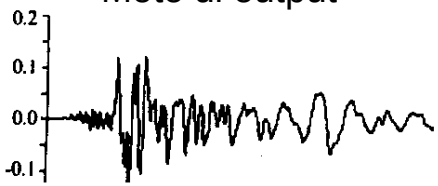
1. *Scelgo un terremoto (il suo accelerogramma) del quale voglio valutare gli effetti (**moto di input**)*
2. *Valuto che aspetto avrebbe il terremoto se fosse misurato alla base della colonna stratigrafica (**deconvoluzione**)*
3. *Faccio la trasformata di Fourier dell'accelerogramma del moto del quale voglio valutare gli effetti in superficie (**spettro di input**)*
4. *Considero ogni componente (armonica) con la sua ampiezza e frequenza (o periodo) e la "trasmetto" attraverso il mio sistema di strati*
5. *Dopo l'analisi iterativa ottengo in uscita una funzione armonica di ampiezza differente: il rapporto fra l'ampiezza in ingresso e quella in uscita mi da la funzione di trasferimento per quella frequenza*
6. *Faccio l'operazione per tutte le frequenze ed ottengo un nuovo spettro (**spettro di output**)*
7. *Faccio l'anti trasformata di Fourier di questo spettro ed ottengo lo scuotimento atteso alla superficie (**moto di output**)*

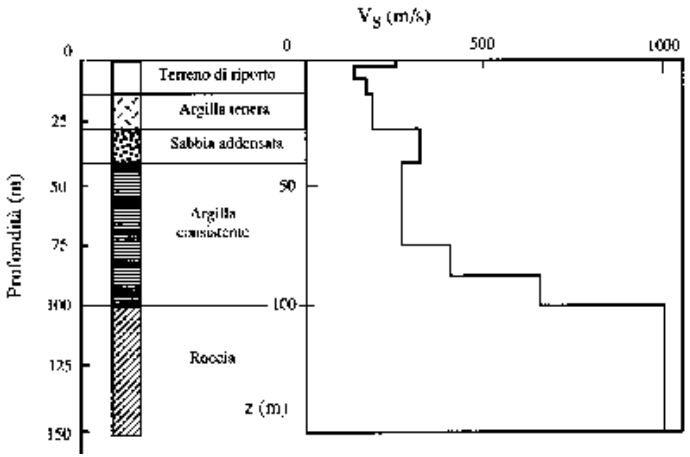
Spettro di risposta in output



Procedura numerica per il calcolo dello spettro di risposta elastico

Moto di output





La procedura numerica simula la stratigrafia mediante opportuni equivalenti meccanici

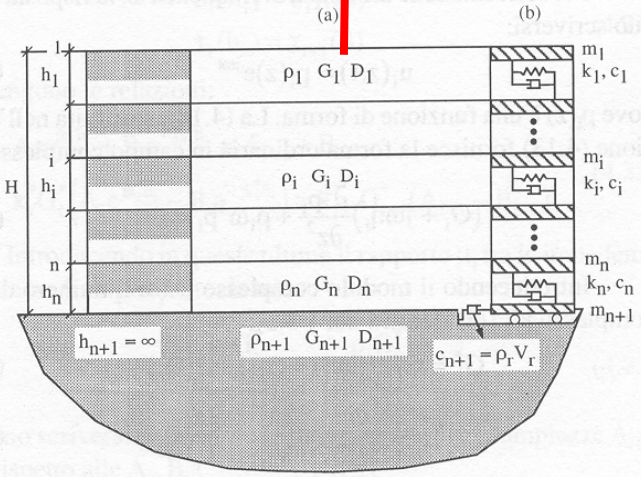
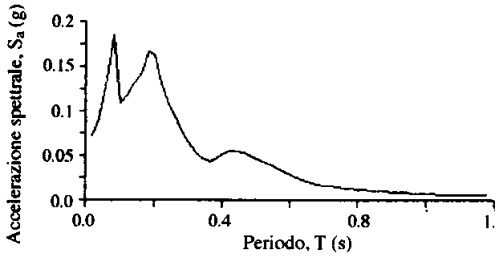
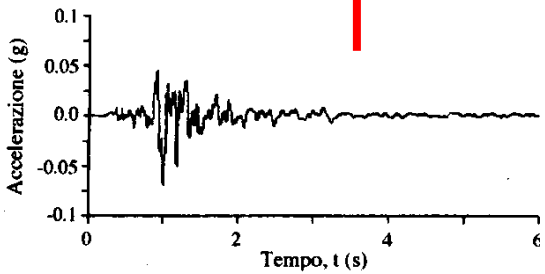


