



*“Corso di Microzonazione sismica” – Facoltà di Scienze – Università dell’Aquila
1-4 Marzo 2010*



Prove geofisiche

Dario Albarello

*Dipartimento di Scienze della Terra – Università degli Studi di Siena
Via Laterina, 8 – 53100 Siena*

albarello@unisi.it



1. Le norme tecniche per le costruzioni (NTC) hanno individuato due parametri dinamici come rappresentativi del comportamento dei terreni

- A - *Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi* caratterizzati da valori di V_{s30} superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 m.
- B - *Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti*, con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero resistenza penetrometrica $N_{SPT} > 50$, o coesione non drenata $c_u > 250$ kPa).
- C - *Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o di argille di media consistenza*, con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di V_{s30} compresi tra 180 e 360 m/s ($15 < N_{SPT} < 50$, $70 < c_u < 250$ kPa).
- D - *Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti*, caratterizzati da valori di $V_{s30} < 180$ m/s ($N_{SPT} < 15$, $c_u < 70$ kPa).
- E - *Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali*, con valori di V_{s30} simili a quelli dei tipi C o D e spessore compreso tra 5 e 20 m, giacenti su di un substrato di materiale più rigido con $V_{s30} > 800$ m/s.

- a. La velocità media delle onde S nei primi 30 metri di sottosuolo (**V_s30**)
- b. Una stima di massima della profondità delle coperture, intesa (implicitamente) come la profondità cui la velocità delle onde S raggiunge gli 800 m/sec



In modo più coerente con le caratteristiche dei processi fisici responsabili dei fenomeni di amplificazione del moto sismico, le **Linee Guida per la Microzonazione Sismica** hanno individuato (per la definizione di carte di II livello) parametri dinamici simili ma con **importanti differenze di merito**:

1. Andamento della velocità delle onde S (V_s) **fino al basamento**, ovvero fino alla profondità alla quale le velocità $V_s > 800$ m/sec: questa informazione viene utilizzata per dedurre il valore medio di V_s fino la basamento sismico
2. In assenza di questa informazione, valore del **periodo proprio** (*frequenza di risonanza*) delle coperture accompagnato da una stima affidabile della **profondità del substrato geologico** oppure da una stima della **velocità media delle onde S** fino al primo contrasto significativo nei valori di **impedenza sismica** purchè questo corrisponda ad una transizione **brusca** ad un substrato caratterizzato da $V_s > 500$ m/sec

La scelta di individuare **esplicitamente** la profondità del basamento come limite per la ricerca del profilo di V_s cambia radicalmente le problematiche relative alle stime geofisiche necessarie alla caratterizzazione sismica dei terreni



Due le conseguenze di queste indicazioni tecniche:

1. **il basso livello di dettaglio richiesto per la determinazione dei valori di V_s necessari alla classificazione**
2. **L'importanza della determinazione (anche approssimativa) della profondità del basamento sismico H anche se per questo è necessario raggiungere profondità di parecchie decine fino al centinaio di metri**

Perchè queste indicazioni possono essere efficacemente utilizzate per la microzonazione sismica del territorio, le stime di V_s e di H devono essere effettuate su aree relativamente vaste e quindi, per essere effettivamente praticabili, devono essere attuate con procedure caratterizzate da **rapidità di impiego** e costi **relativamente ridotti per unità di volume di sottosuolo indagato**

Inoltre, visto che si opera spesso in contesti fortemente antropizzati, queste metodologie devono essere caratterizzate da un **bassa invasività** e applicabili anche in presenza di **forti disturbi di origine antropica** (traffico cittadino, attività industriali, ecc.)



Le tecniche di indagine geofisica da superficie possono fornire una risposta adeguata a questo tipo di richieste.

Una caratteristica importante di queste tecniche è il loro carattere **indiretto**, nel senso che il profilo di velocità delle onde **nel sottosuolo** viene dedotto da misure condotte in superficie

Pertanto, ogni procedura richiede due fasi ugualmente importanti

1. La raccolta di misure di superficie utili allo scopo: *queste sono misure di velocità di propagazione di onde sismiche (**metodi sismici**) generate artificialmente da sorgenti controllate (**metodi attivi**) o misure del campo d'onda presente alla superficie del terreno, come effetto di sorgenti non controllate di origine naturale o antropica (**metodi passivi**)*
2. L'**inversione** di queste misure, *ovvero la messa in opera di una procedura (più o meno assistita e vincolata) per dedurre dalle misure effettuate il dato di interesse (profilo di V_s , il valore medio di V_s fino al basamento, la frequenza di risonanza delle coperture, la profondità del basamento)*



Si tratta di metodi basati sullo studio della propagazione di piccole perturbazioni sismiche: **pertanto non sono in grado di determinare il comportamento dei terreni in presenza di forti deformazioni del suolo** (si assume di fatto un comportamento lineare dei materiali)

Il principale **vantaggio** rispetto ai **metodi di laboratorio** è quello di permettere una valutazione delle proprietà meccaniche dei terreni “**in posto**” e quindi più rappresentative del loro comportamento in occasione del terremoto. D’altro canto, per il loro carattere “indiretto” rendono necessarie procedure di inversione che producono spesso risultati non univoci

Rispetto ai metodi in foro (DH, CH), le misure di superficie hanno un indiscutibile vantaggio economico (occupazione, costi e tempi di messa in opera), inoltre consentono una valutazione “**volumetricamente**” rappresentativa del comportamento dei materiali in posto in condizioni **non perturbate** (per esempio a causa dei lavori di perforazione)



Obiettivi della presentazione

Illustrare le finalità di alcuni metodi **geofisici di superficie** nell'ambito della microzonazione sismica, concentrando l'attenzione sui metodi di tipo **sismico**, ovvero basati sullo studio della modalità di propagazione delle onde sismiche

In particolare, verranno descritte due famiglie di tecniche: quelle basate sullo studio della propagazione delle onde di volume (Rifrazione e Riflessione) e quelle basate sullo studio delle onde superficiali in configurazione attiva (SASW, MASW) e passiva (ReMi, SPAC, ESAC, HVSR)

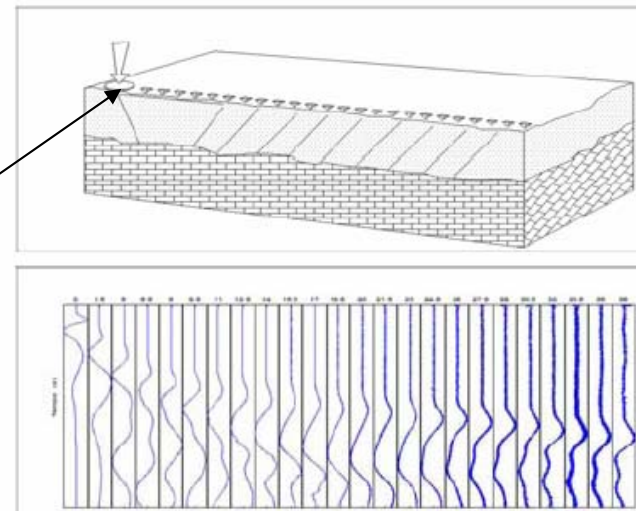
Delineare i principali vantaggi e i limiti di queste procedure attraverso alcuni esempi applicativi



Il metodo geofisico più diffuso è quello basato sullo studio delle modalità di propagazione di **onde di volume** (Fasi P e Fasi S) generate da una sorgente artificiale controllata

Di fatto viene misurata **la velocità apparente** delle onde che ritornano in superficie dopo avere attraversato il sottosuolo

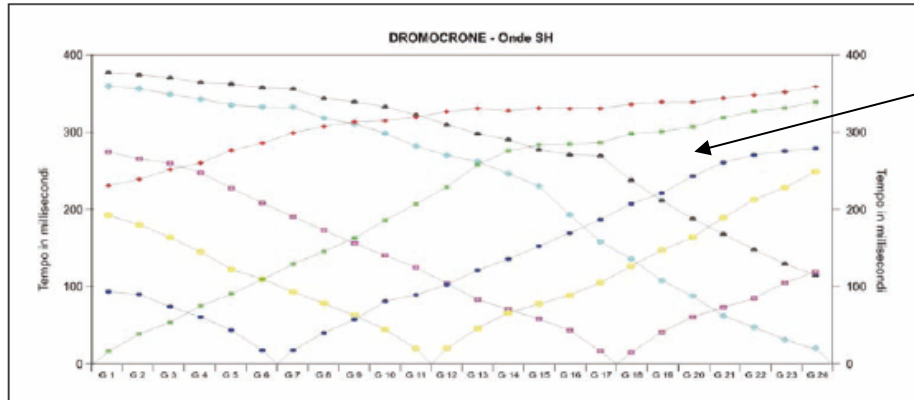
Per ricostruire le velocità effettive è necessario determinare il percorso delle onde misurate alla superficie (ray tracing) e misurare i tempi di arrivo delle onde ad un **allineamento** di sensori (geofoni) disposti a distanze crescenti dalla sorgente





La procedura comprende tre fasi

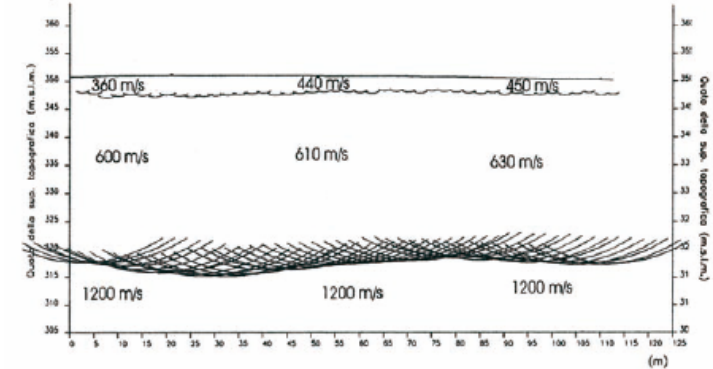
Identificazione delle fasi



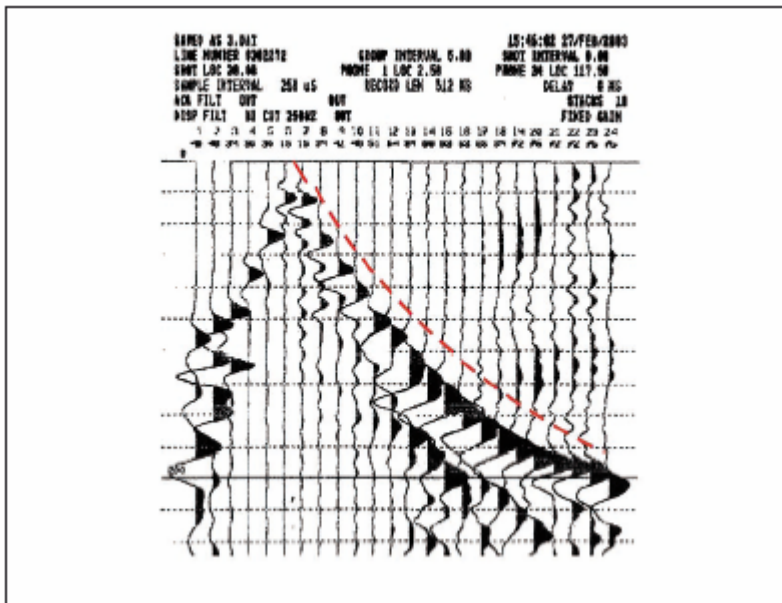
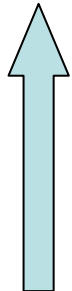
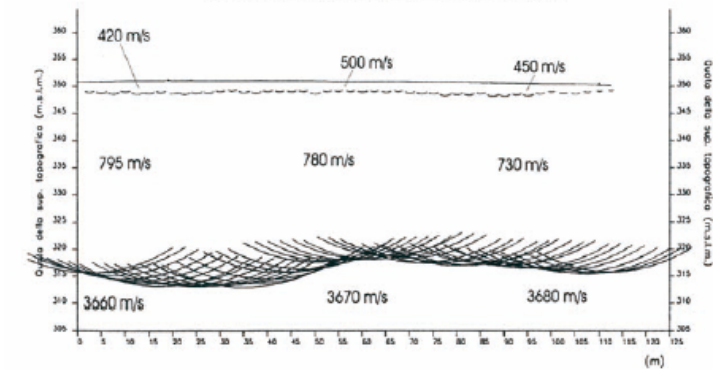
Dromocrone



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA: ONDE SH



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA: ONDE P

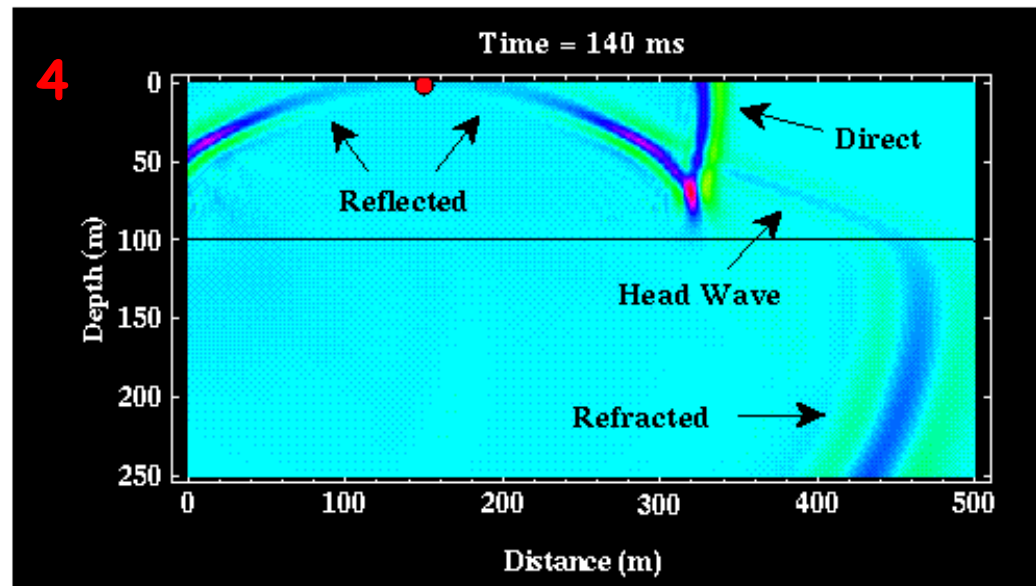
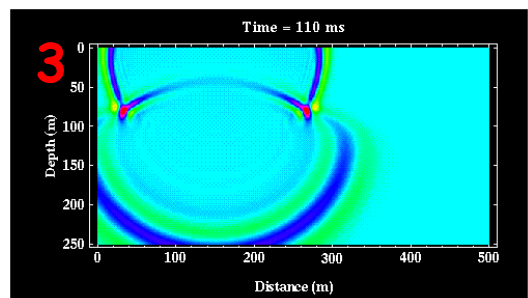
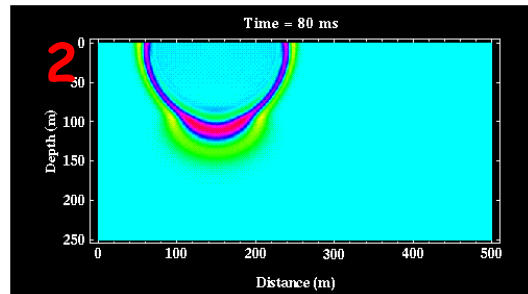
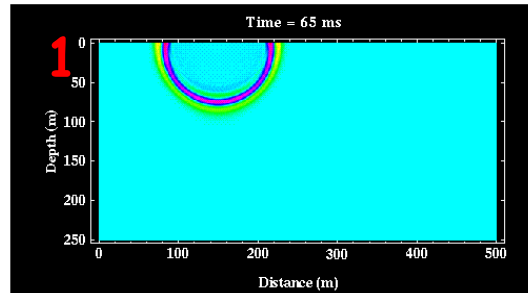
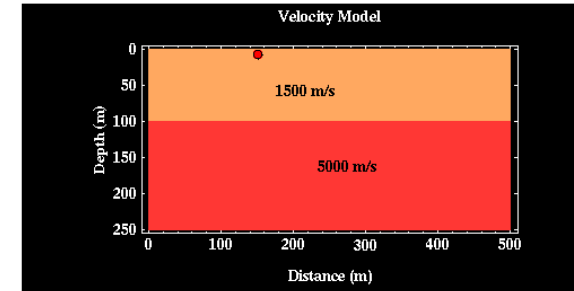


Osservazioni

Interpretazione (Inversione)



La base informativa è costituita da quella frazione dell'energia sismica che torna alla superficie in forma di onde Dirette, Riflesse o “Head Waves”





La procedura di indagine più semplice e diretta è quella basata sullo studio dei soli **primi arrivi** (sismica “a rifrazione”)

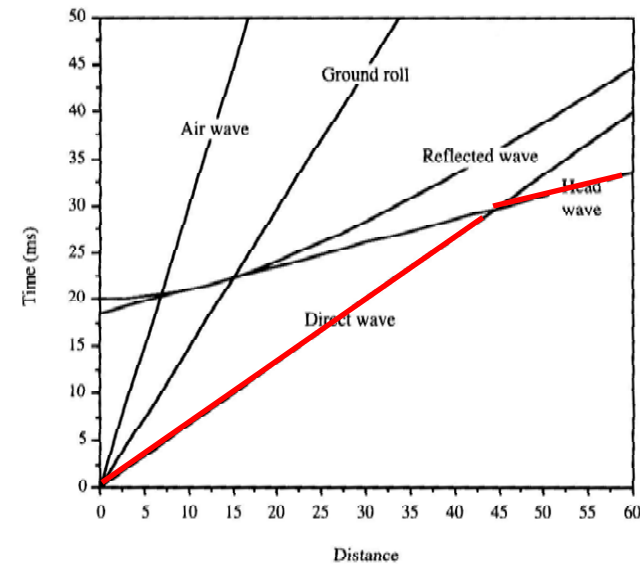
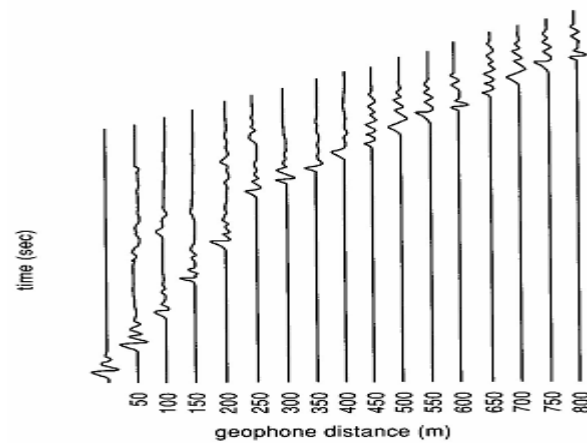


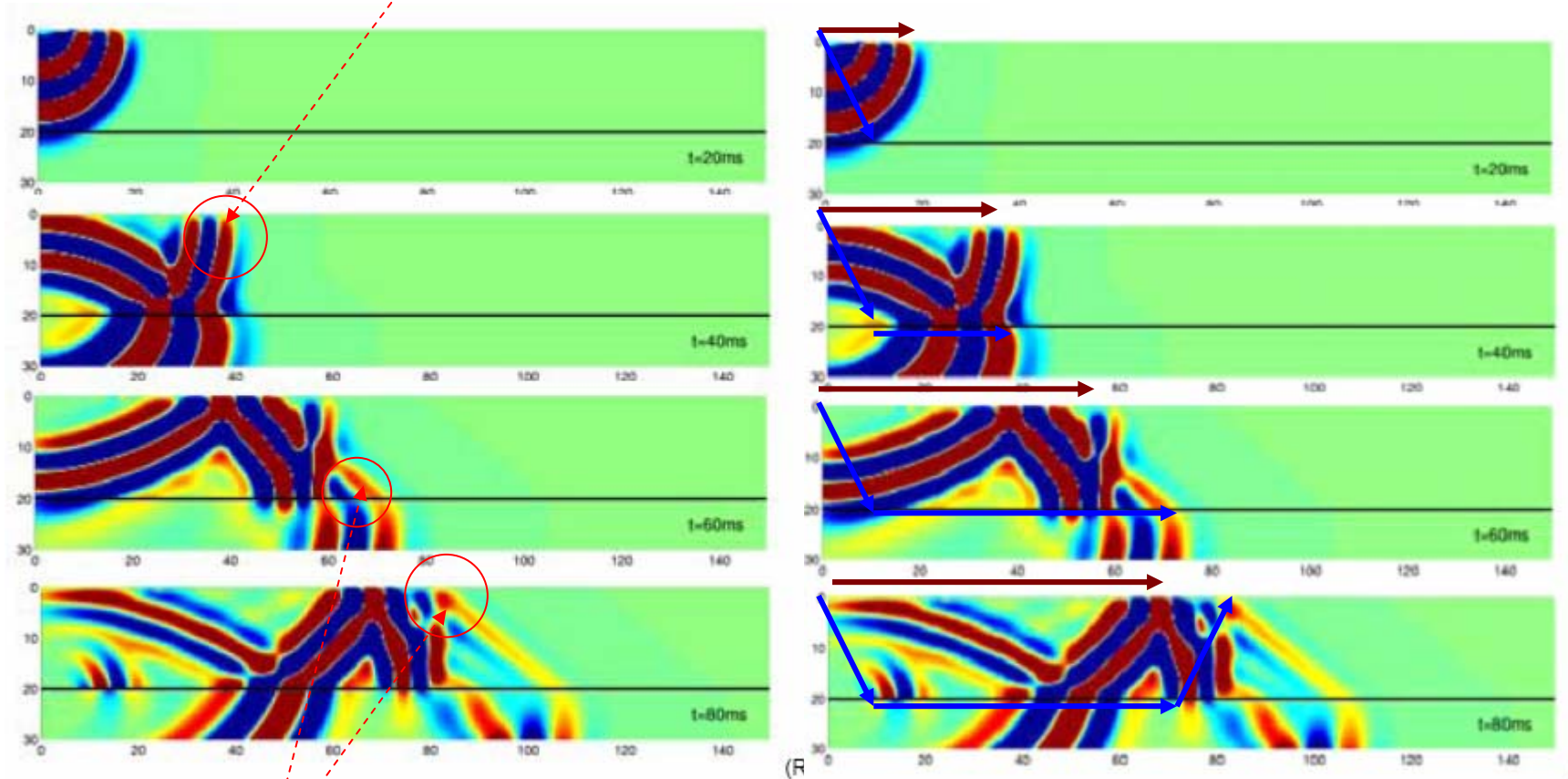
Figure 2-21 A plot of time against distance for the various waves in Table 2-4. Only compressional waves are considered, with the exception of the ground roll (Rayleigh waves). Although projected back to 0 m, no head waves arrive prior to 12.14 m.

Nel caso ideale in cui le velocità di propagazione **crescono con la profondità in modo monotono**, i primi arrivi possono essere frutto di due sole fasi: la **fase diretta** e la **fase delle “Head Waves”**



Ray Tracing

Fase Diretta (rappresentativa delle velocità di propagazione nelle coperture)



Head Wave (Rappresentativa delle velocità di propagazione nel substrato)

Le head waves sono la parte più importante del segnale



Le head waves diventano un primo arrivo solo oltre una distanza x_c (detta di **cross-over**) che dipende dalla profondità h della variazione di velocità e dalle velocità di propagazione nelle coperture e nel basamento

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

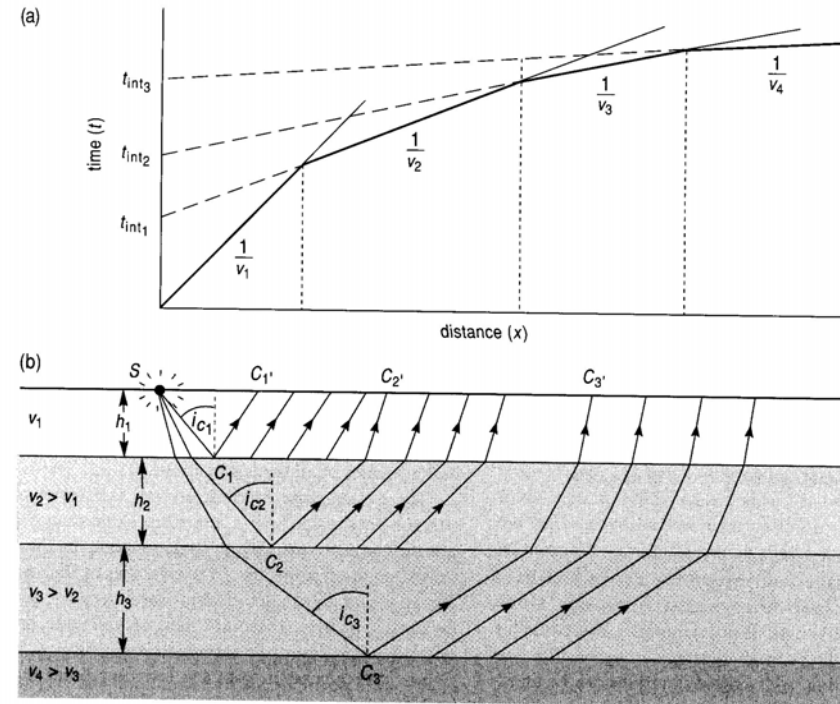


Figure 6.7 Multiple layers.

Per esempio, con valori di V_s di 300 m/sec nelle coperture e di 800 m/sec nel basamento sismico posto a una profondità di 50 metri la distanza di cross-over è dell'ordine di 150m



Il metodo **dei primi arrivi** risulta assai efficace per la determinazione **della geometria delle interfacce** presenti ma richiede **stendimenti assai lunghi** (da 4 a 8 volte lo spessore dello strato da indagare)

Questo, assieme al fatto che le Head waves sono caratterizzate da ampiezze assai modeste (solo una frazione dell'energia rifratta torna in superficie), rende necessario l'impiego di sorgenti relativamente energetiche

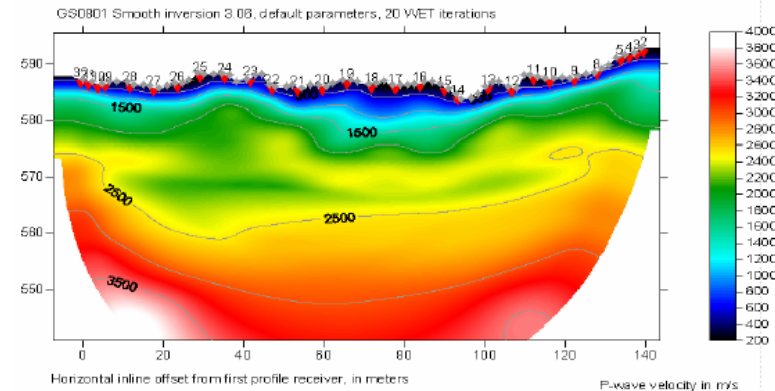
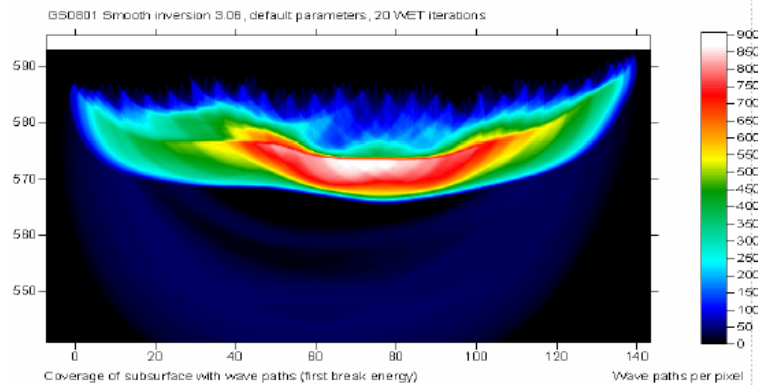
Inoltre i primi arrivi sono legati alla propagazione delle fasi P, meno interessanti delle fasi S a fini di microzonazione. Per ottenere informazioni sulle fasi S, bisogna utilizzare appositi sensori sensibili alla sola componente orizzontale del moto e sorgenti “povere” di fasi P (per esempio traversine percosse orizzontalmente).

