

Relazione

Sismica a Rifrazione - MASW – ReMi - HVSR

Per la definizione del profilo verticale Vs e del parametro Vs30

Colomberotto

Moriago Della Battaglia
Via Montegrappa 68

Coordinate WGS84

Lat. N 45.86607612 Long. E 12.09260396

Coordinate ED50

Lat. N 45.867833 Long. E 12.093424



il Geologo
dott. Dario Barazzuol

Introduzione

Al fine di caratterizzare la risposta sismica del sito in esame è stata effettuata una serie di acquisizioni MASW (Multi-channel Analysis of Surface Waves, analisi della dispersione delle onde di Rayleigh da misure di sismica attiva – e.g. Park et al., 1999) e ReMi (Refraction Microtremor -Louie, 2001) utili a definire il profilo verticale della Vs (velocità di propagazione delle onde di taglio) oltre alla tradizionale sismica a rifrazione.

1. Interpretazione di stendimenti di sismica a rifrazione

Questo metodo, di semplice applicazione, è utilizzabile nel caso di strati orizzontali o con inclinazione uniforme e in presenza di una superficie topografica, almeno lungo lo stendimento, orizzontale. Si parte inoltre dal presupposto che la velocità dei rifrattori aumenti con la profondità. In pratica si dovrà verificare che la velocità delle onde P nel primo strato sia minore della velocità delle onde P nel secondo, a sua volta inferiore a quella del terzo, ecc. ($V_1 < V_2 < V_3$).

1.1 Strati con interfaccia orizzontale

Consideriamo il caso di due strati con profilo orizzontale, caratterizzati dalle velocità V_1 e V_2 .

Se S è la sorgente di energia e G è il geofono ricevitore il tempo necessario, perché il segnale copra la distanza SG (= x) viaggiando nel primo strato (onde dirette) sarà:

$$t = \frac{x}{V_1}$$

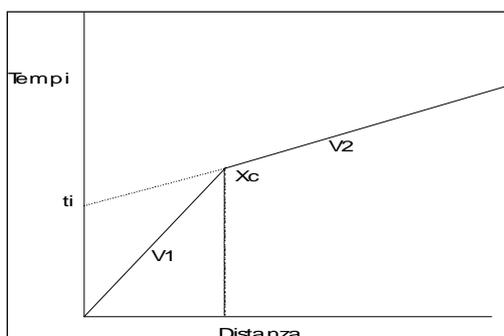
Oltre alle onde dirette, al geofono giungeranno anche le onde rifratte dal secondo strato. In questo caso il tempo necessario perché il segnale rifratto venga ricevuto è:

$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h}{V_1} \cos \alpha_{12}$$

dove h è lo spessore dello strato e α è l'angolo limite di incidenza. La quantità

$$\frac{h}{V_1} \cos \alpha_{12}$$

viene detto tempo di ritardo o delay time.



Ponendo su grafico in ascissa la distanza dei geofoni dello stendimento dalla sorgente e in ordinata i tempi di arrivo del segnale ai singoli ricevitori, si ottengono due segmenti retti (dromocrone), con il secondo tratto meno inclinato del primo. I reciproci dei coefficienti angolari delle due dromocrone corrispondono alle velocità delle onde P nei due strati (V_1 e V_2). Il rapporto fra le due fornisce il valore dell'angolo limite:

$$\alpha_{12} = \arcsen\left(\frac{V_1}{V_2}\right)$$

La profondità del secondo strato può essere ricavata attraverso la determinazione del tempo intercetto del secondo strato o dell'ascissa del punto ginocchio. Il tempo intercetto si ottiene estrapolando la dromocrona fino ad intercettare l'asse dei tempi. In pratica corrisponde al tempo di arrivo del segnale rifratto per $x=0$:

$$t_i = \frac{2h}{V_1} \cos \alpha_{12}$$

e quindi è uguale al doppio del tempo di ritardo. Quindi lo spessore è dato da:

$$h = \frac{t_i V_1}{2 \cos \alpha_{12}}$$

Il punto ginocchio corrisponde alla distanza alla quale arrivano contemporaneamente le onde dirette e le onde rifratte. Nel grafico coincide all'ascissa in cui giace l'intersezione delle due dromocrone. Noto x_c lo spessore del primo strato si ricava dalla relazione:

$$h = \frac{x_c}{2} \sqrt{\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1}}$$

Nel caso di più di due strati la procedura è analoga. Il tempo di arrivo al geofono G delle onde rifratte dall'interfaccia dello strato n è fornito dalla relazione

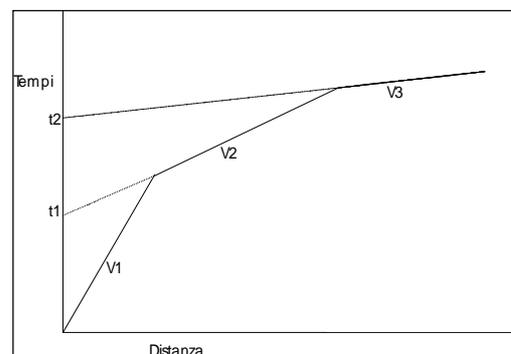
$$t_n = \frac{x}{V_n} + \frac{2h_{n-1}}{V_{n-1}} \cos \alpha_{n-1,n} + \dots + \frac{2h_1}{V_1} \cos \alpha_{1,n}$$

Anche in questo caso le velocità dei singoli rifrattori si ottengono, calcolando il reciproco del coefficiente angolare di ogni dromocrona e i valori degli angoli limite dal rapporto delle velocità

$$\alpha_{n-1,n} = \arcsen\left(\frac{V_{n-1}}{V_n}\right)$$

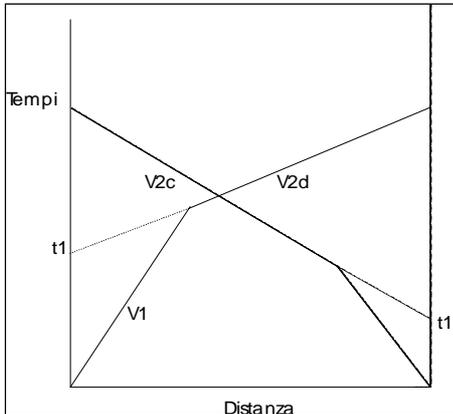
Per il calcolo degli spessori dei singoli strati si procede come indicato di seguito:

- si stimano i tempi intercetti di ogni dromocrona;
- si calcola lo spessore del primo strato con la relazione: $h_1 = \frac{t_1 V_1}{2 \cos \alpha_{12}}$, dove t_1 è il tempo intercetto della dromocrona relativa al secondo rifrattore;
- si calcola lo spessore del secondo strato con la relazione $h_2 = \frac{t_2 V_2}{2 \cos \alpha_{23}} - \frac{2h_1}{V_1} \cos \alpha_{13}$, dove h_1 è lo spessore del primo strato, ricavato in precedenza, e t_2 il tempo intercetto del terzo rifrattore;
- si procede analogamente per gli strati rimanenti.



1.2 Strati con interfaccia inclinata

Nel caso il limite fra due strati non sia orizzontale, si introduce nel calcolo una nuova incognita, l'angolo β che il piano di strato forma con l'orizzontale. In questa situazione bisogna operare con due sorgenti (S e S') posizionate agli estremi opposti dello stendimento. Si otterranno quindi, nel grafico distanza-tempi, due serie di dromocrone: quelle relative alle onde che viaggiano da S verso S' (tiro diretto) e quelle corrispondenti al percorso inverso (da S' a S – tiro coniugato).



Le formula che fornisce il tempo di arrivo delle onde rifratte, viste nel paragrafo precedente, è ancora valida, ma, nel caso di due strati, va riscritta come segue

$$t = \frac{x}{V_2} \cos \beta + \frac{Z+z}{V_1} \cos \alpha_{12}$$

dove Z è la distanza minima fra la sorgente S e la base del primo strato e z , analogamente, la distanza minima fra la sorgente S' e la base del primo strato. Z e z quindi non corrispondono alle profondità del rifrattore.

I reciproci dei coefficienti angolari delle dromocrone delle onde rifratte lungo l'interfaccia del secondo strato non forniscono le velocità reali dei rifrattori; sono però collegate ad esse dalle relazioni:

$$V_{2d} = \frac{V_1}{\sin(\alpha - \beta)} \quad \text{e} \quad V_{2c} = \frac{V_1}{\sin(\alpha + \beta)}$$

Queste due formule combinate permettono di ricavare le grandezze β e α , essendo V_1 nota. Dalla relazione $\sin \alpha = \left(\frac{V_1}{V_2} \right)$ è possibile quindi ricavare V_2 . I tempi intercetti delle dromocrone relative allo strato 2 possono essere espresse dalle formule:

$$t_1 = \frac{2Z}{V_1} \cos \alpha \quad (\text{tiro diretto}) \quad \text{e} \quad t_1' = \frac{2z}{V_1} \cos \alpha \quad (\text{tiro coniugato})$$

Le grandezze Z e z possono essere ricavate quindi dalle espressioni:

$$Z = \frac{t_1 V_1}{\cos \alpha} \quad \text{e} \quad z = \frac{t_1' V_1}{\cos \alpha}$$

Noto β , H e h (spessore del primo strato in corrispondenza di S e S') possono essere ricavate infine con le relazioni:

$$H = \frac{Z}{\cos \beta} \quad \text{e} \quad h = \frac{z}{\cos \beta}$$

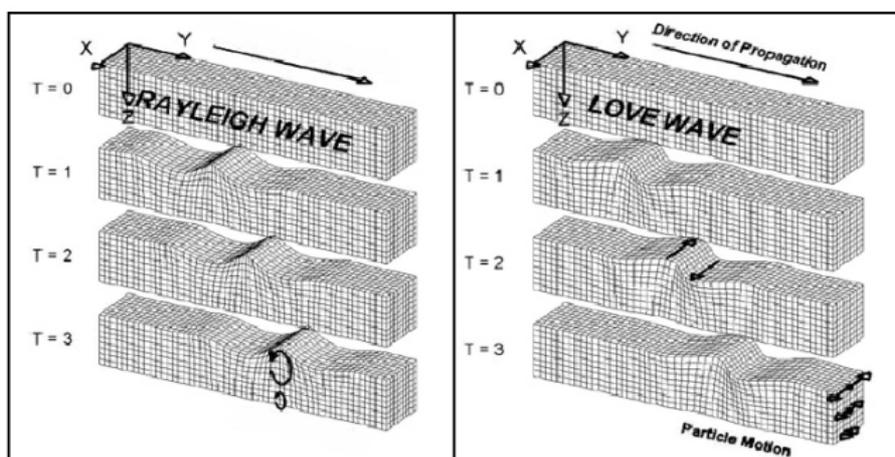
La procedura esposta può ovviamente essere estesa al caso di n strati, con i passaggi già visti per il caso di rifrattori orizzontali.