Fig. 4.6. Sottosuolo stratificato discretizzato in strati continui (a) e masse concentrate (b).

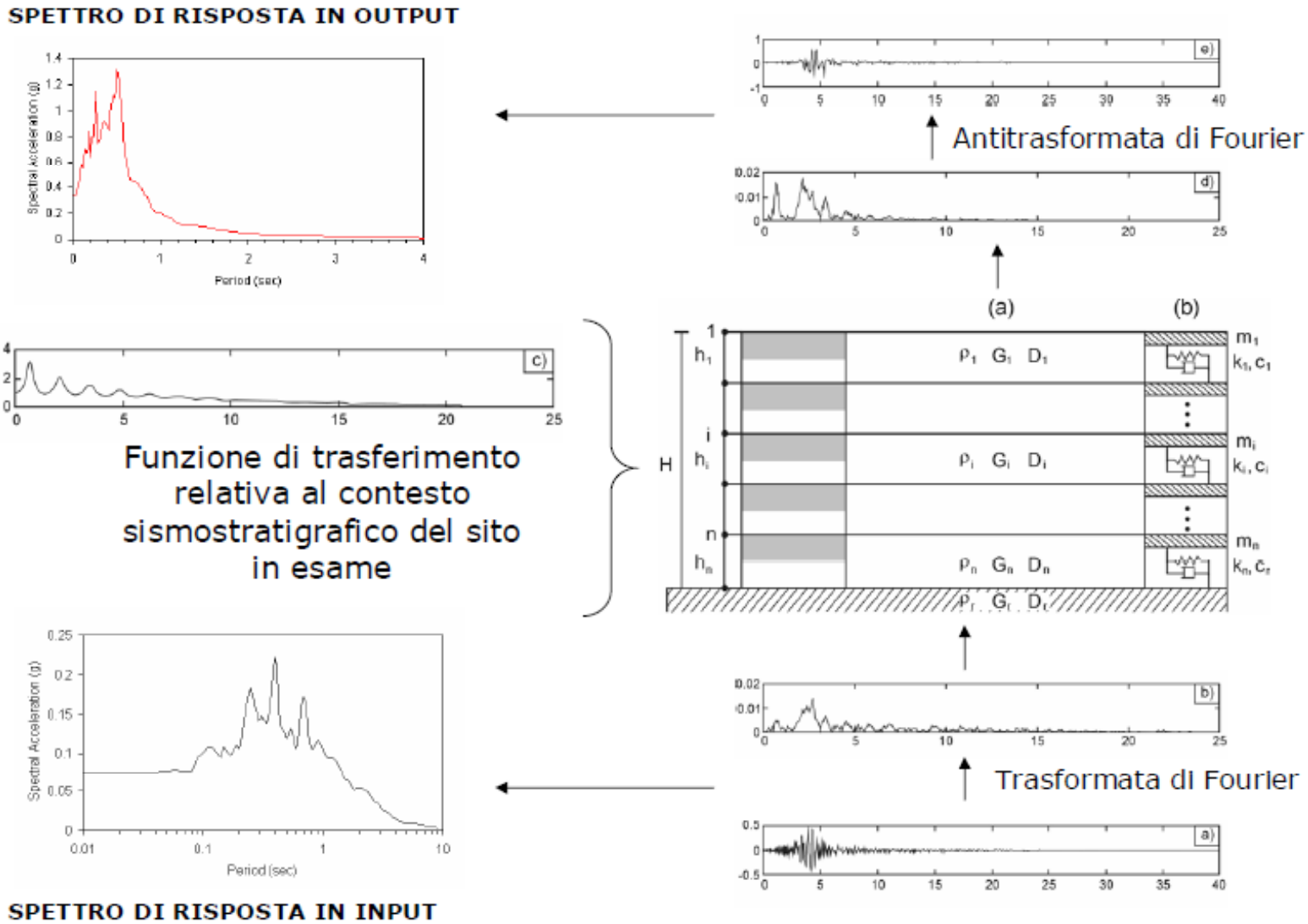


Spettro di risposta in input

Procedura numerica per il calcolo dello spettro di risposta elastico



Moto di input



(da D'Intinosante, 2012)