Questo pone pesanti limitazioni alle sorgenti di energizzazione effettivamente utilizzabili e quindi l'impiego di questa procedura risulta poco praticabile in presenza di un forte rumore antropico (zone urbane, aree industriali) e in presenza di un substrato sismico a profondità relativamente elevate (>30-40 metri)



Inoltre va tenuto presente che la presenza di inversioni di velocità non può essere rivelata da questo tipo di prospezione. Quindi la validità dei risultati non può essere valutata dall'**interno** della procedura e quindi risulta necessario il concorso di dati esterni (prove in foro o indicazioni geologiche) per valutare i risultati ottenuti

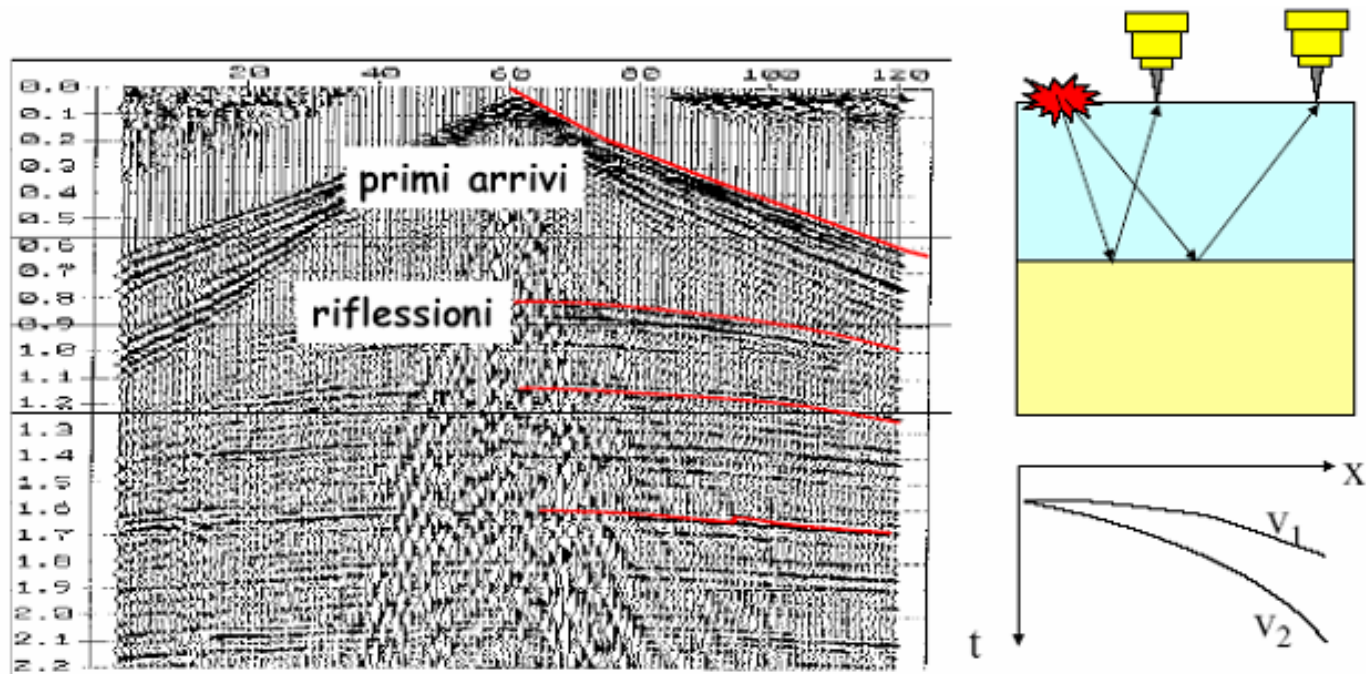
La limitazione legata alla eventuale presenza di strati a bassa velocità fra strati a velocità maggiore (**inversioni di velocità**) può essere superata ricorrendo a procedure di analisi tomografica che però risultano piuttosto onerose sul piano della pratica di campagna e della procedura di interpretazione

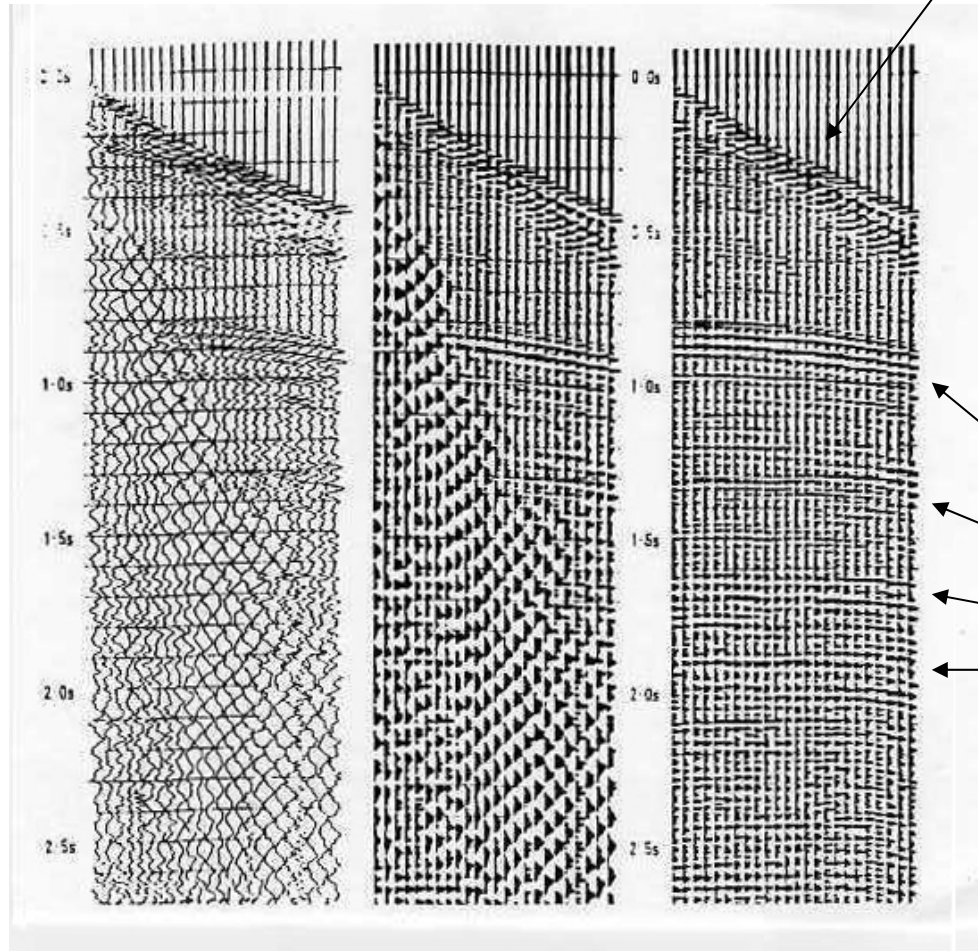




Parte di questi problemi (soprattutto quello delle dimensioni dello stendimento richiesto e della presenza di inversioni del profilo di velocità) può essere risolto utilizzando fasi diverse rispetto ai soli primi arrivi. Di particolare importanza risultano in questo senso le **fasi riflesse**.

Il problema principale di questa tecnica è l'identificazione dei tempi di arrivo di queste fasi che si trovano solitamente “immerse” nelle parti finali delle fasi più veloci (Dirette, Head waves) o coperti dalle onde Superficiali





Primi arrivi

Per questo motivo
l'analisi richiede
l'impiego di tecniche
di elaborazione
numerica complesse
ed il ricorso a codici
di calcolo costosi e
non standardizzati

Arrivi riflessi

Originale

Filtrato

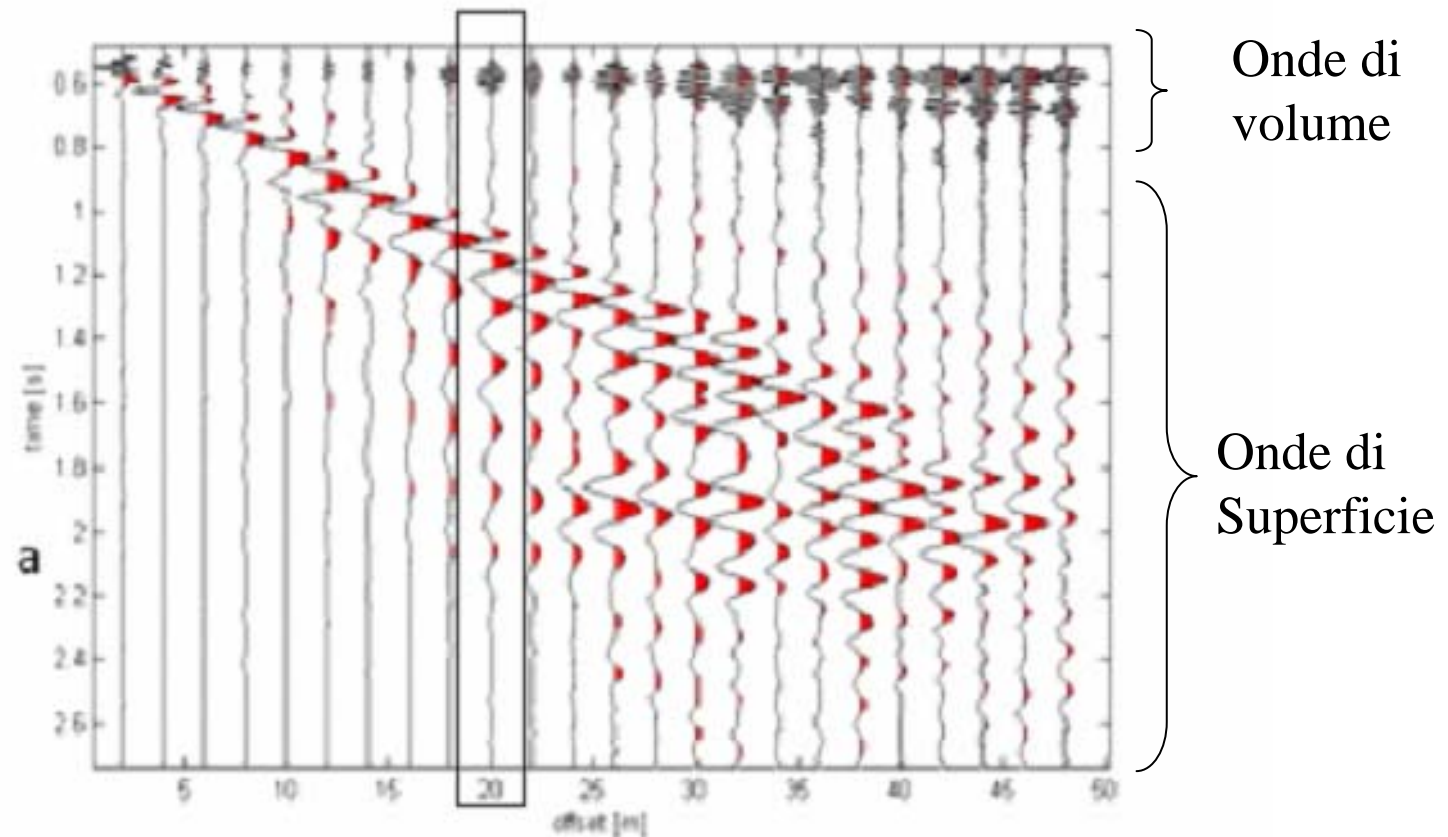


Se un limite importante della prospezione con le onde di volume è lo scarso contenuto energetico delle fasi sismiche impiegate che ne rende difficile l'individuazione, il problema può essere superato dall'impiego delle **fasi Superficiali**

Le onde Superficiali sono generate dall'interferenza costruttiva fra onde di volume (P ed S) che impattano la superficie libera del terreno. Alla superficie libera si riconoscono due tipi di onde superficiali: **le onde di Love e le onde di Rayleigh**

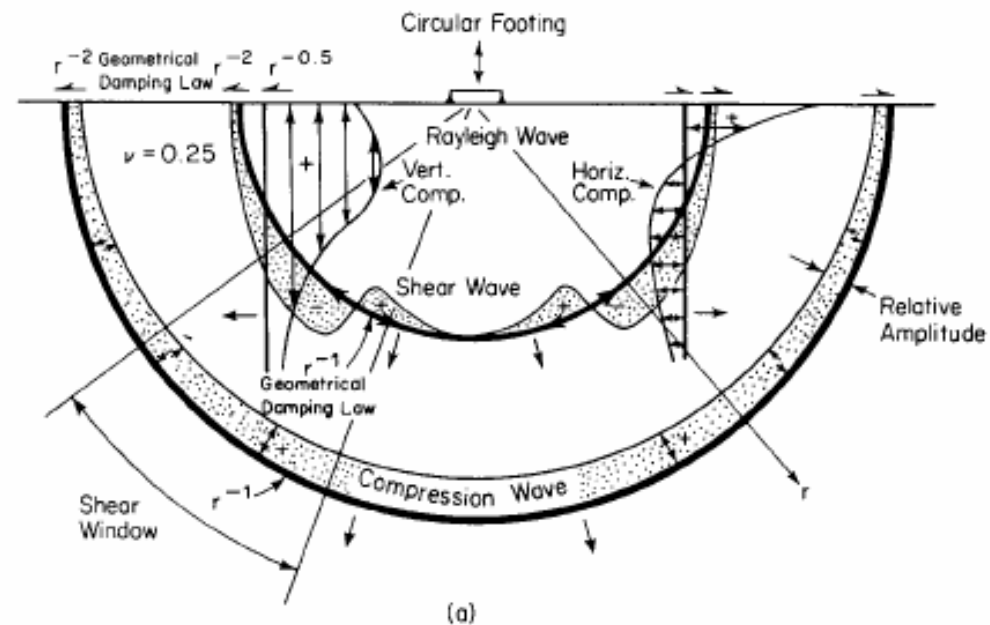
Caratteristica comune a questo tipo di onde è il fatto che la loro ampiezza diminuisce esponenzialmente con la profondità

Questo implica che l'energia trasportata da queste fasi è confinata in prossimità della superficie



Dato che si tratta di onde “canalizzate”, vincolate a muoversi lungo la superficie del terreno, sono caratterizzate da una **attenuazione assai minore** rispetto alle onde di volume, che invece si disperdono all’interno del terreno e solo in minima parte tornano alla superficie

Si tratta quindi di fasi sismiche molto energetiche e facilmente identificabili



Wave Type	Per Cent of Total Energy
Rayleigh	67
Shear	26
Compression	7

(b)

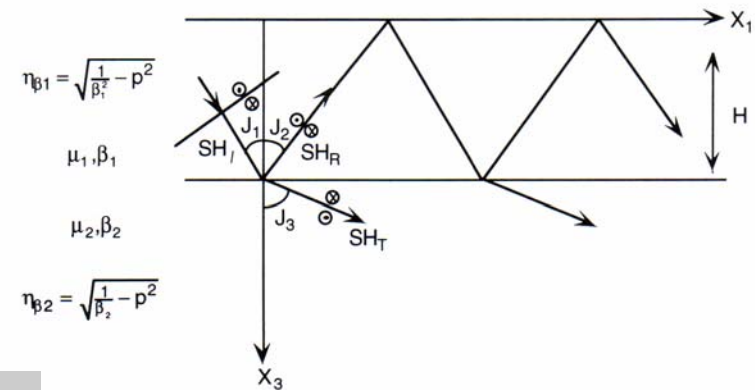
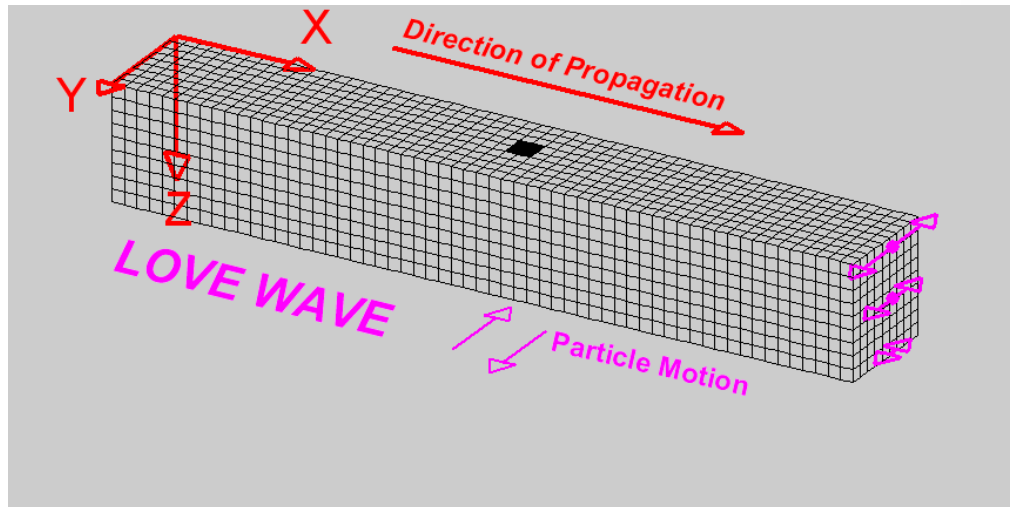
Inoltre le sorgenti poste alla superficie del suolo tendono a produrre una grande quantità di onde superficiali



Onde di Love

Sono generate dall'interferenza costruttiva di onde S (SH ovvero onde S polarizzate orizzontalmente) soggette a riflessioni multiple fra la superficie del suolo e una superficie in profondità che separa due materiali a diversa velocità

Sono onde polarizzate linearmente sul piano orizzontale lungo una direzione trasversale a quella di propagazione



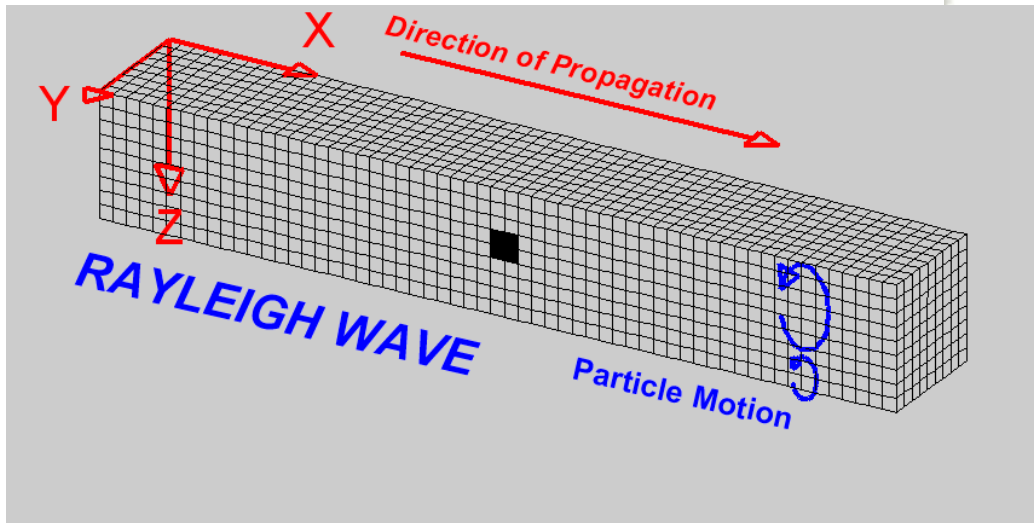
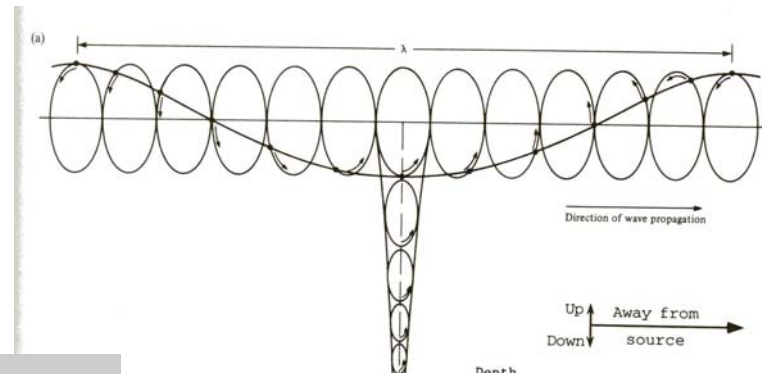
La loro presenza è condizionata dall'esistenza in profondità di una superficie di separazione fra due mezzi con diverse velocità di propagazione



Onde di Rayleigh

Sono generate dall'interferenza costruttiva di onde P e onde S_v (onde S polarizzate sul piano verticale) incidenti sulla superficie libera del terreno

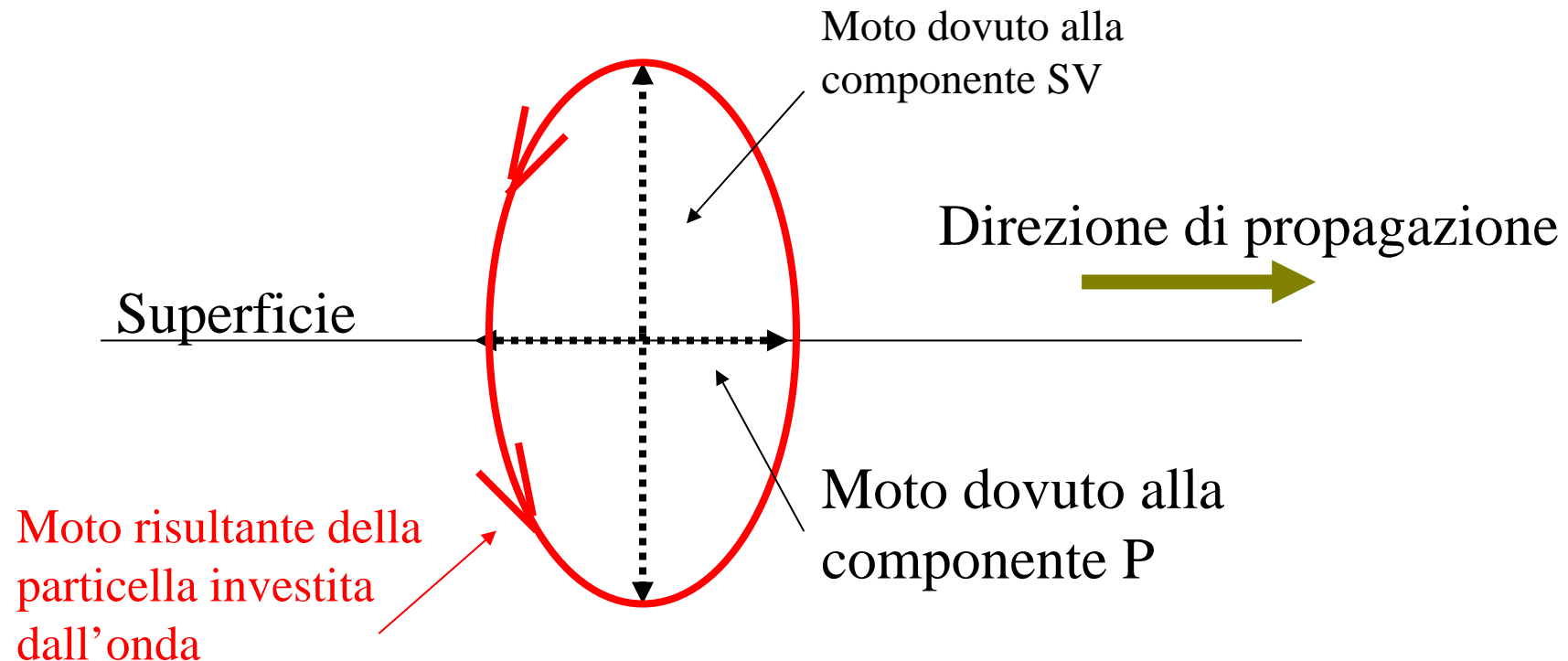
Sono onde con polarizzazione ellittica su un piano verticale parallelo alla direzione di propagazione (ground roll)



Se il moto avviene alla superficie di un semispazio, il moto della particella è retrogrado. In tutti gli altri casi, il moto è retrogrado o progrado a seconda della profondità e della configurazione del sottosuolo



Mentre le onde di Love provocano solo movimenti orizzontali, (sono essenzialmente delle onde SH canalizzate) le particelle investite da un'onda di Rayleigh, si muovono sia in direzione verticale che orizzontale seguendo una traiettoria ellittica (polarizzazione ellittica)

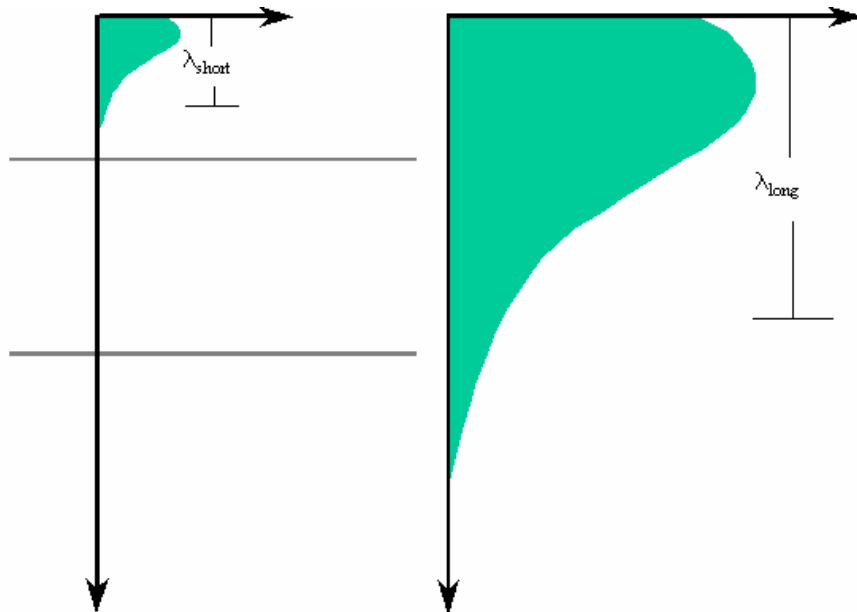


Il rapporto fra le componenti orizzontale e verticali del moto (rapporto H/V o **ellitticità**) dipende dalle caratteristiche della sorgente e da quelle del sottosuolo, inoltre varia con la frequenza di vibrazione



Si è detto che l'ampiezza delle onde superficiali (sia Love che Rayleigh) diminuisce esponenzialmente con la profondità. In realtà la rapidità di questa attenuazione dipende dalla lunghezza d'onda associata

In particolare, all'aumentare della lunghezza d'onda λ , aumenta la **profondità** della parte interessata dalla perturbazione



Ma la lunghezza d'onda è legata al periodo T dell'onda mediante la relazione

$$\lambda = V \cdot T$$

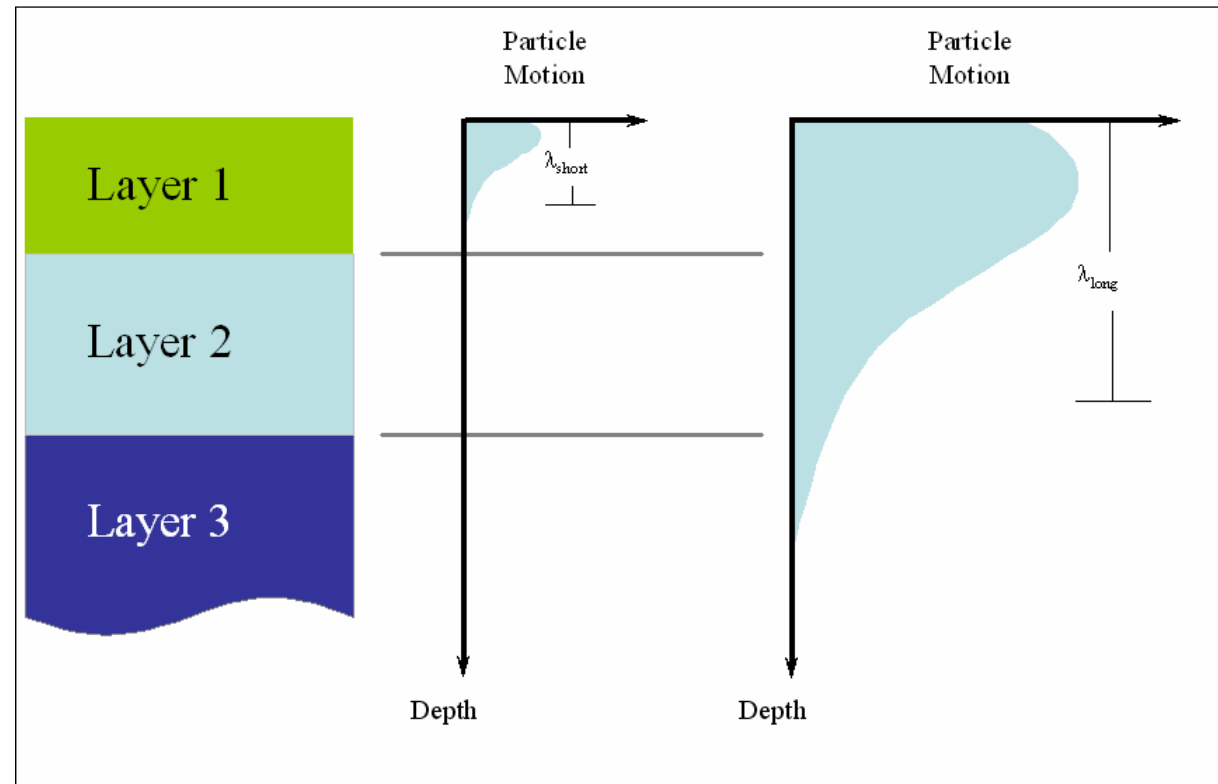
Quindi, a parità di velocità (V), la profondità cresce all'aumentare del periodo e al diminuire della frequenza

In pratica, al crescere del periodo, aumenta la sensibilità dell'onda a caratteristiche del terreno sempre più profonde



Nel caso delle onde di Rayleigh, lo strato coinvolto nella propagazione delle ha uno spessore dell'ordine di $0.3-0.5\lambda$

