

Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica

Francesco Mulargia¹, Silvia Castellaro¹ e Piermaria Luigi Rossi²

¹ Dipartimento di Fisica, Settore di Geofisica, Università di Bologna

² Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali, Università di Bologna

RIASSUNTO

L'attuale normativa antisismica italiana ricalca l'Eurocodice 8, il quale a sua volta ha recepito in toto la normativa californiana. Questa duplice traduzione ha purtroppo portato a travisare lo spirito originale, che era quello di fornire una base quantitativa a basso costo, seppure molto approssimata, per la classificazione dei suoli in termini di effetti di sito. Il parametro chiave di questa base quantitativa, scelto per la sua ampia disponibilità a scapito di una correlazione modesta con gli effetti di sito, era la velocità media delle onde S nei primi 100 piedi. Questo parametro, che la traduzione nel sistema metrico decimale ha ribattezzato Vs30, in Italia non è affatto disponibile e la sua misura è molto costosa. Ciò porta al paradosso di una normativa che richiede una parametrizzazione allo stesso tempo costosa e poco affidabile degli effetti di sito. Proponiamo una doppia via d'uscita basata sulle misure a stazione singola del tremore sismico. Queste ultime, attraverso i rapporti spettrali, portano infatti alla misura immediata della frequenza fondamentale di risonanza del sottosuolo, parametro la cui correlazione con gli effetti di sito è ben più significativa di quella del Vs30. Le misure di microtremore a stazione singola, opportunamente invertite, permettono anche di stimare in maniera rapida sia la stratigrafia superficiale che il Vs30. Concludiamo fornendo alcuni esempi pratici di inversione delle misure H/V e di stima della frequenza di risonanza e di Vs30.

INTRODUZIONE

Non c'è dubbio che l'Italia sia tra i paesi più sismici d'Europa: basti ricordare le oltre 120.000 vittime negli ultimi 100 anni, gli oltre 100.000 milioni di euro di danni

negli ultimi 25 anni e il fatto che ogni qualche anno il Paese viene colpito da un terremoto distruttivo. È noto che i terremoti non sono *processi deterministici*, che seguono la statistica Gaussiana e quindi definibili attraverso medie aritmetiche, ma sono dei *processi di Poisson*, e cioè dei processi che rappresentano la casualità assoluta. Pertanto, il tempo da attendersi tra due grandi terremoti è definibile solo con un'incertezza pari al valore stesso della stima. In Italia il tempo medio di interevento tra terremoti catastrofici è di circa 40 anni, il che significa che il tempo da attendersi tra due eventi è compreso tra 0 e 80 anni, cosicché ciascun cittadino italiano ha in pratica la certezza di leggere sui giornali nell'arco della sua vita che il Paese è stato colpito da un terremoto catastrofico. Il Rischio Sismico in Italia dovrebbe essere, quindi, affrontato in maniera estremamente seria. E lo è, ma solo in parte. Vediamo perché. Ricordiamo l'equazione

$$\text{Rischio Sismico} = \text{Pericolosità} \times \text{Valore Esposto} \times \text{Vulnerabilità}$$

ove la Pericolosità (hazard) è la probabilità che ciascun sito ha di essere epicentro di un terremoto di magnitudo data in un certo intervallo di tempo, il Valore Esposto è il valore dell'insieme di persone e cose presenti nell'area e la Vulnerabilità indica la mancanza di resistenza delle strutture alle sollecitazioni sismiche.

In Italia, a partire dall'ultimo evento catastrofico, il terremoto dell'Irpinia del 1980, viene studiata approfonditamente la pericolosità (cfr. ad es. <http://zonesismiche.mi.ingv.it/>). Parimenti, esiste una classificazione delle possibili zone sismogenetiche (ibid.). Allo stesso modo, ciascun comune ha stime aggiornate del valore esposto. L'unica variabile ancora poco conosciuta è la vulnerabilità, che rappresenta l'elemento mancante per una stima

affidabile del rischio sismico del territorio. Solo tramite valutazioni accurate della vulnerabilità è possibile mettere a punto una strategia efficace di difesa dai terremoti. Il primo dei due elementi fondamentali che caratterizzano la vulnerabilità è l' *instabilità dei suoli*. Si raggruppano sotto questo termine essenzialmente due fenomeni: 1) le *frane* e 2) la *liquefazione dei terreni*, entrambi descritti efficacemente dai metodi dell'indagine geomorfologica e geotecnica.

Il secondo elemento fondamentale è l' *effetto di sito*. A dispetto di quanto l'intuito può suggerire, ma alla luce di una miriade di dati sperimentali, la vulnerabilità dipende infatti solo in parte dalla qualità intrinseca della costruzione. Valga per tutti l'esempio del terremoto di Messina del 1908: la città venne praticamente rasa al suolo, con oltre il 95% degli edifici distrutti. Alcuni palazzi, però, nel centro della città e davanti al porto, rimasero 'miracolosamente' quasi illesi. Questi palazzi non erano costruiti in modo molto diverso da tutti gli altri crollati. La vera differenza stava nel fatto che questi palazzi erano gli unici costruiti su uno sperone di roccia affiorante, anziché sui sedimenti sabbiosi su cui poggiava, e poggia tuttora, la città di Messina.

Gli effetti di sito sono amplificazioni locali delle onde sismiche dovute a particolari condizioni geologiche e topografiche e sono decisamente più difficili da caratterizzare rispetto agli elementi di instabilità dei suoli. Il caso tipico è quello della risonanza delle coltri sedimentarie (Figura 1), dove l'onda sismica incidente dal basso sulla coltre di sedimenti li mette in oscillazione alla frequenza propria con un'ampiezza limitata solo dal fattore di dissipazione intrinseca. Un effetto analogo di amplificazione è anche possibile per la topografia (Figura 2), nel quale caso l'onda sismica mette in oscillazione un piccolo rilievo topografico alla sua frequenza propria.

Se la frequenza di risonanza del suolo coincide con quella degli edifici, si produce un'amplificazione molto grande delle onde sismiche e vengono indotte sollecita-

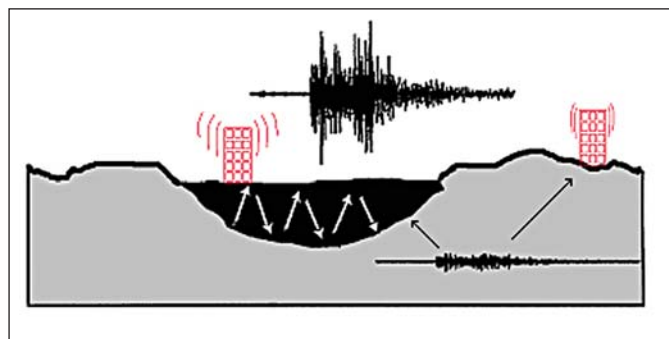


Figura 1 - Effetti di sito I. Un bacino sedimentario racchiuso da un substrato rigido è una tipica situazione geologica in grado di amplificare il moto del suolo a causa dell'intrappolamento, per riflessione, delle onde sismiche. Si noti la diversa ampiezza dei sismogrammi registrati sui siti in roccia rispetto a quelli sulla superficie del deposito di bacino.

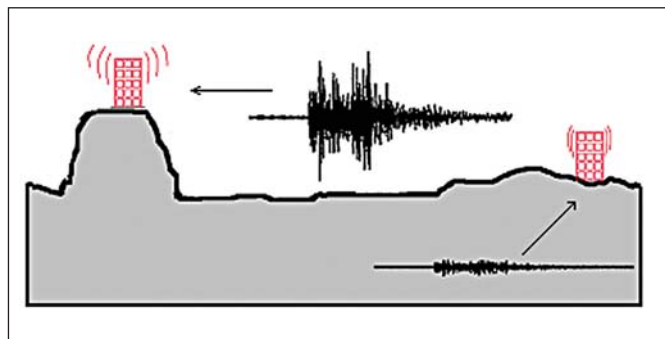


Figura 2 - Effetti di sito II. Anche siti collocati sullo stesso litotipo (affiorante in classica superficie di erosione) possono amplificare il moto del suolo in modo diverso in funzione della morfologia circostante.

zioni con forte potere distruttivo (fenomeno della *doppia risonanza*). È possibile prevedere – e prevenire – questa coincidenza di risonanze prima che essa si verifichi? Sì, ed è anche relativamente facile: è sufficiente infatti misurare la frequenza propria di risonanza del sito, quella di ciascun edificio e confrontarle. Vedremo nel seguito come questa operazione si effettui in pratica. Ora esaminiamo, invece, come la misura degli effetti di sito debba essere fatta secondo il protocollo della normativa vigente.

IL CALCOLO DEGLI EFFETTI DI SITO SECONDO LA NORMATIVA VIGENTE

La normativa vigente in Italia (OPCM 3274; DM 14/09/2005, Norme Tecniche per le Costruzioni) deriva dalla normativa europea (Eurocodice 8), a sua volta ripresa pedissequamente dalla normativa Californiana. Essa prevede, a partire dal terremoto di riferimento fornito dagli enti preposti per ogni comune, i seguenti passi:

- 1) classificazione del terreno da un punto di vista sismico (tramite V_{S30} , N_{SPT} , coesione non drenata c_u o simili),
- 2) stima degli effetti di sito (amplificazione sismica e spettri di risposta del terreno),
- 3) valutazione dell'influenza del terremoto sul comportamento meccanico del terreno,
- 4) un'eventuale valutazione soggettiva dell'effetto topografico.

Scopo della normativa è lo sviluppo di una classificazione dei suoli al fine di stimare lo spettro di risposta elastico per la componente orizzontale del moto. Quest'ultimo, ed in particolare la frequenza principale di risonanza del sottosuolo, costituisce il parametro fondamentale per gli ingegneri, i quali devono assolutamente evitare la *doppia risonanza*, vera causa delle distruzioni da terremoto.