Come si vede, ogni armonica viene propagata indipendentemente all'interno della colonna stratigrafica

Ma ogni armonica ha durata infinita (è una oscillazione cosinusoidale perfetta)

Questo implica che il campione viene sollecitato da un numero infinito di massimi deformativi

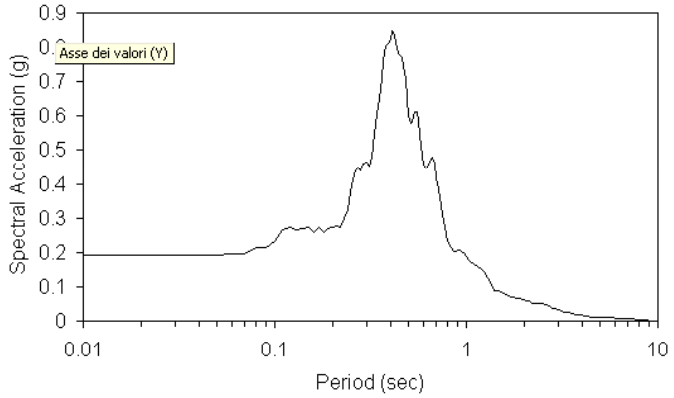
Questo è però irrealistico (il terremoto ha in realtà durata finita) e questo implica che il materiale è soggetto ad un degrado maggiore rispetto a quello realisticamente atteso

Per ovviare a questo problema, la deformazione calcolata nella iterazioni viene "ridotta" artificialmente moltiplicandola per un fattore fisso (0.5-0.8) che dipende dalla durata del terremoto (dal numero di cicli di carico) e quindi dalla sua magnitudo M (maggiore è la magnitudo e minore è la riduzione)

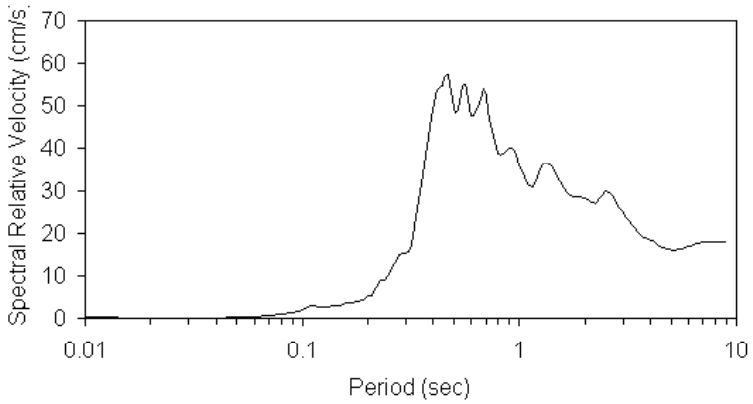
Una relazione consigliata è (M-1)/10

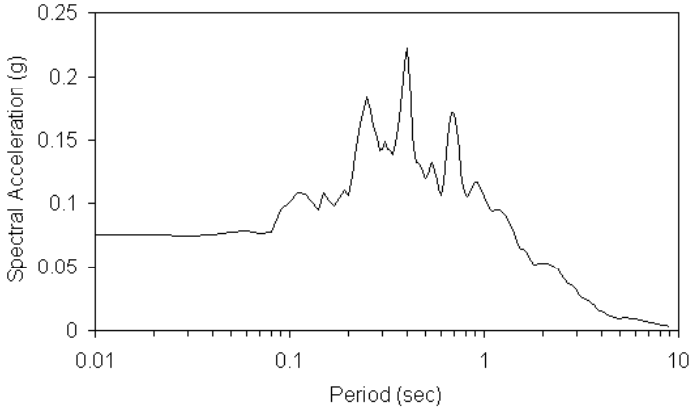
Mediante queste procedure si ottengono quindi i vari spettri di risposta (in accelerazione o velocità)