Quindi è ragionevole aspettarsi che, in presenza di variazioni delle velocità di propagazione che cambiano con la profondità, le velocità di propagazione delle onde superficiali cambino in funzione della relativa lunghezza d'onda o del loro periodo o frequenza (*Dispersione*)



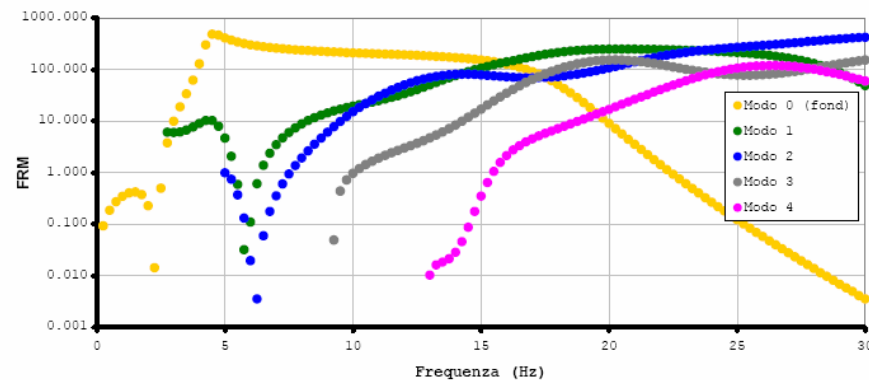
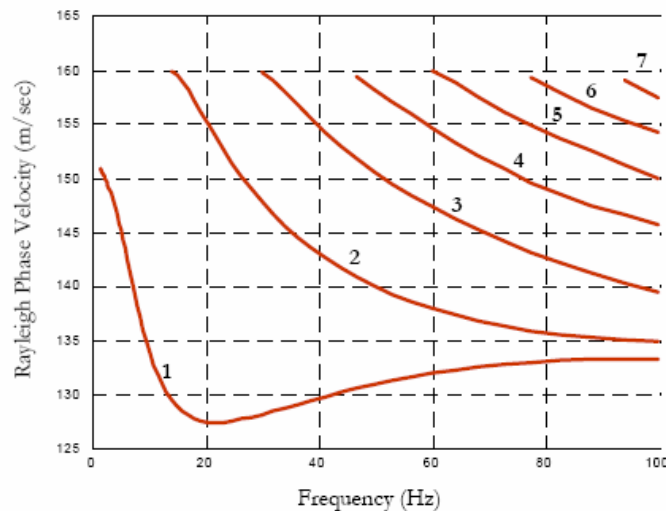


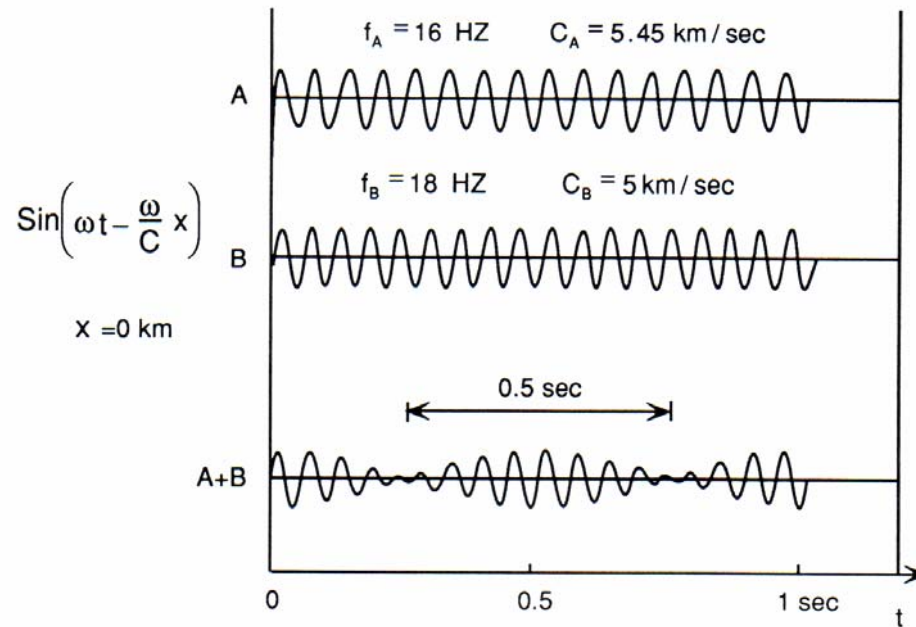
In mezzi stratificati l'interferenza delle onde di volume alla superficie può essere più articolata: le onde Superficiali possono presentare diversi **Modi di propagazione**

Questi, a parità di frequenza di vibrazione, hanno maggiori profondità di esplorazione e quindi sarà influenzato da valori diversi delle velocità di propagazione

Ciascun modo darà quindi origine ad una propria curva di dispersione ed una propria energia

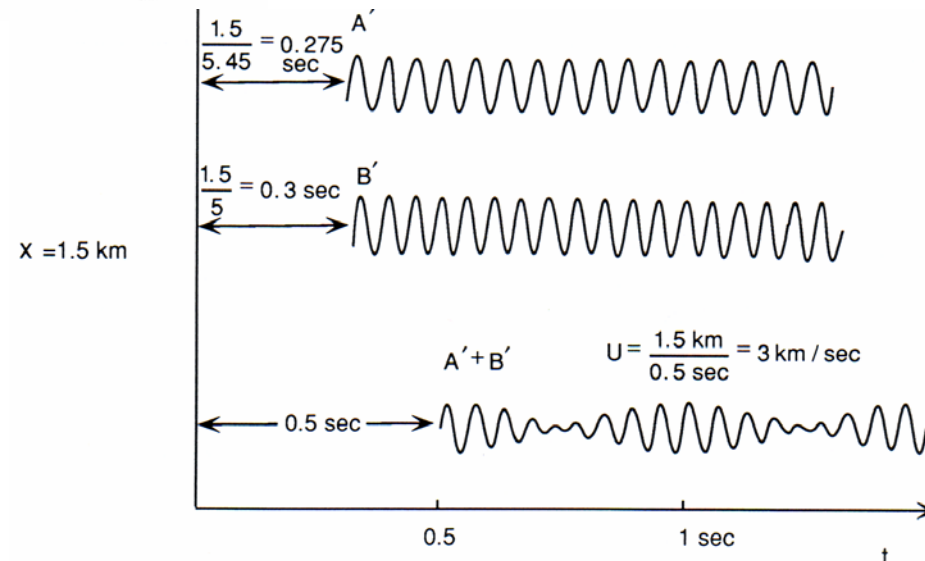
Nei mezzi con velocità crescenti, il modo fondamentale solitamente è quello dominante, ma questo non è vero negli altri casi





Dato che esisteranno onde di superficie a frequenze diverse che viaggiano con velocità di fase diverse, queste interferiranno fra loro

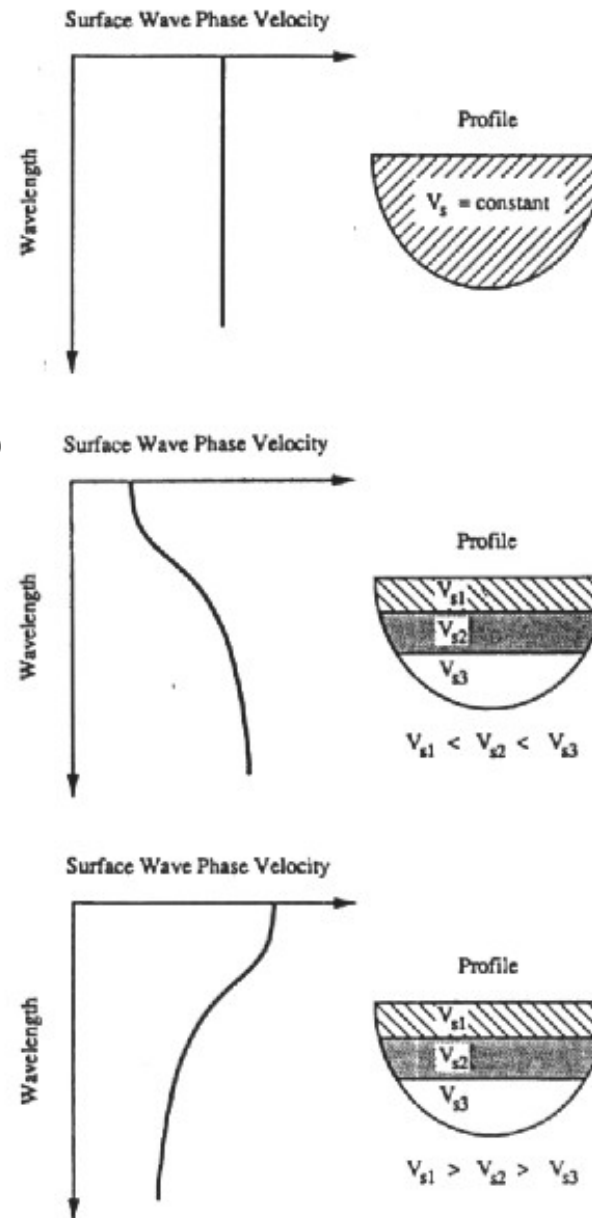
Il risultato è che il massimo dell'energia trasportata viaggia a velocità diversa (**velocità di gruppo**) da quella delle singole fasi (**velocità di fase**)

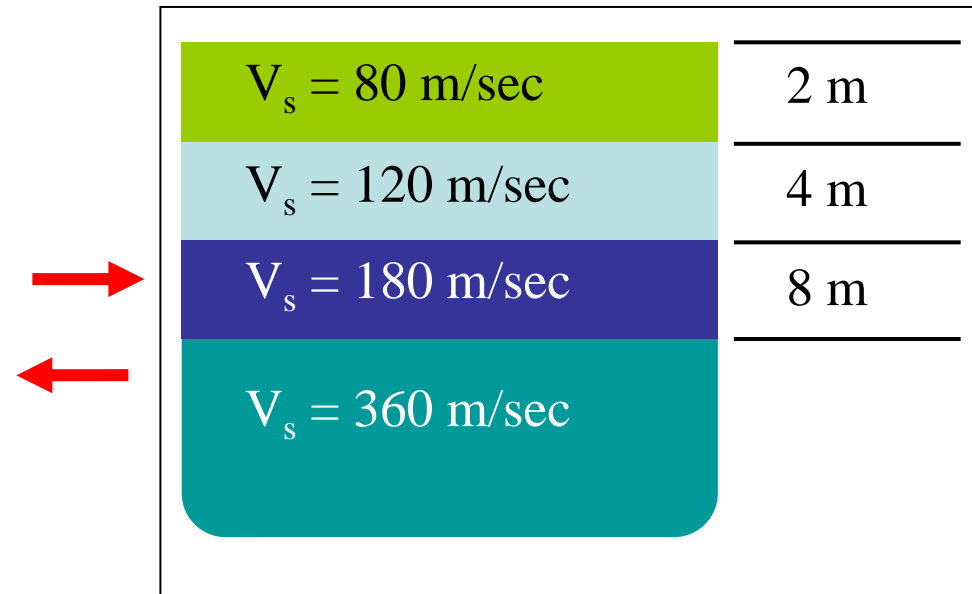
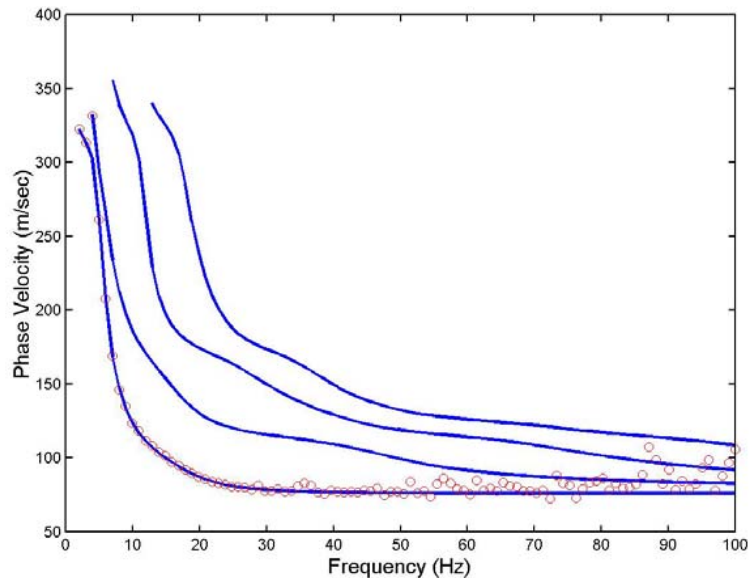




L'andamento delle velocità di fase (ma anche delle velocità di gruppo) in funzione della lunghezza d'onda o della frequenza (o del periodo) è detta **curva di dispersione**

L'andamento della curva di dispersione fornisce informazioni sul profilo di velocità nel sottosuolo

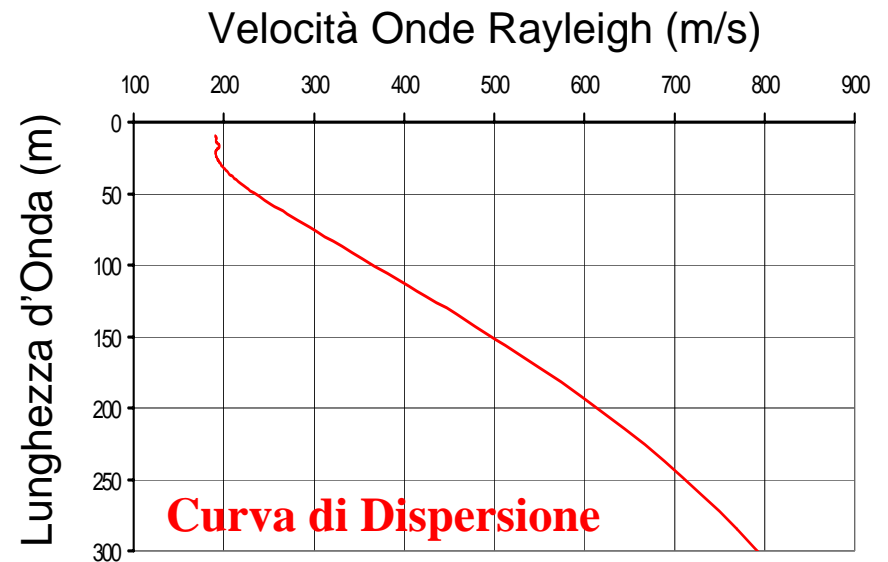
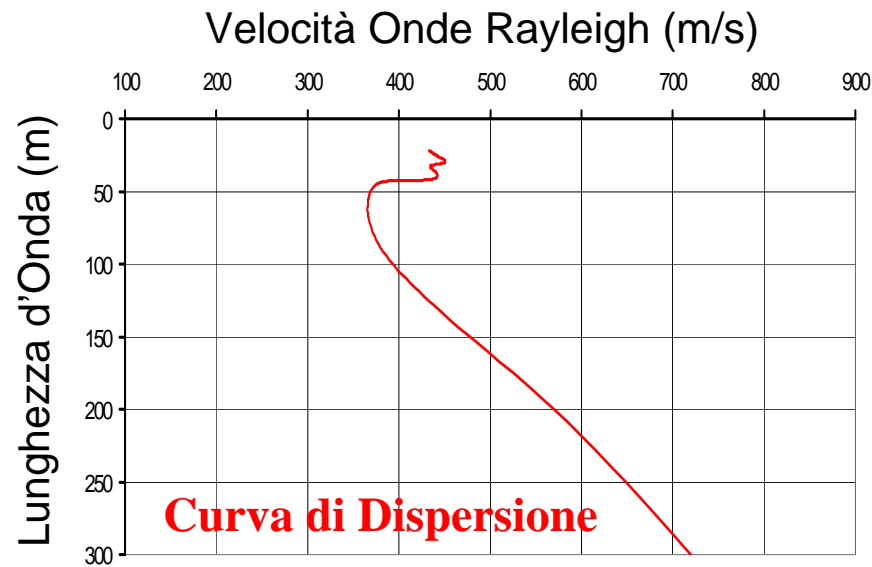
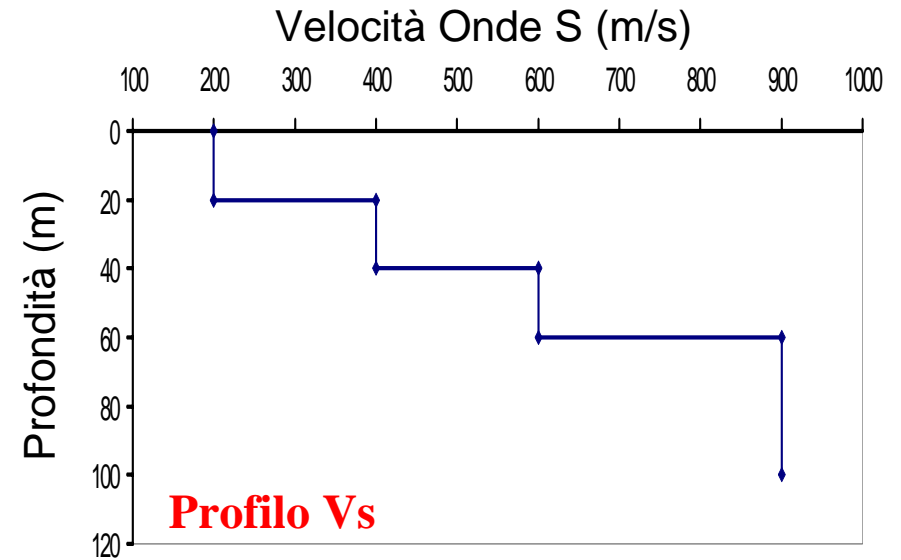
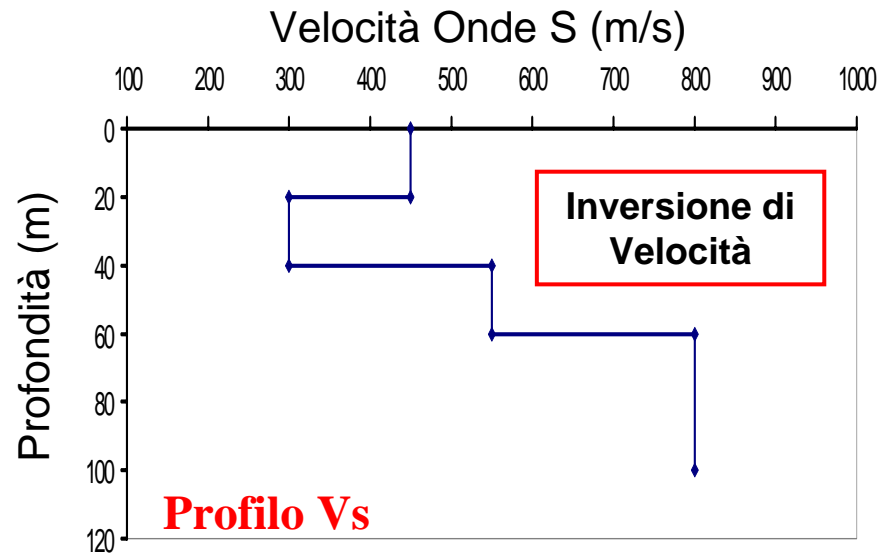




Pertanto, studiando le **curve di dispersione** è possibile risalire alla stratificazione in termini di V_s (e V_p anche se la sensibilità è minore)

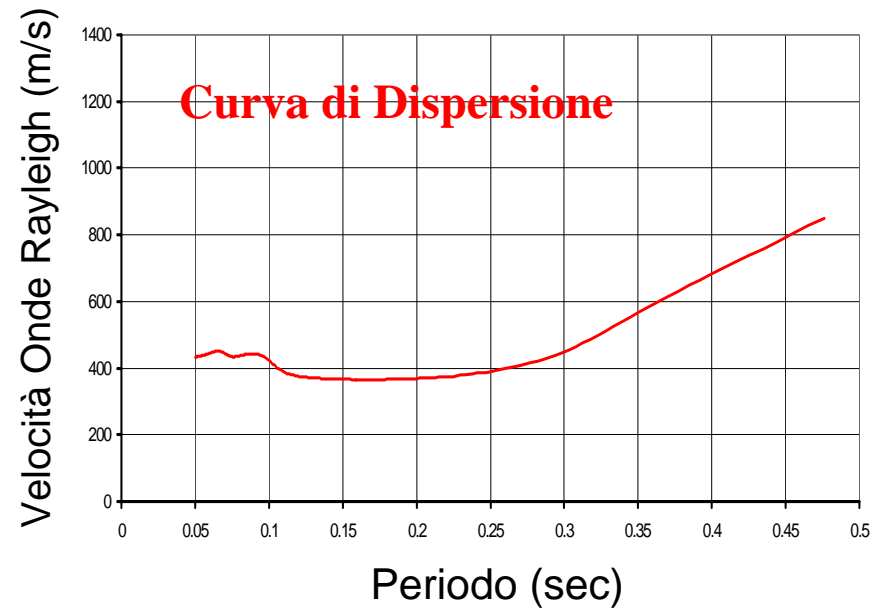
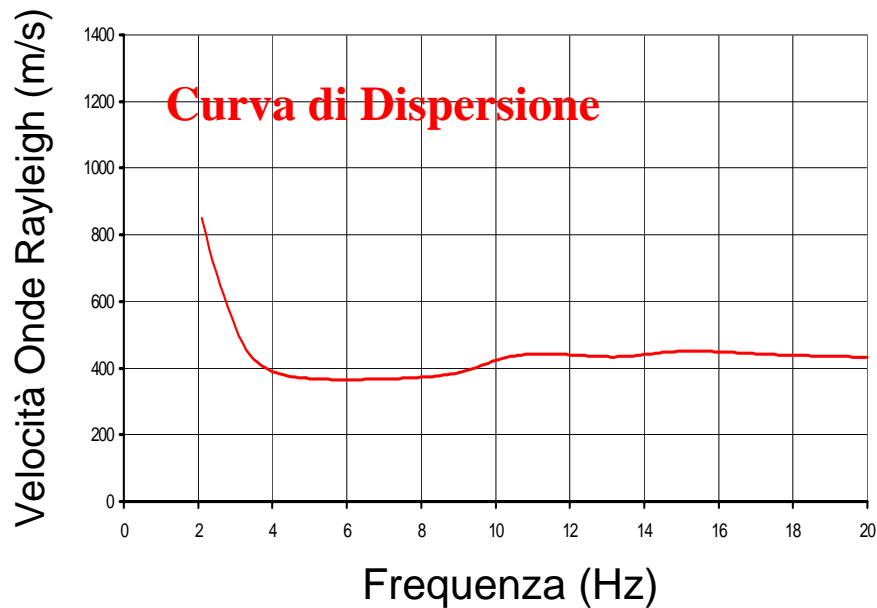
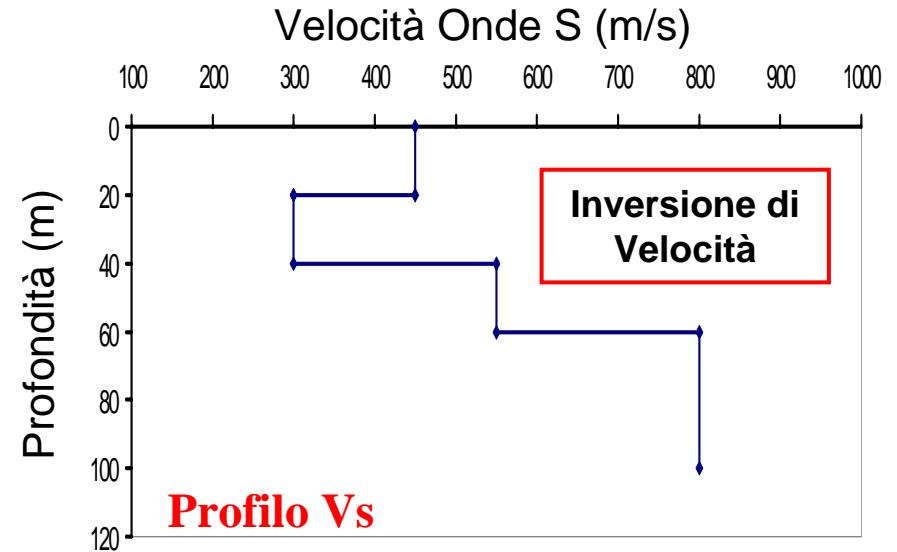


L'effetto della stratigrafia sull'andamento della curva di dispersione può essere studiato mediante procedure di tipo numerico



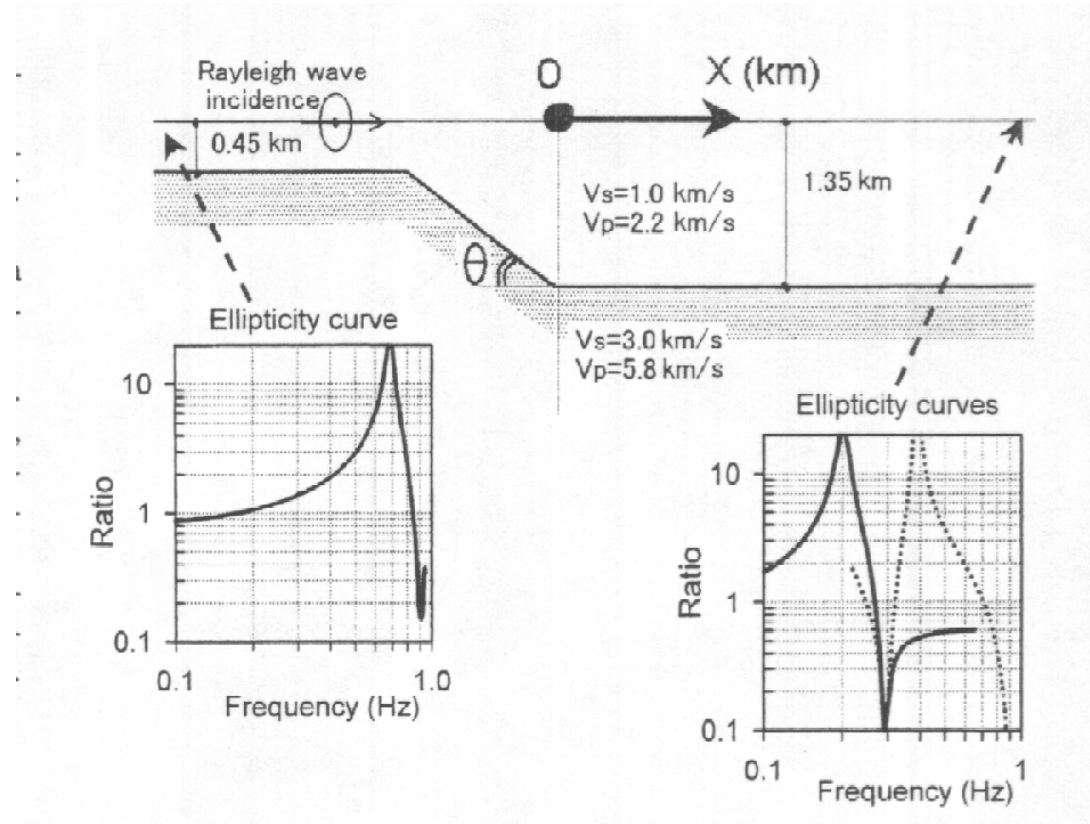


Naturalmente, rappresentazioni della curva di dispersione in termini funzione del periodo o della frequenza sono del tutto equivalenti





Anche l'ellitticità delle onde di Rayleigh cambia con la lunghezza d'onda (o con la frequenza) in rapporto alla struttura del sottosuolo ed in particolare dal profilo di velocità delle onde S

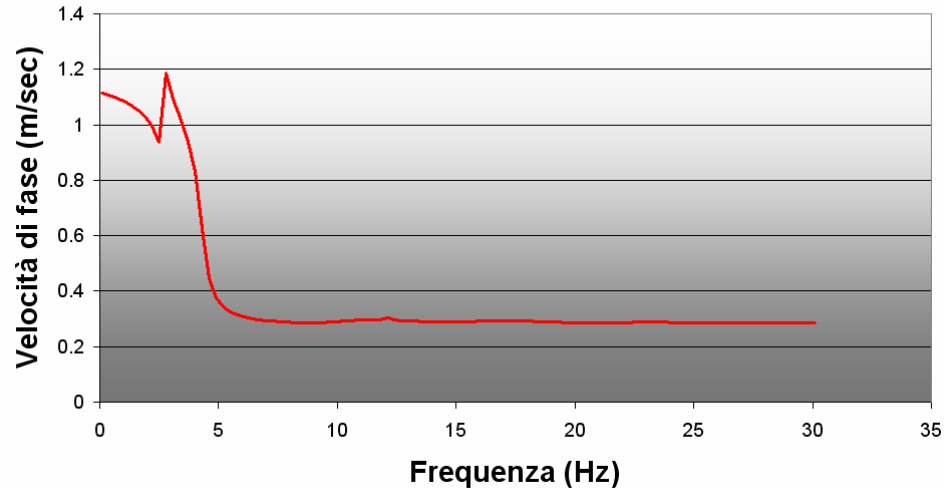


Per esempio, si vede che nel caso di uno strato soffice sovrapposto ad un semispazio, in corrispondenza della frequenza **fondamentale di risonanza** (periodo proprio) per le onde S ($V_s/4H$), la componente verticale del moto si annulla rendendo molto grande il rapporto fra componente orizzontale del moto e componente verticale (**rapporto H/V**)