La scelta del V_{S30} come parametro di riferimento deriva innanzitutto dall'evidenza 'ovvia' che quanto più un terreno è rigido, tanto più esso offre una base solida per

l'edificazione. Infatti, poiché la rigidità μ è legata alla velocità delle onde S e alla densità ρ come

$$\mu = \rho \times V_s^2$$

si evince che una velocità V_s bassa vicino alla superficie indica terreno poco rigido. Il secondo motivo è che, come vedremo nel seguito, particolari combinazioni di valori di V_s e relativi spessori dei sedimenti possono portare all'insorgere della doppia risonanza. Quanto poi al motivo della scelta del valore particolare della media sui primi 30 metri, il V_{s30} , esso deriva semplicemente dal fatto che in California i dati sino a 100 piedi di profondità (e cioè circa 30 metri) erano già largamente disponibili e potevano essere utilizzati immediatamente e a costo zero come base per definire le categorie di terreno. In altri termini, è stata la disponibilità di dati e non la loro reale significatività a determinare la scelta del V_{s30} come parametro di riferimento.

La situazione in Italia è molto diversa. I dati di V_{s30} non sono affatto disponibili e la misura dei profili di V_s comporta costi molto elevati. La domanda di base è: ne vale la pena? È davvero necessario investire cifre elevate per misurare in 'maniera accurata' il profilo di V_s e soddisfare così la normativa vigente? La risposta è, a nostro avviso, "no", per due motivi.

L'INUTILITÀ DI CERCARE MISURE 'ACCURATE' DI V_{s30}

Il primo motivo dell'inutilità di cercare misure accurate di V_{s30} ha i suoi fondamenti nella Fisica sperimentale di base. Infatti, quest'ultima ci insegna che misurare con grande precisione un parametro di un'equazione in cui gli altri parametri sono noti con bassa precisione non porta ad alcun miglioramento nel risultato. È facile vedere il perché. Si supponga ad esempio di voler misurare la velocità v di un corpo a partire da misure dello spazio percorso s e del tempo di percorrenza t secondo la legge del moto rettilineo uniforme $v = s / t$. Se s è noto con una precisione modesta, sarà del tutto indifferente misurare t usando un orologio atomico preciso ad una parte su molti milioni, oppure un orologio meccanico con precisione di qualche decimillesimo, o un orologio al quarzo con una precisione di qualche milionesimo o addirittura una semplice clessidra con una precisione di qualche per cento: la qualità del valore di velocità stimato sarà sempre legata al termine noto con la minore precisione. Si consideri infatti l'esempio in cui t sia noto con precisione assoluta, $t = \sqrt{2}$ secondi, mentre s sia noto con un errore del 30% e cioè $s = 5 \pm 1.5$ m. La velocità v sarà allora $v = (5 \pm 1.5) / \sqrt{2}$ m/s, anch'essa affetta da un'imprecisione del 30%. La situazione imposta dalla normativa in realtà è anche peggiore poiché è l'equazione stessa, e non solo alcuni dei suoi parametri, ad essere approssimata. Per rifarsi all'esempio precedente, sarebbe come cercare di stimare la velocità di un corpo

che non ha affatto velocità costante usando la legge del moto uniforme con una scarsa precisione su s e sperare di ottenere stime accurate solo perché si utilizza un cronometro molto preciso.

Il secondo motivo dell'inutilità di cercare misure accurate di V_{s30} è che nessuna delle metodologie esistenti è in grado di darle. A dispetto delle dichiarazioni e dei costi spesso esorbitanti di tali misure, nessuna tecnica attiva o passiva utilizzata in pratica è in grado di fornire profili di V_s con incertezze assolute inferiori al 30%, in quanto la misura di V_s è intrinsecamente difficile anche in laboratorio.

Vediamo quindi innanzitutto come si possono misurare direttamente le frequenze di risonanza del sottosuolo e degli edifici, soddisfacendo in primis il principio ispiratore della normativa, ossia l'effettiva riduzione del rischio sismico. Vedremo poi come è possibile fornire una stima approssimata del V_{s30} , che non può essere altro che un indicatore semiquantitativo della solidità dei suoli, soddisfacendo così il testo della normativa vigente.

SODDISFARE IL PRINCIPIO ISPIRATORE DELLA LEGGE: LA MISURA DIRETTA DELLE FREQUENZE DI RISONANZA

In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto. Queste frequenze vengono determinate dalle proprietà meccaniche e dalla morfologia attorno al punto di misura. Nella prassi ingegneristica la misura delle frequenze di risonanza avviene applicando ad un corpo una sollecitazione nota, solitamente un impulso singolo oppure una sollecitazione sinusoidale, e misurando poi la risposta del corpo in termini di spostamenti o accelerazioni. La risposta del suolo può essere studiata in questa maniera utilizzando come funzione di eccitazione le onde di un terremoto o di una sorgente artificiale. Esiste un'alternativa, allo stesso tempo efficace, assolutamente non invasiva e gratuita: l'utilizzo del rumore sismico di fondo come funzione di eccitazione. Tutti i casi di studio presentati in questo lavoro sono stati realizzati sulla base di misure di rumore sismico effettuate con il tromografo digitale Tromino e analizzate con il software Grilla (specifiche tecniche in www.tromino.it).

IL RUMORE SISMICO

Il rumore sismico, generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica, è presente ovunque sulla superficie terrestre. Si chiama anche *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto più piccole di quelle indotte dai terremoti nel campo prossimo all'epicentro. Nelle zone in cui non è presente alcuna sorgente di rumore locale e in assenza di vento, lo spettro in frequenza del rumore di fondo, in un terreno roccioso e pianeggiante, ha l'andamento illustrato in Figura 3, dove la curva blu rappresenta il rumore di fondo 'mini-

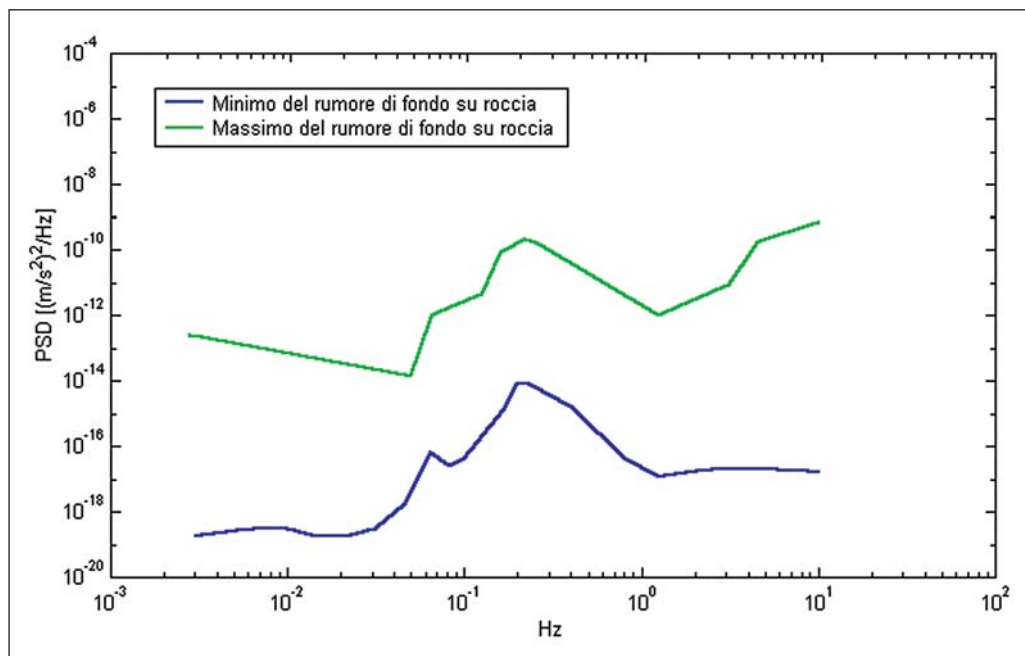


Figura 3 - Modelli standard del rumore sismico massimo (in verde) e minimo (in blu) per la Terra (secondo USGS). Gli spettri di potenza sono espressi in termini di accelerazione e sono relativi alla componente verticale del moto.

mo' di riferimento mentre la curva verde rappresenta il 'massimo' di tale rumore, e dove i picchi a 0.14 e 0.07 Hz sono prodotti delle onde oceaniche sulle coste. Tali componenti spettrali vengono attenuate relativamente poco anche dopo tragitti di migliaia di chilometri per effetto di guida d'onda¹. A questo rumore di fondo, che è sempre presente, si sovrappongono le sorgenti locali, antropiche (traffico, industrie ecc.) e naturali. I microtre-mori sono solo in parte costituiti da onde di volume, P o S. In essi giocano un ruolo fondamentale le onde superficiali, che hanno velocità prossima a quella delle onde S (vedi ad es. Lachet e Bard, 1994), il che spiega la dipendenza di tutta la formulazione dalla velocità di queste ultime.

Dai primi studi di Kanai (1957) in poi, diversi metodi sono stati proposti per estrarre l'informazione relativa al sottosuolo dal rumore sismico registrato in un sito. Tra questi, la tecnica che si è maggiormente consolidata nell'uso è quella dei rapporti spettrali tra le componenti del moto orizzontale e quella verticale (Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVSR o H/V), proposta da Nogoshi e Igarashi (1970). La tecnica è universalmente riconosciuta come efficace nel fornire stime affidabili della frequenza fondamentale di risonanza del sottosuolo (11 Hz nell'esempio di Figura 4, Field e Jacob, 1993; Lachet e Bard, 1994; Lermo e Chavez-Garcia, 1993, 1994; Bard, 1998; Ibs-von Seht e Wohlenberg, 1999; Fah *et al.*, 2001; solo per citarne alcune). Inizialmente, alcuni ricercatori, trasportati dall'entusiasmo, proposero di utilizza-

re anche l'ampiezza del picco ($H/V = 9$ nell'esempio di Figura 4) come indicatore sintetico dell'amplificazione sismica locale, direttamente utilizzabile per la microzonazione. Purtroppo, esiste abbondante letteratura comprovante il fatto che l'ampiezza del picco H/V, pur essendo legata all'entità del contrasto di impedenza tra strati, non è correlabile all'amplificazione sismica in modo semplice (cfr. Mucciarelli e Gallipoli, 2001; SESAME, 2005 e referenze ivi contenute).