Spettro di risposta in accelerazione al di sopra dei sedimento (output)

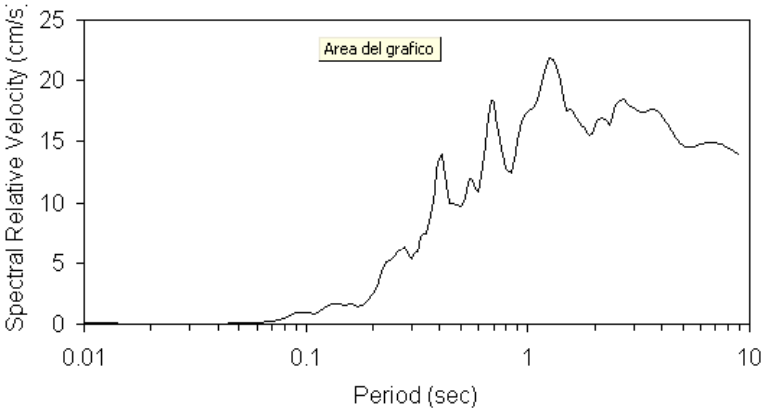


Spettro di risposta in velocità al di sopra del sedimento (output)



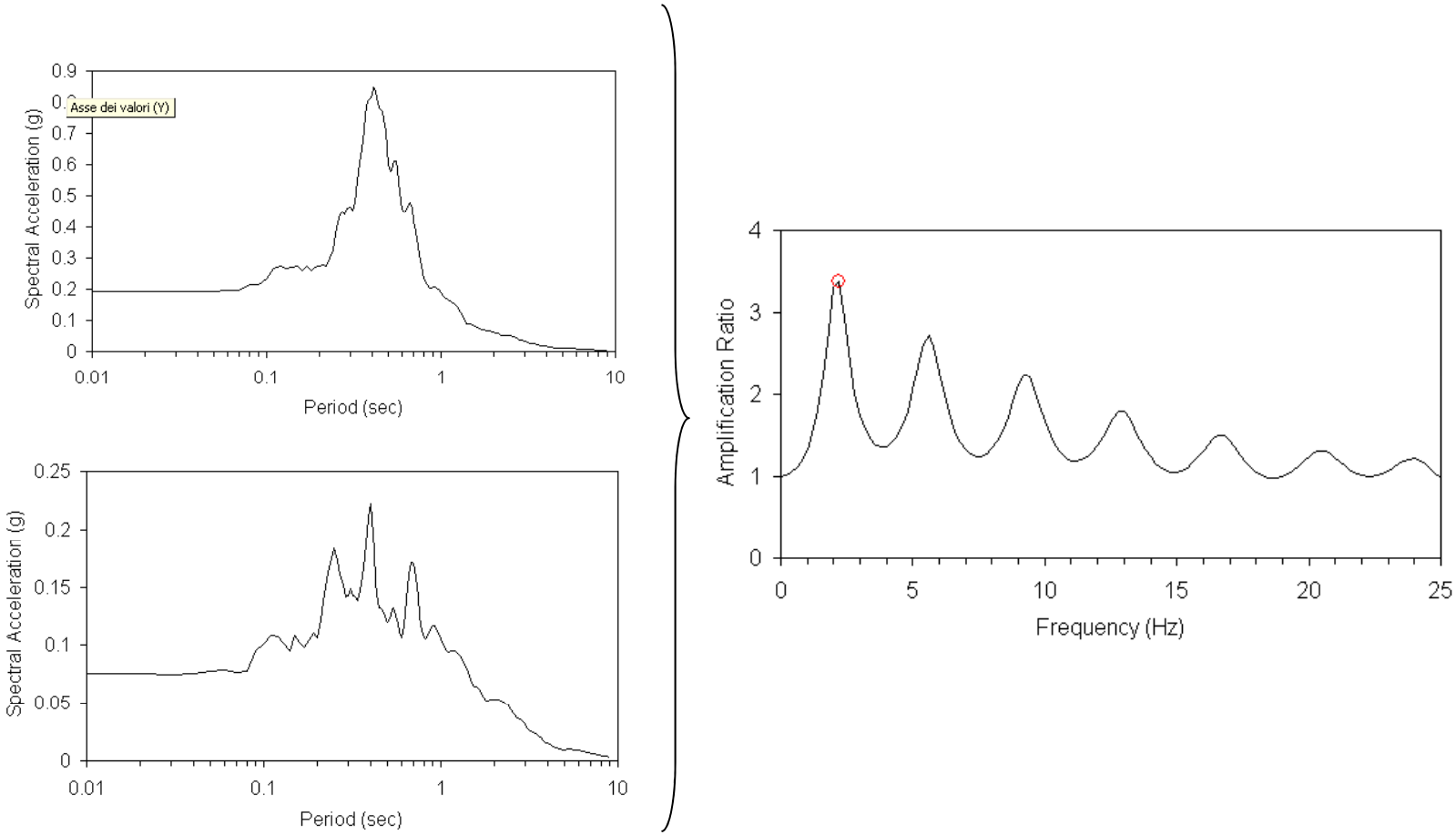


Spettro di risposta in accelerazione al di sopra del basamento affiorante (input)



Spettro di risposta in velocità al di sopra del basamento affiorante (intput)

L'amplificazione viene calcolata in funzione della frequenza o del periodo come rapporto fra gli spettri di risposta del moto di input (alla superficie) e quello di output