Con adeguate procedure numeriche è quindi possibile studiare l'effetto della stratigrafia sulla forma dell'ellitticità alle diverse frequenze

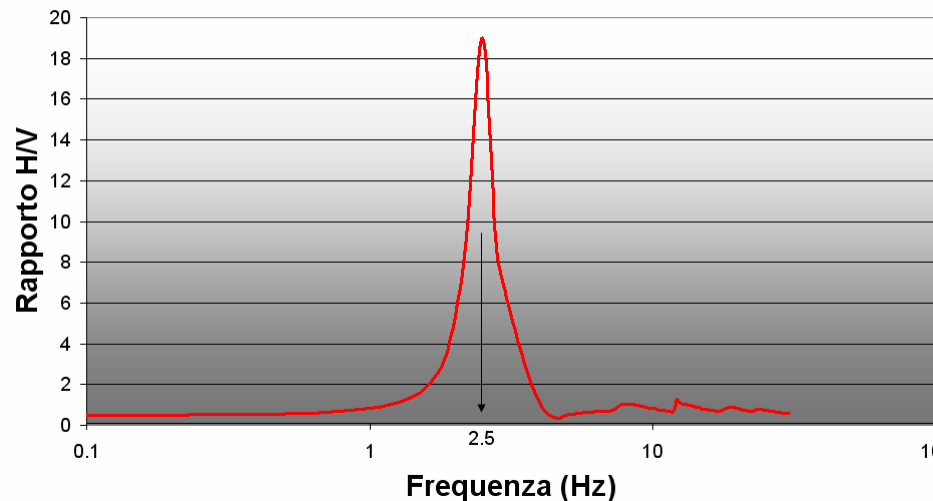
Curva di dispersione (Rayleigh)



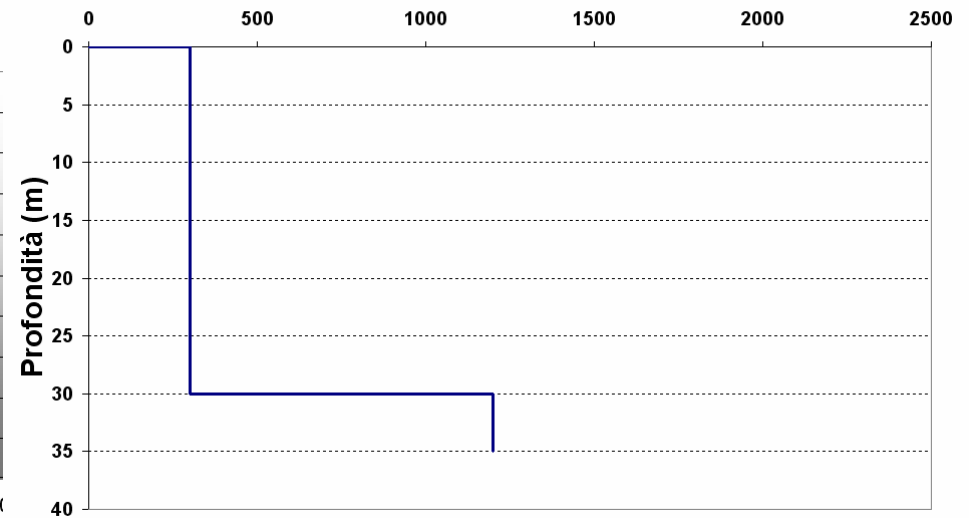
Copertura soffice ($V_s=300$ m/s) di spessore 30 m su substrato rigido ($V_s=1200$ m/s)

$$v_1 = \frac{v_s}{4H} = 2.5 \text{ Hz}$$

Ellitticità (H/V)



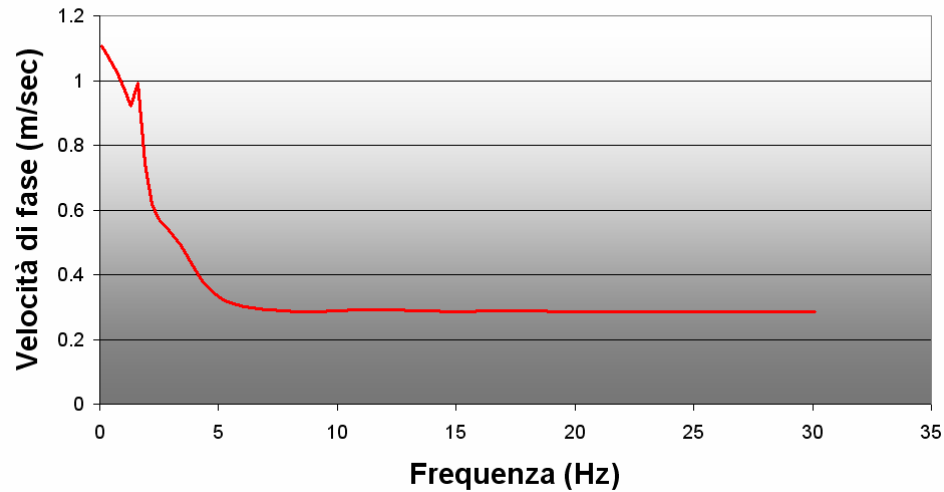
Velocità delle onde S (m/sec)





Esempio 2

Curva di dispersione (Rayleigh)



Strato 1: $H=30$, $V_s=300$

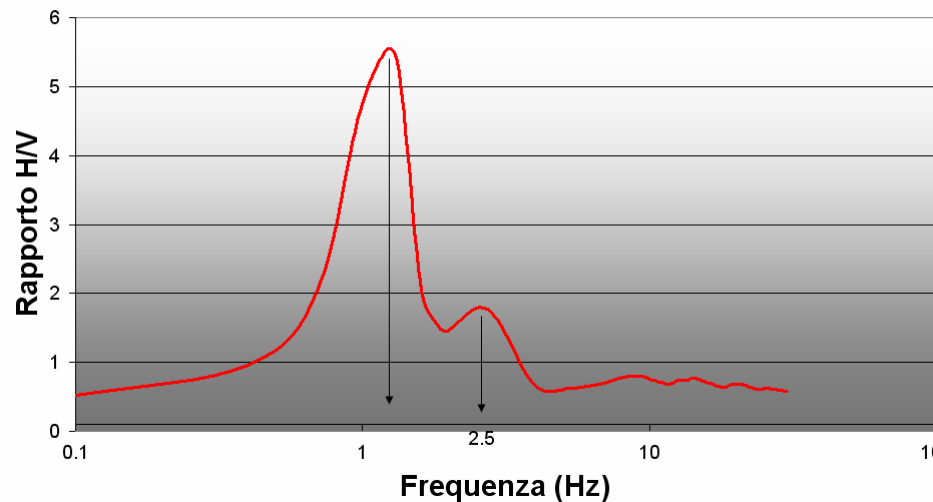
Strato 2: $H=70$, $V_s=600$

Substrato : $V_s=1200$

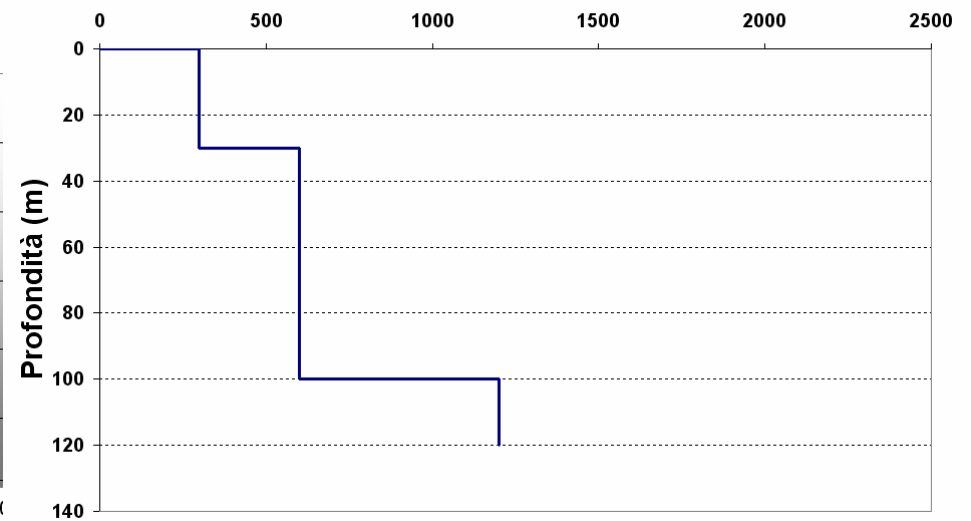
$$v_1 = \frac{v_s}{4H} = 2.5 \text{ Hz}$$

$$v_2 = \frac{\bar{v}_s}{4H} = 1.15 \text{ Hz}$$

Ellitticità (H/V)

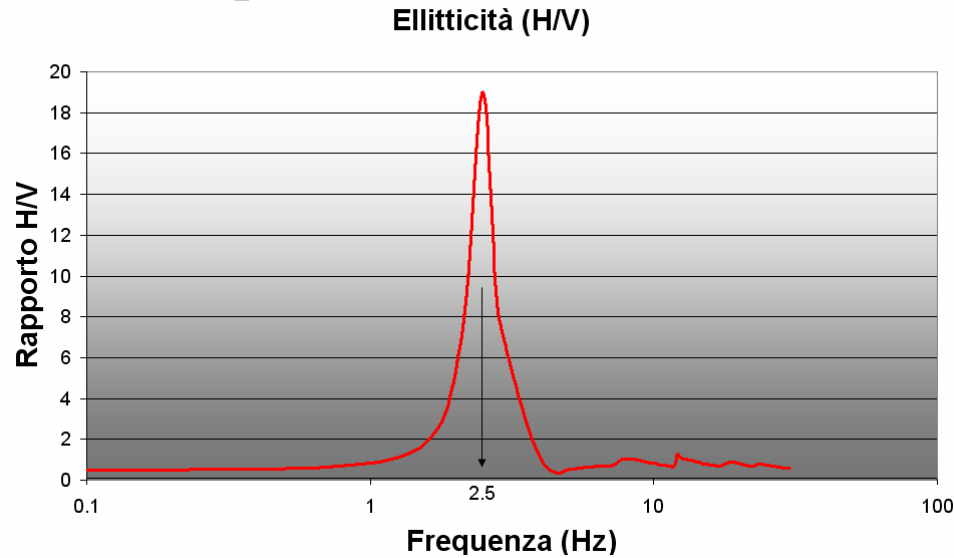


Velocità delle onde S (m/sec)



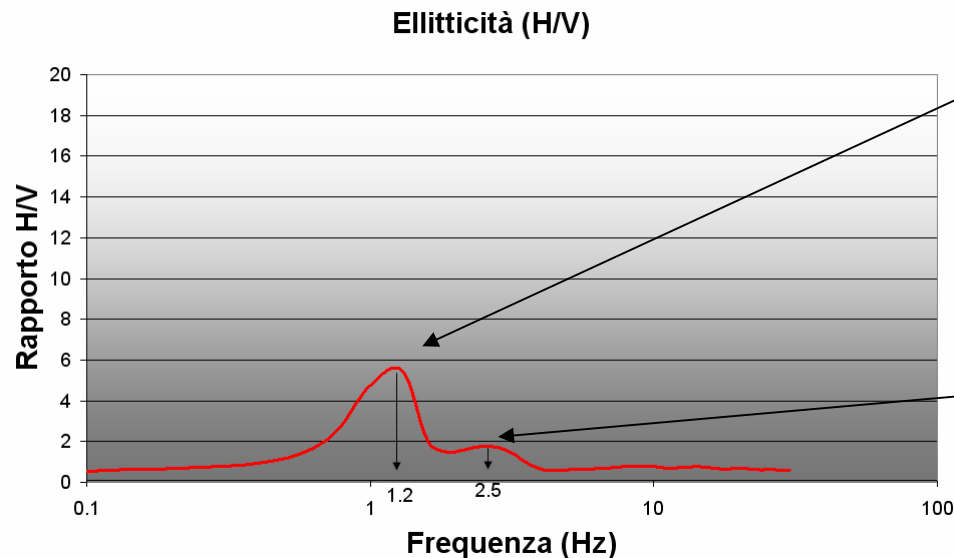


Si noti che esiste una certa proporzionalità (tutt'altro che lineare) fra l'entità del rapporto di impedenza sismica fra strato risonante e substrato e l'ampiezza massima della funzione di ellitticità



$$v_1 = \frac{v_s}{4H} = \frac{300}{4 \cdot 30} = 2.5 \text{ Hz}$$

$$FA_{\max} = \left(\frac{\rho_b v_b}{\rho_s v_s} \right) = \left(\frac{2000 \cdot 1200}{1800 \cdot 300} \right) = 4.4$$



$$v_2 = \frac{\bar{v}_s}{4H} = 1.2 \text{ Hz}$$

$$FA_{\max} = \left(\frac{\rho_b v_b}{\rho_s \bar{v}_s} \right) = \left(\frac{2000 \cdot 1200}{1900 \cdot 480} \right) = 2.6$$

$$v_1 = \frac{v_s}{4H} = \frac{300}{4 \cdot 30} = 2.5 \text{ Hz}$$

$$FA_{\max} = \left(\frac{\rho_b v_b}{\rho_s v_s} \right) = \left(\frac{1900 \cdot 600}{1800 \cdot 300} \right) = 2.1$$



In sintesi:

1. Le onde superficiali sono **confinata** a muoversi lungo al superficie del terreno: si tratta quindi di fasi **assai energetiche** rispetto alle fasi di volume che invece si disperdono nella profondità del sottosuolo
2. Le onde di Superficie mostrano proprietà dispersive ovvero hanno velocità di fase che cambiano con la frequenza di vibrazione. Inoltre manifestano caratteristiche di propagazione modali, ovvero onde superficiali alla stessa frequenza si propagano con velocità diverse
3. Dato che la profondità di esplorazione dipende dalla frequenza di vibrazione (tramite la relativa lunghezza d'onda), lo studio delle velocità di fase in funzione della frequenza (curva di dispersione) fornisce informazioni sull'andamento nel sottosuolo delle velocità di propagazione delle onde di volume (in particolare delle onde S)
4. Anche lo studio dei rapporti di ampiezza delle componenti orizzontali e verticali del moto delle onde di Rayleigh (rapporto H/V o ellitticità) fornisce indicazioni sulle caratteristiche del sottosuolo (rapporto fra velocità media delle onde S e spessore delle coperture)



Fine della prima parte



Le onde Superficiali come metodo di prospezione

Virtualmente, le profondità di esplorazione raggiungibili dipendono dalla massima lunghezza d'onda misurabile con lo stendimento di sensori disponibile

Una stima conservativa della profondità di esplorazione indica un valore pari a circa $1/3$ - $1/2$ della massima lunghezza d'onda misurabile

D'altro canto, stime empiriche hanno messo in evidenza che lunghezze d'onda di dimensioni dell'ordine del **doppio della lunghezza massima** dello stendimento sono **effettivamente misurabili**

Quindi, la profondità **massima raggiungibile è dell'ordine di grandezza** delle dimensioni dello stendimento

Oltre alla maggiore energia delle fasi misurate, questo rappresenta un ulteriore vantaggio delle tecniche ad onde superficiali rispetto alla sismica a rifrazione (*si ricordi che in quel caso le profondità erano dell'ordine di grandezza da $1/4$ o $1/8$ delle dimensioni dello stendimento*)



I metodi basati sullo studio delle modalità di propagazione delle onde superficiali si sviluppano tutti in due fasi caratterizzate da difficoltà e problemi differenti

1. Determinazione della curva di dispersione (delle onde di Rayleigh o Love) e/o di Ellitticità a partire dalle misure sismiche
2. Inversione delle curva di dispersione e ellitticità per la determinazione del profilo di V_s nel sottosuolo



Obiettivo primario della misura è la determinazione delle velocità di fase delle onde di superficie alle diverse frequenze

L'espressione più semplice per descrivere un fronte d'onda **piano** che si muove nella direzione \mathbf{x} è

$$D(x, t) = A \cos(\omega t \pm kx) \quad \text{Fase dell'onda}$$

$$T = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\omega}$$

Frequenza

$$v = \lambda f = \lambda \omega / 2\pi$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} = \frac{2\pi f}{v} = \frac{\omega}{v} = \omega |\vec{u}|$$

Numero d'onda (svolge la funzione della frequenza nel dominio spaziale)

“Slowness”
(lentezza) $1/v$

$v =$ velocità di fase

Spesso quindi i risultati delle analisi basate sullo studio delle onde superficiali sono espressi nella forma di diagrammi *frequenza/lentezza* o *frequenza/numero d'onda* invece che in forma di diagrammi *frequenza/velocità*



Strumento chiave è la correlazione fra due segnali registrati da due sensori posti ad una distanza r

$$r_{12}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N D(x_1, t_i) D(x_2, t_i + \tau)$$

$$r_{12}(\tau) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N A \cos(\omega t_i) A \cos(\omega t_i - k(x_2 - x_1) + \omega \tau) \xrightarrow{N \rightarrow \infty} \frac{A^2}{2} \cos(k(x_2 - x_1) - \omega \tau)$$

$$r_{\max} \leftrightarrow k(x_2 - x_1) - \omega \tau_{\max} = 0 \rightarrow \frac{k}{\omega} (x_2 - x_1) = \frac{(x_2 - x_1)}{V_R} = \tau_{\max}$$

Quindi lo studio della funzione di correlazione permette di individuare lo sfasamento fra i due segnali e quindi la velocità di propagazione “apparente” (è quella vera solo se il segnale viaggia lungo la congiungente)



In presenza di dispersione, questa operazione andrebbe ripetuta frequenza per frequenza dopo avere filtrato di volta in volta il segnale

In realtà il teorema di Wiener-Khinchin stabilisce che la stessa informazione sullo sfasamento può essere ottenuta utilizzando gli spettri del segnale misurato ai due sensori.

In pratica si costruisce la cosiddetta **funzione di coerenza** nella forma

$$C_{12}(\Delta x, \omega) = \frac{A(x_1, \omega)\tilde{A}(x_2, \omega)}{\sqrt{A(x_1, \omega)\tilde{A}(x_1, \omega)}\sqrt{A(x_2, \omega)\tilde{A}(x_2, \omega)}}$$

dove $A(x_i, \omega)$ è lo spettro complesso nel punto i -mo e la tilde indica il complesso coniugato. Il numeratore della funzione di coerenza è la cosiddetta **funzione cross-spettrale**).

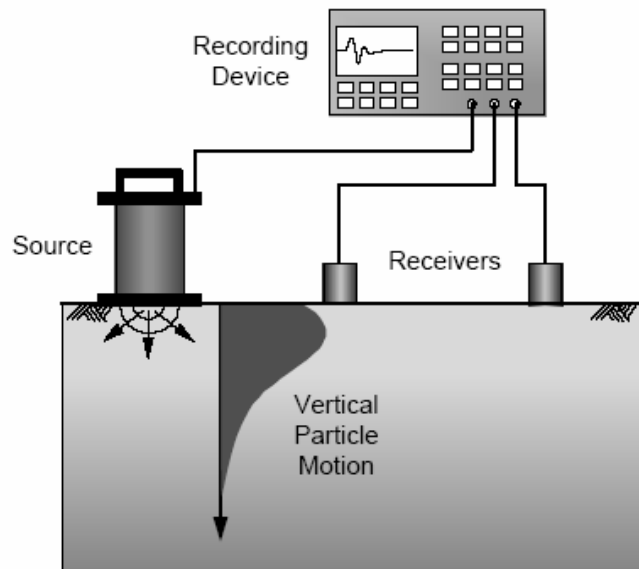
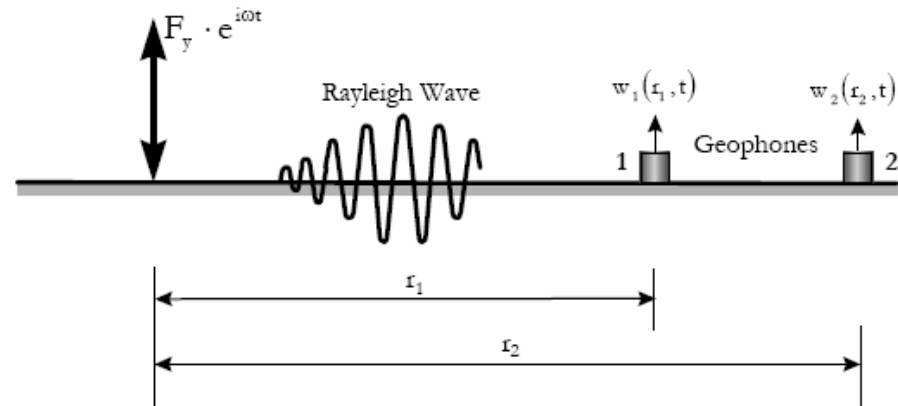
Gli elementi della matrice di coerenza forniscono le informazioni sullo sfasamento



Il primo metodo di prospezione basato sull'analisi delle onde superficiali è stato il metodo **SASW** (Spectral Analysis of Surface Waves)



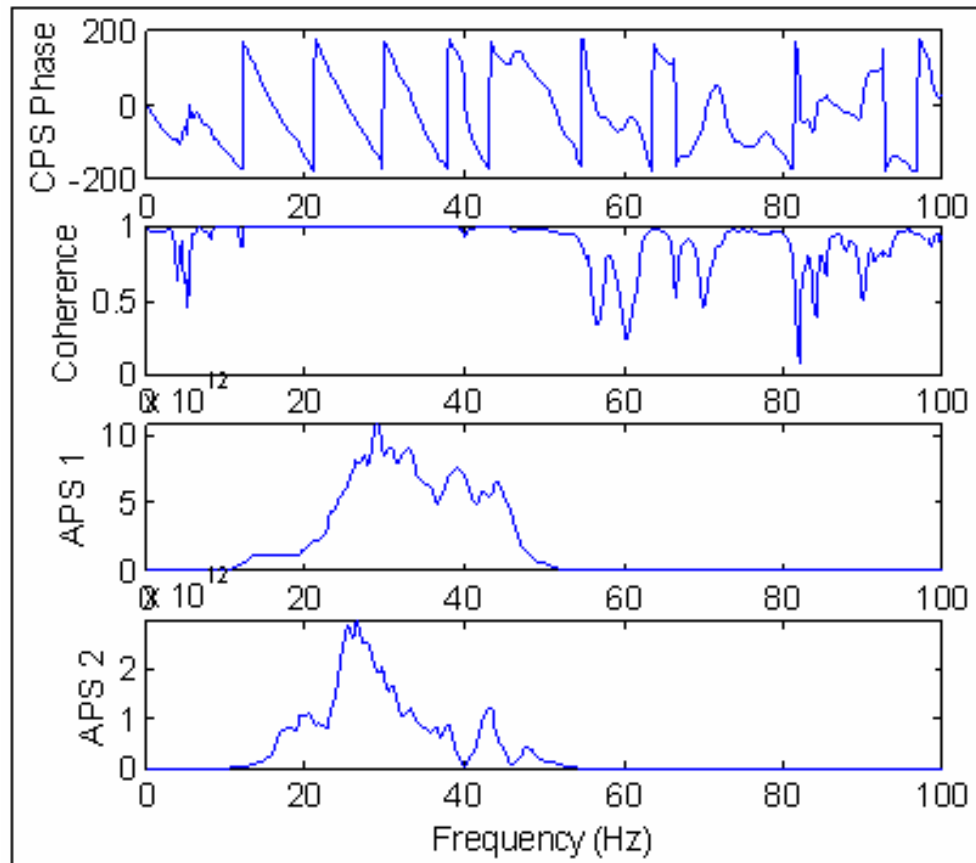
L'obiettivo è quello di ricostruire la curva di dispersione delle onde di Rayleigh



In pratica, vengono confrontate le registrazioni effettuate ad **una coppia di sensori verticali** delle onde superficiali generate da una sorgente artificiale a diverse frequenze (in generale fra 5 e 500 Hz)



Di fatto vengono determinate le **differenze di fase** fra le registrazioni ottenute alle due stazioni relative al segnale generato artificialmente alla sorgente

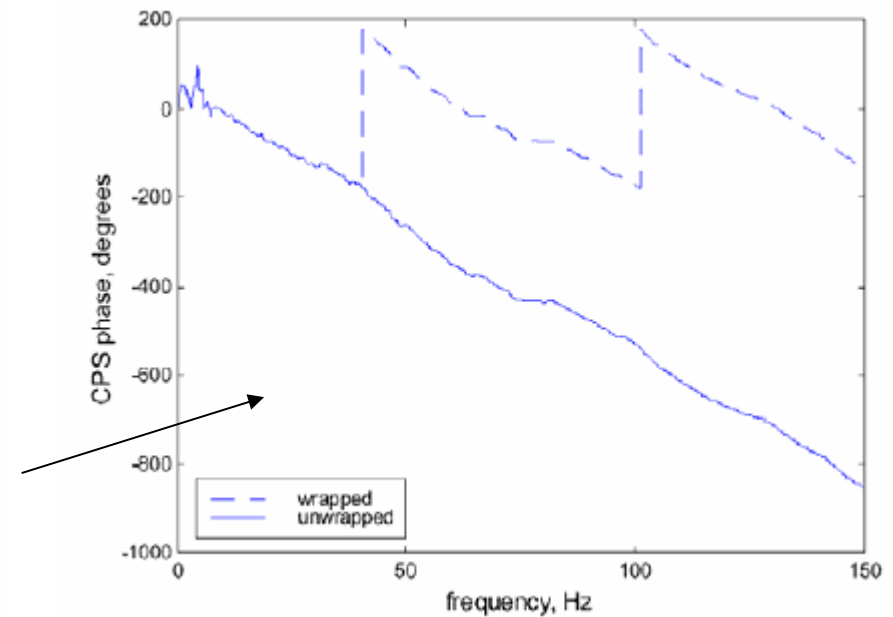
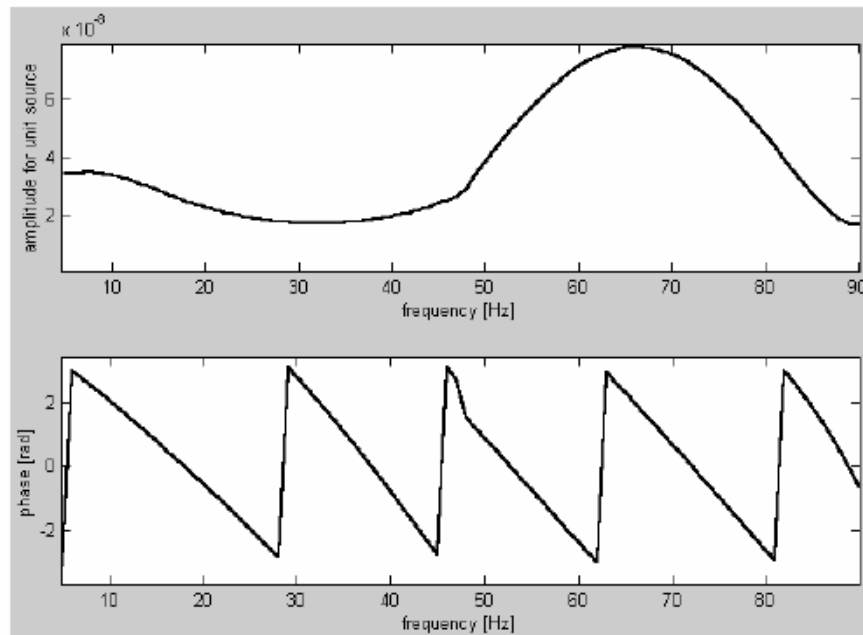