1.3 Metodo reciproco generalizzato (G.R.M.)

Nel caso in cui la morfologia del rifrattore sia irregolare è possibile utilizzare il metodo reciproco generalizzato (G.R.M.) (Palmer, 1980). Questa metodologia interpretativa consente di ricostruire l'andamento di strati di forma qualsiasi, anche nel caso di variazioni laterali di velocità. Questa maggiore versatilità però ha come prezzo una superiore complessità operativa, richiedendo un maggior numero di sorgenti di energia, posizionate ai due estremi e internamente allo stendimento. Infatti, per poter ricostruire l'andamento dell'interfaccia di strato lungo tutto lo stendimento, è necessario che i segnali provenienti dal singolo rifrattore siano ricevuti da tutti i geofoni messi in opera. Il grafico distanza-tempi che si ottiene è considerevolmente più complesso rispetto al caso del metodo convenzionale. L'interpretazione del grafico distanza-tempi prevede la ricostruzione delle dromocrone relative ai singoli strati e quindi la stima delle velocità e delle profondità di ogni singolo rifrattore.

2. Tecnica di misurazione e interpretazione MASW

La tecnica MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves - Park et al., 1999) è un metodo d'indagine geofisica, sviluppato e diffuso negli ultimi dieci anni circa, che sfrutta le modalità di propagazione delle onde di superficie, in particolare delle onde di Rayleigh, generate da sorgenti artificiali (mazza battente o scoppio). Le onde di Rayleigh si muovono lungo l'interfaccia terra-aria e sono generate dalla rifrazione e riflessione multipla di onde di compressione (P) e onde di taglio che si propagano in direzione verticale (SV).

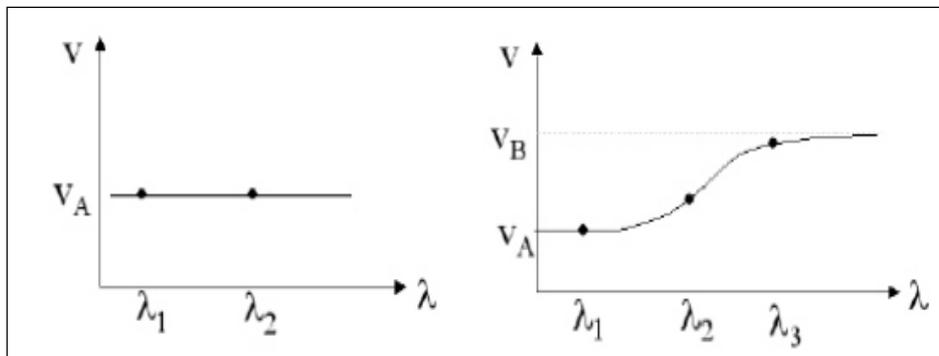


Le tecniche d'indagine geofisica basate sulla registrazione ed elaborazione degli spostamenti indotti nel terreno dal passaggio delle onde di superficie (Rayleigh e Love) ne sfruttano in generale alcune caratteristiche particolari che le differenziano dalle onde di volume (P e S).

1. Le onde di superficie tendono a subire un'attenuazione del loro contenuto energetico minore rispetto alle onde di volume e quindi si propagano a distanze maggiori. Questo si spiega con il fatto che, mentre il fronte di propagazione delle onde di superficie, generate da una sorgente puntiforme, è sub-cilindrico, quello delle onde di volume è sub-emisferico. Si può dimostrare quindi che nel caso delle onde di Rayleigh la perdita di energia con la distanza (R) dalla sorgente è inversamente proporzionale a $R^{0.5}$, mentre nel caso delle onde di volume è inversamente proporzionale a R^2 . Questa più rapida dissipazione dell'energia associata alle onde di volume

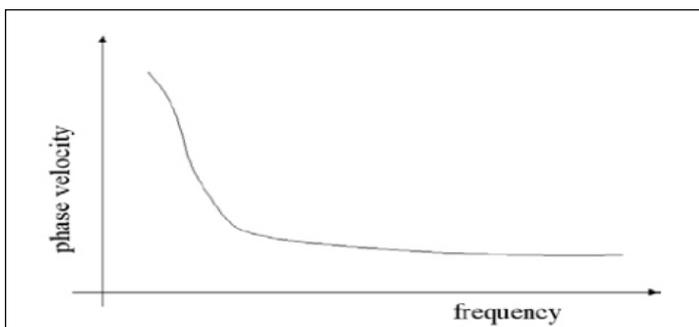
spiega il motivo per cui, in mezzi eterogenei e normalmente dispersivi (velocità delle onde S crescente con la profondità), dopo una distanza prossima a $\lambda_R/2$ (dove λ_R è la lunghezza d'onda di Rayleigh presa in considerazione) il contributo delle onde di volume diventa trascurabile.

2. In un mezzo elastico omogeneo la profondità massima in cui il terreno risente del passaggio delle onde di Rayleigh è circa uguale a λ_R . In un mezzo eterogeneo questa profondità è compresa normalmente fra $0,5\lambda_R$ e $1,0\lambda_R$. Questo significa che le lunghezze d'onda maggiori (frequenze minori) trasportano informazioni relative agli strati di terreno più profondi, mentre quelle minori (frequenze maggiori) coinvolgono solo i livelli più superficiali.
3. La velocità con cui si propaga un'onda di superficie di una data frequenza f (o lunghezza d'onda λ) viene detta velocità di fase. In un mezzo omogeneo la velocità di fase delle onde di superficie (V_A) non cambia al variare della frequenza d'onda. Al contrario in un mezzo stratificato, in presenza cioè di terreni sovrapposti con differenti caratteristiche meccaniche, la velocità di fase (V_B) dipende dal valore di f (o di λ).



Le tecniche d'indagine MASW sfruttano queste tre caratteristiche delle onde di superficie, e in particolare di quelle di Rayleigh, per ottenere un profilo dell'andamento della velocità di fase in funzione della frequenza, da correlare con la velocità delle onde di taglio S.

La caratteristica (1) consente in pratica l'effettuazione di registrazioni delle onde generate dalla sorgente senza dover subire un disturbo significativo da parte delle onde di volume. La caratteristica (2) permette di associare a ogni frequenza del segnale, o lunghezza d'onda, una profondità d'indagine

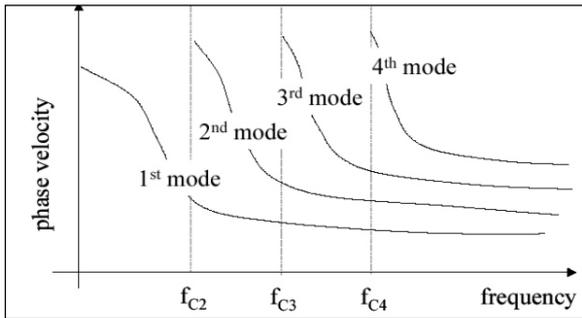


differente: le frequenze più basse sono collegate alle profondità maggiori e viceversa. La caratteristica (3) consente infine di vincolare ogni frequenza ad una velocità di fase precisa.

L'obiettivo dell'elaborazione di un segnale acquisito con la tecnica MASW è essenzialmente quello di ricavare la curva di

dispersione delle velocità di fase delle onde di Rayleigh. Il termine 'curva di dispersione' sta a indicare che le velocità di fase tendono a disperdersi, in un mezzo eterogeneo, in funzione della frequenza.

Nei terreni omogenei la curva di dispersione non si crea, in quanto in questi casi la velocità di fase non cambia al variare della frequenza. Questo è il motivo per cui la tecnica MASW non è indicata per l'investigazione di depositi sciolti o roccia, omogenei fino a grandi profondità.

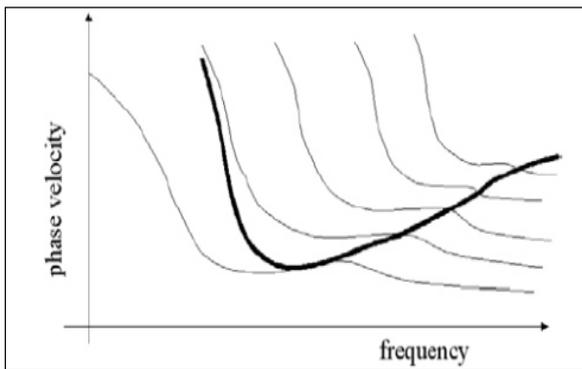


Una complicazione importante nasce dal fatto che, sempre in un mezzo eterogeneo, il terreno può vibrare in modi differenti e a ognuno di questi modi è associabile una curva di dispersione differente.

Anche se solitamente al modo fondamentale (1° modo) è associata l'energia maggiore, in alcuni casi, almeno per determinati intervalli di frequenze, si può avere la predominanza dei modi superiori. Ciò

avviene per esempio nel caso di importanti inversioni di velocità (terreno inversamente dispersivo) o per la scarsa risoluzione in fase di campionamento del segnale. In questi casi congiungendo, per ogni valore di frequenza, i valori corrispondenti alla massima ampiezza spettrale si ottiene una curva di dispersione apparente, data dalla sovrapposizione di modi di vibrazione differenti.

Poiché le comuni procedure di inversione richiedono il vincolo a un preciso modo di vibrazione, normalmente quello fondamentale, che è di solito il più facilmente identificabile, è importante non commettere errori in fase di selezione della curva di dispersione, mescolando insieme tratti appartenenti in realtà a modi differenti. Questo può condurre, se nell'inversione si fa riferimento al 1° modo (fondamentale), a una sovrastima delle V_s .



Il grafico frequenza-velocità di fase si ottiene, partendo dal sismogramma di campagna, attraverso l'applicazione di una doppia trasformata di Fourier alle tracce acquisite, prima nel dominio del tempo (tempo di campionamento-frequenza f) e quindi in quello dello spazio (spaziatura dei geofoni-numero d'onda k). Si ottiene così un diagramma, detto spettro f - k , in cui è evidenziato il modo in cui si distribuisce la densità di energia associata al segnale. Poiché già

a una piccola distanza dalla sorgente superficiale il contributo delle onde di volume all'energia totale diventa trascurabile, lo spettro f - k consente di far emergere la curva di dispersione delle onde di superficie.