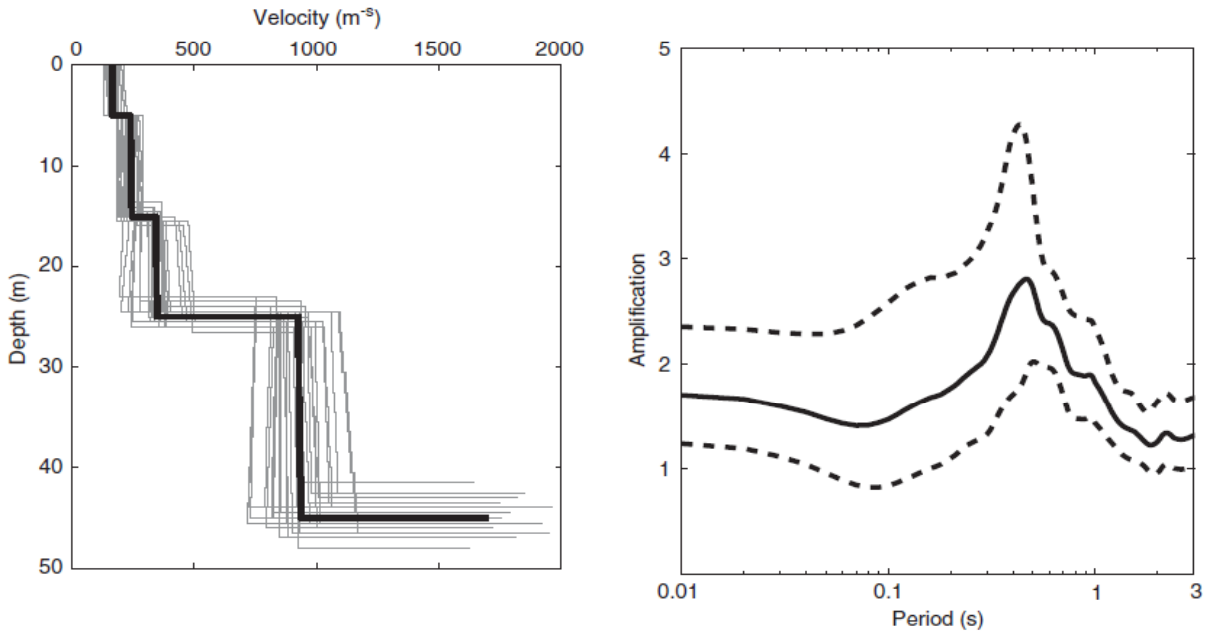


Ci sono tanti valori di amplificazione quante sono le frequenze indagate

Sarebbe assai importante valutare anche le incertezze associate a questo processo

Un approccio Monte Carlo può essere utile in proposito permettendo di variare I parametri in gioco (stratigrafia, moto di input) considerando opportune distribuzioni di probabilità

Questo è facile per I codici 1D, mentre può essere proibitivo per codici più complessi (2D/3D ecc.)