Differenze di fase misurate



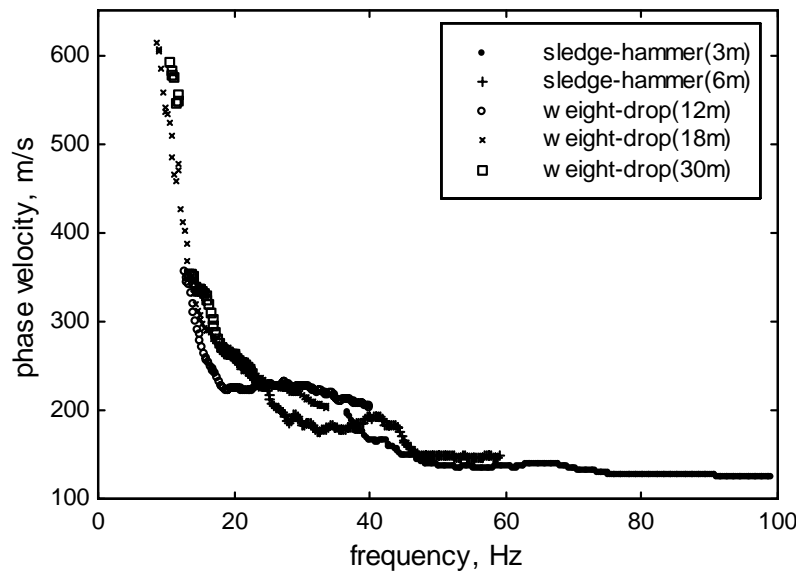
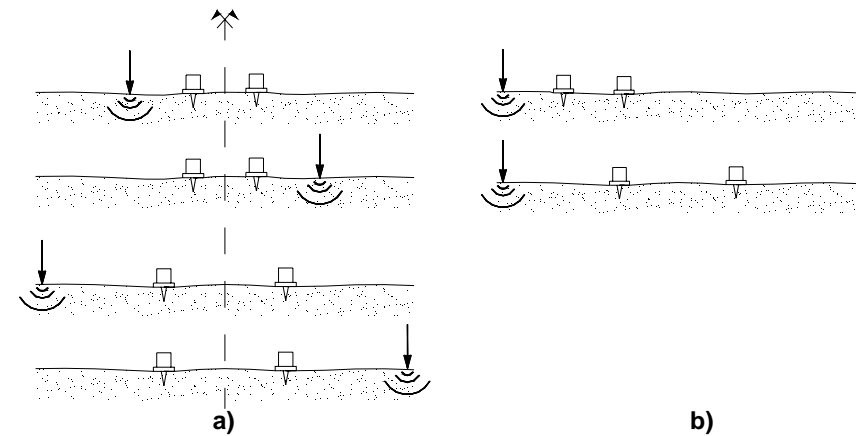
La misura delle differenze di fase è assai delicata

Innanzitutto la fase è nota a meno di un fattore 2π : quindi le diverse misure di fase vanno corrette (manualmente) per questo effetto (unwrapping)





Inoltre il segnale va depurato dal possibile effetto di fasi legate alla presenza di onde di volume. A questo scopo la misura va ripetuta con posizioni diverse delle posizioni relative dei geofoni rispetto alla sorgente e dei geofoni fra loro

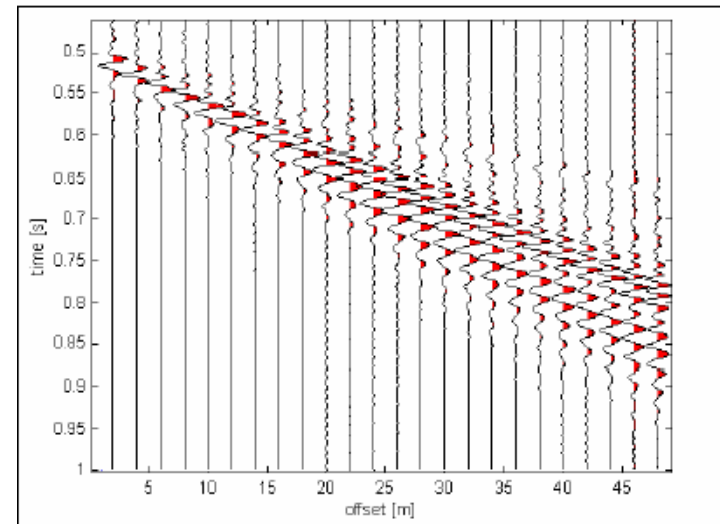
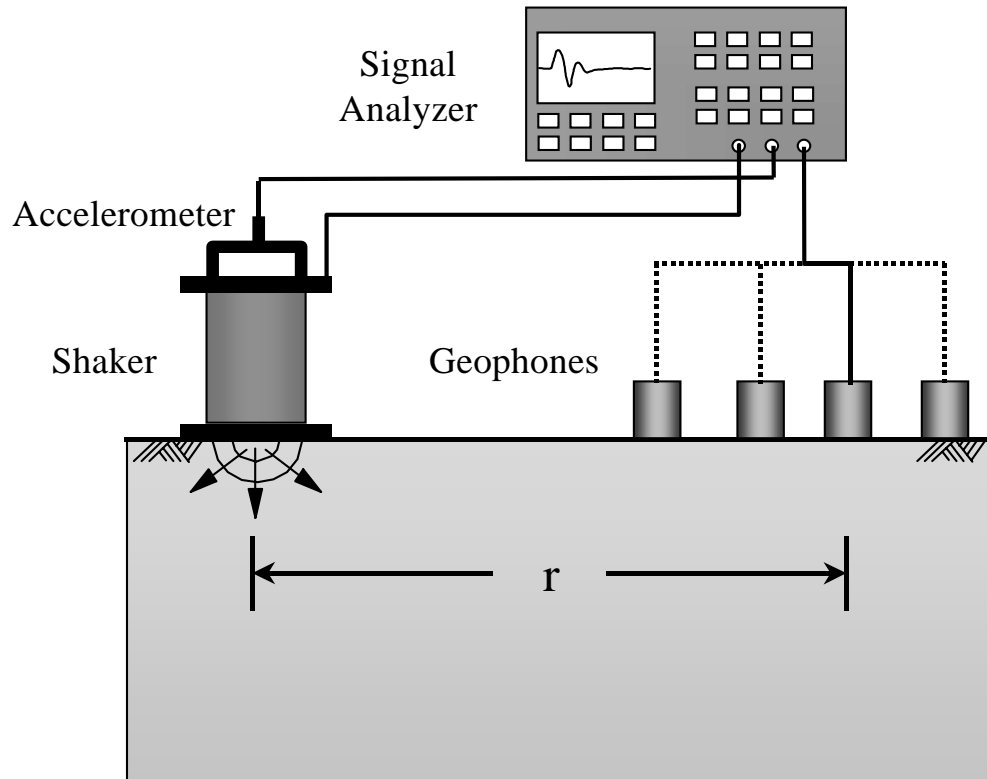


A questo punto le misure ottenute con le diverse configurazioni vengono messe insieme per ottenere una unica curva di dispersione

La procedura è molto macchinosa e comunque soggetta a errori di interpretazione (unwrapping)



Per superare queste difficoltà è stato proposto l'impiego congiunto di più geofoni contemporaneamente (metodo **MASW** ovvero Multichannel Analysis of Surface Waves)

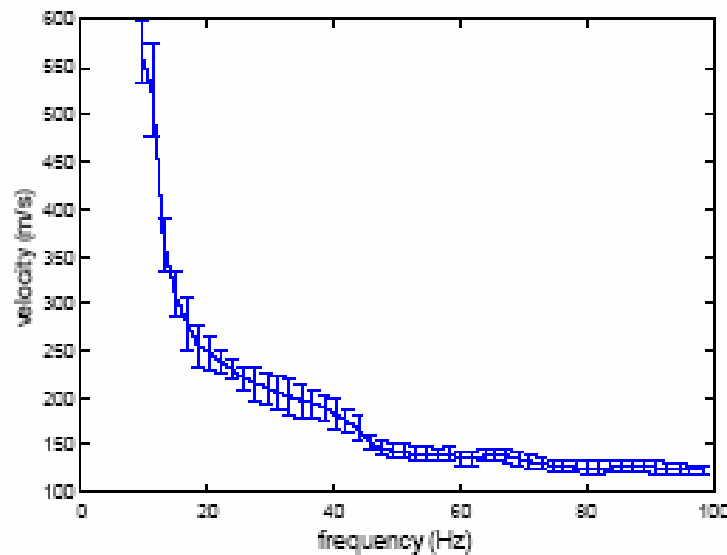
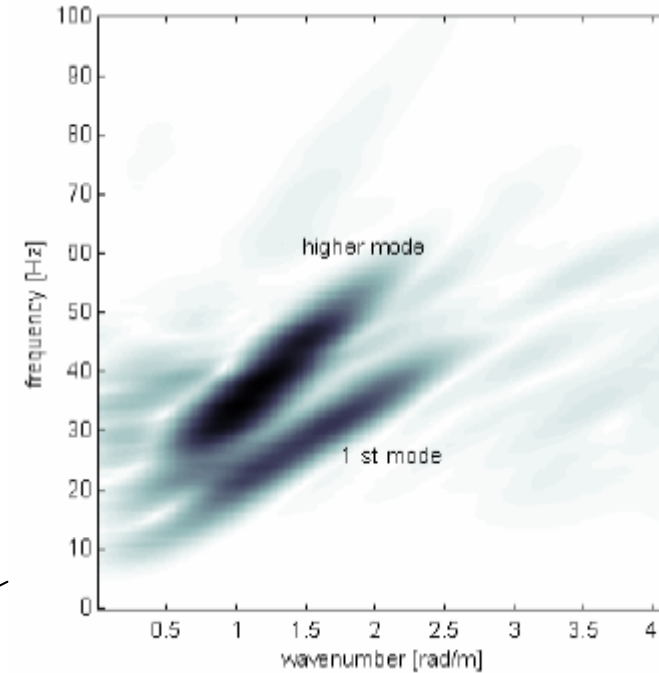


Tutte le tracce vengono analizzate simultaneamente con opportune tecniche di analisi spettrale (f-K, Slant-Stack, ecc.) ormai standardizzate

Questo permette di semplificare la procedura sperimentale, provvedendo forme di analisi automatica che eliminano il problema dell'unwrapping manuale



In particolare, utilizzando specifiche tecniche di analisi spettrale risulta possibile identificare non solo il modo di vibrazione fondamentale ma anche gli eventuali modi superiori presenti e definirne le relative curve di dispersione



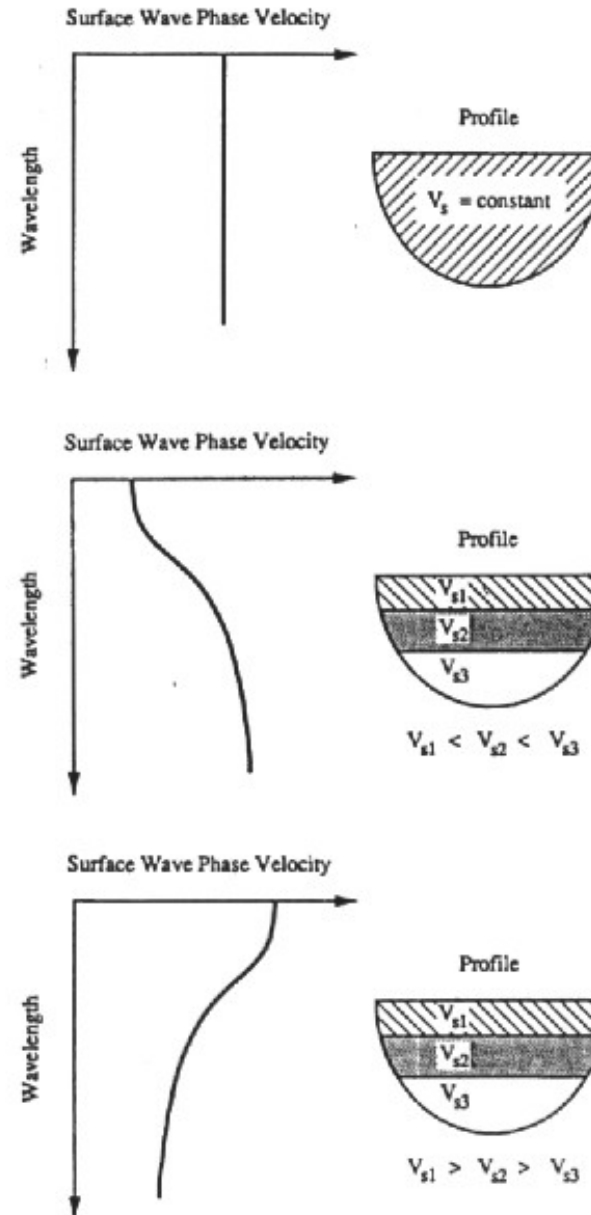
Queste curve andranno interpretate ed invertite per ricavare informazioni utili sul profilo di velocità nel sottosuolo



Si è detto che, nota la curva di dispersione è possibile risalire al profilo di velocità

Ma fino a che profondità

Il tutto dipende dalla massima lunghezza d'onda misurata che determina la massima profondità di esplorazione

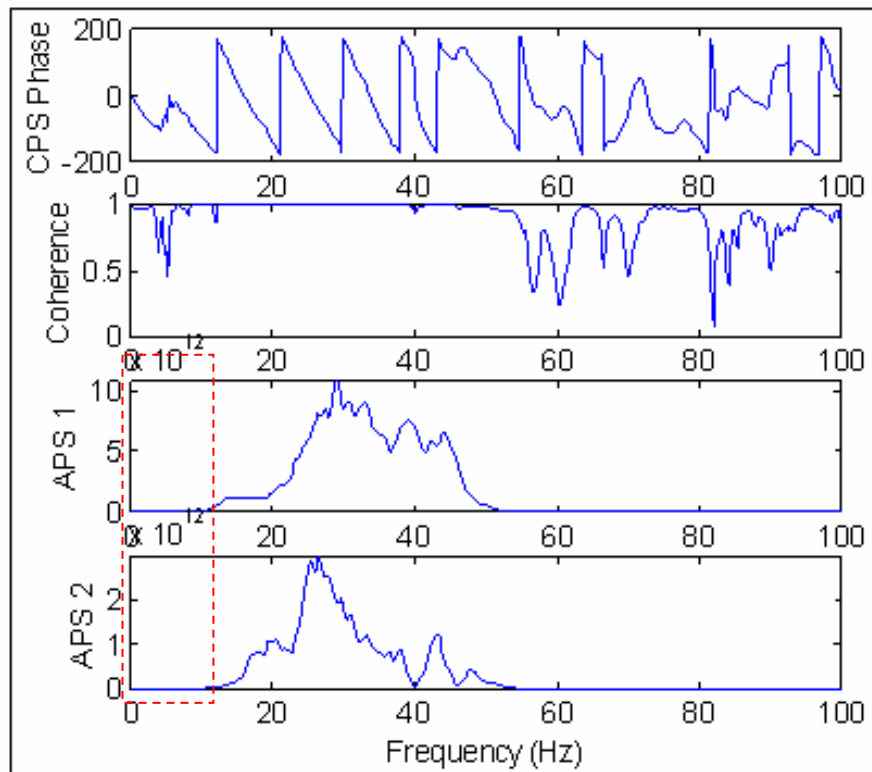




A parità di velocità di propagazione V_R , la lunghezza d'onda λ dipende dalla frequenza di vibrazione ν considerata

$$\lambda = \frac{V_R}{\nu}$$

Quindi la massima lunghezza d'onda misurabile dipende dalla minima frequenza osservabile



L'esperienza mostra che le sorgenti artificiali comunemente disponibili risultano molto “povere” nel dominio delle basse frequenze

Questo è dovuto sia alle dimensioni delle sorgenti che dal forte assorbimento nel campo delle altre frequenze, tipico degli strati più superficiali

In pratica, scendere sotto i 10 Hz è assai difficile e questo implica che lunghezze d'onda maggiori di 40-50 metri (e quindi $h > 30$ m) sono difficilmente utilizzabili con sorgenti artificiali



Per superare questo problema, è stata proposta l'applicazione di questo genere di approcci allo studio del campo d'onde presente nel terreno per cause naturali o antropiche (vibrazioni ambientali)

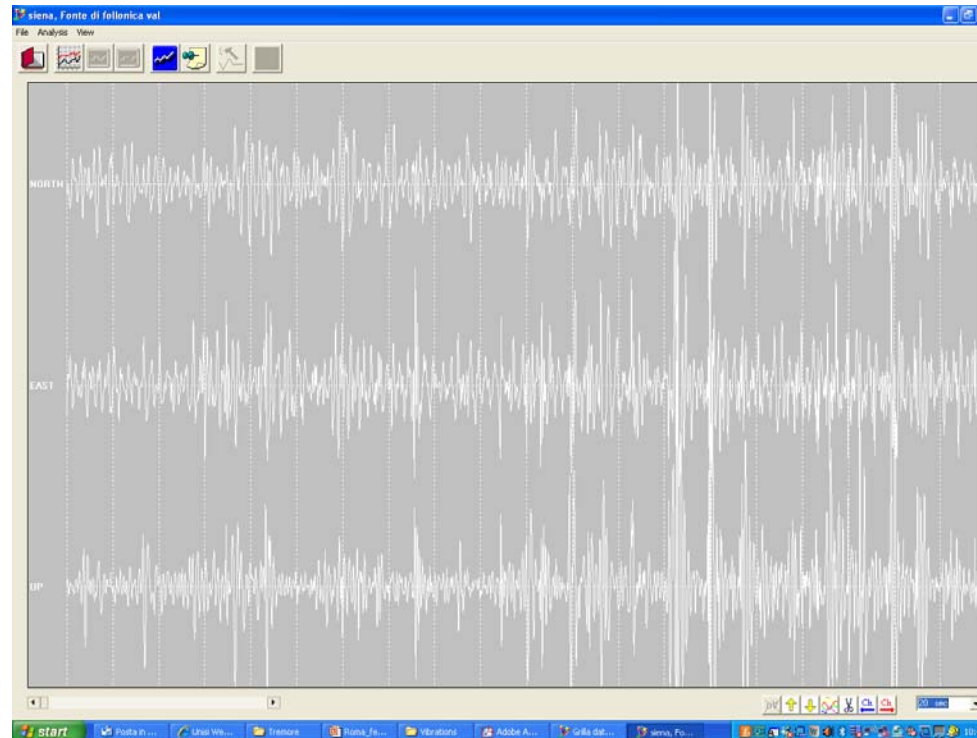
Si tratta di vibrazioni costituite da piccole vibrazioni del terreno (spostamenti dell'ordine di 10^{-4} - 10^{-3} cm, in un intervallo di frequenze molto al di sotto della soglia di percezione umana) che è possibile osservare sperimentalmente in qualunque punto della Terra

Le tecniche basate sullo studio del campo delle vibrazioni ambientali si definiscono **passive** perché sono legate all'analisi di un campo d'onde generato da sorgenti non controllate

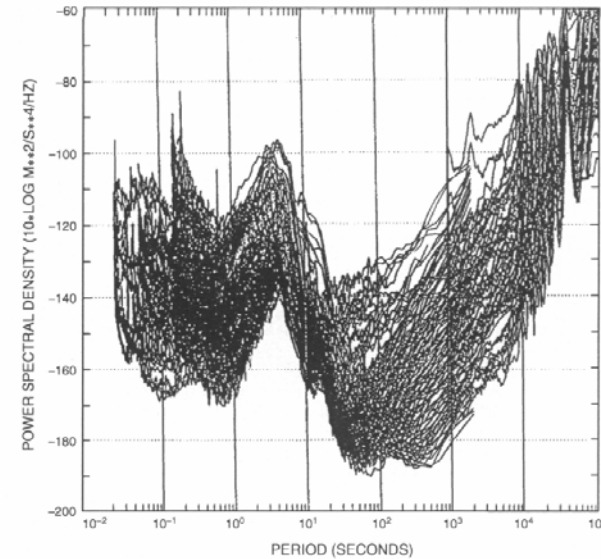
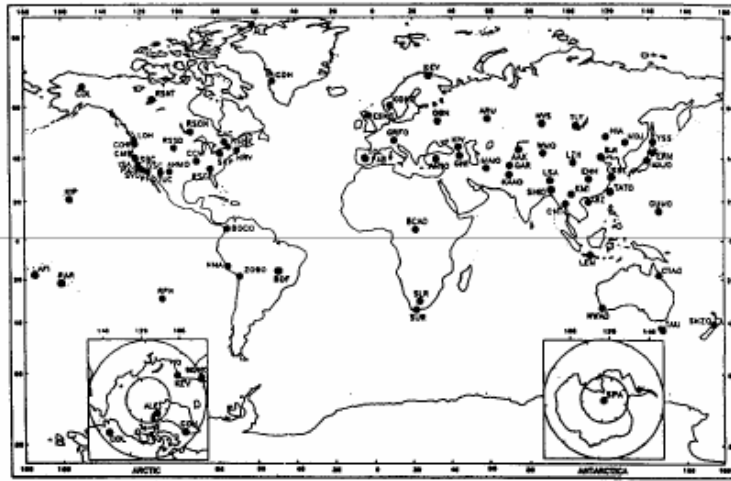
Questo tipo di approccio ha conosciuto negli ultimi anni uno sviluppo molto accelerato soprattutto per le forti potenzialità applicative nell'ambito della caratterizzazione dinamica dei terreni



Le vibrazioni ambientali esibiscono una natura essenzialmente stocastica



Questo implica che lo studio di questo tipo di fenomeno richiede un approccio sostanzialmente diverso da quello tipico della sismica, molto legato ad una visione “deterministica” del fenomeno: l’attenzione si sposta dallo studio delle singole fasi sismiche a quello delle proprietà medie del segnale



Le vibrazioni ambientali sono ubiquie

Se si considerano solo siti posti su roccia e lontano da centri urbani o siti industriali, **le proprietà spettrali medie** delle vibrazioni ambientali mostrano una forma spettrale largamente indipendente dalla posizione.

Quando ci si sposta però vicino ad aree urbane e su sedimenti la situazione cambia

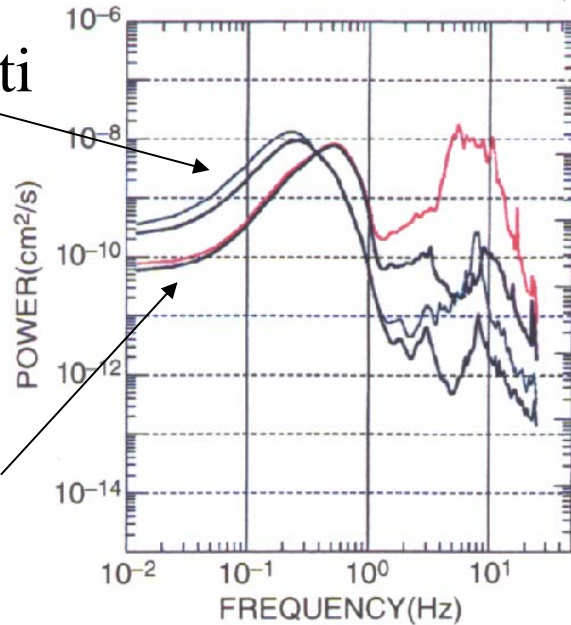


(Componente Verticale)

HKD U-D(Nov. 19, 1997 - Dec. 03, 1997; 120 blocks)
: 9 · 12 · 15 · 18(hour)
: 21 · 0 · 3 · 6(hour)
MIS U-D(Nov. 19, 1997 - Dec. 03, 1997; 120 blocks)
: 9 · 12 · 15 · 18(hour)
: 21 · 0 · 3 · 6(hour)

Sedimenti

Roccia



(Componente orizzontale)

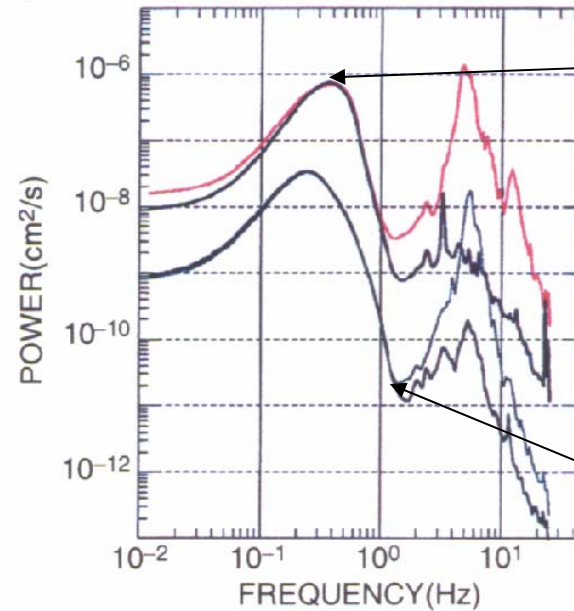
HKD E-W(Nov. 19, 1997 - Dec. 03, 1997; 120 blocks)
: 9 · 12 · 15 · 18(hour)
: 21 · 0 · 3 · 6(hour)
MIS E-W(Nov. 19, 1997 - Dec. 03, 1997; 120 blocks)
: 9 · 12 · 15 · 18(hour)
: 21 · 0 · 3 · 6(hour)

Giorno

Notte

Sedimenti

Roccia



Due stazioni nella stessa area urbana (una su roccia MIS e una su sedimenti UKD) misurano rumore di giorno e di notte



In generale, studi di questo genere nel corso degli anni hanno messo in evidenza che il rumore ambientale può essere differenziato in tre domini di frequenza

- **Bassa frequenza** (<0.5 Hz) - *Microsismi*

E' di origine **essenzialmente naturale** con sorgenti di grandi dimensioni spaziali (*onde oceaniche, grandi perturbazioni atmosferiche, ecc.*); ha un carattere stazionario (*ovvero le sue proprietà statistiche non cambiano nel tempo*) alla scala delle **ore** e dei **giorni**.

Alta frequenza (>1 Hz) – *Microtremore*

E' di origine **essenzialmente antropica** (*traffico veicolare e pedonale, attività industriale, ecc.*) e **talvolta naturale ma a scala locale** (*vento sugli edifici e le piante, ecc.*); mostra carattere significative variazioni alla scala delle attività antropiche (*giorno/notte, festivi/feriali, ecc.*).

- **Frequenza** intermedia (<1 Hz e >0.5 Hz)

A seconda delle caratteristiche del sottosuolo, **sia sorgenti naturali che antropiche** possono condizionare le vibrazioni ambientali, con un livello di stazionarietà variabile da caso a caso



Fra le cause principali del rumore in bassa frequenza ci sono le perturbazioni atmosferiche e le onde marine

	Gutenberg (1958)	Asten (1978-1984)
Waves striking the coast	0.05-0.1 Hz	0.5-1.2 Hz
Monsoon / large scale meteorological perturbations	0.1-0.25 Hz	0.16-0.5 Hz
Cyclones over the ocean	0.3-1 Hz	0.5-3 Hz
Local meteorological conditions	1.4-5 Hz	
Volcanic tremor	2-10 Hz	
Urban	1-100 Hz	1.4-30hz

Si noti che **in bassa frequenza** le vibrazioni hanno grandi lunghezze d'onda (centinaia o migliaia di metri) e quindi devono essere generati da fenomeni a larga scala



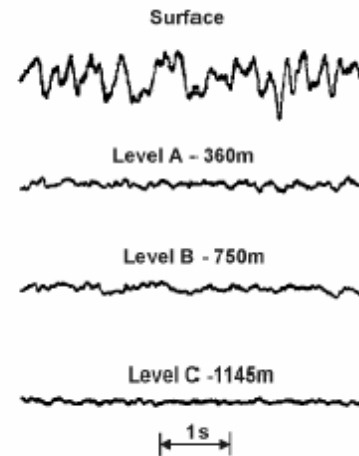
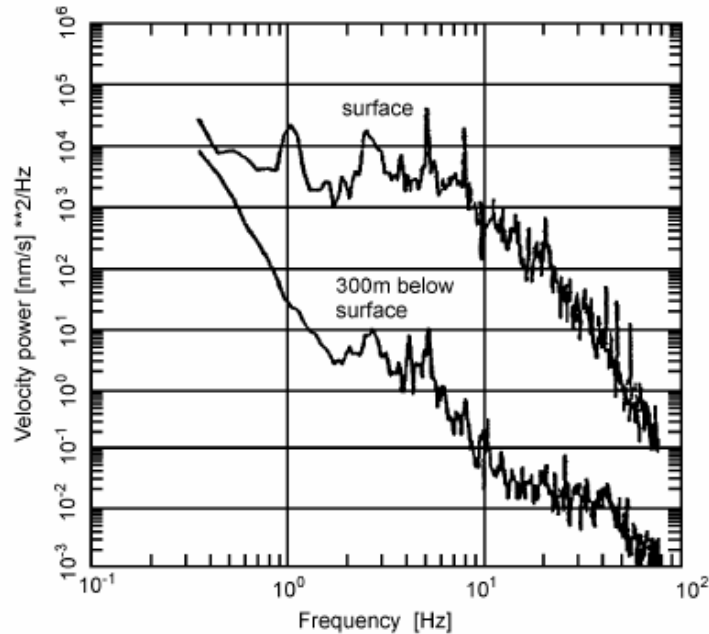
In linea di principio, ci si può aspettare che nel campo d'onde delle vibrazioni ambientali siano presenti tutte le diverse fasi sismiche (onde P, onde S, onde di Rayleigh, Love e relativi modi superiori).