Il passaggio dallo spettro f - k al grafico frequenza-velocità di fase si ottiene trasformando i valori di k in valori di v con la relazione:

$$v = 2 \pi f / k$$

Una volta generato il profilo dell'andamento delle V_s in profondità, è possibile calcolare la funzione di trasferimento, evidenziando in tal modo le frequenze di risonanza del terreno; si precisa che tale dato ricavato dalla MASW viene riportato solo in caso di congruenza con il responso della specifica indagine HVSR.

Per quanto riguarda la finestra di frequenze utili per l'interpretazione, di solito si fa riferimento a un intervallo compreso fra 3-4 Hz fino a 50-60 Hz. Il limite inferiore è legato alla frequenza di risonanza dei geofoni normalmente usati nella tecnica MASW che è solitamente di 4,5 Hz. Il limite superiore deriva dalla considerazione che onde di superficie con frequenza superiore a 50-60 Hz di solito interessano solo i primi centimetri di terreno sotto il piano campagna e quindi hanno scarsa utilità

pratica. Inoltre vi è un limite legato al passo di campionamento temporale del segnale. In pratica esiste un valore massimo di frequenza, detta frequenza di Nyquist, sopra la quale il segnale non può essere elaborato in maniera utile. La frequenza di Nyquist è legata al passo di campionamento Δt (in secondi) dalla relazione:

$$f_{\text{Nyquist}} = 1 / 2\Delta t$$

Analogo limite è calcolabile per il numero d'onda. Esiste un numero d'onda massimo, detto numero d'onda di Nyquist, oltre il quale il segnale non può essere elaborato in maniera utile. Il numero d'onda di Nyquist è legato alla spaziatura dei geofoni Δx dalla relazione:

$$k_{\text{Nyquist}} = \pi / \Delta x$$

L'interpretazione della curva di dispersione avviene attraverso un procedimento detto di inversione. Poiché nel caso di un terreno stratificato non è possibile applicare una procedura di soluzione diretta, cioè dalla curva di dispersione al modello stratigrafico, a causa della non univocità del problema (alla stessa curva di dispersione sono associabili più profili di V_s), si opera con un procedimento inverso. In pratica, fissato il modello stratigrafico iniziale, l'inversione avviene con il metodo dei minimi quadrati, modificando a tentativi, con un procedimento iterativo, i parametri velocità delle onde S, peso di volume, spessore e coefficiente di Poisson di ogni strato e ricalcolando quindi, a ogni iterazione, la deviazione standard del nuovo modello rispetto al precedente. Gli zero della cosiddetta funzione secolare vengono valutati con il metodo della matrice del propagatore, messo a punto, dal punto di vista teorico, da Thomson (1950) e Haskell (1953) e riformulato da Dunkin (1965) e Watson (1970). Per tener conto di un comportamento debolmente dissipativo del terreno, i valori di velocità delle onde P e S inseriti nel modello vengono corretti inserendo un fattore di smorzamento. Nel programma GeoMASW viene preimpostato un fattore di smorzamento uguale a 0,05 per le onde S e uguale a 0,017 per le onde P.

3. Tecnica di misurazione e interpretazione ReMi

La tecnica ReMi (Refraction Microtremor) è un metodo d'indagine geofisica che sfrutta invece le modalità di propagazione delle onde di superficie, in particolare delle onde di Rayleigh, generate però da sorgenti ambientali.

A differenza di quanto avviene nell'indagine eseguita con la tecnica MASW, dove la posizione delle sorgenti è nota ed è allineata allo stendimento, nel caso del ReMi i punti di origine dei microtremori sono spesso non identificabili. Quindi la registrazione viene protratta per tempi più lunghi. Essendo la potenza associata al segnale utile comparabile con quella del rumore di fondo è necessario rilevare un numero di tremori molto elevato, questo sarà ottenibile semplicemente andando a allungare i tempi di registrazione del segnale. A differenza dei pochi secondi necessari per acquisizioni MASW sono qui necessari da alcuni a molti minuti di acquisizione (in genere 10 - 20 minuti sono sufficienti).

I principi teorici e gli aspetti di acquisizione ed elaborazione dei dati sono sostanzialmente gli stessi della tecnica MASW con la differenza che con ReMi si ha una maggior definizione degli strati profondi.

4. Tecnica di misure ed interpretazione HVSR (tramite TROMINO)

Tale prospezioni sismica si basa sull'acquisizione e sull'analisi del Rumore Sismico Ambientale (Seismic Noise) ovvero la continua vibrazione del suolo dovuta sia a cause antropiche che naturali. Questa tipologia di tecniche (definite metodi sismici passivi), dunque, non ha bisogno di alcuna energizzazione esterna poiché utilizza come sorgente il traffico veicolare, la produzione industriale, il vento, la pioggia e tutto ciò che è in grado di produrre una minima vibrazione sulla superficie del suolo.

In particolar modo con la tecnica a “Stazione Singola” viene valutato il rapporto di ampiezza fra le componenti orizzontali e verticali del moto (metodo HVSR ovvero “Horizontal to Vertical Spectral Ratios) (Nakamura, Y. [1989]). Analizzando misure di questo tipo è possibile identificare le modalità di vibrazione del terreno e individuare la frequenza fondamentale (f) di questa vibrazione. Sapendo che in generale esiste una relazione semplice fra f , lo spessore della parte più soffice del terreno (ovvero la parte di materiali sovrastante il bed-rock) e la velocità media (V_s) delle onde sismiche nel sottosuolo, attraverso le misure HVSR è possibile risalire allo spessore di questo strato. Si possono inoltre effettuare delle considerazioni di tipo “qualitativo” molto utili in merito a possibili interferenze tra le frequenze risonanti del suolo e degli edifici sovrastanti.

Per la valutazione del periodo proprio di risonanza del sottosuolo è stata utilizzata la tecnica a stazione singola Horizontal to Vertical Spectral Ratio (Kanai, 1957; Igarashi 1970; Nakamura 1989) che permette di estrarre informazioni relative alla frequenza di vibrazione del suolo a partire dagli spettri di rumore sismico registrati in sito. La tecnica prevede di calcolare il rapporto, in funzione della frequenza, tra gli spettri di risposta della componente orizzontale e verticale del moto dovuto ai microtremiti ambientali. La misura di rumore sismico della durata di 26 minuti per ogni punto di misura è stata eseguita con una frequenza di campionamento a 128 Hz.

5. Procedure

Le onde di taglio (S) sono le principali responsabili delle lesioni che subiscono gli edifici durante un evento sismico. Infatti, mentre le onde di compressione (P) agiscono sulle sovrastrutture in direzione prevalentemente verticale (moto sussultorio), le onde S sollecitano le stesse con forze di taglio lungo il piano orizzontale (moto ondulatorio), dove gli elementi strutturali sono più vulnerabili. Nelle analisi di pericolosità sismica è quindi fondamentale esaminare in dettaglio in che modo le onde S si propagano. E' infatti ampiamente dimostrato che questo tipo di oscillazione durante il percorso verso la superficie può subire un'azione di filtraggio che tende a ridistribuire l'energia associata al treno d'onda, concentrandola in determinate frequenze, corrispondenti alle frequenze naturali di vibrazione dei terreni attraversati. L'effetto finale è quello di amplificare le onde S che andranno a sollecitare l'opera. Questo fenomeno può essere dovuto sia a particolarità topografiche del sito (amplificazione topografica), come valli sepolte o zone di cresta o di versante in pendii naturali o artificiali, sia a variazioni brusche nelle caratteristiche meccaniche dei terreni attraversati lungo la verticale (amplificazione stratigrafica).

Il D.M. 14.01.2008 (ex DM 14/09/2005) propone come riferimento di calcolo dell'amplificazione sismica locale, in particolare della componente stratigrafica, il metodo di Borcherdt (1994) basato sulla stima del parametro V_{s30} . Per V_{s30} s'intende la media pesata delle velocità delle onde S negli strati fino a 30 metri di profondità dal piano di posa della fondazione, calcolata secondo la relazione:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_{si}}}$$

Sulla base del valore calcolato di V_{s30} vengono identificate 5 classi, A, B, C, D ed E alle quali corrispondono un differente spettro di risposta elastico. Lo schema indicativo di riferimento per la determinazione della classe del sito è il seguente:

CATEGORIE DI SOTTOSUOLO					
Categoria sottosuolo	Descrizione	Spessore (m)	Vs (m/s)	Nspt	Cu (kPa)
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di V_{s30} superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 3 m.	Qualsiasi	≥ 800		
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, con spessori superiori a 30m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} , compresi fra 360 m/s e 800 m/s ($N_{spt,30} > 50$ nei terreni a grana grossa o $cu_{30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	≥ 360 ≤ 800	>50	>250
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} compresi fra 180 e 360 m/s ($15 < N_{spt,30} < 50$ nei terreni a grana grossa, $70 < cu_{30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	≥ 180 ≤ 360	>15 <50	>50 <250
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati oppure di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s30} < 180$ m/s ($N_{spt,30} < 15$ nei terreni a grana grossa, $cu_{30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	< 180	<15	>70
E	Terreni di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, giacenti su un substrato di riferimento ($V_{s30} > 800$ m/s).	Fino a 20 m	$\approx C$ e D	$\approx C$ e D	$\approx C$ e D
CATEGORIE AGGIUNTIVE DI SOTTOSUOLO					
S1	Depositi di terreni caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 100 m/s (ovvero $10 < cu_{30} < 20$ kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche.				
S2	Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.				

6. Strumentazione impiegata

Hardware

L'acquisizione dati per l'elaborazione MASW, ReMI e sismica a rifrazione è avvenuta tramite sismografo a 24 canali (mod. Dolang Geophysical DBS280 24 bit 24 canali) collegato a geofoni verticali a frequenza propria di 4.5Hz.

E' stato utilizzato un tromografo digitale modello "Tromino" (Micromed srl) avente un intervallo di acquisizione sulle frequenze da 0.1 a 256 Hz, dotati di sistema di acquisizione digitale ad alta risoluzione (24 bit) e primo-processing interno. La livellazione micrometrica dello strumento e stata assicurata per ogni misura tramite bolla di precisione agendo sui tre punti di appoggio (punte) ed orientando uno dei 3 sensori di acquisizione (ortogonali tra loro) verso il N magnetico.

Software

Per le analisi dei dati acquisiti si sono adottati i software GeoMASW , GeoReMi, SismaCon di ProgramGeo (Brescia) e il software Grilla.