BASI TEORICHE DEL METODO H/V

Le basi teoriche dell'H/V sono relativamente facili da comprendere in un mezzo del tipo strato + bedrock (o strato assimilabile al bedrock) in cui i parametri sono costanti in ciascuno strato (1-D). Consideriamo il sistema di Figura 5 in cui gli strati 1 e 2 si distinguono per le diverse densità (ρ_1 e ρ_2) e le diverse velocità delle onde sismiche (V_1 e V_2). Un'onda che viaggia nel mezzo 1 viene (parzialmente) riflessa dall'interfaccia che separa i due strati. L'onda così riflessa interferisce con quelle incidenti, sommandosi e raggiungendo le ampiezze massime (condizione di risonanza) quando la lunghezza dell'onda incidente (λ) è 4 volte (o suoi multipli dispari) lo spessore H del primo strato. La frequenza fondamentale di risonanza (f_r) dello strato 1 relativa alle onde S è pari a

$$f_r = \frac{V_{s1}}{4H} \quad [1]$$

Questo effetto è sommabile, anche se non in modo lineare e senza una corrispondenza 1:1. Ciò significa che la curva H/V relativa ad un sistema a più strati contiene l'informazione relativa alle frequenze di risonanza (e quindi allo spessore) di ciascuno di essi, ma non è interpretabile semplicemente applicando l'equazione [1].

¹ Si intende per guida d'onda il fenomeno per cui un campo di onde tende a rimanere confinato entro un canale (es. un tubo o una fibra in ottica) a causa delle riflessioni delle onde con l'interfaccia di confinamento. In sismica il fenomeno si verifica nei mezzi stratificati ed è l'origine delle onde di Rayleigh e di Love.

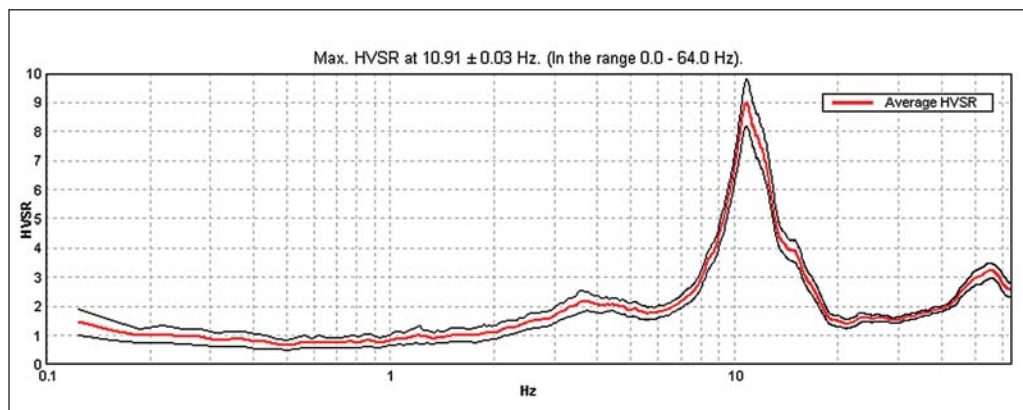


Figura 4 - Curva H/V relativa ad un sito con substrato roccioso compatto (calcare) a 5 m di profondità. Il picco a 11 Hz indica la frequenza di risonanza dei depositi sedimentari sovrastanti il bedrock. E' riconoscibile un secondo picco a 3.5 Hz che indica una discontinuità all'interno della roccia.

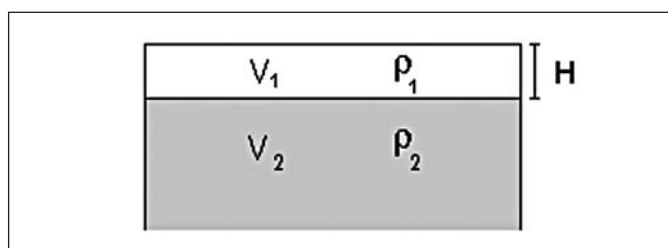


Figura 5 - Mezzo a 2 strati caratterizzati da densità ρ e velocità di propagazione delle onde sismiche V .

L'inversione richiede l'analisi delle singole componenti e del rapporto H/V, che fornisce un'importante normalizzazione del segnale per a) il contenuto in frequenza, b) la risposta strumentale e c) l'ampiezza del segnale quando le registrazioni vengono effettuate in momenti con rumore di fondo più o meno alto.

La situazione, nel caso di un suolo reale, è spesso più complessa. Innanzitutto il modello di strato piano al di sopra del bedrock si applica molto raramente. Poi, la velocità aumenta con la profondità, possono esserci eterogeneità

lateralmente importanti ed infine la topografia può non essere piana. L'inversione delle misure di tremore a fini stratigrafici, nei casi reali, sfrutta quindi la tecnica del confronto degli spettri singoli e dei rapporti H/V misurati con quelli 'sintetici', cioè con quelli calcolati relativamente al campo d'onde completo di un modello 3D. L'interpretazione è tanto più soddisfacente, e il modello tanto più vicino alla realtà, quanto più i dati misurati e quelli sintetici sono vicini (per le basi teoriche si veda ad es. Aki, 1964; Ben-Menahem e Singh, 1981; Arai e Tokimatsu, 2004).

Vediamo un esempio. Si abbia un sito caratterizzato da depositi di versante sovrastanti il bedrock che si trova a 14.3 m di profondità. In questo sito si è effettuata una registrazione di microtremore che dà luogo alla curva H/V rossa di Figura 6. Per il modello di sottosuolo di Figura 7 si ottiene la curva teorica H/V rappresentata in blu in Figura 6. Dal modello discende che la V_s media dei depositi di versante è data da $14.3 \text{ m} / [((0.3 / 150) + (6 / 250) + (8 / 350)) \text{ s}] = 293 \text{ m/s}$. Vale però la pena di notare che un'analisi molto speditiva della curva H/V tramite l'applicazione del-

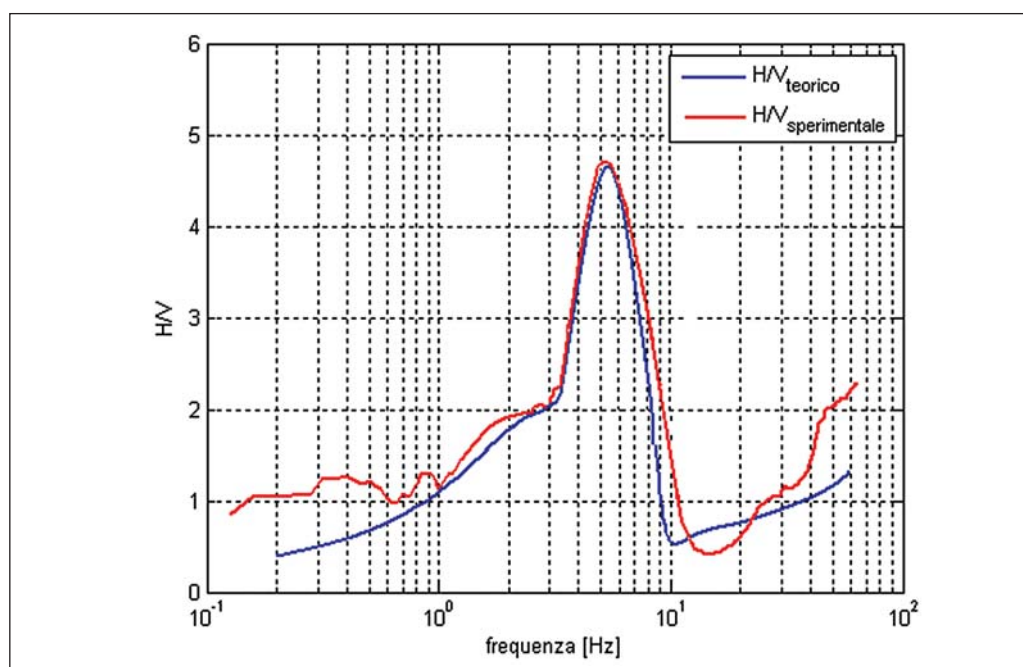


Figura 6 - Confronto tra curva H/V sperimentale (rosso) e teorica (azzurro) ottenuta per il modello di sottosuolo di Figura 7.