Alcune letture:

Kramer S.L., Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice Hall, 1996. 653 pp.

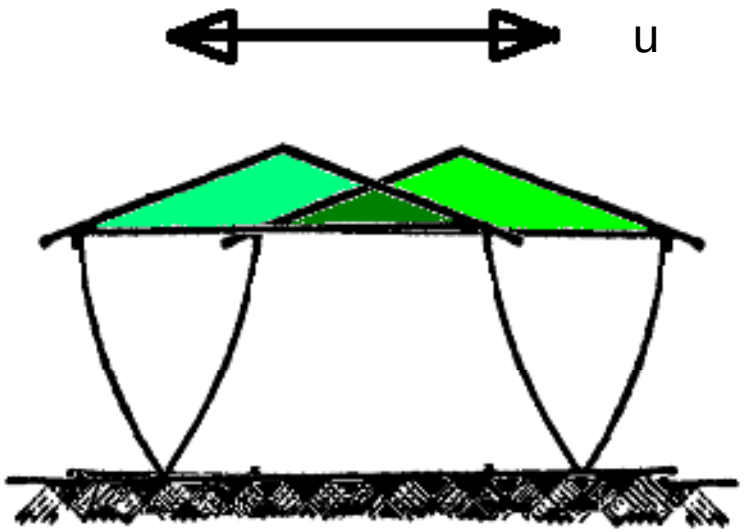
Romeo R. (ed.), La risposta sismica locale per la progettazione strutturale, CISM, Udine, 2007, 269 pp.

Faccioli E., Paolucci R., Elementi di sismologia applicata all'ingegneria, Pitagora Editrice, Bologna, 2005, 268 pp.

Zollo A., Emolo A., Terremoti ed Onde, Liguori ed., Napoli, 2011

Appendice

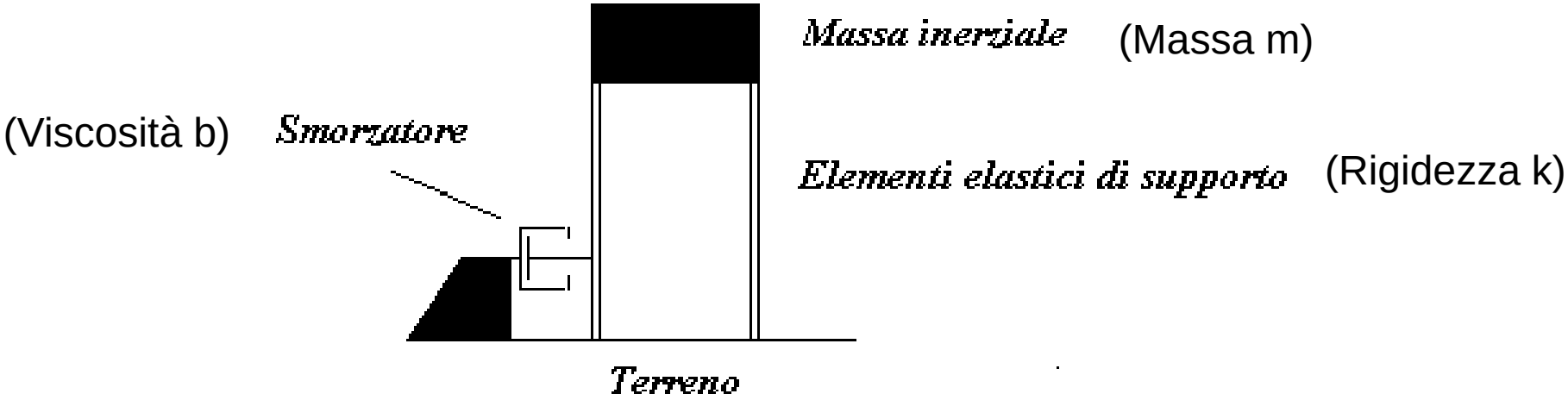
Le due rappresentazioni sono equivalenti (cambia solo il riferimento)