Il problema è quello di valutare il peso relativo delle diverse fasi nei diversi casi, ovvero in funzione della tipologia (media) delle sorgenti e delle caratteristiche meccaniche del mezzo attraverso cui si propagano le perturbazioni elastiche

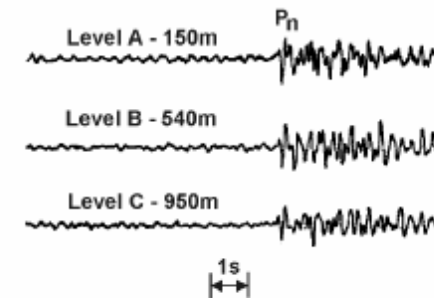
Dato che, in generale, le onde di volume si attenuano più rapidamente e che la maggior parte delle possibili sorgenti si trovano alla superficie, ci si può aspettare che un ruolo dominante sia giocato dalle onde superficiali



In molti casi, quest'ultima congettura sembra confermata dalle osservazioni soprattutto per quanto riguarda le frequenze più basse



Vibrazioni
ambientali



Terremoto

Per esempio, confrontando le ampiezze dei segnali misurati in superficie ed in profondità



Julian Day	Hour (TU)	Proportion of Rayleigh waves (%)
076	01-02	63 +/- 7
	15-16	59 +/- 10
085	01-02	61 +/- 12
	15-16	63 +/- 9
090	01-02	65 +/- 12
	05-06	63 +/- 15
	15-16	65 +/- 10
105	01-02	63 +/- 8
	05-06	65 +/- 7
	15-16	65 +/- 7

Altri studi sembrano confermare la forte e persistente presenza di onde superficiali nelle vibrazioni ambientali

	Frequenze	Onde R (%)	Onde L (%)
Chouet et al. [1998]	> 2 Hz	30 %	> 50 %
Arai et al. [1998]	1 - 12 Hz	30 %	70 %
Yamamoto [2000]	3 - 10 Hz	< 50%	> 50 %
Cornou [2002]	< 1 Hz	60%	40%

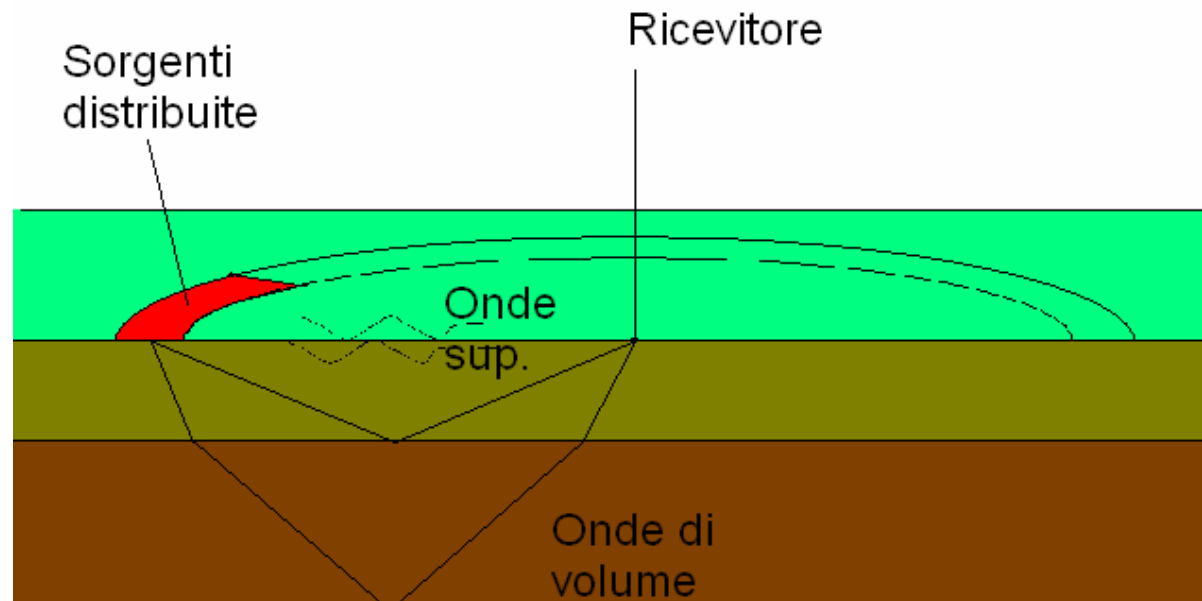
Tabella 1.3. Sintesi delle conclusioni di alcuni autori [Chouet et al., 1998; Yamamoto, 2000; Arai e Tokimatsu, 1998; Cornou, 2002] riguardo la proporzione tra onde di Rayleigh e di Love nei microtremori [da Sesame WP08, 2004].



Informazioni in questo senso possono venire dalla modellazione numerica

Assumendo che

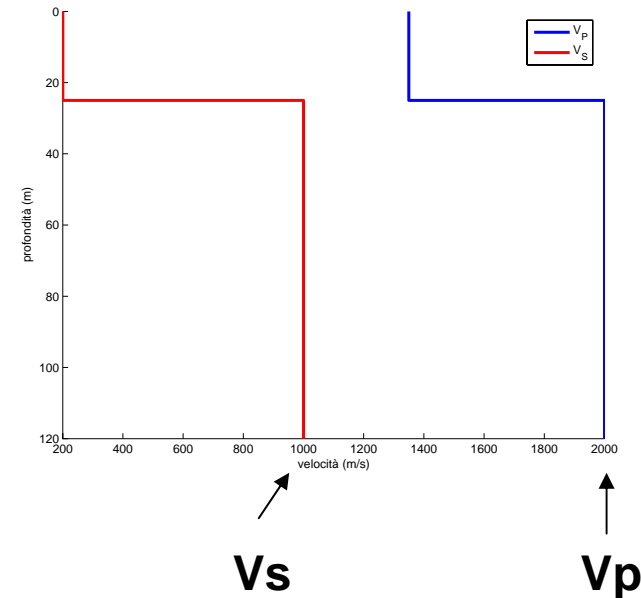
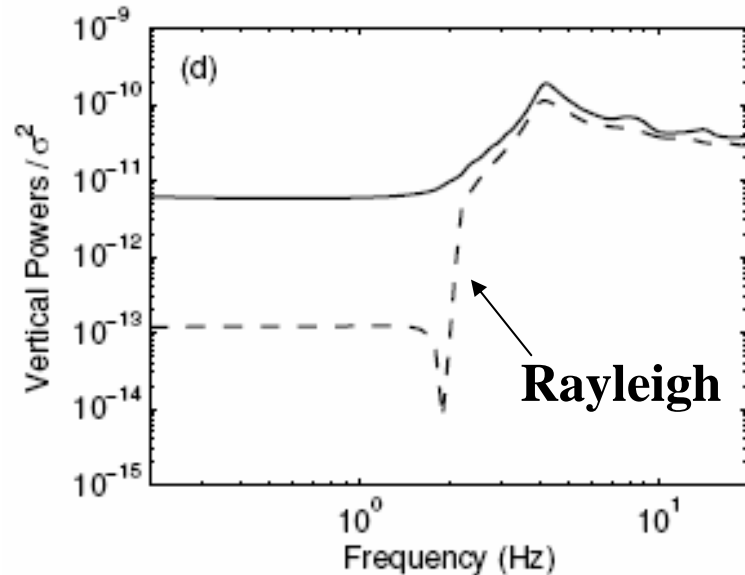
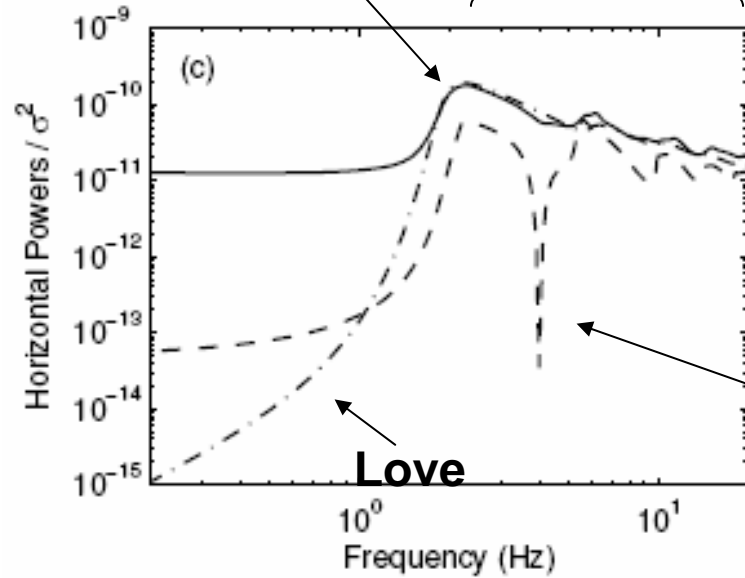
- 1. attorno al sito esista una distribuzione uniforme di sorgenti puntuali con ampiezza casuale e indipendenti fra loro orientate con probabilità uniforme nello spazio*
- 2. che il mezzo sia caratterizzato da eterogeneità di tipo 1D (almeno nelle vicinanze del sito per le lunghezze d'onda relative a ciascuna frequenza)*





Frequenza di risonanza
Parte dominata dalle onde Superficiali

Esempio di modellazione in un caso semplice



(Si noti che nella componente verticale le fasi di onde superficiali sono solo quelle di Rayleigh)



Le onde superficiali giocano quindi un ruolo importante nel campo di rumore ambientale almeno per le frequenze superiori alla frequenza di risonanza della copertura

Inoltre, grazie alle molte sorgenti potenzialmente attive, il campo di rumore è ubiquitario (anche se con caratteristiche differenti da sito a sito) e talvolta molto intenso (si pensi alle aree urbane). Inoltre presenta una forte componente in bassa frequenza e quindi un elevato contenuto di onde superficiali di lunga lunghezza d'onda informative sugli strati più profondi

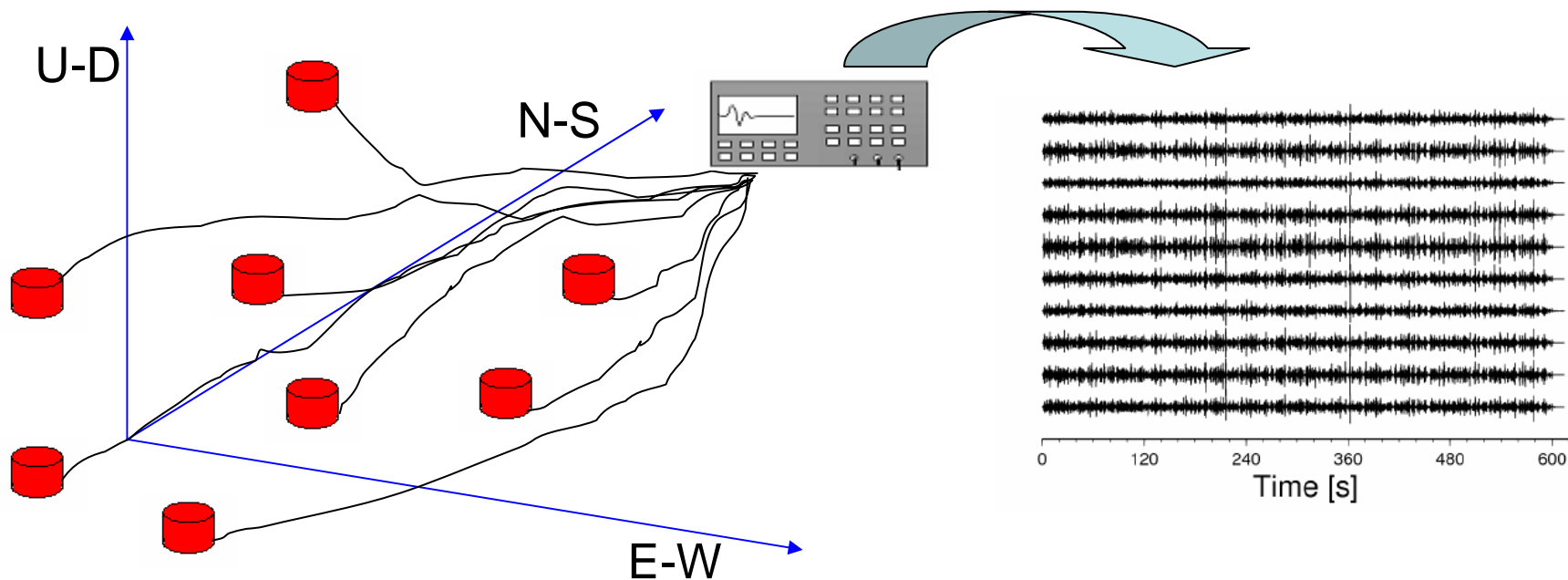
Pertanto, lo studio delle vibrazioni ambientali si presenta come un importante strumento di indagine per la caratterizzazione sismica dei terreni anche relativamente elevate (centinaia di metri)

Il problema è il carattere irregolare dei fronti d'onda che costituiscono le vibrazioni ambientali, la mancanza una direzione privilegiata che consenta stime di velocità di fase con le tecniche standard



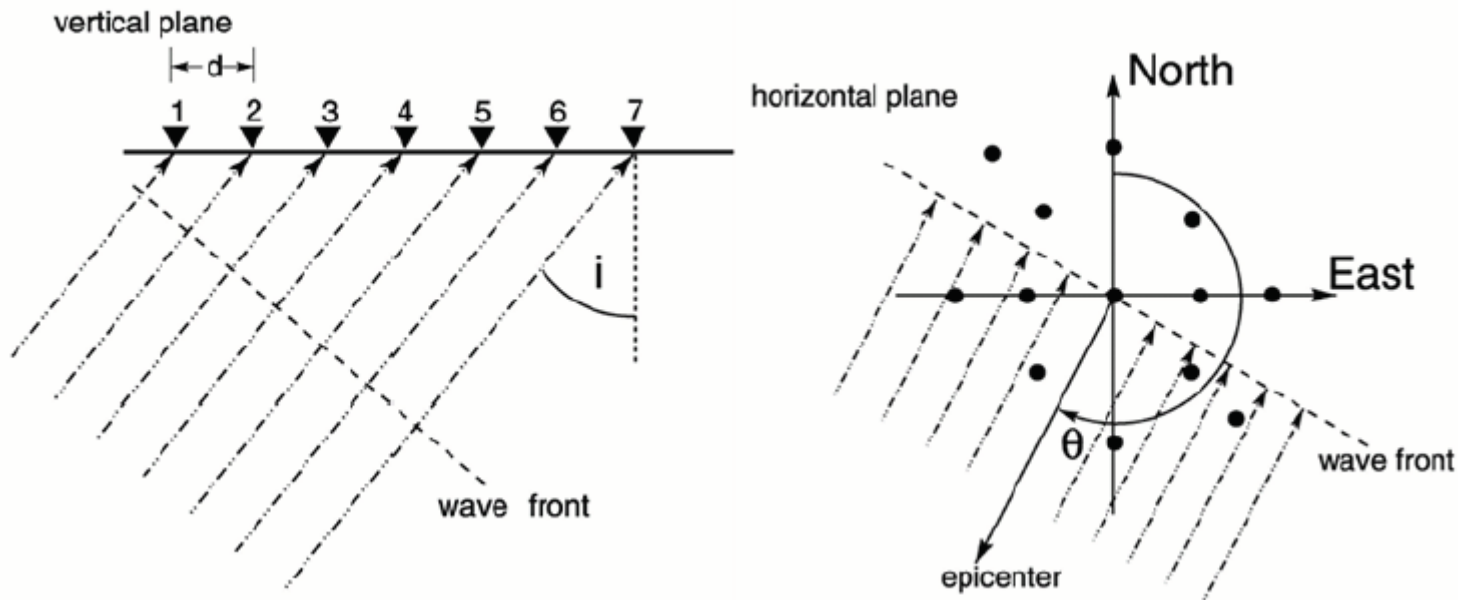
Lo strumento di indagine principale per lo studio delle vibrazioni ambientali è l'antenna sismica. Questa è costituita da un insieme di sensori sismici **sincronizzati distribuiti sulla superficie del terreno con **geometrie variabili****

Le informazioni relative alle caratteristiche del sottosuolo vengono ottenute a partire da una **analisi di correlazione** fra i segnali registrati dai diversi sensori **alle diverse frequenze (funzione di coerenza)**





La maggiore differenza rispetto ai metodi attivi è che in questo caso, il fronte di propagazione dell'onda misurata a due sensori viene da direzioni diversa (e incognita) quindi le velocità di fase misurate tramite l'analisi di coerenza sono velocità **apparenti** (sempre maggiori o uguali alle velocità reali v_0)



*Lentezza
apparente*

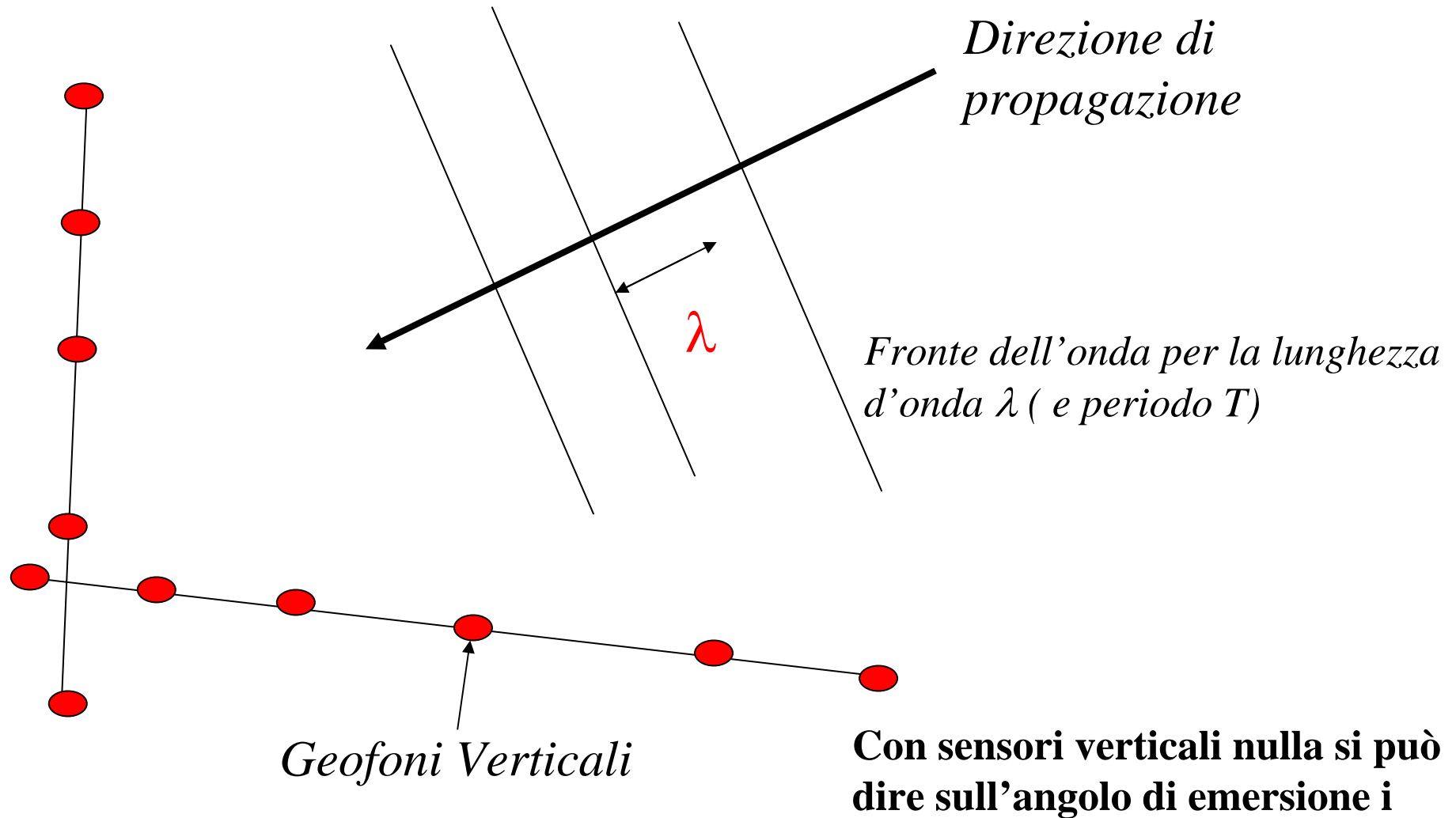
$$\vec{u} = \frac{1}{v_0} (\sin(i) \sin(\theta), \sin(i) \cos(\theta), \cos(i))$$

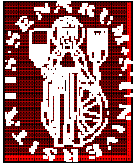
$$\vec{u} = u_{hor} (\sin(\theta), \cos(\theta), \frac{1}{\tan(i)})$$

$$|\vec{u}_{hor}| = \frac{1}{v_{app}} = \frac{\sin(i)}{v_0}$$



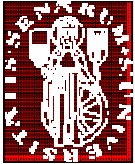
Esaminando le differenze di fase su una distribuzione di sensori non allineati è possibile però identificare la direzione di provenienza dell'onda (θ)





Anche restringiamo l'analisi ai soli fronti d'onda che si propagano sul piano orizzontale (in realtà per una diagnosi efficace sarebbero necessarie registrazioni su antenne costituite da sensori tri-direzionali), rimangono aperti alcuni problemi

1. *Quanto bene conosciamo la matrice cross spettrale (e quindi la curva di dispersione)?*
2. *Come interpretare le velocità di fase ottenute?*
3. *Come dedurre dalle misure le caratteristiche del sottosuolo?*



Quanto bene conosciamo la matrice cross-spettrale? Qual è il campo di velocità esplorabile?

La qualità della matrice cross-spettrale dipende dalle modalità di campionamento nel tempo (frequenza di campionamento, durata delle registrazioni) e nello spazio (posizioni relativa dei sensori)

Queste pongono dei limiti alle **frequenze effettivamente campionabili** e alle **lunghezze d'onda caratterizzabili in modo affidabile**

In **termini temporali** (campo di frequenze esplorate) contano due parametri: il tempo totale della registrazione (T) e la frequenza di campionamento (ν_c).

La minima frequenza distinguibile è pari a $1/T$ che è anche la **risoluzione** in frequenza della matrice **cross spettrale**

La massima frequenza osservabile è pari a $2 \nu_c$

Lunghi intervalli di misura (T) permettono anche un buon campionamento statistico delle caratteristiche medie del campo di rumore



In **termini spaziali** (campo di numeri d'onda esplorato in una data direzione) contano due parametri: la massima dimensione dell'antenna (D_{max}) e la minima distanza inter-geofonica (D_{min}).

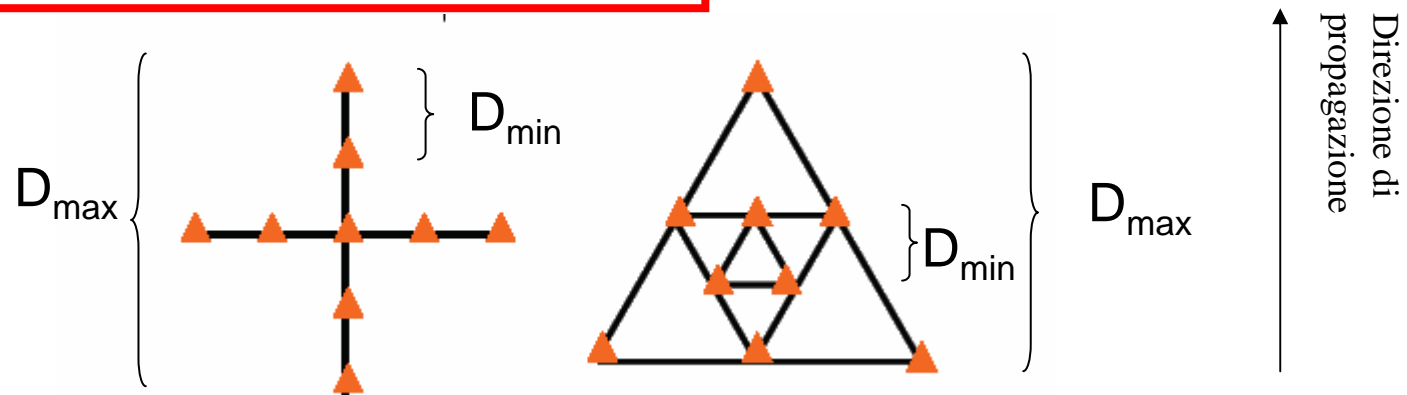
$$\Delta k = 2\pi / ((N - 1)d_{min}) = 2\pi / D_{max}$$

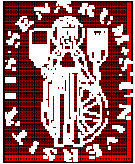
In pratica definisce la minima differenza di lunghezza d'onda distinguibile ad una data frequenza e quindi la minima differenza di velocità apprezzabile ($\Delta V = V^2 / v D_{max}$) che dipende dalla velocità di fase

La minima lunghezza d'onda apprezzabile (λ_{min}) sarà almeno $2D_{min}$

La massima lunghezza d'onda apprezzabile (λ_{max}) sarà circa $3D_{max}$

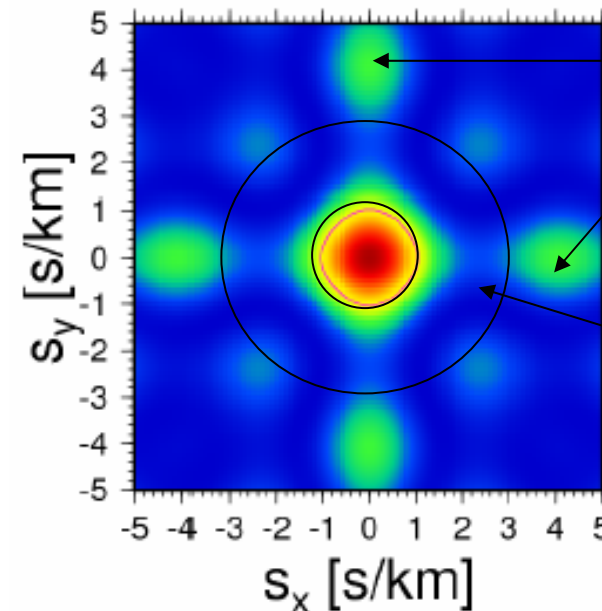
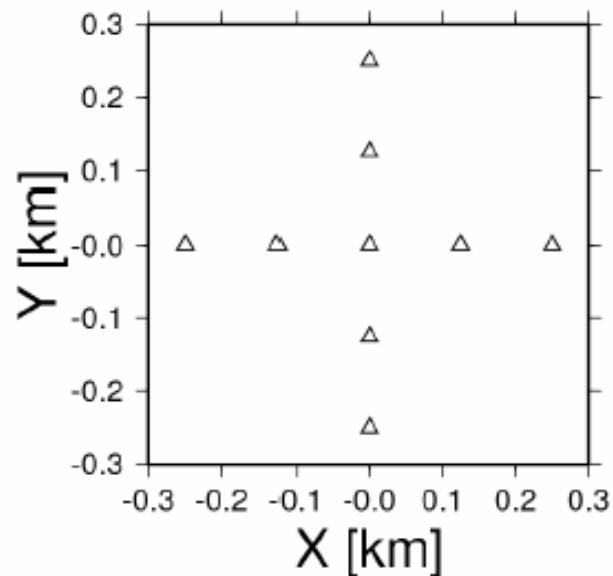
In termini di velocità $3D_{max} v > V > 2D_{min} v$





In realtà conta anche il numero dei sensori e la loro distribuzione spaziale

Quest'ultimo effetto viene espresso dalla cosiddetta **funzione di risposta** dell'antenna in termini di valori di numero d'onda S (al posto di k) osservabili nelle diverse direzioni senza distorsioni (aliasing)



Fenomeni di aliasing spaziale

Dominio ottimale ($<k_{\max}$ e $>k_{\min}$)

Esistono quindi dei limiti alla individuazione delle velocità di fase per una determinata configurazione, limiti che dipendono dalla direzione



A questo punto ci si pone il problema di determinare le velocità di fase dei treni d'onda a partire dalla matrice cross-spettrale