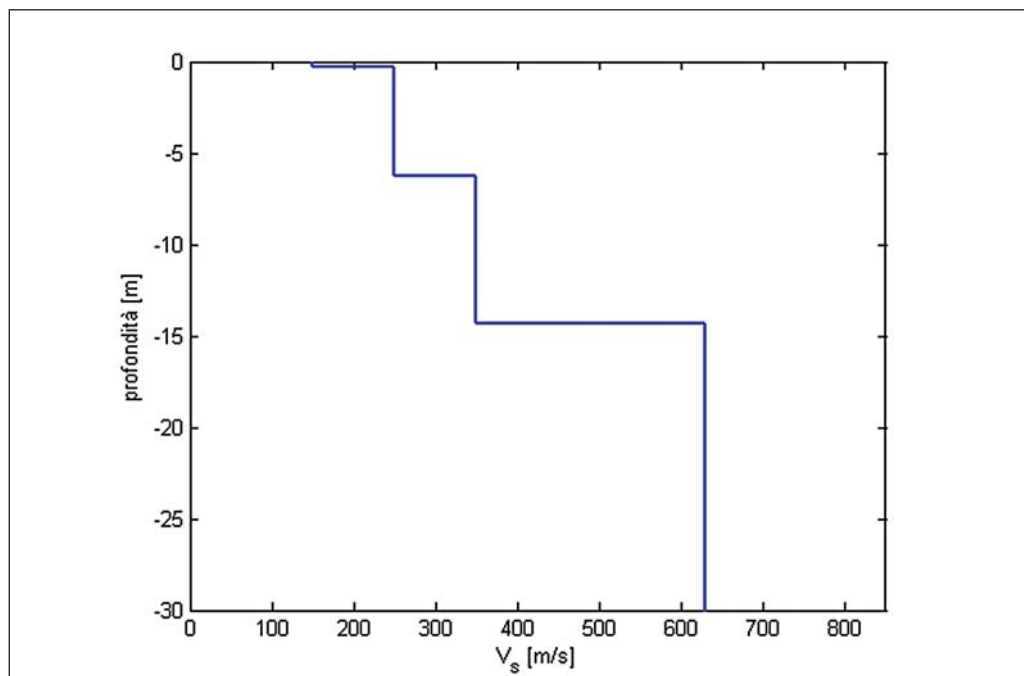


Figura 7 - Modello di sottosuolo impiegato per l'inversione della curva H/V di Figura 6.

l'equazione [1] avrebbe portato alla stessa conclusione in quanto tra la superficie e il bedrock non compaiono discontinuità sismiche evidenti. L'equazione [1] avrebbe permesso di calcolare $V_s = 4 \times 14.3 \text{ m} \times 5 \text{ Hz} = 286 \text{ m/s}$, essendo 5 Hz la frequenza fondamentale di risonanza dei depositi sovrastanti il bedrock (massimo della curva H/V).

LA MISURA DELLA FREQUENZA DI RISONANZA DEGLI EDIFICI

L'applicabilità pratica della semplice formula [1] per il calcolo delle frequenze fondamentali di risonanza dei suoli è stata dimostrata in molti studi sia nell'ambito della prospezione geofisica che nell'ambito ingegneristico (per un riassunto cfr. Gallipoli *et al.*, 2000; Castellaro *et al.*, 2005). Dal punto di vista empirico, è noto che la frequenza di risonanza di un edificio è governata principalmente dall'altezza e può essere pertanto calcolata, in prima approssimazione, secondo la formula (cfr. es. Pratt)²

$$\text{freq. naturale edificio} \approx 10 \text{ Hz} / \text{numero piani.} \quad [2]$$

È la coincidenza di risonanza tra terreno e struttura

$$\text{freq. naturale edificio} \approx \text{freq. naturale coperture} \quad [3]$$

ad essere particolarmente pericolosa, perché dà luogo

² Vale la pena sottolineare che nel caso degli edifici l'H/V coincide con la risposta delle componenti orizzontali, in quanto si assume, per lo meno negli edifici moderni, che la risposta spettrale alle sollecitazioni verticali sia pressoché piatta.

alla massima amplificazione. La combinazione della [1], [2] e della [3] porta alla

$$10 \text{ Hz} / \text{numero piani} \approx V_s / (4H), \quad [4]$$

da cui si può ricavare una relazione di prima approssimazione tra il numero di piani dell'edificio e lo spessore delle coperture nel sito dell'edificio stesso che possono determinare situazioni pericolose e devono quindi essere oggetto di studi approfonditi. Se consideriamo, ad esempio, una fascia di velocità delle onde di taglio tipica dei terreni alluvionali medio-fini (200-300 m/s), possiamo riscrivere la [4] come:

$$10 \text{ Hz} / \text{numero piani} \approx 200\text{-}300 \text{ m/s} / (4H). \quad [5]$$

ottenendo la relazione illustrata in Figura 8.

SODDISFARE IL TESTO DELLA NORMATIVA. LA STIMA DEI PARAMETRI DI LEGGE UTILIZZANDO LE MISURE DI TREMORE

Come descritto in precedenza, l'analisi H/V permette di identificare i contrasti di impedenza tra strati. Una coltre di sedimenti sovrastanti un substrato roccioso (bedrock) darà un picco nella funzione H/V. Però anche una coltre di limi sopra un materasso di ghiaie può generare un massimo nella funzione H/V. Le ghiaie del secondo esempio vengono spesso citate come *bedrock-like* (strato assimilabile al bedrock) anche se la loro V_s è lontana dagli 800 m/s previsti dalla normativa italiana. A questo proposito si fa notare che in altri paesi (es. negli stessi USA) si considerano anche questi strati *bedrock-like* in quanto in grado di creare fenomeni di intrappolamento d'onde come illustrato in Figura 1.

Strato omogeneo sopra un bedrock o bedrock-like (strato assimilabile a bedrock)

Innanzitutto vediamo come, utilizzando il metodo H/V è possibile stimare, nel caso semplice di un solo strato omogeneo al disopra del bedrock o bedrock-like, lo spessore H di questo strato. In questo caso vale esattamente l'equazione [1] se si usa la velocità media V_s . Ipotizzando uno strato composizionalmente omogeneo, si può tentare di "raffinare" la [1] includendo la compattezza gravitativa dei sedimenti, che provoca un aumento progressivo della velocità con la profondità z secondo la relazione

$$V_s \approx V_0 \left[1 + \frac{z}{z_0} \right]^x \quad [6]$$

dove V_0 è la velocità delle onde S al tetto dello strato ($z_0 \sim 1$ m, poiché occorre comunque trascurare lo strato aerato) e x è un fattore che dipende dalle caratteristiche del sedimento (granulometria, coesione ecc.). Dalla [1] e dalla [6], tramite alcuni passaggi (lbs-Von Seht e Wohlenberg, 1999) si ottiene

$$H = \left[\frac{V_0(1-x)}{4f_r} + 1 \right]^{\frac{1}{1-x}} - 1 \quad [7]$$

Si noti che, mentre f_r viene immediatamente determinata dalle misure H/V nel modo che abbiamo visto ed H è ad essa correlata, i due parametri V_0 e x vanno stimati indipendentemente. Trattandosi di 2 incognite, sono necessarie almeno 2 equazioni indipendenti per risolvere il sistema. A tale fine occorrono quindi almeno due punti

nei quali H sia noto indipendentemente da misure dirette (sondaggio o penetrometria) e nei quali il sottosuolo sia approssimabile con una geometria 1-D (cfr. lbs-von Seht e Wohlenberg, 1999). Effettuando una misura di tremore in questi siti, si risolve l'equazione [7], determinando così i parametri V_0 e x . In pratica, però, non è affatto semplice avere due o più punti che soddisfino le condizioni date.

Una soluzione alternativa è possibile avendo a disposizione almeno un punto in cui H sia nota da sondaggi o penetrometrie. Conviene allora abbandonare l'equazione [7], che dà un aumento di precisione soltanto illusorio, e usare la [1] con gli spessori H ricavati dall'indagine diretta. Il metodo viene esposto qui di seguito.

La stima del Vs30 a partire da misure H/V a stazione singola

Se da misure dirette è nota la profondità H del bedrock o bedrock-like, è immediato calcolare il Vs30 attraverso misure di f_r .

Se $H > 30$ m, il valore Vs30 viene calcolato direttamente dalla [1].

Se invece $H \leq 30$ m, allora

$$V_{s30} = \frac{30}{t_H + t_{30-H}} = \frac{30}{\frac{1}{4f_r} + \frac{(30-H)}{V_B}} \quad [8]$$

dove V_B è la velocità delle onde S nel bedrock o bedrock-like. Per il bedrock, volendo seguire in maniera letterale la normativa italiana, si può semplicemente usare $V_B = 800$ m/s. In alternativa si possono usare i valori di Tabella 1. Nel caso di bedrock-like si useranno

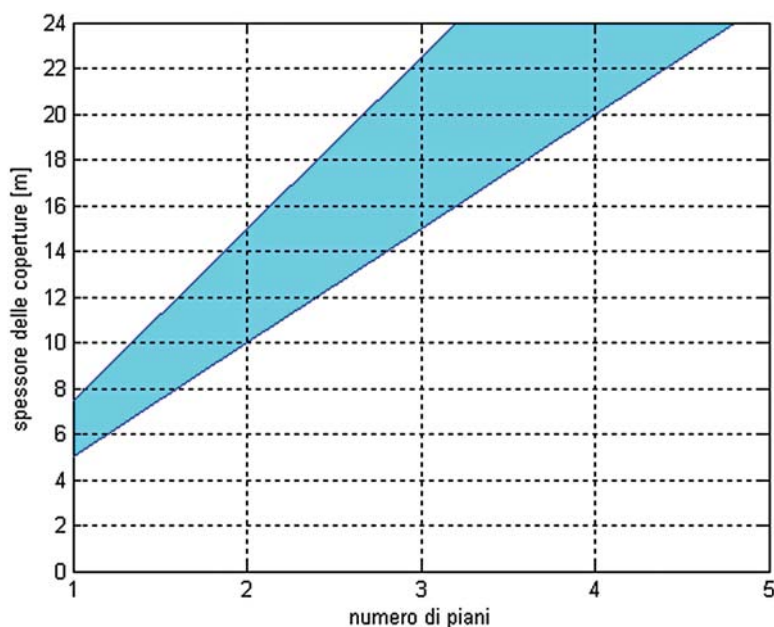


Figura 8 - La fascia azzurra del grafico illustra la relazione tra il numero di piani dell'edificio e lo spessore delle coperture nel sito dell'edificio stesso per cui, per una zona con V_s caratteristiche delle coperture di 200-300 m/s, sarebbero possibili fenomeni di doppia risonanza.