Sito Stendimento Sismico

L'immagine a seguire mostra l'ubicazione dell'indagine denominata 'St' (.....) per lo stendimento sismico effettuato ai fini della classificazione sismica del suolo.



Lo stendimento sismico geofonico lineare multicanale con geofoni verticali (4.5 Hz) è stato posizionato e utilizzato per le prospezioni sismiche tipo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves), ReMI (Refraction Microtremor) e Sismica a Rifrazione, analizzano le onde di superficie.

Dati sperimentali (St)

Numero di ricevitori	24
Distanza tra i sensori:	2 m
Numero di campioni temporali.....	2048
Passo temporale di acquisizione.....	0.3 ms
Numero di ricevitori usati per l'analisi.....	...24

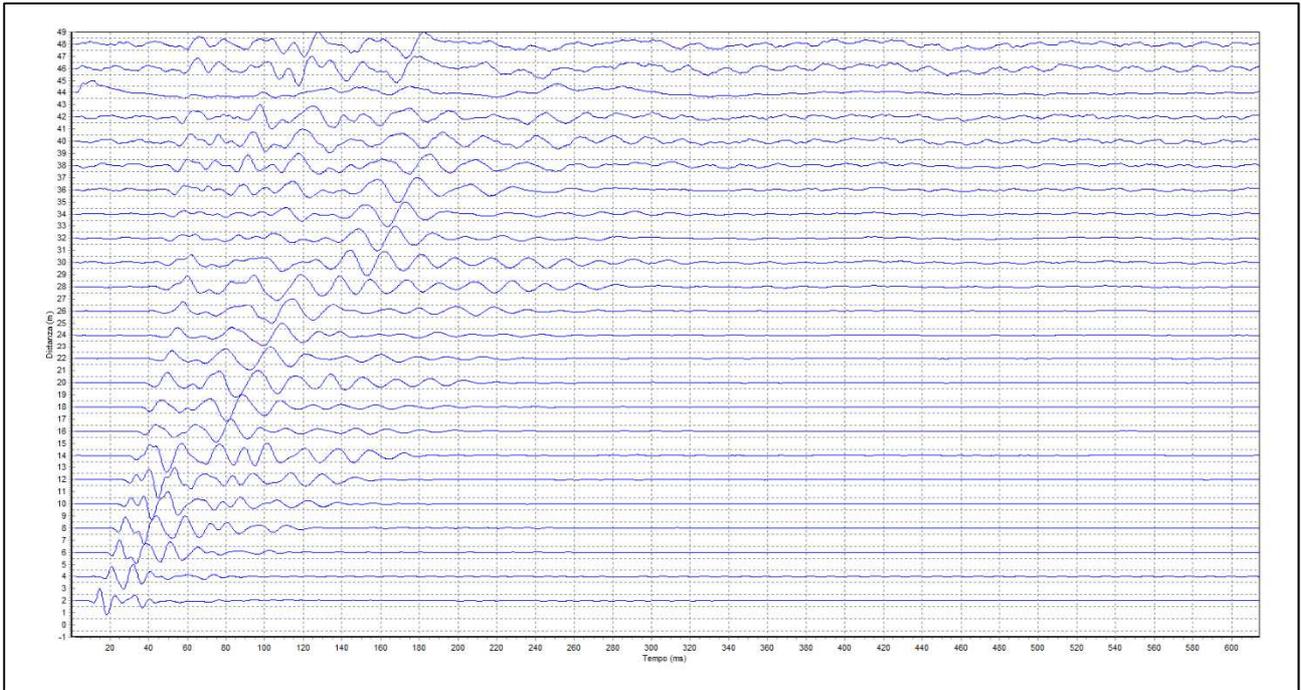


Figura 1.1: Tracce sperimentali tiro diretto

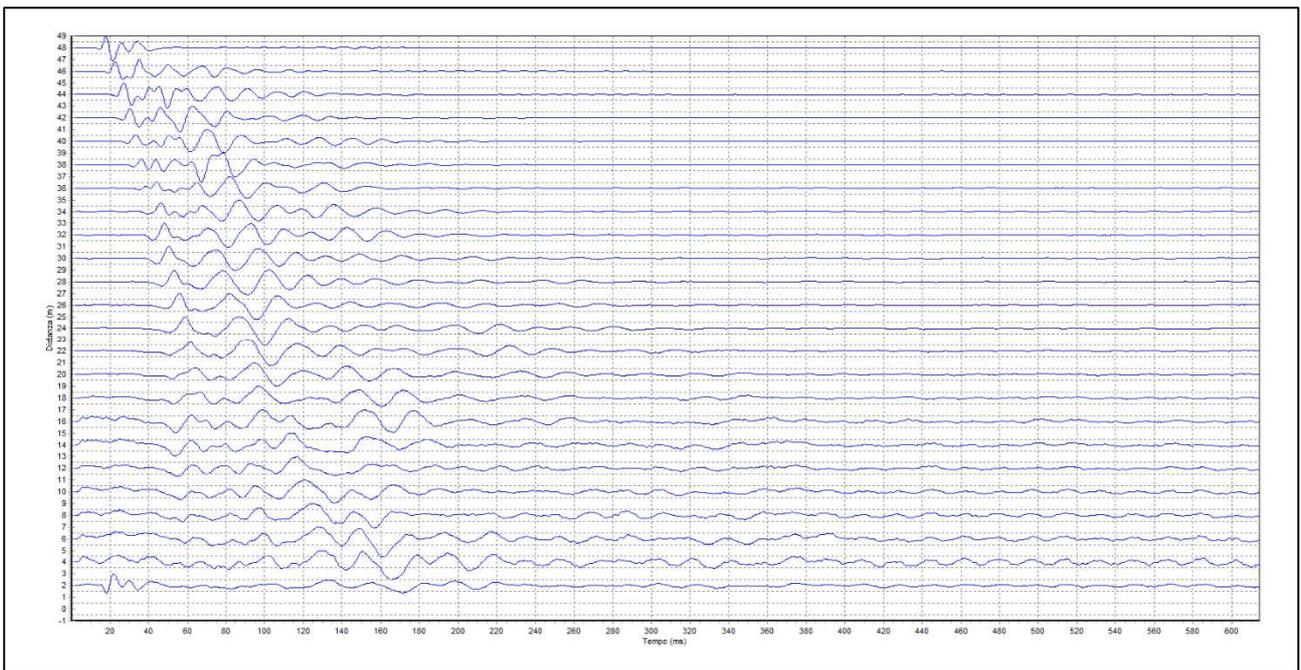


Figura 1.2: Tracce sperimentali tiro coniugato

Sismica a rifrazione 1

L'interpretazione è stata effettuata sulla base di due sorgenti (mazza su piattello di battuta) poste rispettivamente 2 metri prima del primo geofono e 2 m oltre l'ultimo geofono.

Il metodo utilizzato è il Metodo convenzionale (metodo del tempo di ritardo - delay time); tale metodo è utilizzabile nel caso di strati orizzontali o con inclinazione uniforme e in presenza di una superficie topografica, almeno lungo lo stendimento, orizzontale. Si parte inoltre dal presupposto che la velocità dei rifrattori aumenti con la profondità. In pratica si dovrà verificare che la velocità delle onde P nel primo strato sia minore della velocità delle onde P nel secondo, a sua volta inferiore a quella del terzo, ecc. ($V_1 < V_2 < V_3$), così come nel caso in esame.