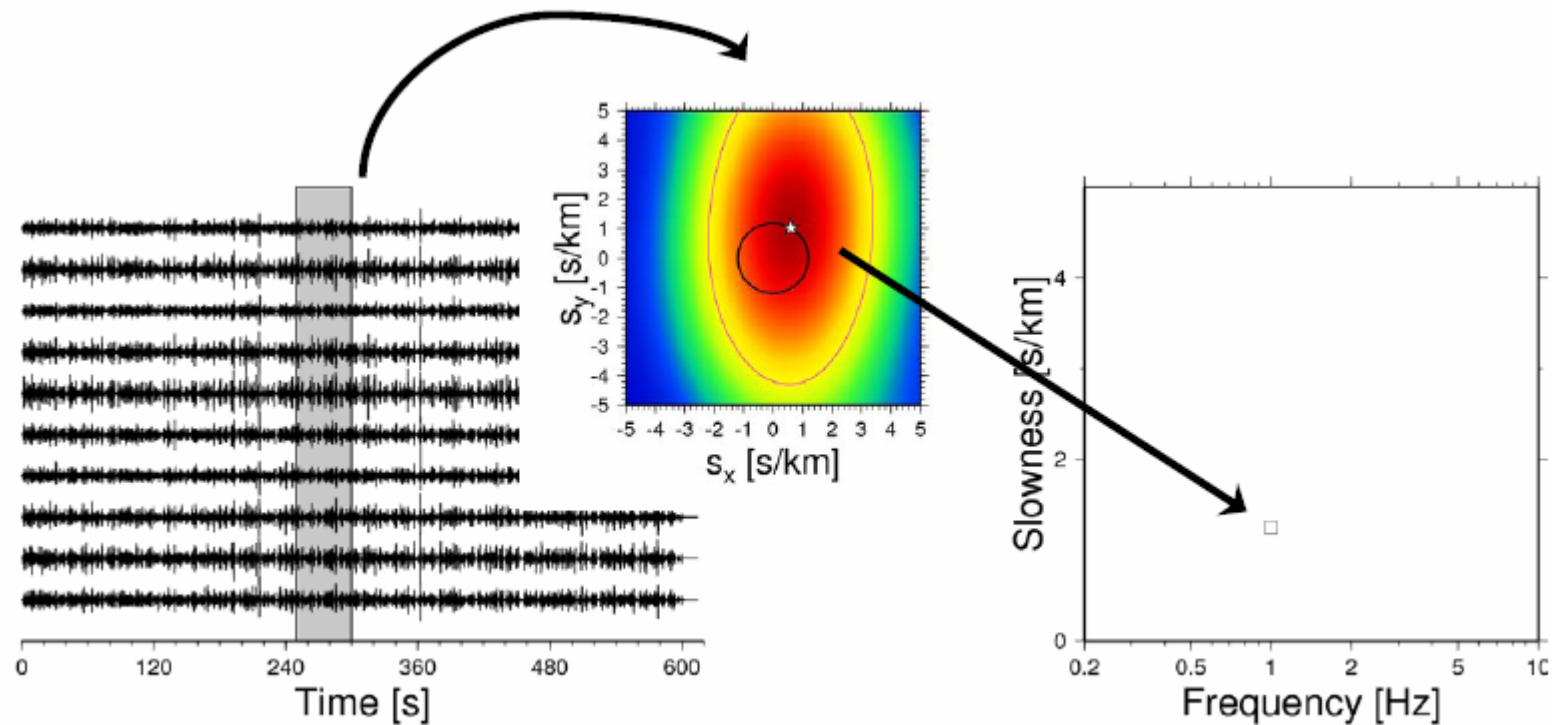
Il problema principale in questo contesto è separare le fasi di onde piane coerenti che attraversa l'antenna, dalle fasi non coerenti (onde non piane o rumore casuale)

Esistono due tecniche fondamentali che si basano su due modelli del campo d'onde del rumore sismico

- 1. Procedure f - k (beam-forming, massima verosimiglianza, MUSIC) ecc. utili in presenza di onde piane generate da un insieme ridotto di sorgenti*
- 2. Procedure basate sull'autocorrelazione spaziale (ESAC, MESAC, SPAC) sono utili quando il rumore è generato da una distribuzione uniforme di sorgenti (ovvero non esistono sorgenti dominanti)**



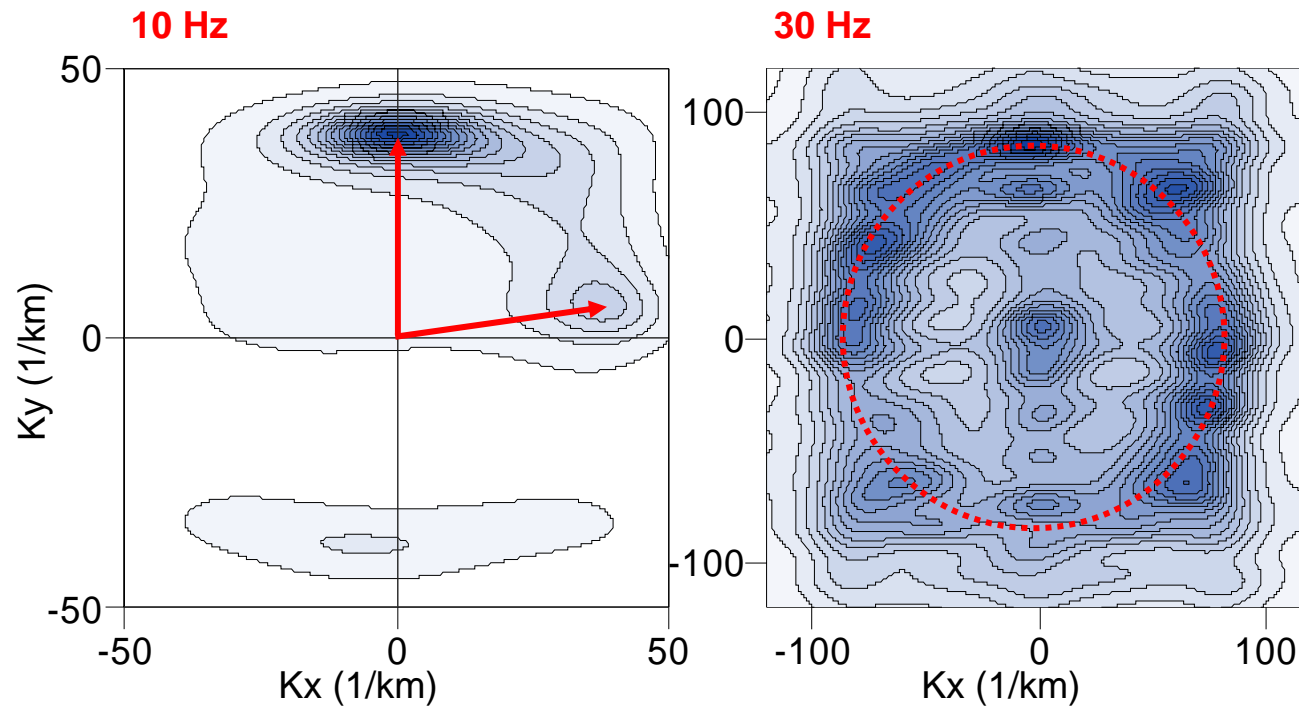
Le procedure f-K sono assai più raffinate e permettono di determinare contemporaneamente le direzioni di provenienza dei fronti d'onda che in un dato intervallo di tempo hanno attraversato lo stendimento e la loro velocità di fase in funzione della frequenza



Il problema è che richiedono una serie di scelte dell'operatore che condizionano fortemente l'esito della misura

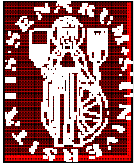


È possibile studiare la direzionalità del rumore e valutare la velocità di fase alle diverse frequenze

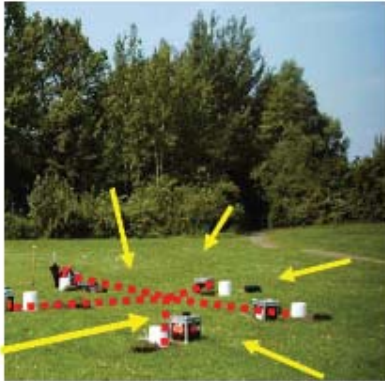


Poche sorgenti

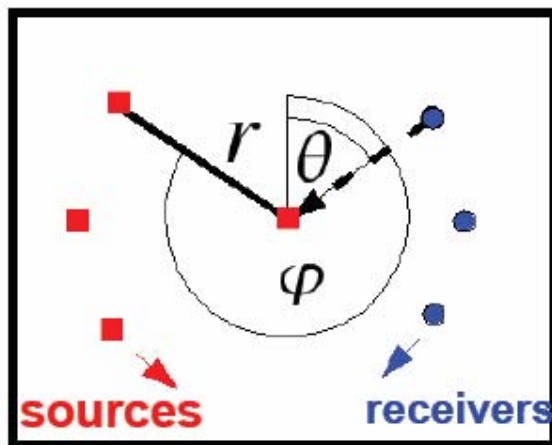
Molte sorgenti



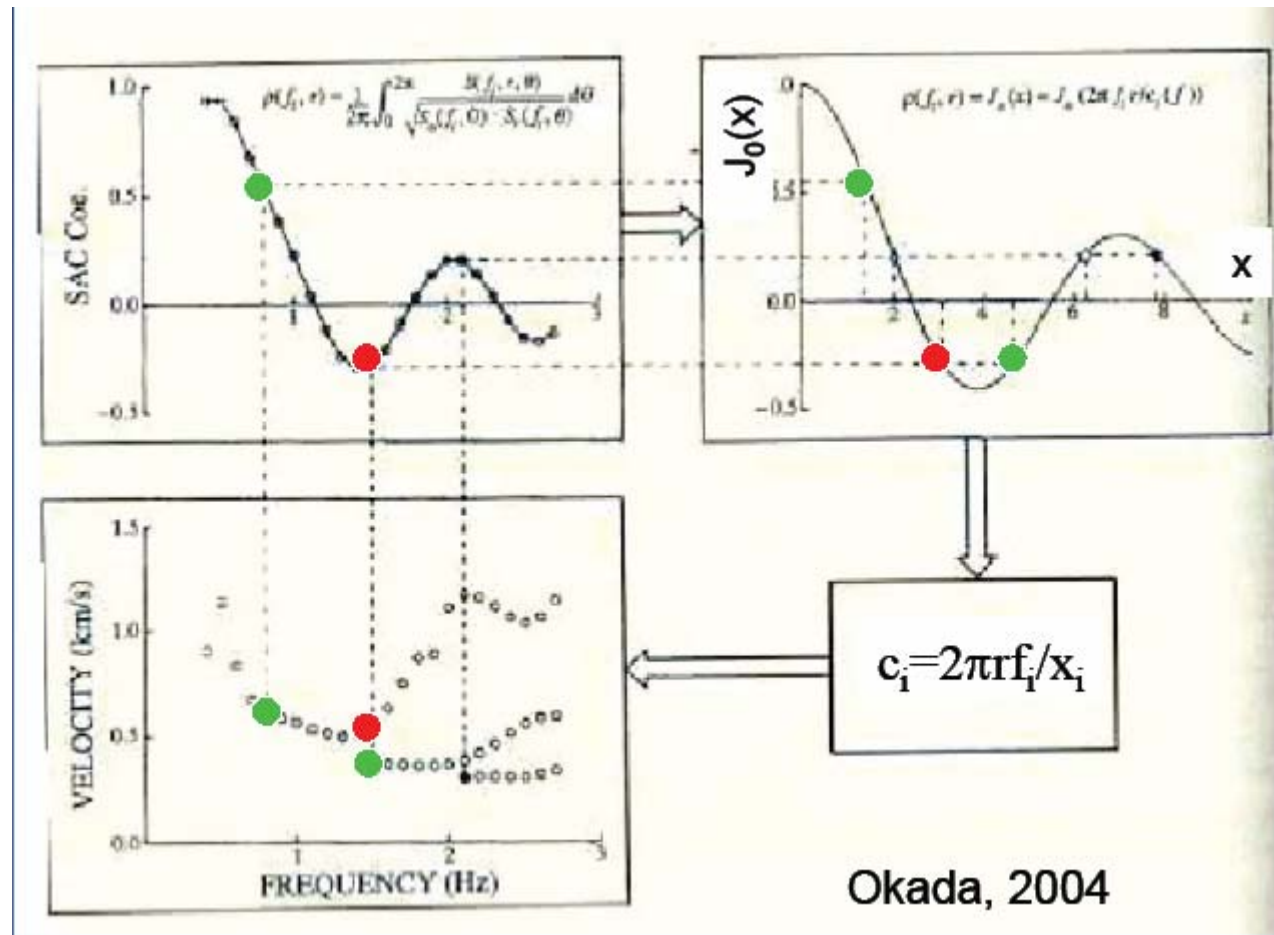
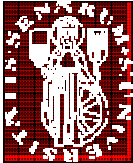
Le procedure ESAC sono basate sul un risultato di Aki (1959) secondo il quale la funzione di correlazione media fra le registrazioni di un rumore isotropo effettuate su sensori verticali distribuiti nelle diverse direzioni a parità distanza r da un sensore centrale. ha una forma nota (Funzione di Bessel di ordine 0)



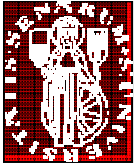
$$\overline{\rho}(r, \omega_0) = J_0\left(\frac{\omega_0 r}{c(\omega_0)}\right)$$



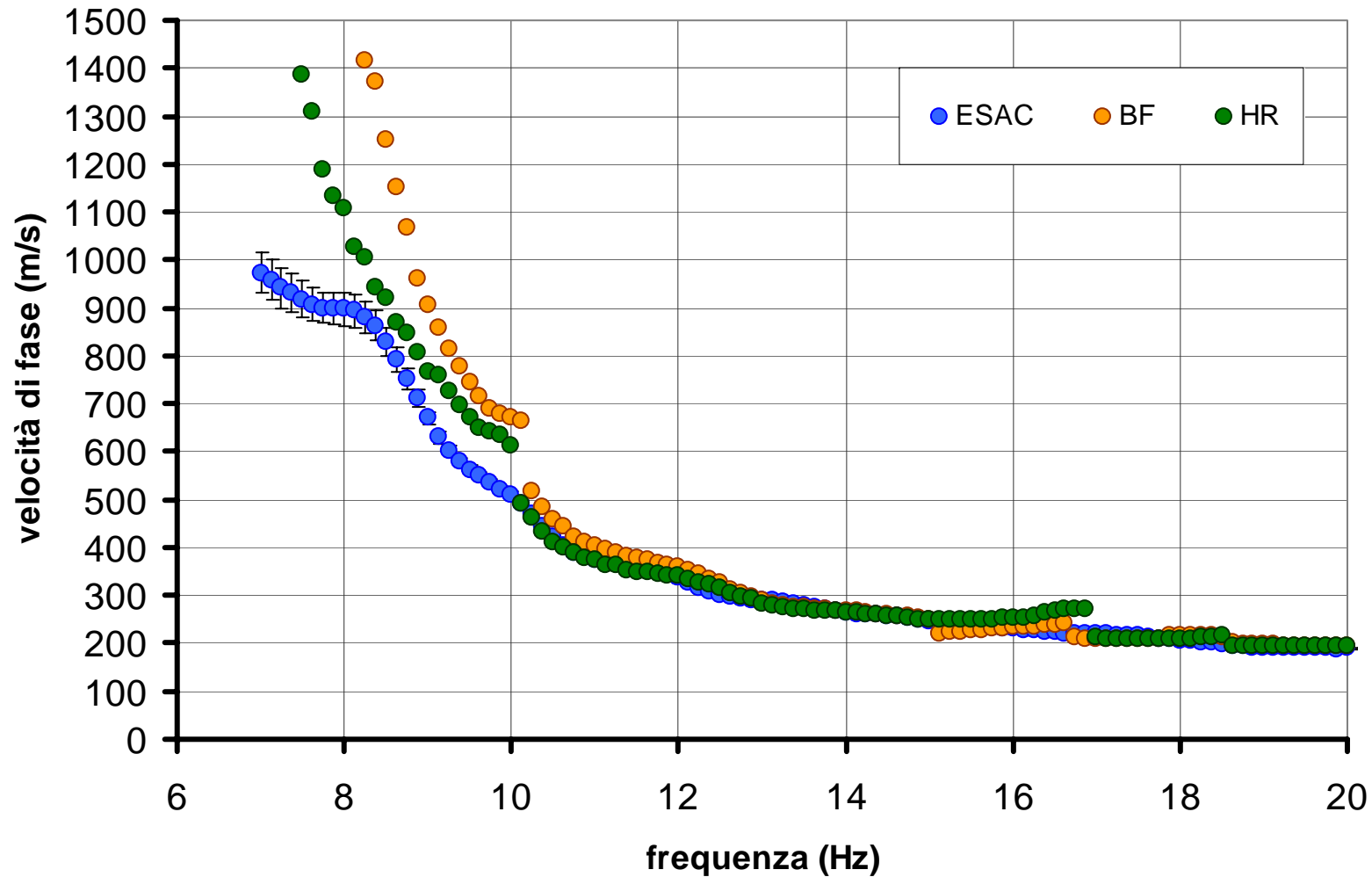
La forma di questa funzione di Bessel ad una data frequenza ed una data distanza r è controllata dal valore della velocità di fase



Si tratta di un metodo “robusto” grazie alla regolarizzazione imposta dalla applicazione della funzione di Bessel, ma rischia di fornire risultati errati in presenza di una sorgente dominante e quando la misura è effettuata con stendimenti lineari



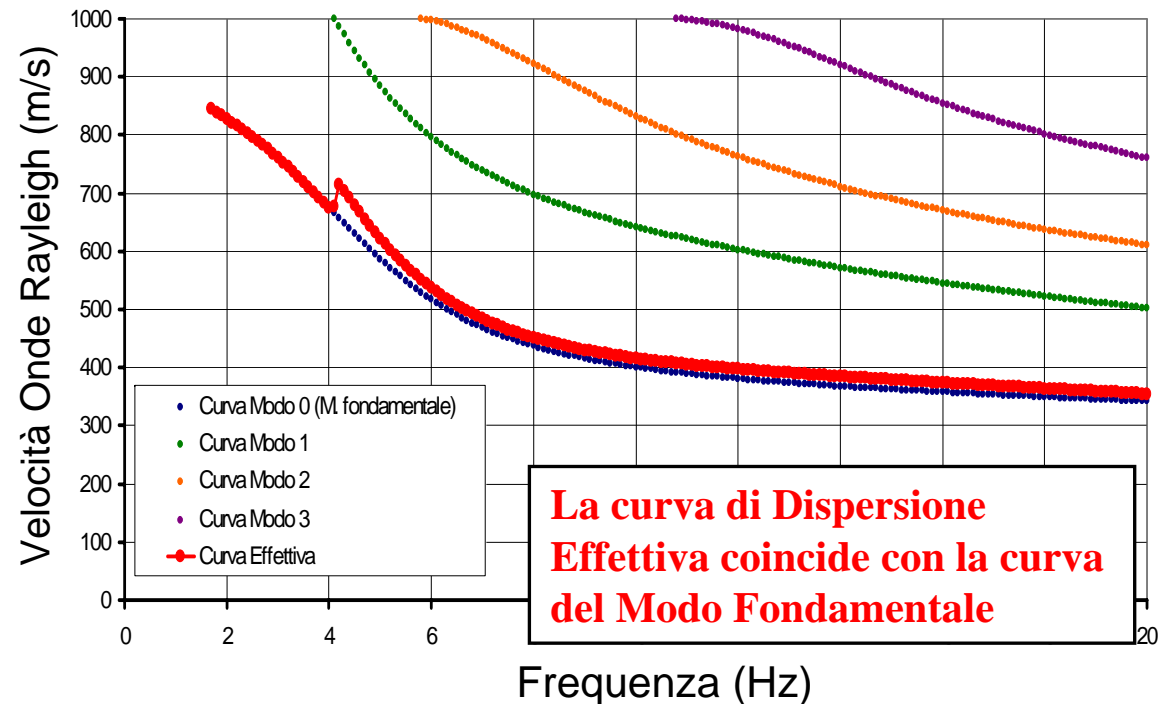
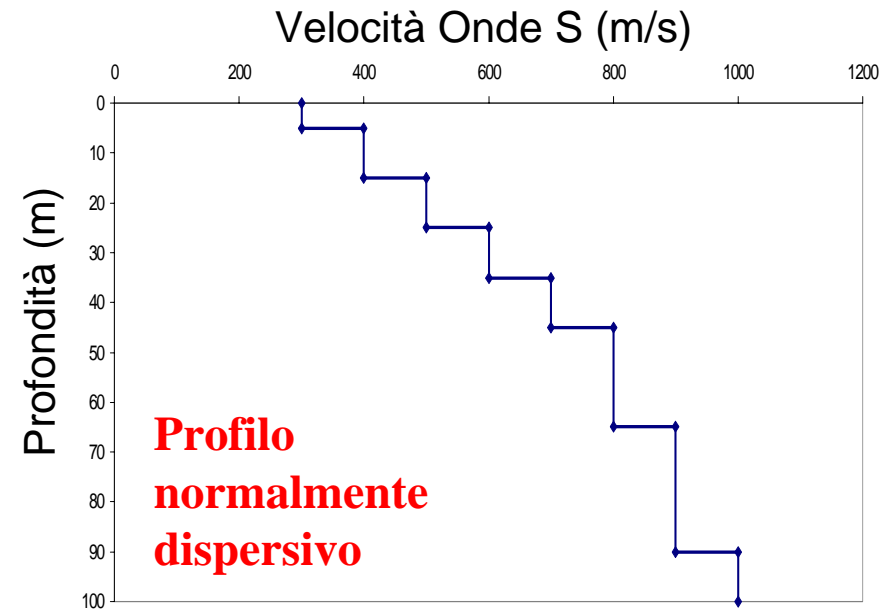
In condizioni ottimali, i due approcci dovrebbero fornire curve di dispersione analoghe





In realtà, il metodo ESAC consente di definire la cosiddetta **curva di dispersione effettiva** che rappresenta una combinazione delle diverse curve modali “pesate” in base al loro specifico contenuto energetico nel sito

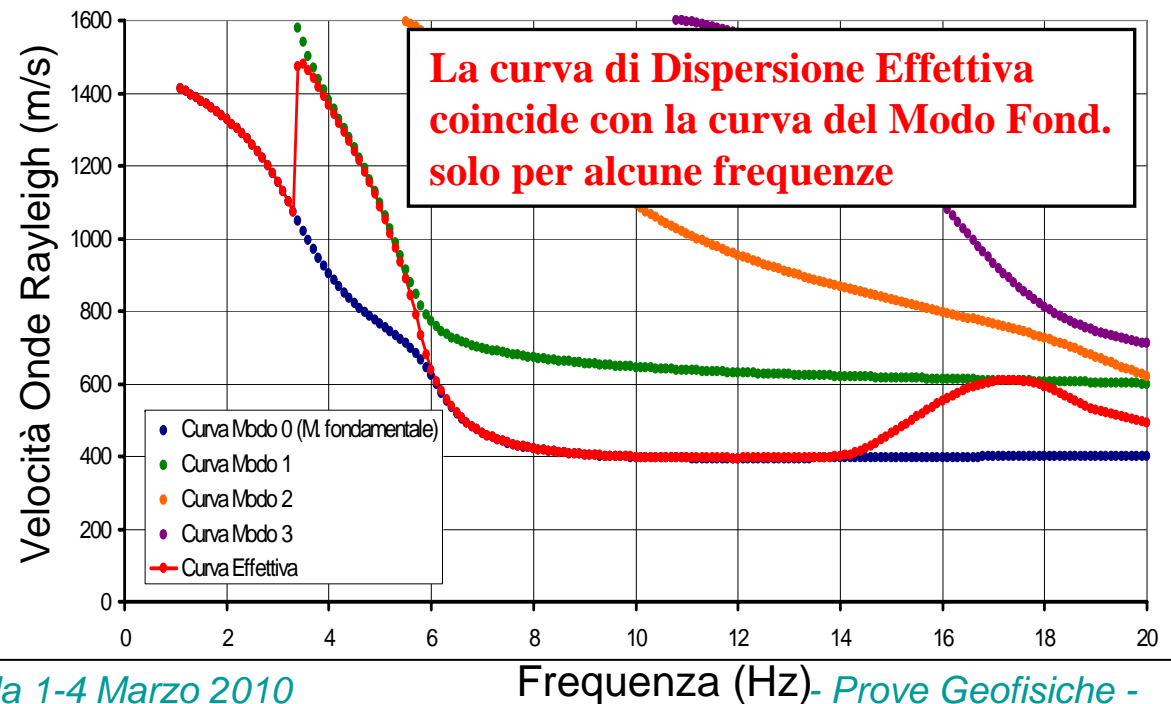
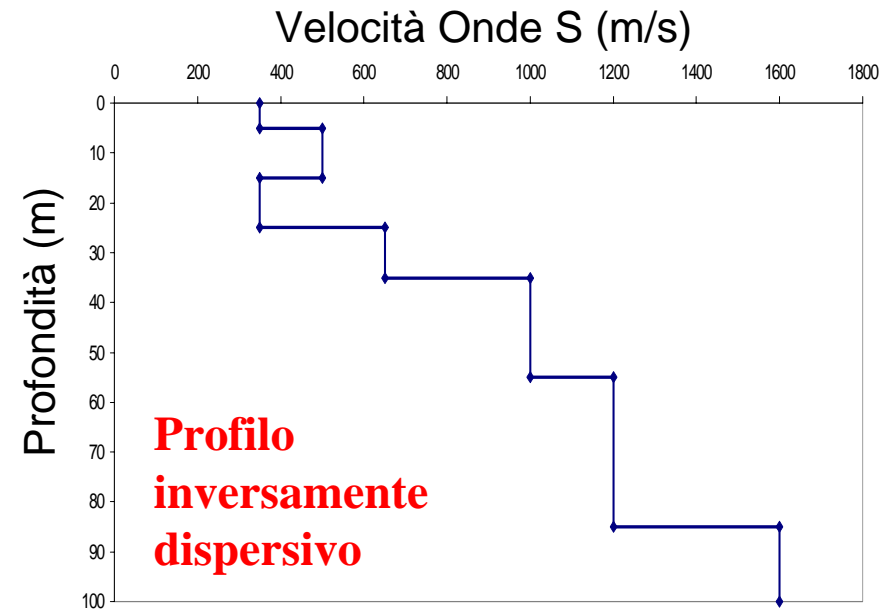
Nel caso di profili normalmente dispersivi la curva di dispersione effettiva coincide con la curva relativa al modo fondamentale (quello in questo caso più energetico)

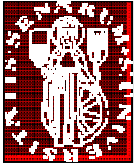




In altri casi, per esempio in presenza di inversioni di velocità o di forti contrasti di impedenza sismica, la **curva di dispersione effettiva** risulta frutto di una combinazione dei diversi modi in funzione della relativa energia

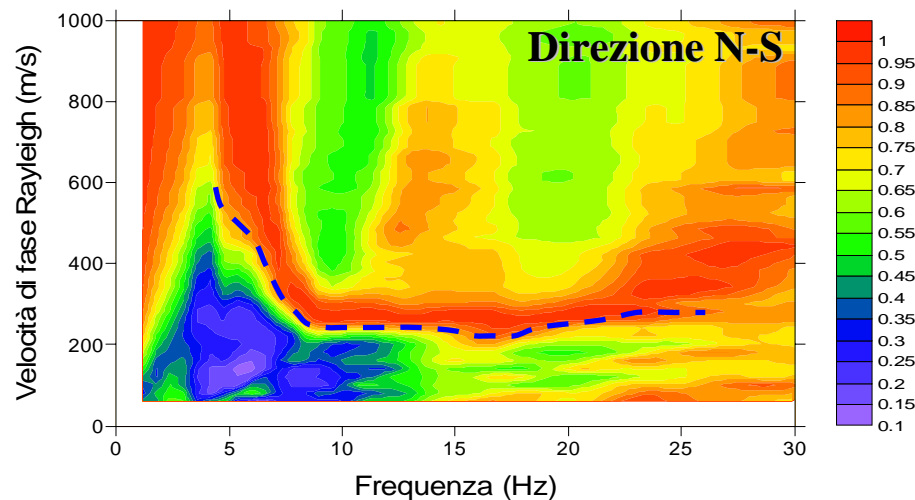
Un vantaggio è quello di non dovere identificare (come in altri modi) i vari modi di vibrazione che possono essere trattati in modo unitario





Finora si è fatto riferimento a distribuzioni di geofoni secondo una configurazione 2D

In realtà sono state proposte metodologie basate sull'impiego di stendimenti lineari di geofoni equispaziati (**Metodo ReMi**)



L'assunzione di base è la presenza di un campo di rumore isotropo le cui caratteristiche medie possono essere rivelate anche con pochi minuti di misura

Elemento chiave è la necessità di effettuare una individuazione manuale della curva di dispersione sulla base di criteri piuttosto vaghi (**limite inferiore della zona di massima coerenza**)

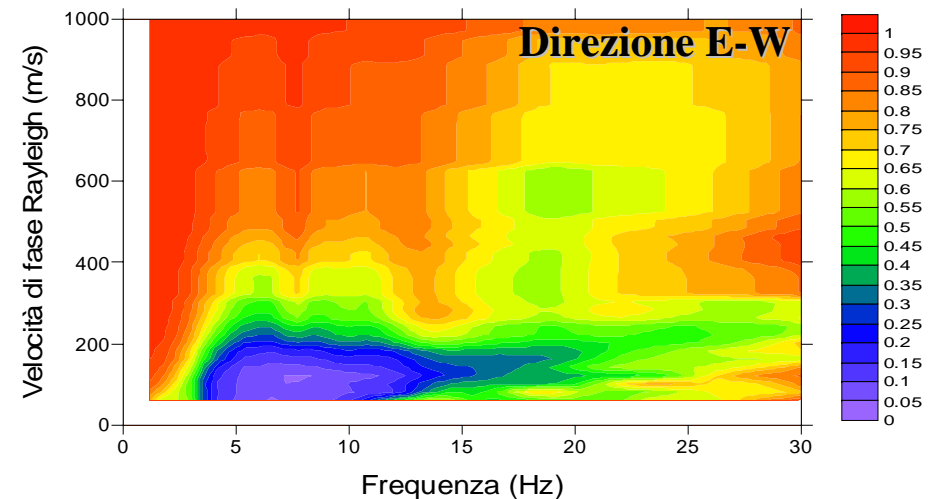
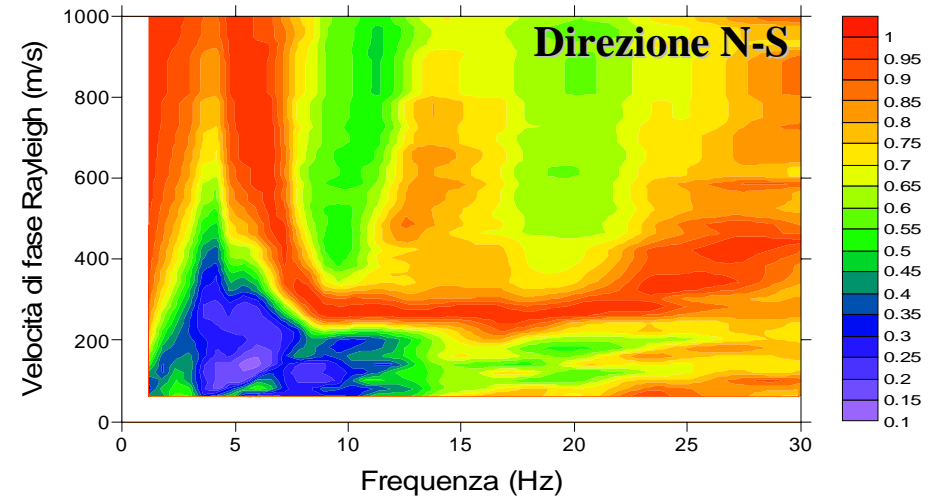


Primo problema!