Tabella 1. Velocità caratteristiche delle onde S nei vari tipi di suolo [cfr. Borchardt, 1994]

TIPO DI SUOLO	V _s min [m/s]	V _s media [m/s]	V _s max [m/s]
ROCCE MOLTO DURE (es. rocce metamorfiche molto poco fratturate)	1400	1620	-
ROCCE DURE (es. graniti, rocce ignee, conglomerati, arenarie e argilliti, da mediamente a poco fratturati)	700	1050	1400
SUOLI GHIAIOSI e ROCCE DA TENERE A DURE (es. rocce sedimentarie ignee, tenere, arenarie, argilliti, ghiaie e suoli con > 20% di ghiaia)	375	540	700
ARGILLE COMPATTE e SUOLI SABBIOSI (es. sabbie da sciolte a molto compatte, limi e argille sabbiose, argille da medie a compatte e argille limose)	200	290	375
TERRENI TENERI (es. terreni di riempimento sotto falda, argille da tenere a molto tenere).	100	150	200

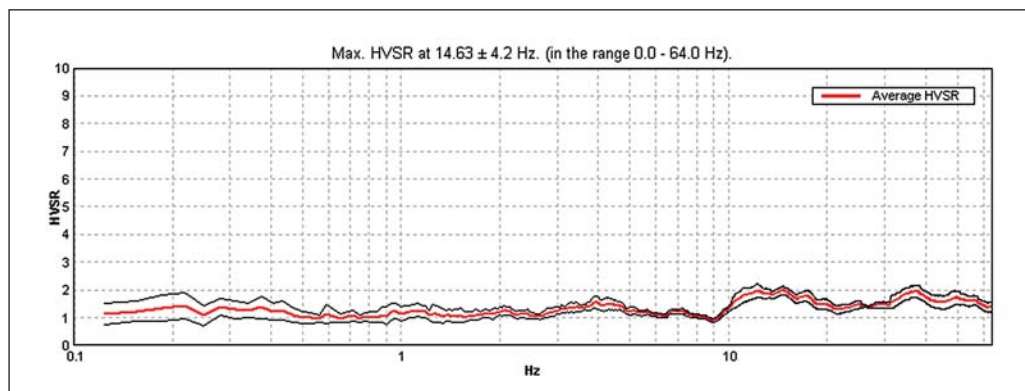


Figura 9 - Esempio 1. Curva H/V registrata su roccia (Formazione Marnoso-Arenacea).

invece sempre i valori di Tabella 1, che riprende essenzialmente i valori tabulati da Borchardt (1992; 1994) assieme a quelli ottenuti sperimentalmente in diversi ambienti sedimentari da altri autori (Budny, 1984; Ibs von Seht e Wohlenberg, 1999; Delgado et al., 2000 a, b; Parolai et al., 2002; Scherbaum et al., 2003; D'Amico et al., 2004, 2006; Hinzen et al., 2004).

Le stime di Vs30 ottenibili con quest'ultima procedura sono, ovviamente, approssimate. Ciononostante, è estremamente difficile che il loro utilizzo comporti un reale degrado dell'affidabilità delle stime fatte secondo la normativa vigente.

Concludiamo con una serie di esempi di classificazione di suoli fatta sulla base di semplici misure H/V a stazione singola effettuate con tromografo Tromino, secondo le categorie definite nel DM 14/09/2005. In tutti i siti descritti la stratigrafia è nota da sondaggi e prove penetrometriche e il profilo di Vs è ricavato, a titolo di confronto, anche con metodi alternativi.

ESEMPIO 1 SITI SU ROCCIA (BEDROCK SENSU STRICTU)

La curva H/V relativa ad un sito su roccia sana è piatta e con ampiezza pari ad 1. Deviazioni dalla planarità della curva H/V sono legate a fratturazioni/alterazioni dell'ammasso roccioso o a stratificazioni con basso contrasto di impedenza all'interno dello stesso (Figura 9). Siti con curve di questo tipo sono classificabili in categoria A.

Una piccola copertura (< 5 m) sovrastante l'ammasso roccioso (lo stesso di Figura 9) non cambia la categoria di suolo di fondazione (A). La Figura 10 riporta il caso, noto dall'osservazione geologica e da una prova penetrometrica, di un piccolo deposito di frana (4 m di spessore) su bedrock. Il contatto tra la frana e il bedrock è identificato dal picco H/V a 14 Hz, che porta a stimare (equazione [1]) una Vs media per le coperture di 224 m/s ($V_s = 4 \times 14 \text{ Hz} \times 4 \text{ m}$). Il sito è comunque in categoria A.

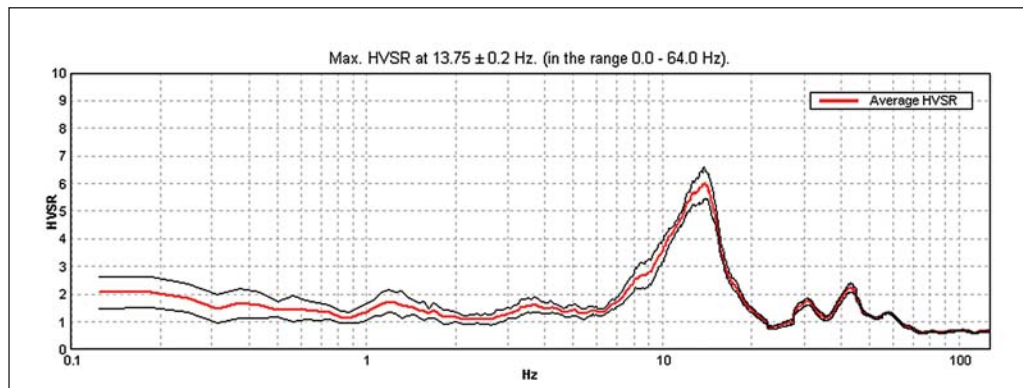


Figura 10 - Esempio 1 bis. Curva H/V registrata su un piccolo deposito di frana sovrastante roccia sana (Formazione Marnoso-Arenacea).

ESEMPIO 2 SITO CARATTERIZZATO DA DEPOSITI DI VERSANTE SU BEDROCK *SENSU STRICTU*

Nel sito le indagini dirette mostrano depositi di versante di natura sabbiosa e, a media profondità, il bedrock (calcarei). Nell'area investigata (40 m x 40 m) non c'è sostanziale variabilità in termini di spessori delle diverse unità stratigrafiche. Questo è in accordo con la scarsa variabilità delle curve H/V illustrate in Figura 11 relative a diversi punti di misura all'interno dell'area.

0-25 m	Deposito di natura sabbiosa
> 25 m	Bedrock

Il picco principale di risonanza a 3.5 Hz e $H = 25$ m porta a stimare, tramite l'equazione [8], $V_{s30} = 386$ m/s, valore che colloca il sito in categoria B.

L'analisi della curva H/V permette altresì di notare una inversione di velocità superficiale (curva $H/V < 1$ in alta frequenza, in questo caso legata al fatto di aver eseguito le misure su lastricato con V_s maggiore del primo sottosuolo).

Analisi indipendenti eseguite nello stesso sito con tecniche diverse (Extended Spatial AutoCorrelation; vedi ad es. Ohori *et al.*, 2002; Chavez-Garcia *et al.*, 2006) portano all'individuazione del profilo di V_s di Figura 12 da cui si ricava, in ottimo accordo con le stime precedenti, $V_{s30} = 369$ m/s.

ESEMPIO 3 SITO CARATTERIZZATO DA ALLUVIONI E BEDROCK

Nel sito si rinvenivano sedimenti fluviali e, a modesta profondità, il bedrock. Nella piccola area investigata (35 x 35 m) si riscontra una grandissima variabilità nei termini degli spessori delle diverse unità stratigrafiche. Trattandosi di depositi di torrenti glaciali che scorrevano su alvei fortemente incisi, una tale variabilità è prevedibile ed emerge chiaramente anche nelle curve H/V.

Questa variabilità dimostra che talvolta nemmeno in spazi così ristretti si può assumere un modello di sottosuolo a strati piani e paralleli. Ciò fa sì che i 'metodi ad array' tipo ReMi o MASW non siano utilizzabili, in questi casi, per la stima del profilo di V_s . I metodi 'a stazione singola', come l'H/V, sono invece applicabili. (fig. 13) Ci riferiamo ora alla curva H/V (Figura 14) registrata in un punto specifico in cui un sondaggio diretto ha rivelato la seguente stratigrafia:

0-9.5 m	Sabbie con ciottoli
> 9.5 m	Bedrock fratturato

Il picco principale di risonanza a 7 Hz e $H = 9.5$ m porta a stimare, tramite l'equazione [8], $V_{s30} = 430$ m/s (usando $V_B = 600$ m/s per la presenza di bedrock fratturato), valore che colloca il sito in categoria B.

L'inversione di tutta la curva H/V (Figura 15) attraverso la

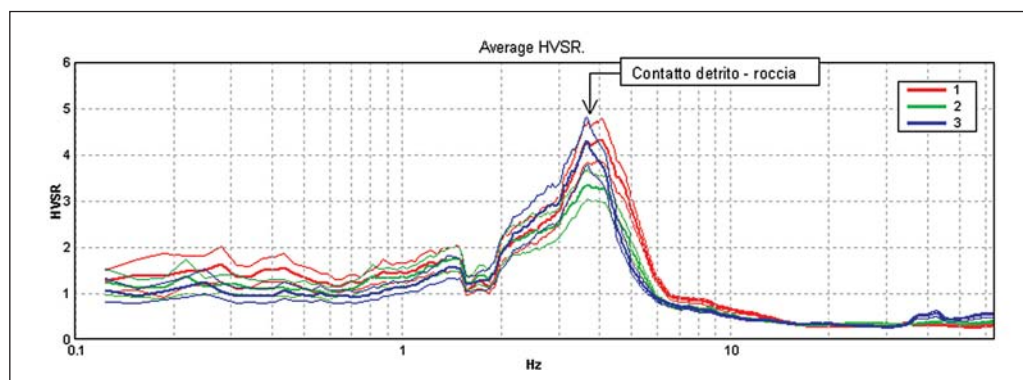


Figura 11 - Esempio 2. Confronto tra 3 registrazioni H/V effettuate a 10 m di distanza l'una dall'altra. A 1.8 Hz si nota un artefatto (gola rettangolare nella curva H/V).