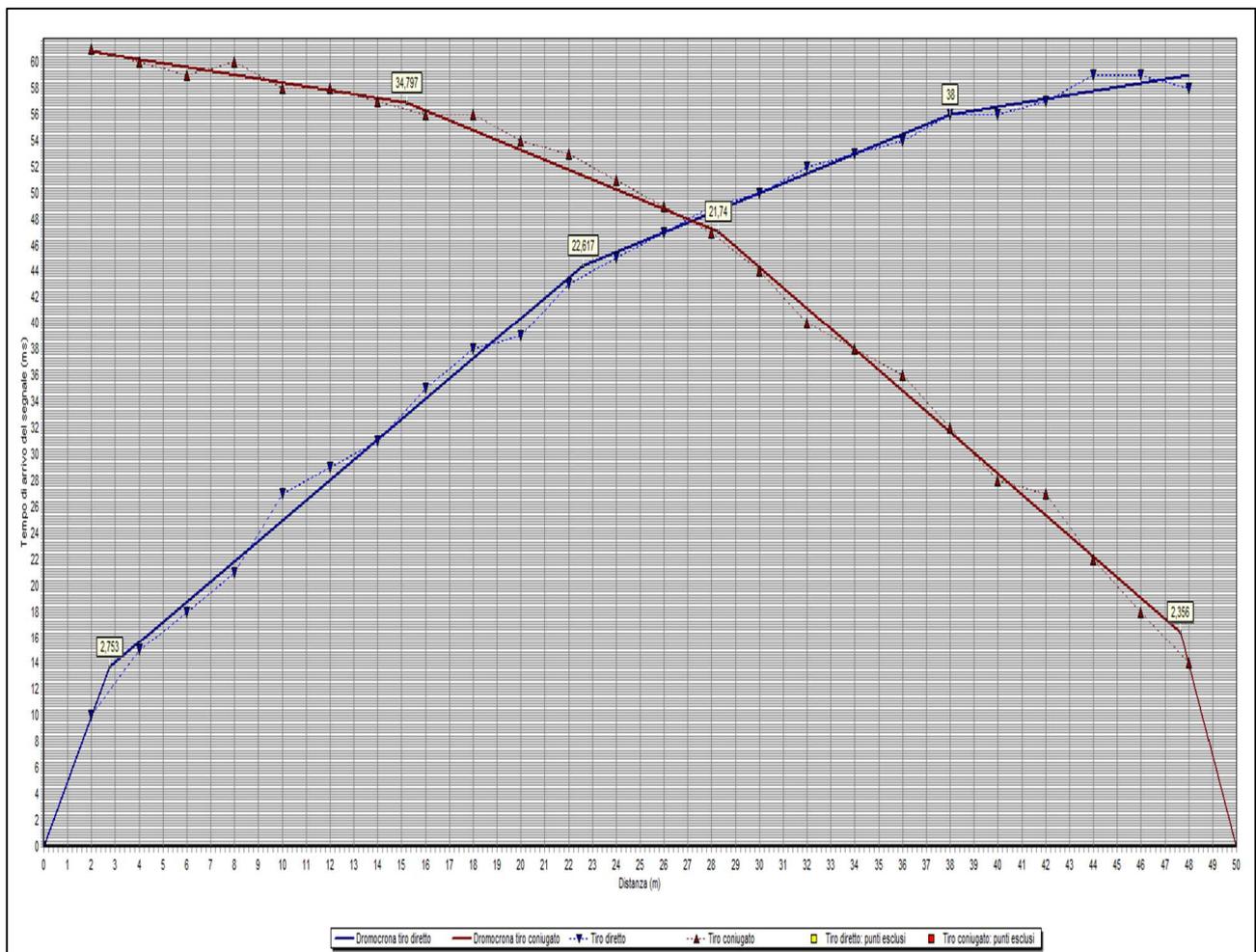


Figura 1.3: grafico generale curva distanza-tempo

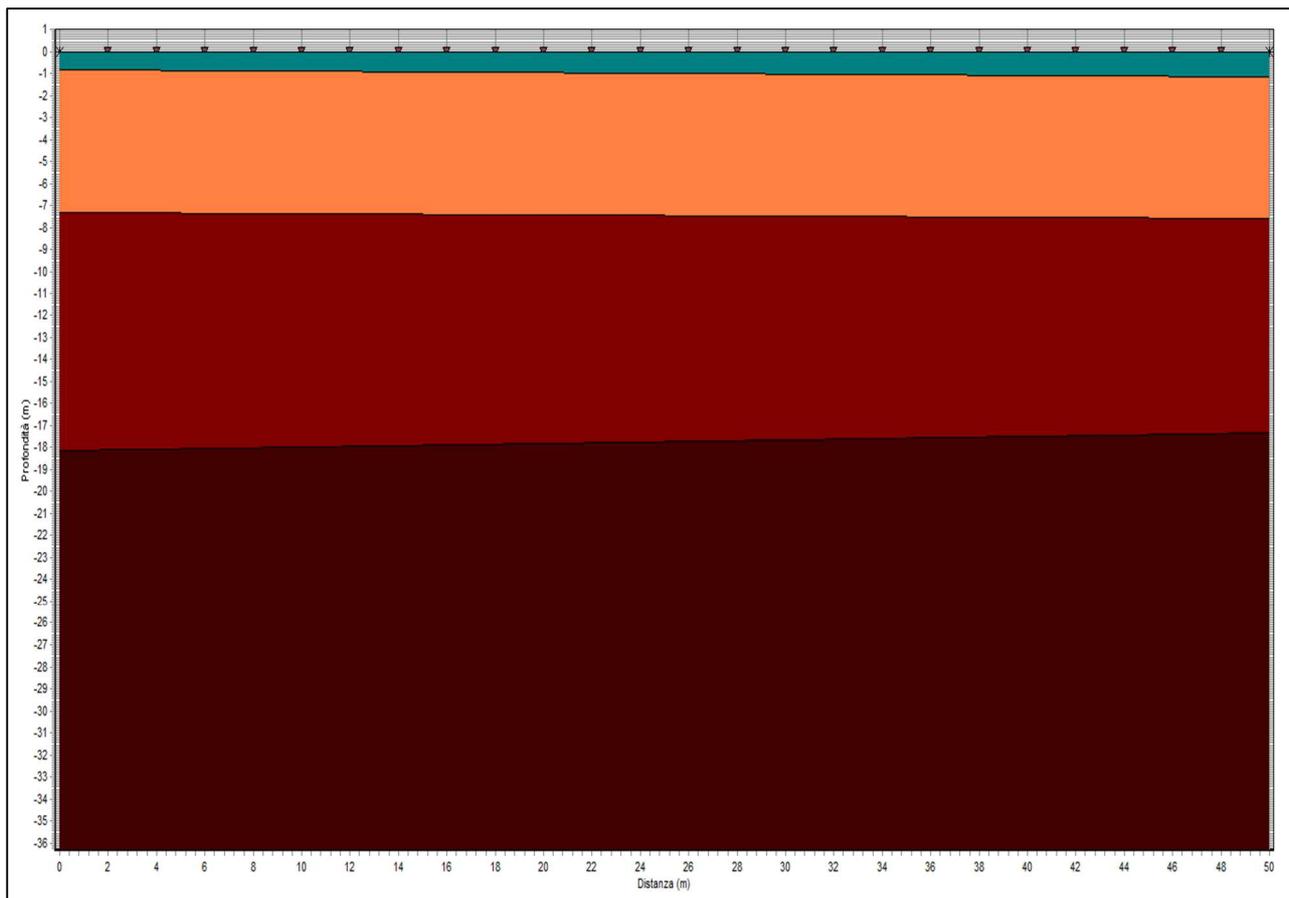


Figura 1.4: Sezione stratigrafica interpretata

La sezione stratigrafica è stata interpretata sulla base dei valori delle velocità delle onde P considerando il profilo topografico orizzontale e gli strati inclinati in maniera pseudo-uniforme.

Strato n.	Vp (m/s)	Hs(m)	Hd(m)	rd	ri
1	171,4	0,846	1,136	1	1
2	1140,4	7,311	7,577	0,994	0,992
3	1434,6	18,166	17,334	0,995	0,975
4	2157,5			0,728	0,832

LEGENDA:
Hs = spessore strato lato sinistro;
Hd = spessore strato lato destro;
Vp = velocità delle onde P.
Vs = velocità delle onde S.
rd = coefficiente correlazione tiro diretto
ri = coefficiente correlazione tiro inverso