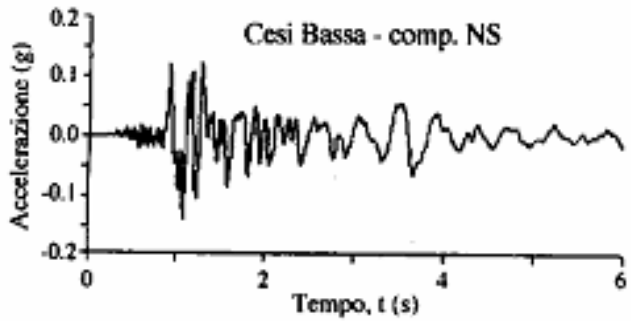
Lo spettro di Risposta elastico

Scopo dell'analisi e calcolare il massimo spostamento u della struttura elementare rispetto al suolo quando sollecitata da un terremoto caratterizzato da un certo andamento

Spostamento u *del solaio rispetto al suolo (risposta)*



Moto del suolo con accelerazione a(t)



$$F_{input} = m\left[a(t) + \frac{d^2u}{dt^2}\right]$$

Forza esercitata dal terremoto caratterizzato da un accelerogramma *a(t)* cui si aggiunge l'accelerazione il moto del solaio rispetto al suolo

$$F_{visc} = -b\frac{du}{dt}$$

Forza esercitata dal "pistone" viscoso (smorzamento)

$$F_{elast} = -ku$$

Forza di richiamo elastico delle "pareti"

In ogni istante queste forze devono essere in equilibrio e quindi

$$F_{inerz} + F_{visc} + F_{elast} = F_{input} \qquad -ku - b\frac{du}{dt} = m\left[a(t) + \frac{d^2u}{dt^2}\right]$$

E' l'equazione differenziale relativa ad un oscillatore smorzato e forzato

$$m\frac{d^2u}{dt^2} + b\frac{du}{dt} + ku = -ma(t) \longrightarrow \frac{d^2u}{dt^2} + \left[\frac{b}{m}\right]\frac{du}{dt} + \left[\frac{k}{m}\right]u = -a(t)$$

Variando i parametri in parentesi quadre possiamo studiare il comportamento di diverse strutture sotto l'effetto del terremoto con una accelerazione a(t)

$$\frac{d^2u}{dt^2}+\left[\frac{b}{m}\right]\frac{du}{dt}+\left[\frac{k}{m}\right]u=-a(t)$$

Dato che la frequenza propria ν_e dell'edificio elementare è data dalla relazione

$$2\pi\nu_e=\sqrt{\frac{k}{m}}=\omega_e$$

si può scrivere $$\frac{d^2u}{dt^2}+\frac{b}{\sqrt{mk}}\omega_e\frac{du}{dt}+\omega_e^2u=-a(t)$$

che diventa $$\frac{d^2u}{dt^2}+2\xi\omega_e\frac{du}{dt}+\omega_e^2u=-a(t)$$

dove $\xi=\dfrac{b}{2\sqrt{mk}}$ è definito rapporto di smorzamento e si esprime con un numero puro (percentuale)