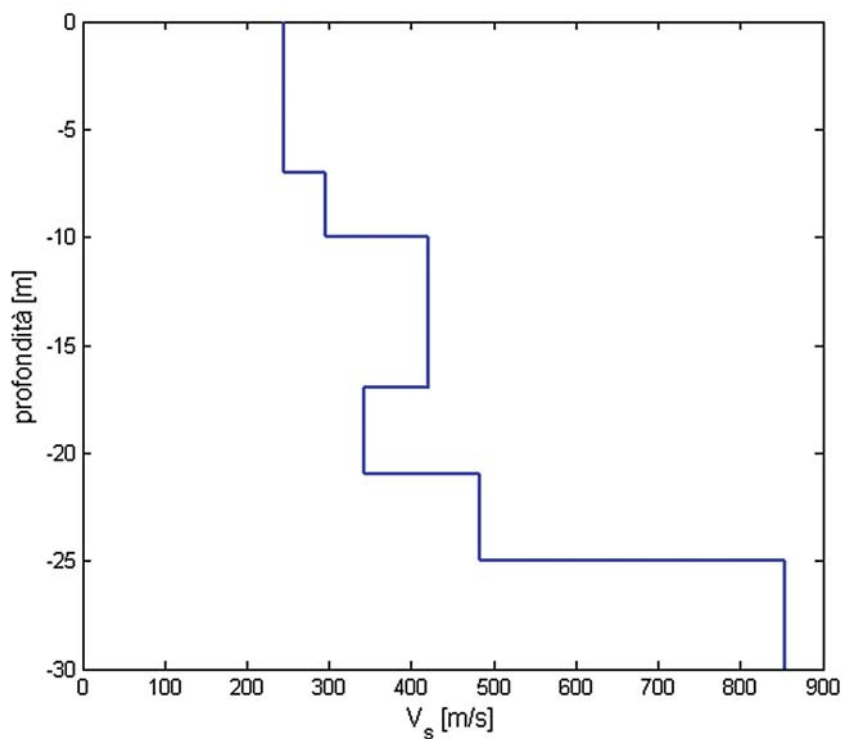


Figura 12 - Esempio 2. Profilo di velocità delle onde S stimato da indagine ESAC.

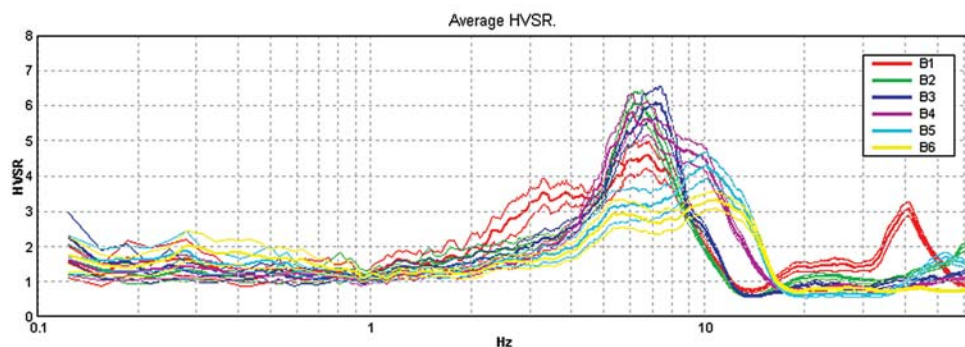


Figura 13 - Esempio 3. La grande differenza stratigrafica tra siti pur molto vicini (area investigata 35 m x 35 m) si riflette in una grande differenza tra curve H/V. Le registrazioni del rumore sismico sono state effettuate contemporaneamente, a riprova del fatto che le differenze sono dovute ad effetti di sito e non di sorgente.

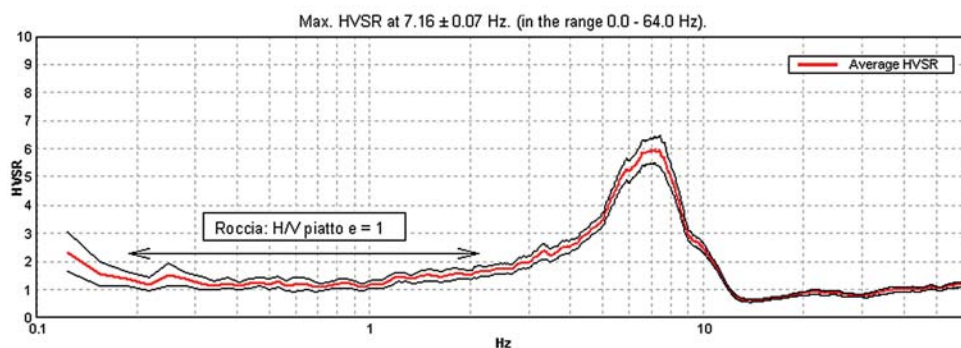


Figura 14 - Esempio 3. Curva H/V registrata in un sito caratterizzato da 9,5 m di alluvioni su roccia.

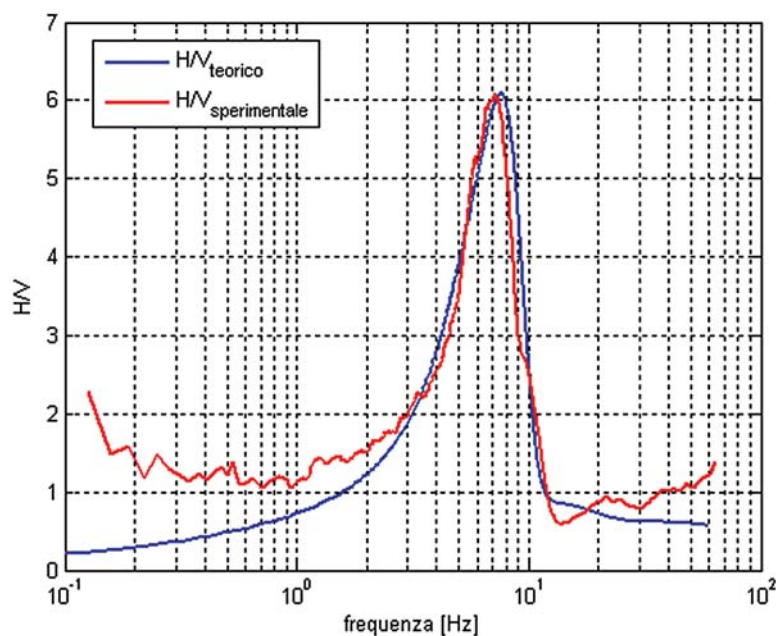


Figura 15 - Esempio 3. Confronto tra H/V sperimentale (rosso) e teorico (blu) ottenuto per il modello di Figura 16.

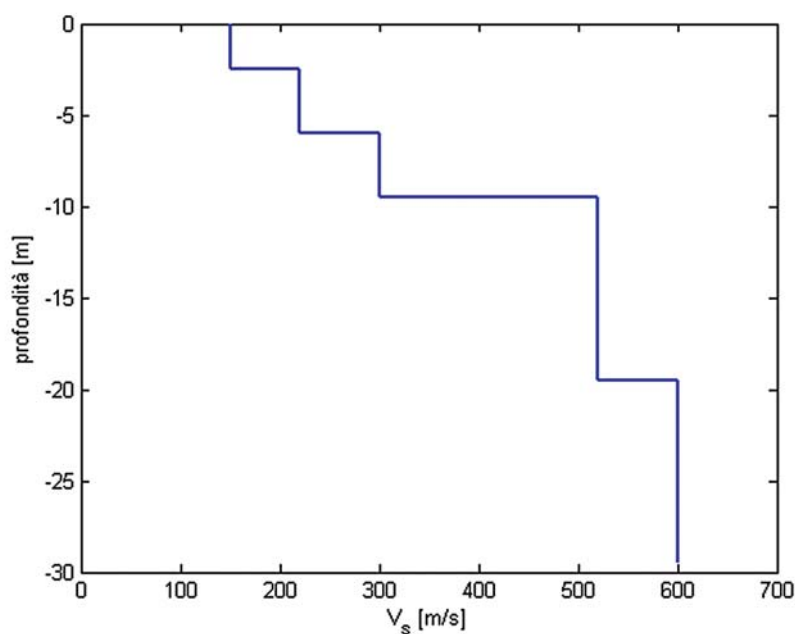


Figura 16 - Esempio 3. Modello dell'andamento di Vs usato per produrre la curva H/V teorica di Figura 15.

ricostruzione sintetica del campo d'onde dà un modello di suolo il cui profilo di Vs è riportato in Figura 16. Il Vs30 per questo modello è 380 m/s, in buon accordo con quanto stimato sopra (differenza del 12%).

ESEMPIO 4 SITO DI PIANURA CARATTERIZZATO DA ALLUVIONI (BEDROCK LIKE)

È noto dalla penetrometria che il sito in esame, collocato in pianura, è caratterizzato dalla presenza di argille in superficie e ghiaie a 10.5 m.