Analisi MASW

Frequenza minima 15 Hz

Frequenza massima 50 Hz

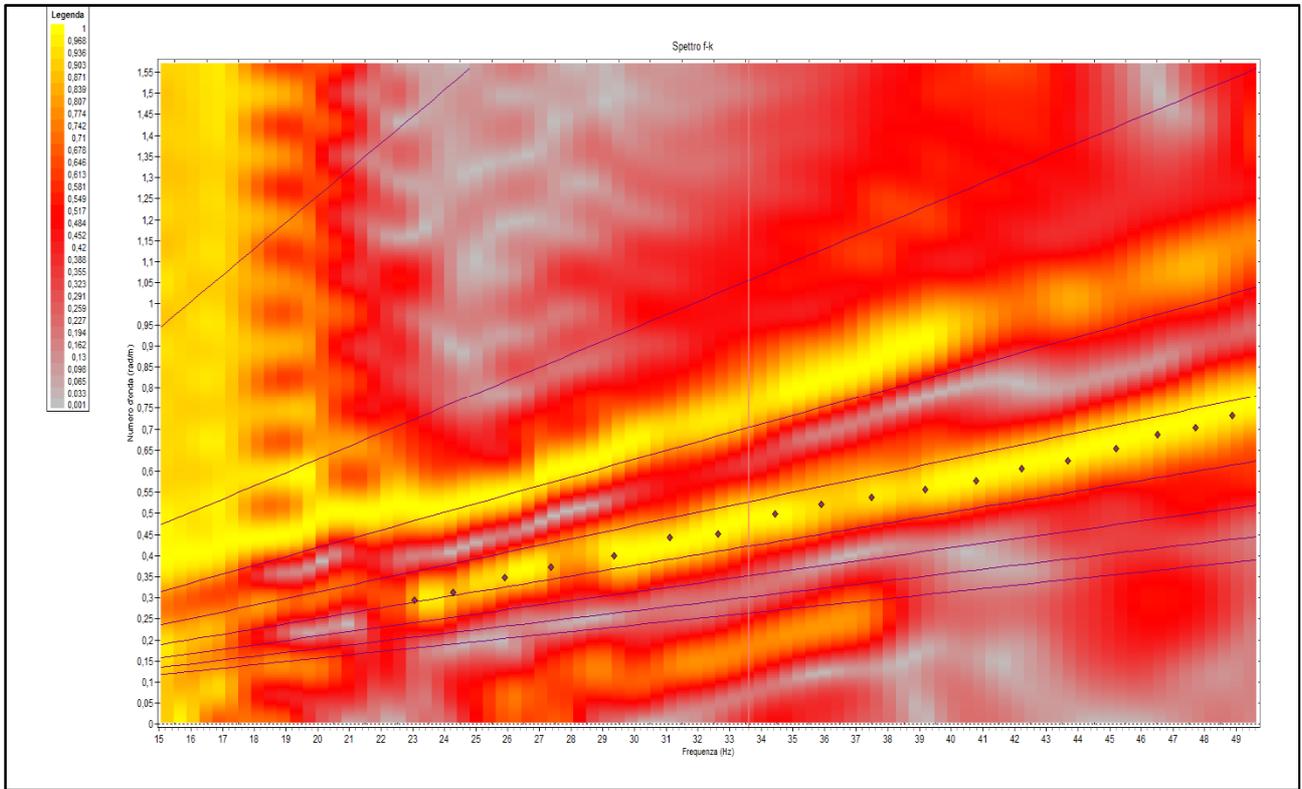


Figura 1.5: Spettro f – k

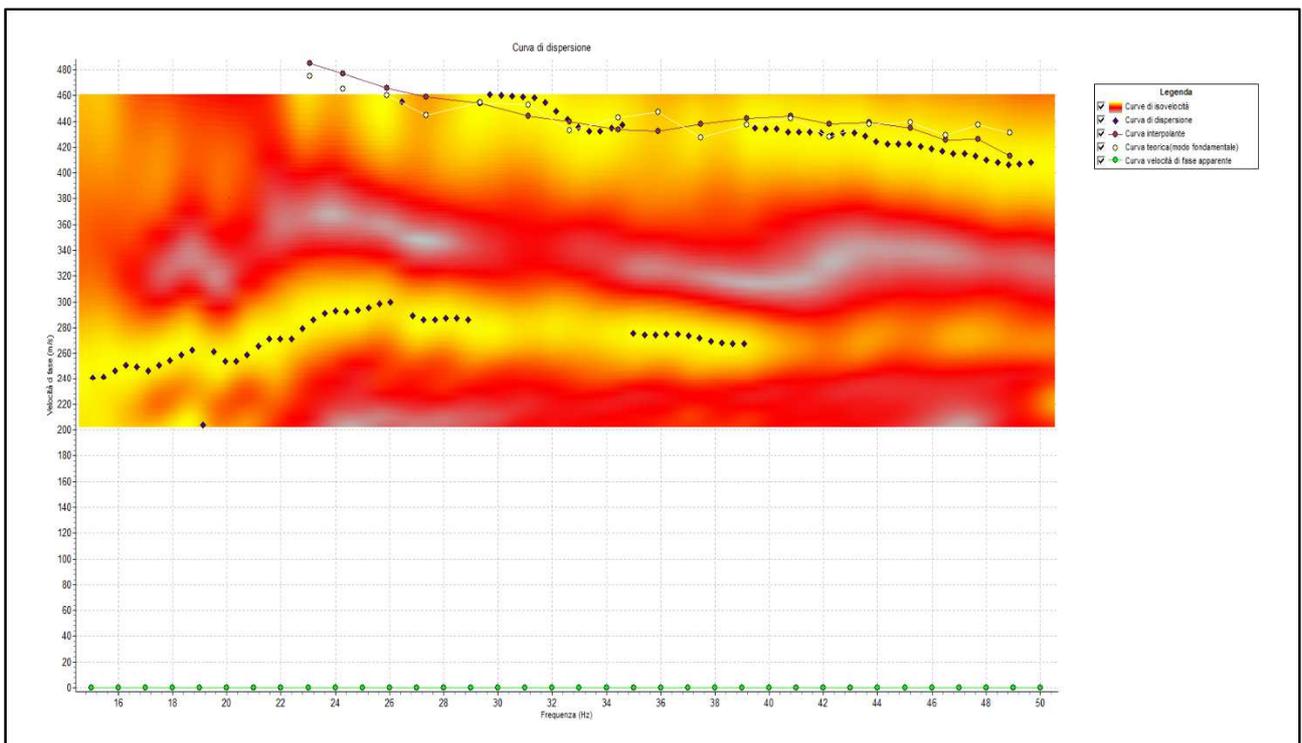


Figura 1.6: Curva di dispersione

L'interpretazione utilizza un algoritmo di inversione che consente di generare una curva di dispersione teorica una volta inserito un modello stratigrafico iniziale del terreno fino alla profondità desiderata e le caratteristiche del semispazio elastico di riferimento.

Procedendo per tentativi, secondo la procedura di Dunkin (1965) modificata da Watson (1970), il programma modifica in automatico il modello iniziale fino a quando lo scarto quadratico medio calcolato fra curva sperimentale e teorica non scende sotto un valore di soglia impostato e modificabile dall'operatore.

Poiché generalmente il metodo empirico genera in automatico un numero elevato di strati, si semplifica il modello iniziale generando mediando i livelli con valori di Vs simili.

Numero di strati (escluso semispazio).....	4
Spaziatura ricevitori [m].....	2 m
Numero ricevitori	24

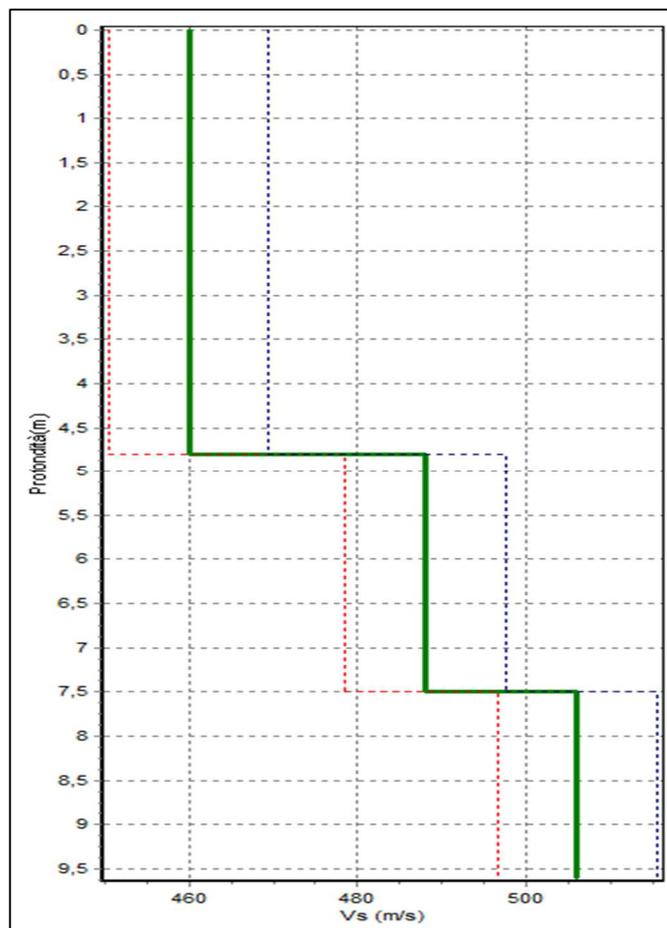


Figura 1.7: Profilo Vs numerico

La sezione stratigrafica risulta attendibile fino a circa 10 m di profondità; oltre tale valore il segnale risulta troppo disturbato anche se si può intuire un aumento dei valori di velocità con la profondità.

Analisi ReMi

Numero di ricevitori 24
Distanza tra i sensori: 2 m
Numero di ricevitori usati per l'analisi..... 24