In pratica ξ e ω_e rappresentano tutto quello che serve sapere sull'edificio

$$\frac{d^2u}{dt^2} + \xi\omega_e \frac{du}{dt} + \omega_e^2 u = -a(t)$$

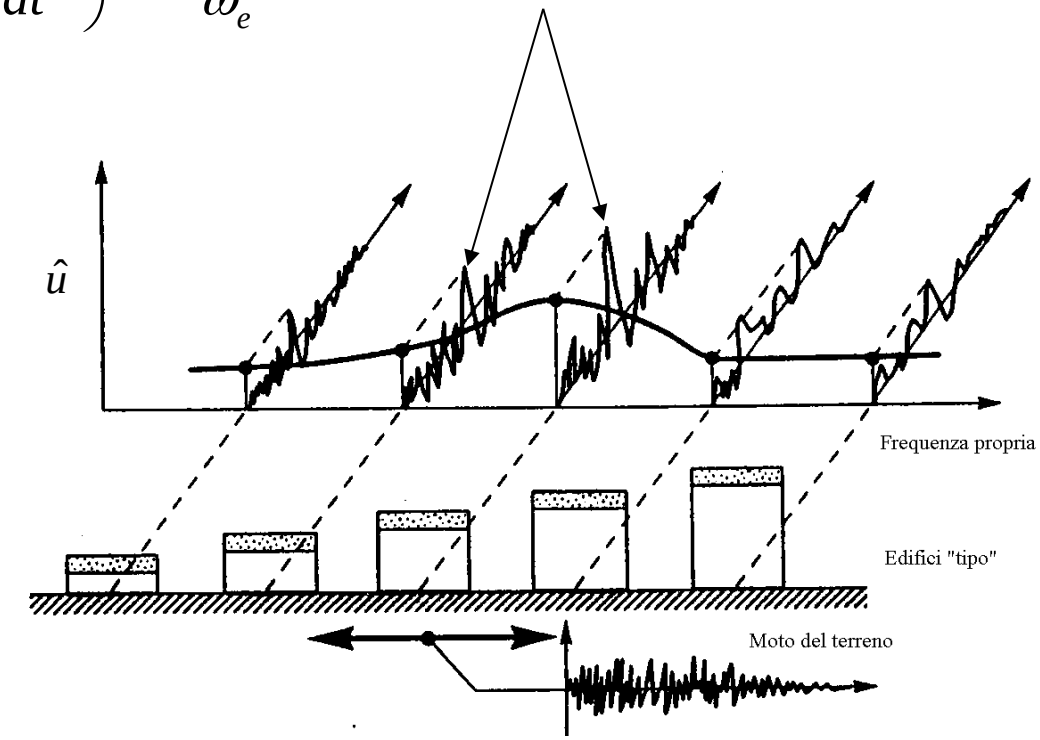
Dato un terremoto (in forma di un accelerogramma a(t)) l'equazione differenziale viene risolta numericamente per vari valori di ξ e ω (in pratica per ogni tipo di edificio)

La soluzione dell'equazione per valori fissati di ξ e ω_e sarà un generico andamento u(t). Il valore massimo $\hat{u}$ assunto da u(t) sarà proporzionale a $S_d(\xi,\omega)$ dove

$$\hat{u} = -\frac{1}{\omega_e^2}\left(a(t) + \frac{d^2u}{dt^2}\right) = -\frac{1}{\omega_e^2} S_a(\xi,\omega_e) = S_d(\xi,\omega_e)$$

Si definisce spettro di risposta elastico per un dato terremoto l'insieme di valori S_d al variare di ω e fissato ξ (solitamente al 5%). S_a è detta **Pseudo Accelerazione**

In pratica è un modo per valutare la massima deformazione cui un dato edificio tipo sarà sottoposto



Il valore di S_d per un dato periodo serve a valutare la forza statica F_{max} massima equivalente cui l'edificio deve resistere che è data semplicemente da

$$F_{\max} = -kS_d$$

Si assume anche che (in caso di piccoli smorzamenti) sia possibile calcolare con ragionevole approssimazione i massimi valori di velocità S_v e accelerazione S_a della risposta dal semplice valore di S_d mediante le relazioni

$$PS_v = \omega_e S_d = S_v$$

$$PS_a = \omega_e^2 S_d = S_a$$

La lettera P indica che il calcolo è solo approssimato e quindi si parla di Pseudo-Velocità e Pseudo-Accelerazione

Si vede che la pseudo-accelerazione è la somma dell'accelerazione del suolo e quella relativa dell'edificio: per questo motivo, la pseudo accelerazione è più informativa della semplice accelerazione del terreno