0-10.5 m	Argille
> 10.5 m	Ghiaie (sabbie con molti ciottoli)

La risonanza relativa al contatto argille – ghiaie è ben evidenziata dal picco H/V a 4.5 Hz (Figura 17). È questo un caso in cui i picchi non sono legati al bedrock ma a uno strato bedrock-like. Al di sotto di questa profondità, a differenza degli esempi precedenti, il rapporto H/V non si mantiene piatto e con ampiezza pari a 1 ma mostra altri massimi locali, legati a strutture più profonde. Poiché la prova penetrometrica ha messo in evidenza la

presenza di ghiaie a 10.5 m, ricaviamo, dall'equazione [1], una V_s media di 189 m/s per i limi sovrastanti le ghiaie ($V_s = 4 \times 10.5 \text{ m} \times 4.5 \text{ Hz}$). La perfetta simmetria dei due lati del picco H/V a 4.5 Hz e la mancanza di ulteriori 'rigonfiamenti' fino a 2 Hz porta a ritenere che non vi siano altre discontinuità sismiche importanti fino ad almeno 30 m di profondità. Pertanto tra i 10.5 e i 30 m si assume conservativamente per le ghiaie una V_s media di 350 m/s. Infatti (vedi Tabella 1), alle ghiaie è associato l'intervallo $375 < V_s < 700 \text{ m/s}$. Nel caso in questione, trattandosi di sabbie con molti ciottoli, la V_s media assunta è a metà tra quella caratteristica delle sabbie e quella delle ghiaie. Si ottiene quindi $V_{s30} = 30 \text{ m} / [(10.5 \text{ m} / 189 \text{ m/s}) + (19.5 \text{ m} / 350 \text{ m/s})] = 270 \text{ m/s}$ e si classifica il sito in categoria C.

L'inversione di tutta la curva H/V (Figura 18) utilizzando il campo d'onde sintetico dà un modello di suolo il cui profilo di V_s è riportato in Figura 19. Il V_{s30} per questo modello è 257 m/s, in ottimo accordo con quanto stimato sopra.

ESEMPIO 5 SITO DI PIANURA CARATTERIZZATO DA ALLUVIONI

Una prova penetrometrica ubicata nello stesso punto della misura H/V mostra che il sito in esame, collocato in pianura, è caratterizzato dalla presenza di limi e sabbie limose, con un marcato aumento della frazione sabbiosa oltre i 10 m di profondità.

0-10 m	Limi
> 10 m	Sabbie limose

Il marker del contatto limi-sabbie è rappresentato, nelle curve H/V, dal picco a 5.5 Hz (Figura 20). Le sabbie rappresentano lo strato 'bedrock-like'. Questo permette di stimare per i primi 10 m di limi una V_s media di $4 \times 5.5 \text{ Hz} \times 10 \text{ m} = 220 \text{ m/s}$. Nei secondi 20 m di profondità si usa una V_s media di 290 m/s, giacché alle sabbie è associato l'intervallo $200 < V_s < 375 \text{ m/s}$ (vedi Tabella 1). Nel caso

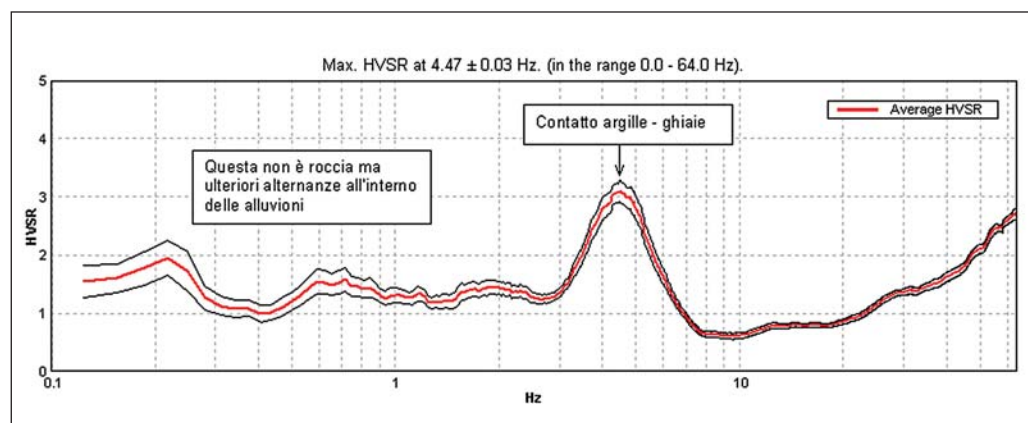


Figura 17 - Esempio 4. Curva H/V sperimentale relativa ad un sito di pianura caratterizzato da limi e ghiaie a 10.5 m.

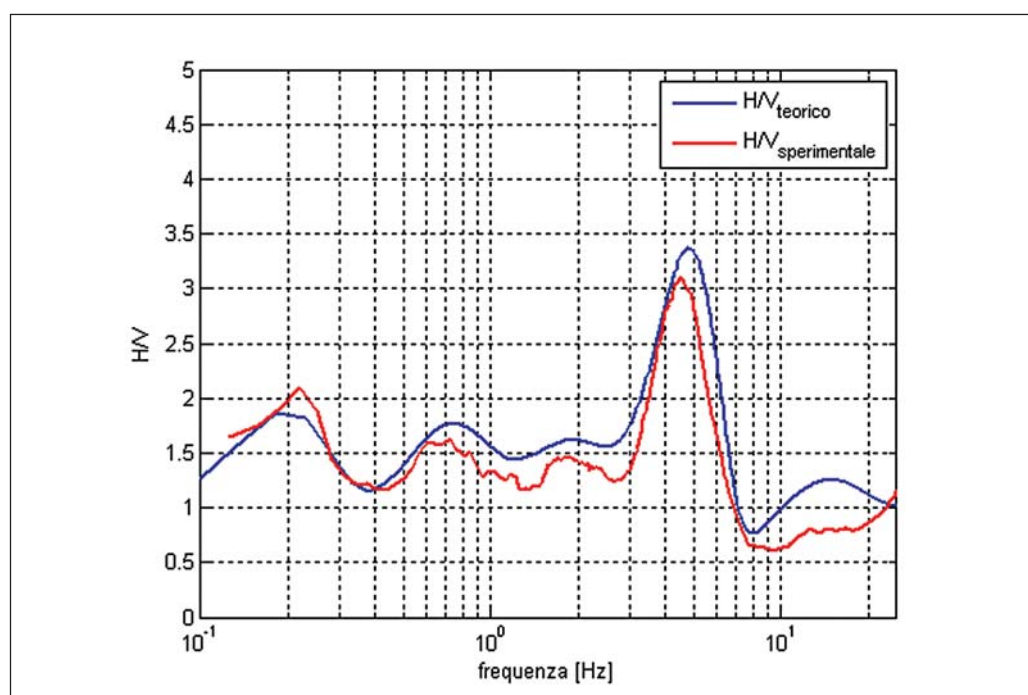


Figura 18 - Esempio 4. Confronto tra H/V sperimentale (rosso) e teorico (blu) ottenuto per il modello di Figura 19.

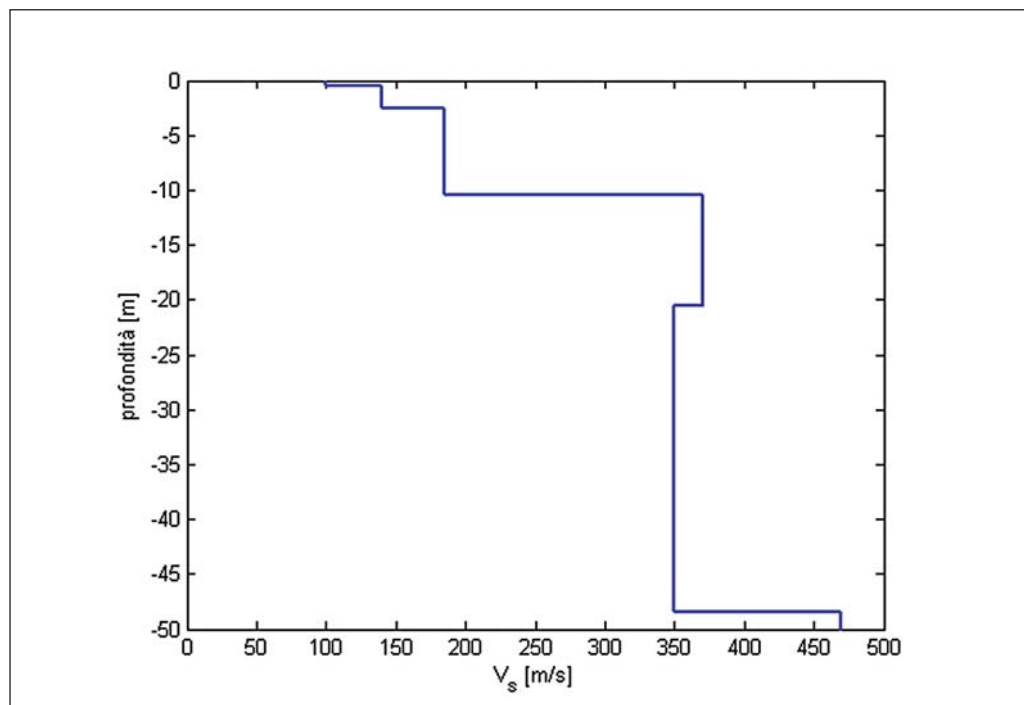


Figura 19 - Esempio 4. Modello dell'andamento di Vs usato per produrre la curva H/V teorica di Figura 18.