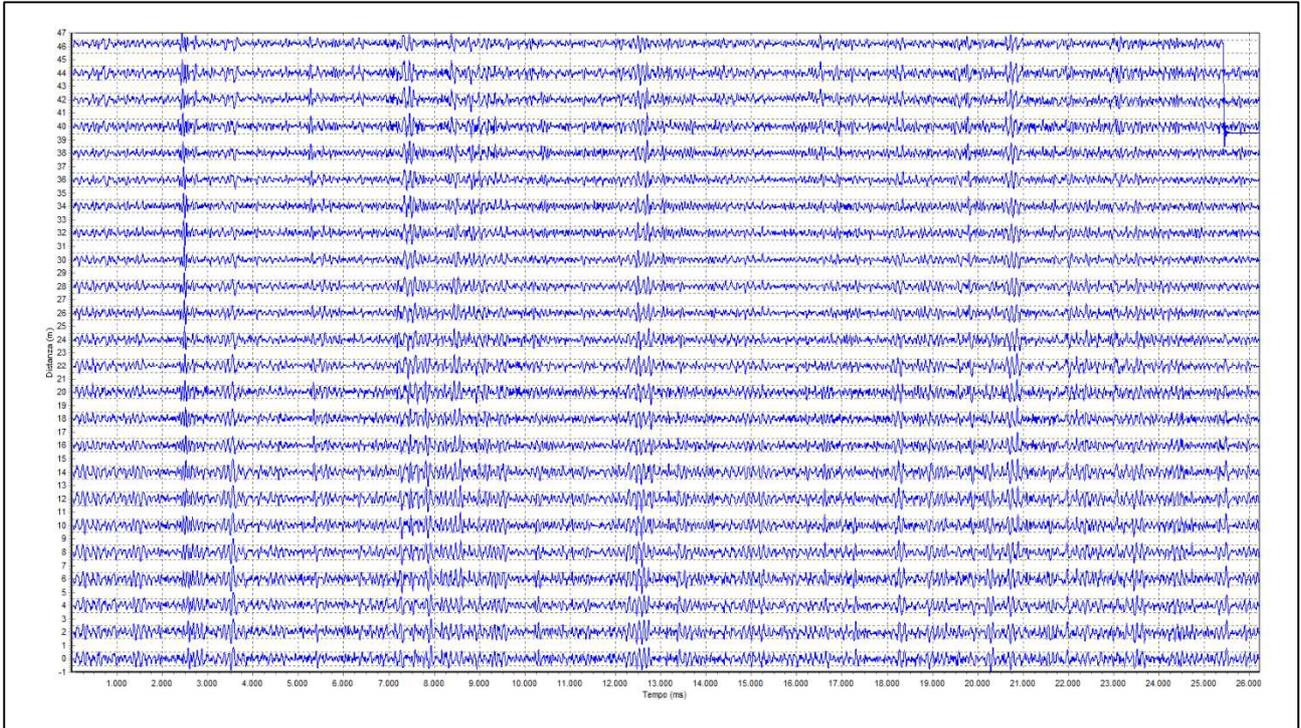


Figura 2.1: Tracce sperimentali

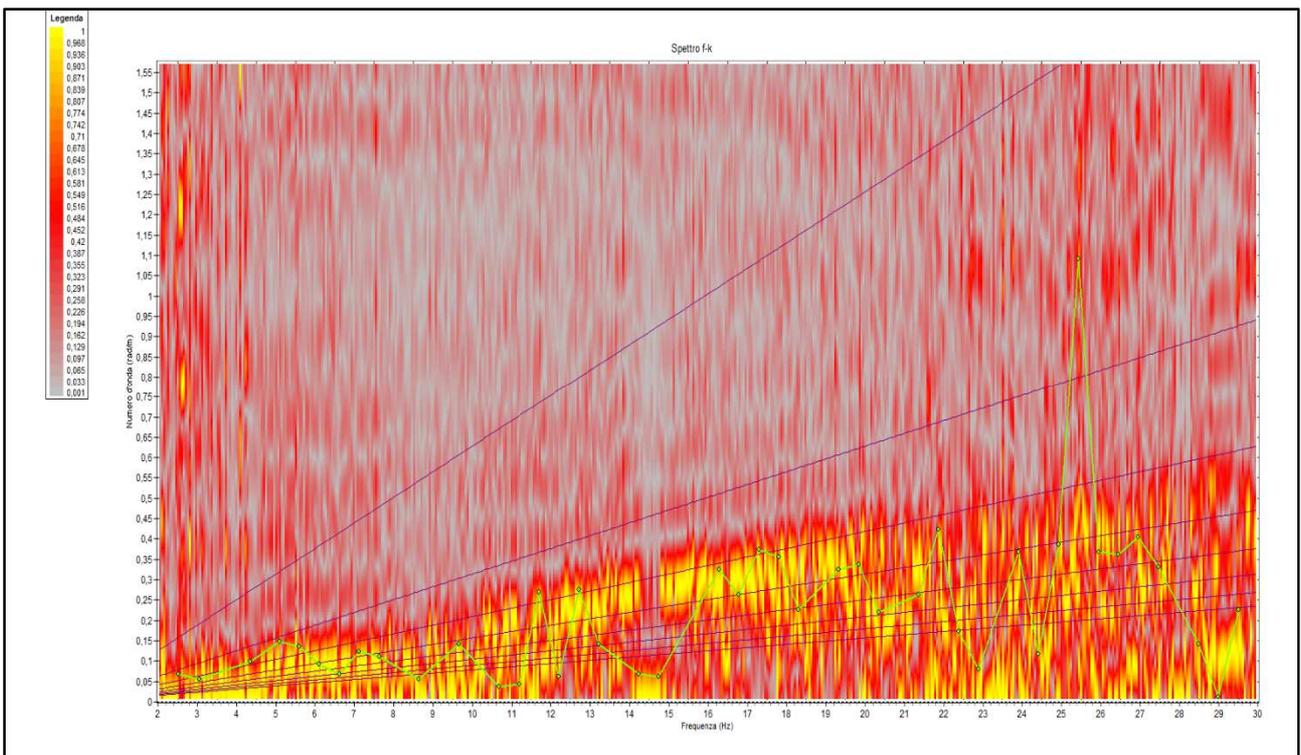


Figura 2.2: Spettro f - k

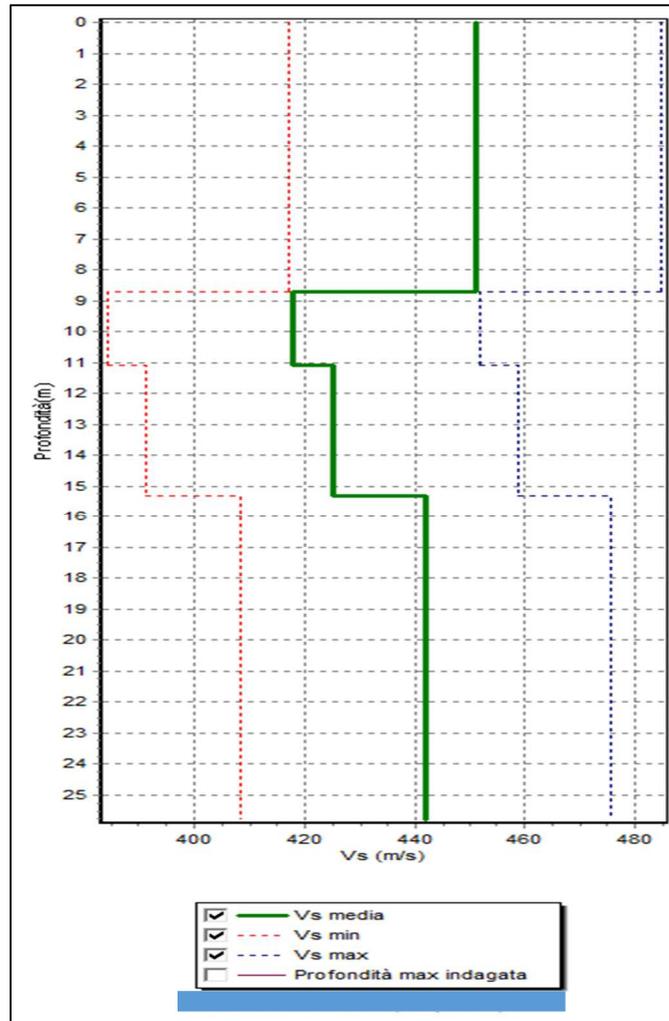


Figura 2.3: Profilo ReMi Vs numerico

Conclusioni (St)

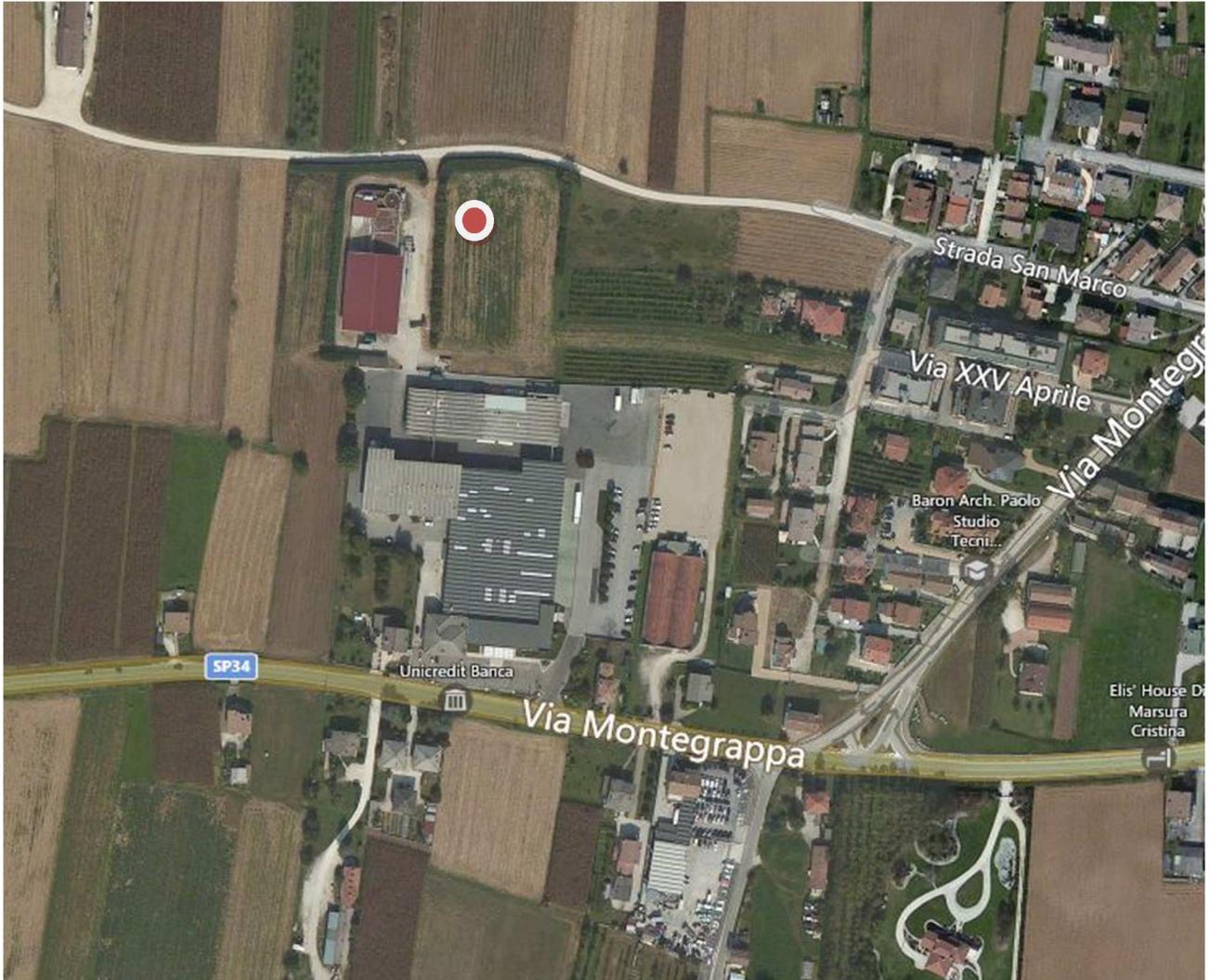
Secondo la misura sperimentale effettuata e la modellazione del sottosuolo elaborata dal trattamento dei dati con i tre metodi appena descritti, per lo stendimento sismico St_1 si individuano materiali sciolti di media consistenza caratterizzati da velocità delle onde sismiche di taglio tipiche di materiali granulari medio fini.

In sintesi viene riportata una stratigrafia sismica di massima del sito indagato:

Profondità (m)	Vs (m/s)	Considerazioni stratigrafiche
0 – 9 m	450	Ghiaie
9 - 15 m	420	Ghiaie limose
15 - 30 m	440	Ghiaie

Periodo proprio di risonanza del suolo (HV)

La foto aerea mostra l'ubicazione della indagine denominata HV () indicante il punto di acquisizione di rumore sismico ambientale finalizzata alla definizione del periodo proprio del suolo.



Nello studio specifico degli effetti di sito, la frequenza di campionamento utilizzata è di 128 Hz, con tempi di misura dell'ordine di 26 minuti.

Per la misura, oltre allo spettro H/V, è palesata la trasformata delle singole componenti, l'analisi direzionale e temporale del rumore sismico acquisito.

Analisi HV

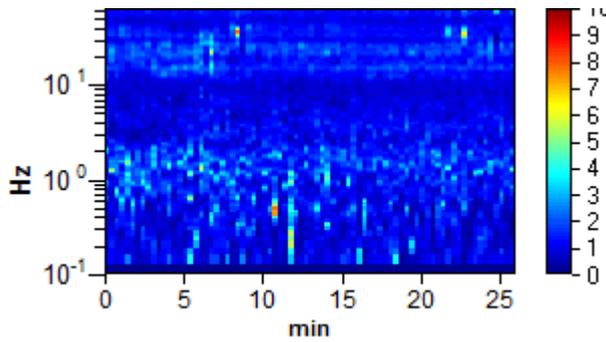


Figura 3.1: analisi temporale del rumore

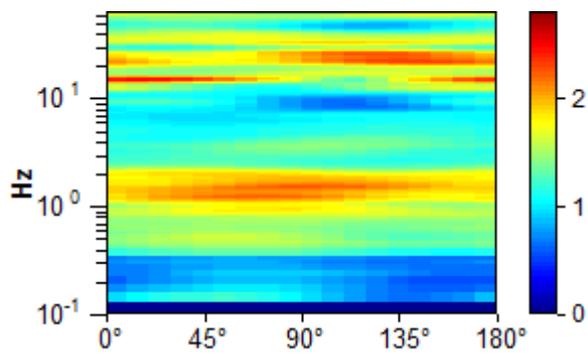


Figura 3.2: analisi direzionale del rumore

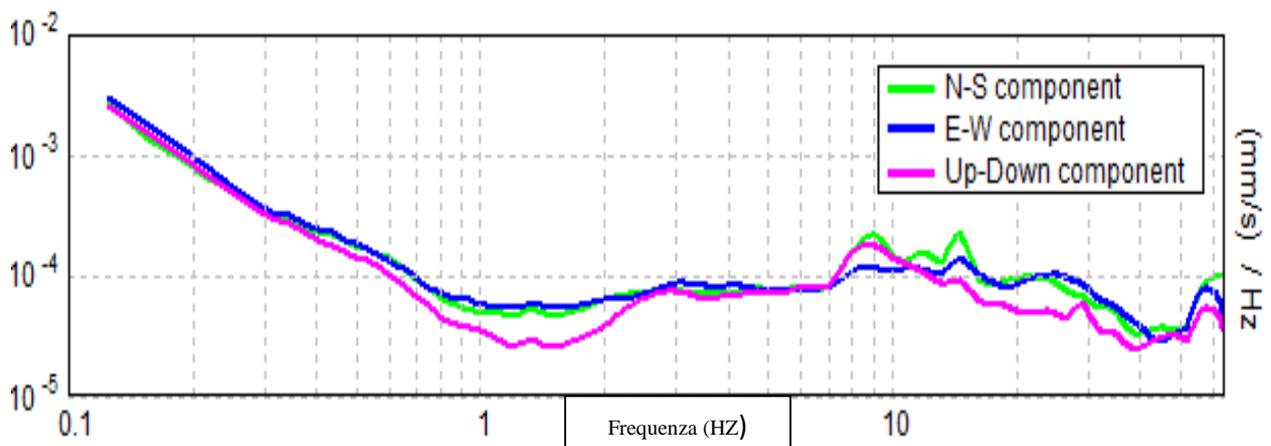


Figura 3.3: spettri delle 3 componenti

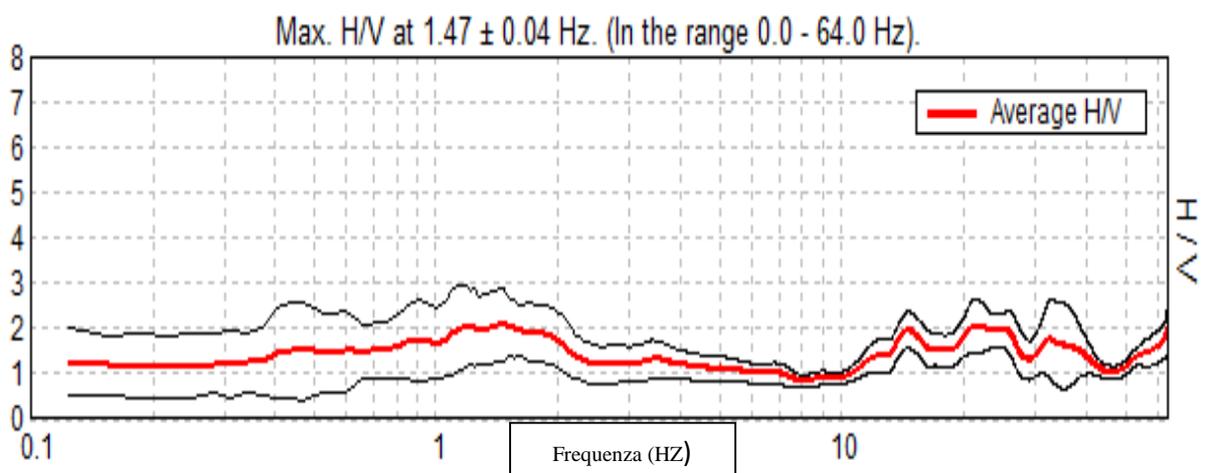


Figura 3.4: rapporto H/V

Una delle misure effettuate (HV) ha subito notevole influenza da rumore antropico. Tutte le tracce escludono la presenza di un netto contrasto di impedenza acustica nel sottosuolo. Non si individuano picchi di risonanza.

In termini di interpretazione del contrasto di impedenza acustica responsabile, eventuali picchi riscontrati, adottando secondo l'ipotesi $\lambda / 4$ una funzione di trasferimento di tipo:

$$F(\omega) = 1/\cos(\omega H/V_s)$$

La frequenza naturale (F_n) di vibrazione dello strato di terreno corrisponde ai massimi della funzione di amplificazione:

$$F_n = \omega_n / 2\pi (V_s/4H)$$

con H profondità del rifrattore e V_s velocità delle onde sismiche di taglio, si può imporre la risonanza del sistema secondo la seguente relazione con T periodo proprio del suolo:

$$T = 2\pi/\omega = 4H/V_s$$

La situazione più pericolosa in termini di fenomeni di amplificazione si verifica quando la frequenza dell'eccitazione armonica (ω) è pari ad una delle frequenze fondamentali dello strato (ω_n). Quando si verifica tale condizione ($\omega = \omega_n$) si ha la risonanza dello strato, ed il fattore di amplificazione è teoricamente infinito. E' quindi di fondamentale importanza porre attenzione ai fenomeni di "doppia risonanza", cioè la corrispondenza tra le frequenze fondamentali del segnale sismico così come trasmesso in superficie e quelle dei fabbricati.

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):

$$\text{Freq. Naturale edificio} \approx 10 \text{ Hz} / \text{numero piani}$$

E' la coincidenza di risonanza tra terreno e struttura:

$$\text{Freq. naturale edificio} - \text{Freq. fondamentale di risonanza del sito}$$

ad essere particolarmente pericolosa, poiché dà luogo alla massima amplificazione e deve quindi essere oggetto di studi approfonditi.

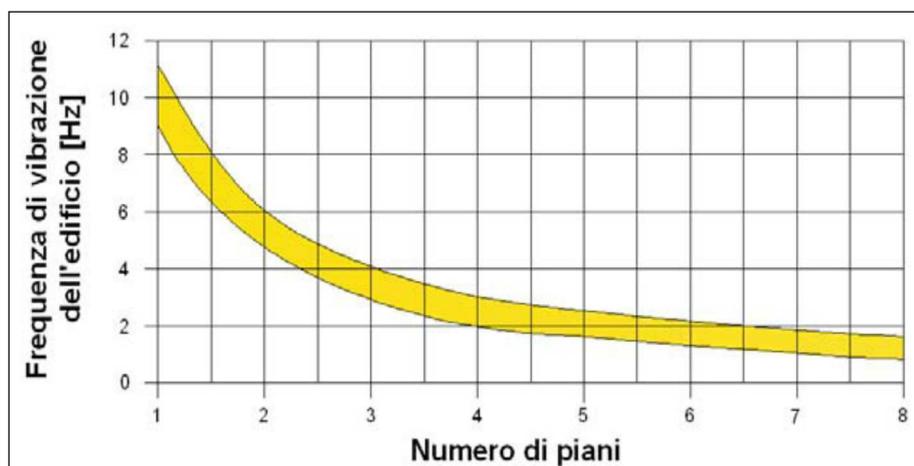


Tabella riassuntiva delle frequenze registrate in un range da 0,0 a 64,0 Hz:

Sito di indagine	Frequenza max H/V	Considerazioni
HV	1,47 Hz	Dato registrato in condizioni di rumore antropico (macchine in funzione)

Conclusioni HV

Tutte le misurazioni sono state testate per validarne l'efficacia tramite i parametri suggeriti dal Progetto Europeo SESAME:

SESAME GUIDELINES (2005)

Max. H/V at 1.47 ± 0.04 Hz (in the range 0.0 - 64.0 Hz).

$f_0 > 10$ / Lw: $1.47 > 0.50$ [OK]

$nc(f_0) > 200$: $2291.3 > 200$ [OK]

$sA(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5$ Hz

$sA(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5$ Hz Exceeded 0 out of 72 times [OK]

.....

-1.0 Hz [NO]

Exists f_+ in $[f_0, 4f_0]$ | $A_{H/V}(f_+) < A_0 / 2$: 5.813 Hz [OK]

$A_0 > 2$: $2.07 > 2$ [OK]

$f_{peak}[A_{H/V}(f) \pm sA(f)] = f_0 \pm 5\%$: $|0.01468| < 0.05$ [OK]

$sf < e(f_0)$: $0.02156 < 0.14688$ [OK]

$sA(f_0) < q(f_0)$: $0.3998 < 1.78$ [OK]

Sulla base di queste considerazioni, il sito in esame presenta un solo particolare picco di risonanza riscontrabile (**1,47 Hz**); i dati appaiono propri di un graduale e progressivo miglioramento delle condizioni meccaniche del sottosuolo sino a rilevanti profondità.

Risultati finali

L'analisi della dispersione delle onde di Rayleigh a partire da dati di sismica attiva (MASW) e sismica passiva (ReMI) ha consentito di determinare il profilo verticale della VS (e del modulo di taglio) e, di conseguenza, del parametro Vs30 (considerando come riferimento il piano campagna $z = 0$ m). Questi trovano peraltro riscontro nel modello sismostratigrafico ricavato dalla sismica a rifrazione.

In sintesi:

	BEDROCK	
	NO	SI
COPERTURA	Sciolta (ghiaie in matrice limosa)	
SPESSORE	10 m (spessore certo registrato)	
PARAMETRO Vs da MASW PARAMETRO Vs da ReMi	Vs 30 = 440 m/s	
CATEGORIA DEL SOTTOSUOLO	B	

Rispetto le norme tecniche per le costruzioni (DM 14 gennaio 2008, ex DM 14/09/2005) il sito in esame rientra quindi nella **categoria B**

Suolo di tipo B

Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, con spessori superiori a 30m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs30, compresi fra 360 m/s e 800 m/s ($N_{spt,30} > 50$ nei terreni a grana grossa o $cu_{30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina).

Naturalmente il vero dato di velocità va considerato in un ragionevole intorno del dato proveniente dalle elaborazioni sperimentali ($\pm 10\%$), per cui i terreni con velocità borderline vengono cautelativamente attribuiti alla categoria inferiore.

Conclusioni sulle indagini

Indagini Lineari

I profili di velocità, elaborati con le tre tecniche di indagine, hanno consentito di riconoscere, sulle verticali di restituzione delle informazioni sismostratigrafiche, orizzonti con caratteristiche elastiche e velocità delle onde S variabili entro i primi 30 m di sottosuolo. Tutte le indagini hanno evidenziato un incremento delle velocità con la profondità, significativo di volumi di materiale con elevato grado di addensamento e/o maturazione. Non è stato intercettato il bedrock sismico entro i primi 30 m di profondità.

- **RIFRAZIONE** – l'indagine ha evidenziato 4 sismostrati coi i rispettivi valori: il primo sismostrato di 1 m con V_p 171, il secondo sismostrato di 7 m con V_p di 1140 m/s e il terzo (fino ai 30 m di profondità) con V_p di circa 1434 m/s.
- **MASW** - l'indagine ha prodotto dati affidabili MASW sino ad una profondità di circa 10-12 m,
- **ReMI** – l'indagine ha fornito dati elaborabili sino ad una profondità di circa 30 m, oltre i quali le velocità sembrano proseguire costanti (vedi MASW). I valori riscontrati appaiono coerenti con le conoscenze geologiche e con i dati della rifrazione (V_p 1100 m/s oltre i 10-12 m di profondità).

Indagine puntuale

HVSR – la prova si è svolta in condizioni di rumore antropico (vicinanza ad una strada e a macchinari in funzione - sorgente primaria antropica di disturbo)

Una elaborazione più spinta dei dati con l'introduzione di filtraggi particolari avrebbe portato a risultati opinabili. Le conclusioni riguardano quindi solo le elaborazioni dei dati ritenuti attendibili.

La frequenza propria del terreno si pone a **1,47 Hz**

Barbisano di Pieve di Soligo, 18/06/2014

il Geologo
dott. Dario Barazzuol