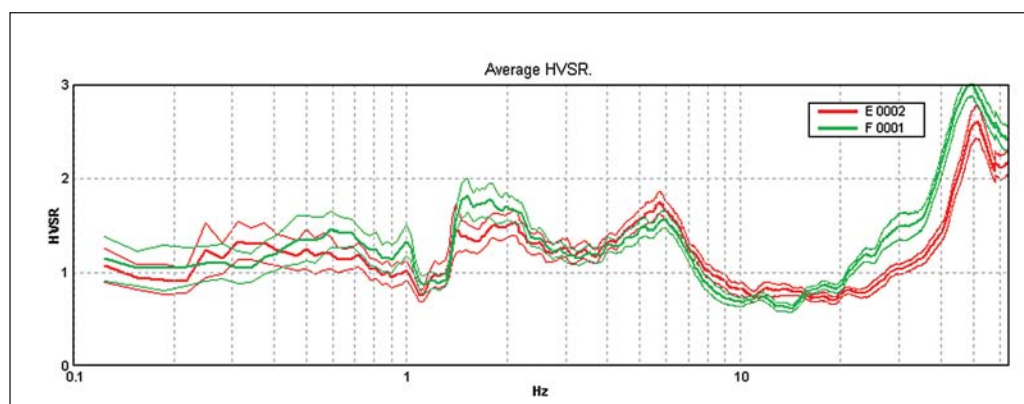


Figura 20 - Esempio 5. Confronto tra curve H/V registrate a 50 m di distanza in un lotto di futura fabbricazione. Si nota l'ottima sovrapposizione, ad indicare omogeneità di condizioni del sottosuolo.

in questione, essendo la V_s media del primo strato di 220 m/s ed esistendo tra i limi e le sabbie un contrasto di impedenza sufficiente a produrre un picco H/V chiaramente identificabile, la V_s delle sabbie è necessariamente maggiore di 250 m/s (per essere identificabili i picchi H/V richiedono contrasti di impedenza almeno del 25%). Il V_{s30} è pertanto dato da $30 \text{ m} / [(10 \text{ m} / 220 \text{ m/s}) + (20 \text{ m} / 290 \text{ m/s})] = 262 \text{ m/s}$. La categoria di suolo di fondazione è quindi C. Un'analisi di tipo ReMi ha stimato per il sito in esame l'andamento di V_s illustrato in Figura 21, con un $V_{s30} = 281 \text{ m/s}$, in perfetto accordo con quanto calcolato sopra.

BIBLIOGRAFIA

- Aki K., 1964. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics* **29**, 665-666.
- Arai H. e Tokimatsu K., 2004. S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **94**, p. 53-63.
- Ben-Menahem A., and Singh S.J., 1981. *Seismic Waves and Sources*, Springer-Verlag, New York.
- Bard P.-Y., 1998. Microtremor measurements: a tool for site effect estimation? Second International Symposium on the Effects of the Surface Geology on Seismic Motion-ESG98, Japan.
- Borcherdt R. D., 1992. Simplified site classes and empirical amplification factors for site-dependent code provisions, in *Proc. NCEER, SEAOC, BSSC Workshop on Site Response during Earthquakes and Seismic Code Provisions*, November 18-20, University of Southern California, Los Angeles, California.
- Borcherdt R. D., 1994. Estimates of site-dependent response spectra for design (methodology and justification), *Earthq. Spectra*, **4**, 617-653.
- Budny M., 1984. *Seismische Bestimmung der bodendynamischen Kennwerte von oberflächennahen Schichten in Erdbebengebieten der Niederrheinischen Bucht und ihre ingenieurseismologische Anwendung*, Ph.D. Thesis, Special publications No. 57, Geologisches Institut der Universität zu Köln, 209 pp. (in German).
- Castellaro S., Mulargia F. e Bianconi L., 2005. Stratigrafia sismica passiva: una nuova tecnica accurata, rapida ed economica, *Geologia Tecnica e Ambientale*, vol. 3.

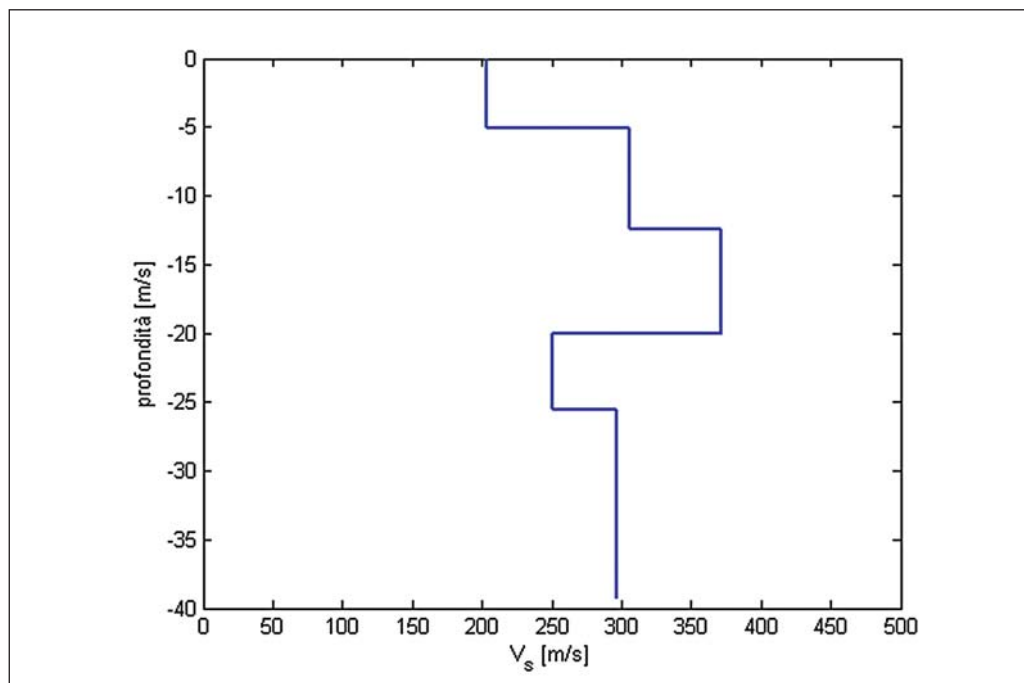


Figura 21 - Esempio 5.

- Chavez-Garcia F. J., Rodriguez M. e Stephenson R., 2006. Subsoil structure using SPAC measurements along a line, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **96** (2), 729-736.
- D'Amico V., Picozzi M., Albarello D., Naso G. and Tropenscovino S., 2004. Quick estimates of soft sediment thicknesses from ambient noise horizontal to vertical spectral ratios: a case study in southern Italy, *J. Earthq. Eng.*, **8**, 895-908.
- D'Amico V., Albarello D., Baliva F., Picozzi M. e Agili F., 2006. Site response characterization of the Florence urban area (Italy) using seismic noise measurements. 1st European Conference on Earthquake Engineering and Seismology, Geneva, Switzerland, Abstract Book, 333.
- Delgado J., Lopez Casado C., Giner J., Estevez A., Cuenca A. e Molina, S., 2000. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 1445-1462.
- Delgado J., Lopez Casado C., Giner J., Estevez A., Cuenca A., Molina S., 2000a. Microtremors as a geophysical exploration tool: applications and limitations, *Pure Appl. Geophys.*, **157**, 1445-1462.
- Delgado J., López Casado C., Estévez A., Giner J., Cuenca A., Molina S., 2000b. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain): a case study of microtremors as an exploration tool, *J. Appl. Geophys.*, **45**, 19-32.
- Fah D., Kind F. e Giardini D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, **145**, 535-549.
- Field E.H., Jacob, K., 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, **20-24**, 2925-2928.
- Gallipoli R., La Penna V., Lorenzo P. et al., 2000. Comparison of geological and geophysical prospecting techniques in the study of a landslide in southern Italy, *European J. Environm. and Eng. Geophys.*, **4**, 117-128.
- Hinzen K.-G., Scherbaum F., Weber B., 2004. On the resolution of H/V measurements to determine sediment thickness, a case study across a normal fault in the Lower Rhine embayment, Germany, *J. Earthq. Eng.*, **8**, 909-926.
- Ibs-von Seht M. e Wohlenberg J., 1999. Microtremor measurements used to map thickness of soft sediments, *Bull. Seismol. Soc. America*, **89**, 250-259.
- Kanai K., 1957. The requisite conditions for predominant vibration of round, *Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.*, **31**, 457.
- Lachet C. e Bard P.Y., 1994. Numerical and theoretical investigations on the possibilities and limitation of Nakamura's technique, *J. Phys. Earth*, **42**, 377-397.
- Lermo J., Chavez-Garcia F.J., 1993. Site effect evaluation using spectral ratios with only one station, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **83**, 1574 - 1594.
- Lermo J., Chavez-Garcia F.J., 1994. Are microtremors useful in site response evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **84**, 1350 - 1364.
- Mucciarelli M. e Gallipoli M.R., 2001. A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique, *Bollettino di Geofisica Teoria ed Applicata*, **42**, 255-266.
- Mucciarelli M. e Gallipoli M.R., 2006. Comparison between Vs30 and other estimates of site amplification in Italy, Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Geneva, 3-8 Sept. 2006, no. 270.
- Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimates of subsurface using microtremor on the round surface, *QR of RTRI*, **30**, 25-33.
- Nogoshi M. e Igarashi T., 1970. On the propagation characteristics of microtremors, *J. Seism. Soc. Japan*, **23**, 264-280.
- Ohori M., Nobata A. e Wakamatsu K., 2002. A comparison of ESAC and FK methods of estimating phase velocity using arbitrarily shaped microtremor arrays, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, **92** (6), 2323-2332.
- Parolai S., Bormann P., Milkereit C., 2002. New relationships between Vs, thickness of sediments and resonance frequency calculated from H/V ratio of seismic noise for the Cologne area, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **92**, 2521-2527.
- Pratt, <http://faculty.washington.edu/tpratt/frequencies.htm>
- Scherbaum F., Hinzen K.-G., Ohrnberger M., 2003. Determination of shallow shear wave velocity profiles in the Cologne, Germany area using ambient vibrations, *Geophys. J. Int.*, **152**, 597-612.
- SESAME, 2005. <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/index.htm>