In presenza di un campo di sorgenti di rumore localizzate, l'uso di stendimenti lineari rischia di fornire indicazioni che dipendono dalla direzione relativa fra la sorgente e l'antenna **ReMI**

L'UNICO MODO PER RISOLVERE IL PROBLEMA è RIPETERE LA MISURA LUNGO UN'ALTRA DIREZIONE!

Possibile Curva di Dispersione!

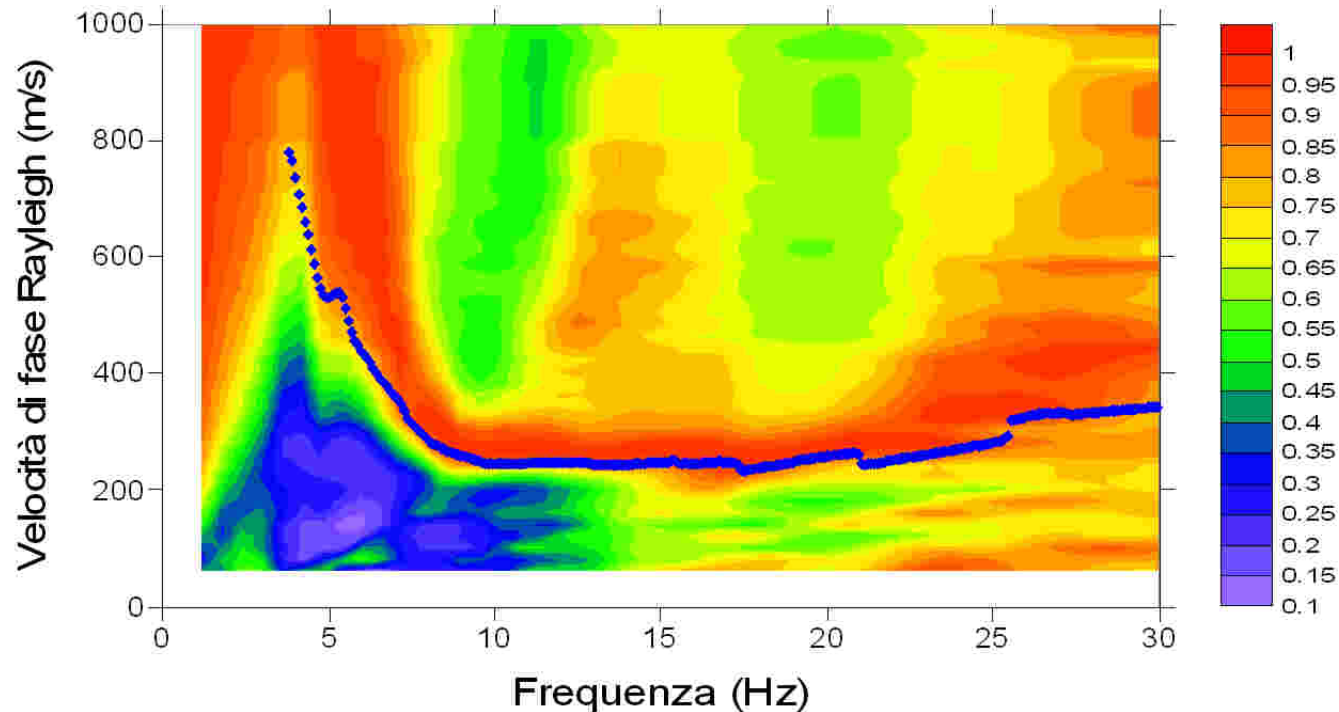


Nessuna Curva di Dispersione!

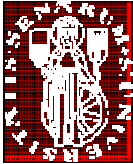


Secondo problema!

Quanto è univoca la determinazione della curva di dispersione dedotta manualmente?

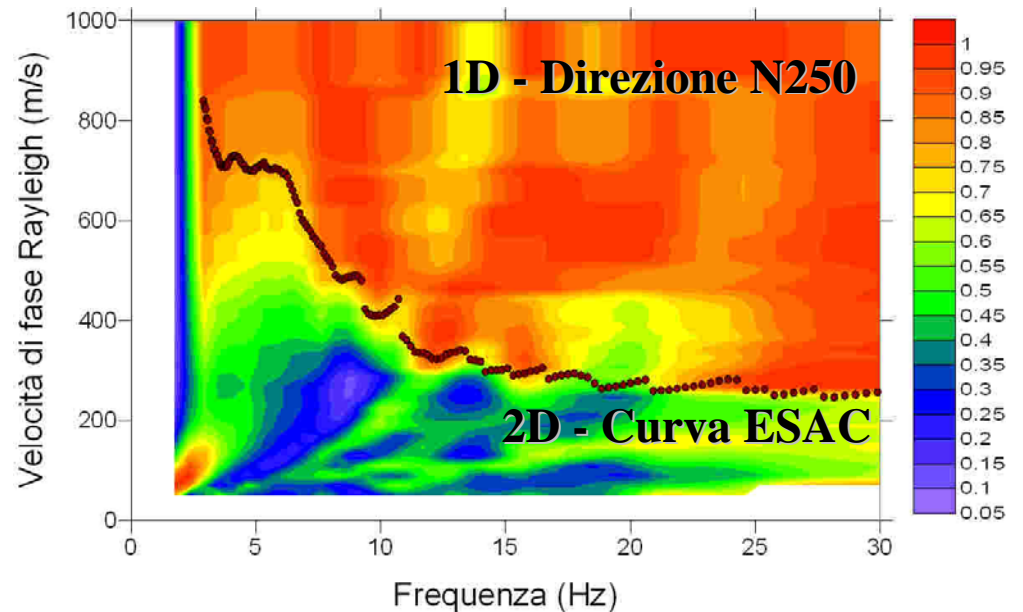
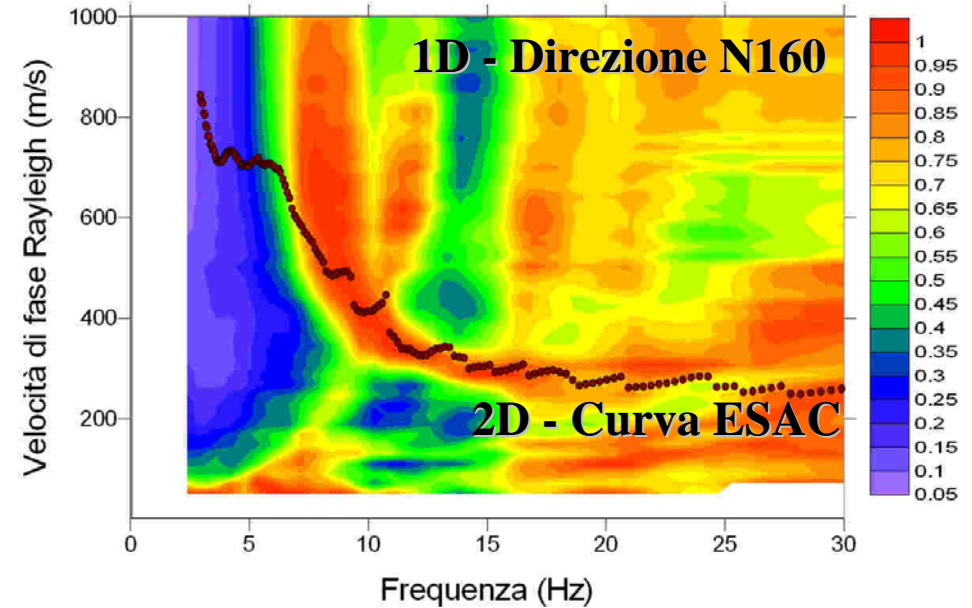


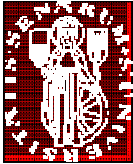
Nei casi in cui il rumore è isotropo, si riesce a dimostrare che la curva ESAC è compatibile con un eventuale picking manuale, con il vantaggio di essere dedotta automaticamente



Loc. La Pietra Firenze

Con solo questo
stendimento 1D,
Curva di dispersione
poco accurata





In sintesi: quando il campo di rumore mostra forti anisotropie, il metodo ReMi non può essere applicato

Ma la individuazione di queste anisotropie può essere effettuata solo ripetendo la misura lungo altre direzioni e confrontando le due curve di dispersione ottenute

Questo però di fatto riduce l'”appeal” del ReMi, legato alla sua praticità d'impiego (di fatto basta una attrezzatura per la sismica rifrazione)

Anche in presenza di una campo isotropo, il picking può essere soggetto a forti ambiguità interpretative che aumentano le incertezze

Queste possono essere risolte agevolmente utilizzando un approccio “robusto” (p.es. ESAC)

Vale quindi la pena di ricorrere al ReMi?

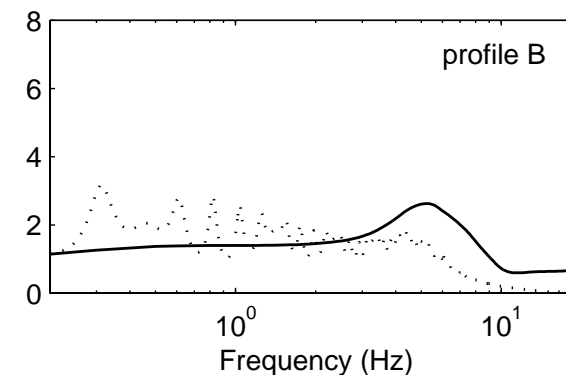
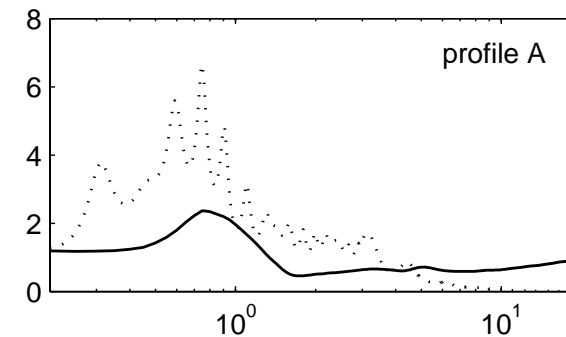
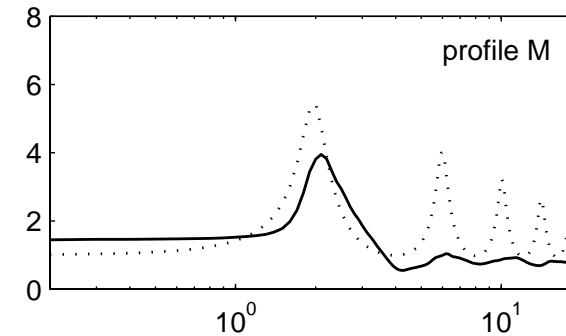


Se il campo delle vibrazioni ambientali è fittamente popolato da onde superficiali, i rapporti di ampiezza fra le componenti orizzontale e verticale del moto possono fornire indicazioni sull'ellitticità delle onde di Rayleigh

Pertanto, il rapporto fra le ampiezze spettrali medie del rumore ambientale misurato nelle componenti orizzontali (H) e verticali (V) del moto è potenzialmente in grado di fornire indicazioni sulle **caratteristiche dinamiche del sottosuolo**

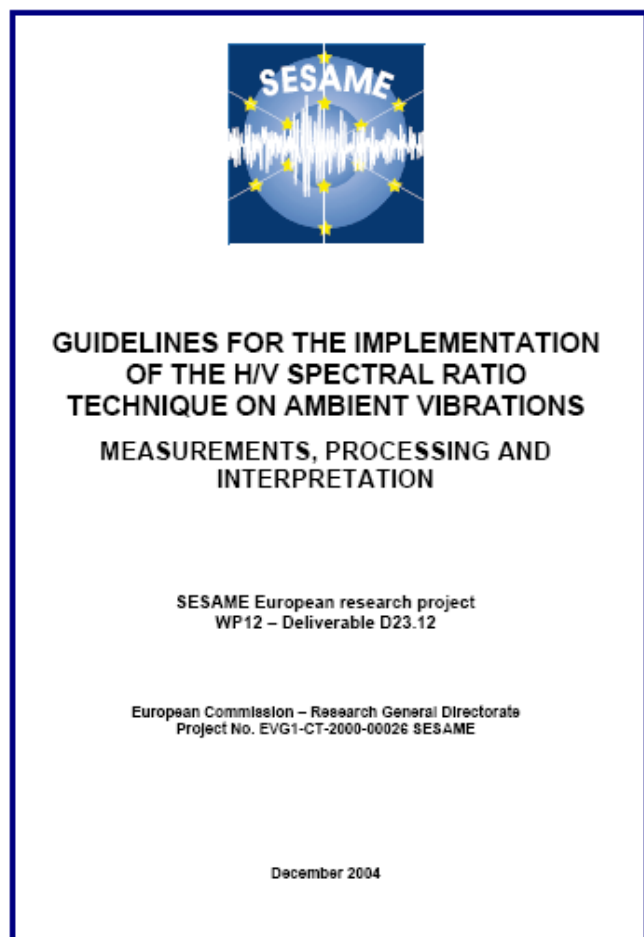
$$HVSR(\omega) = \sqrt{\frac{[H_i^2(\omega)]}{[V_i^2(\omega)]}}$$

L'andamento di questi rapporti spettrali è detta funzione **HVSR** (Horizontal to Vertical Spectral Ratios) ed è alla base del cosiddetto “metodo di Nakamura”





Data la possibile importanza di questo metodo, esso è stato oggetto di numerose ricerche e di almeno due progetti internazionali in ambito CEE e NATO

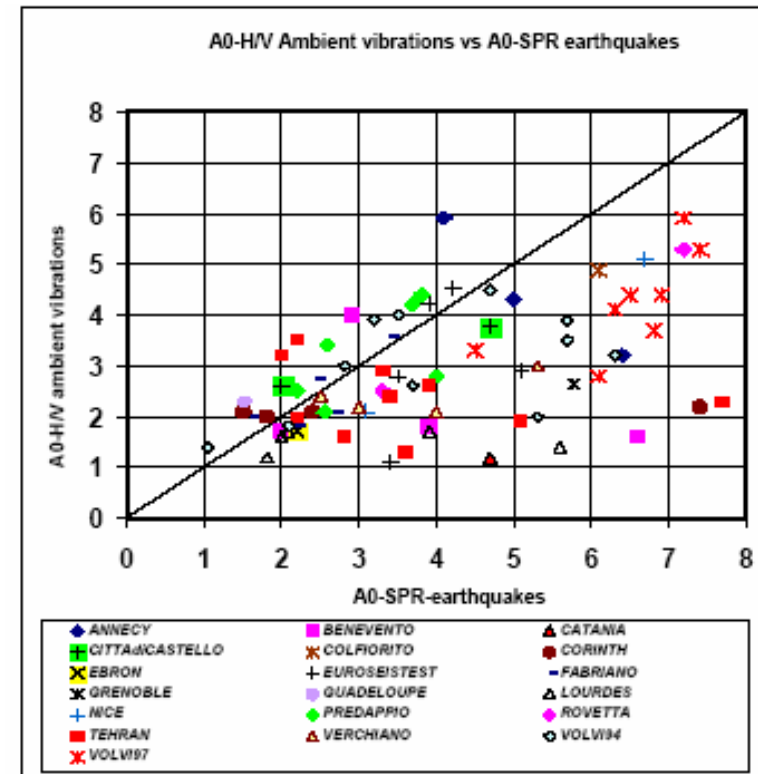
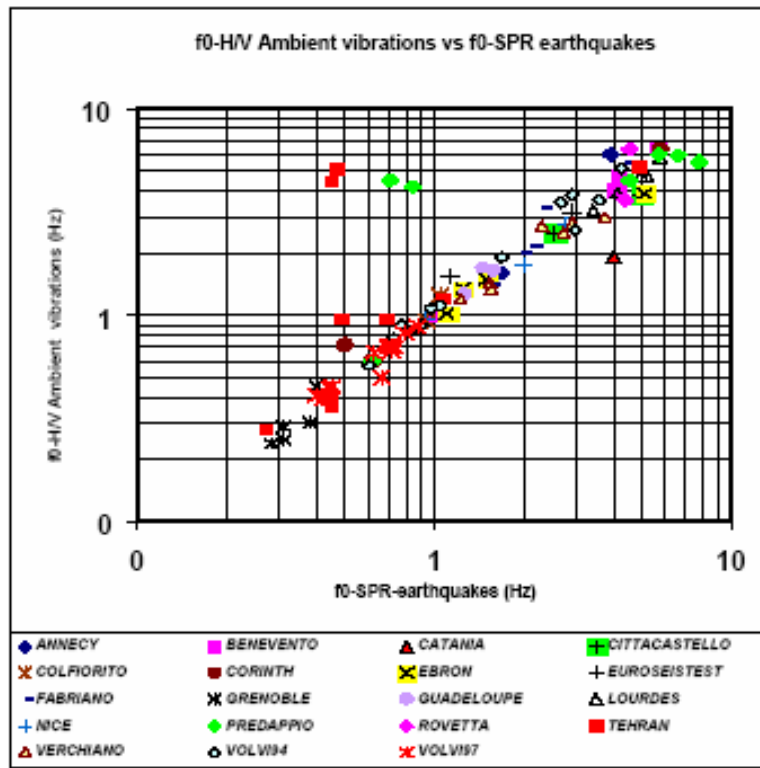
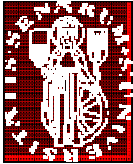


Questi hanno avuto come obiettivi la valutazione delle caratteristiche del metodo e la messa a punto di protocolli di misura e interpretazione

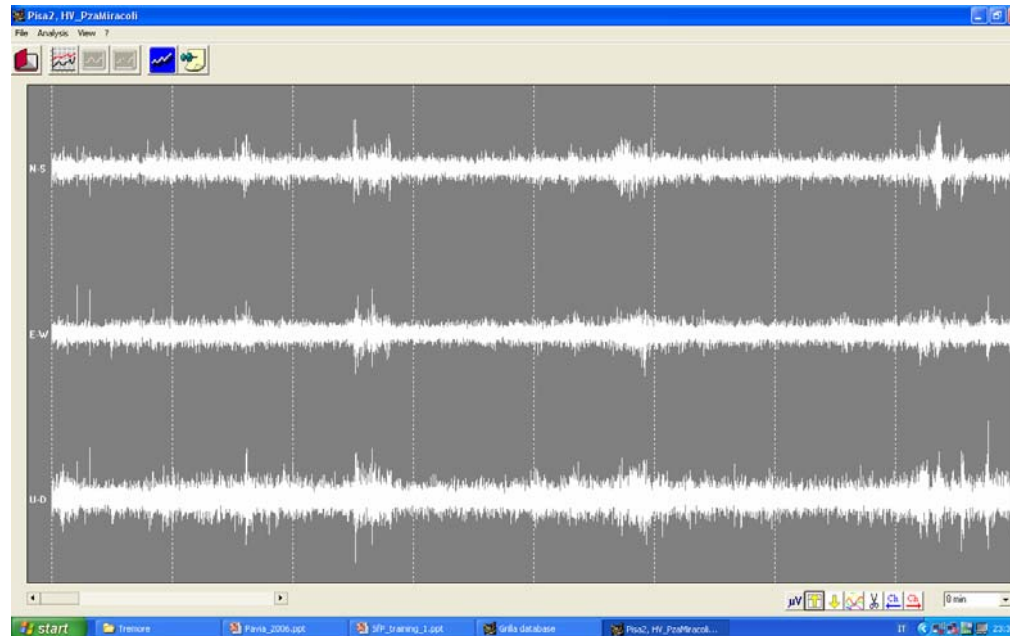


<http://nato.gfz.hr/>

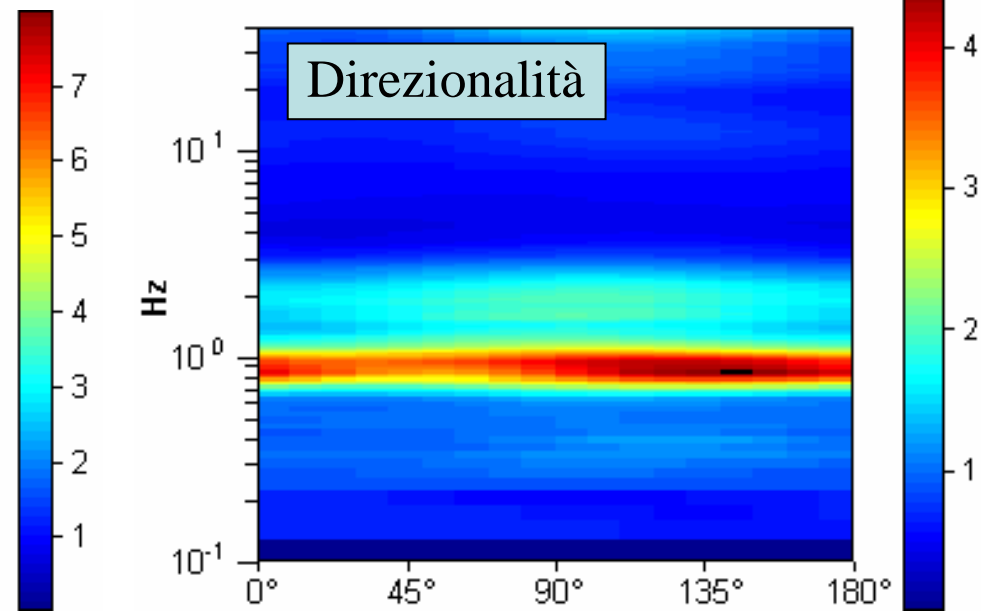
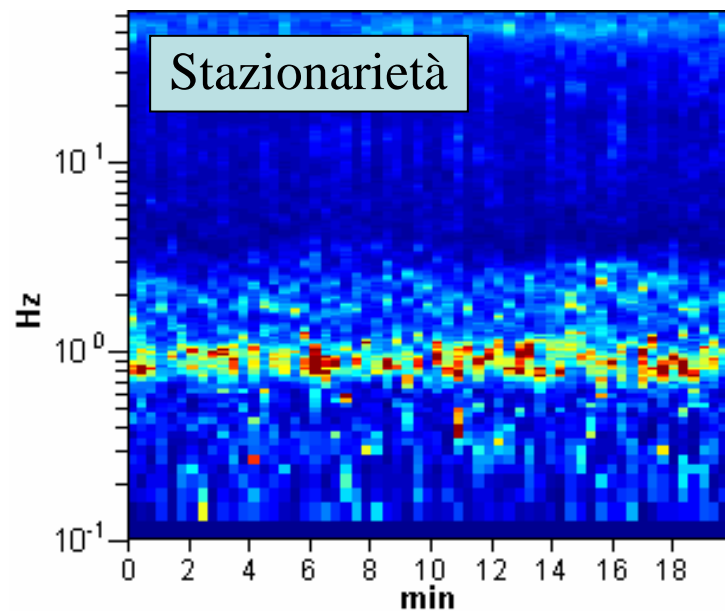
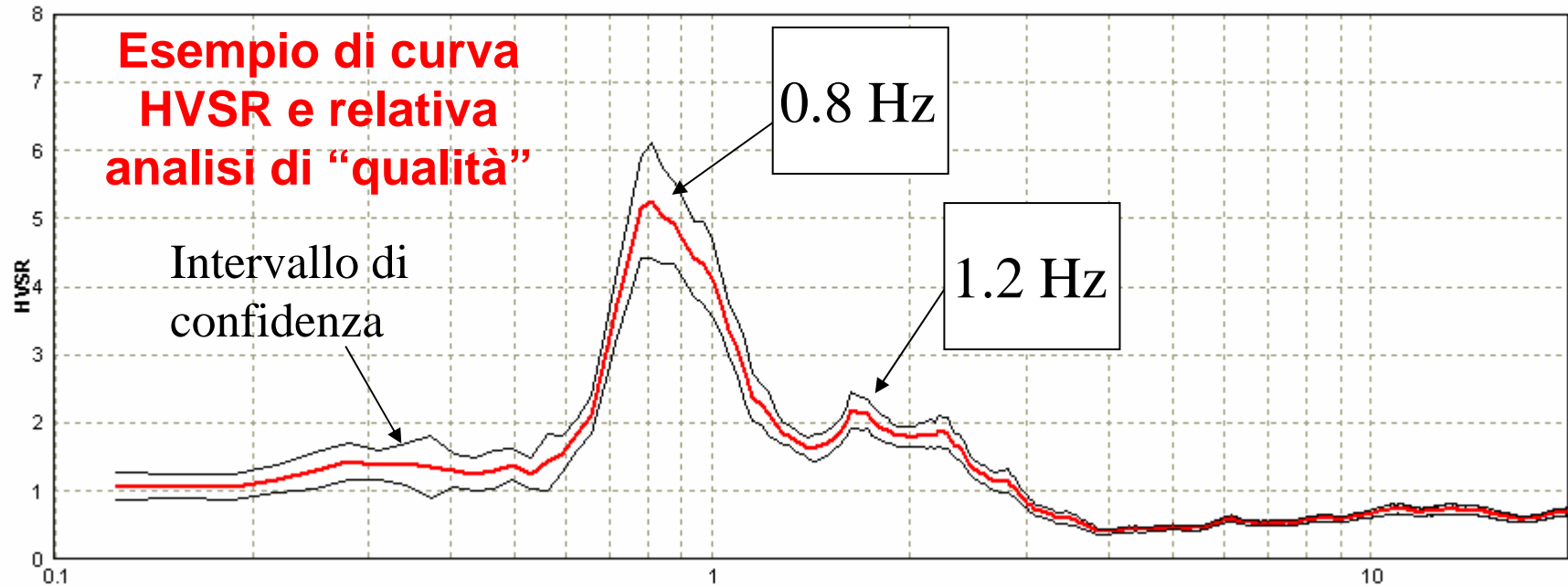
http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/SES_Reports.htm#Guidelines



Per esempio, è stato possibile appurare che il massimo della funzione HVSR permette in generale di identificare correttamente la presenza di fenomeni di risonanza e la frequenza cui il fenomeno avviene. Tuttavia non sembra in grado di definire l'entità dell'amplificazione indotta sul moto sismico



In generale, la misura HVSR viene effettuata con una singola stazione portatile (tromografo digitale) e consiste nella registrazione delle vibrazioni ambientali sulle tre direzioni dello spazio ad una singola stazione di misura per una durata di qualche decina di minuti





Un aspetto importante è la valutazione relativa alla qualità statistica del risultato

A questo proposito, il progetto SESAME ha a suo tempo definito una serie di criteri di carattere empirico

<p>Criteria for a reliable H/V curve</p> <p>i) $f_0 > 10 / l_w$ <i>and</i></p> <p>ii) $n_c(f_0) > 200$ <i>and</i></p> <p>iii) $\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ <i>or</i> $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$</p>	<ul style="list-style-type: none"> • l_w = window length • n_w = number of windows selected for the average H/V curve • $n_c = l_w \cdot n_w$, f_0 = number of significant cycles • f = current frequency • f_{sensor} = sensor cut-off frequency • f_0 = H/V peak frequency • σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$) • $\varepsilon(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ • A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0 • $A_{H/V}(f)$ = H/V curve amplitude at frequency f • f^- = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ • f^+ = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ • $\sigma_A(f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided • $\sigma_{\log H/V}(f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{\log H/V}(f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve • $\theta(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ • $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits • $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer • h = depth to bedrock • h_{min} = lower-bound estimate of h
<p>Criteria for a clear H/V peak (at least 5 out of 6 criteria fulfilled)</p> <p>i) $\exists f \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f) < A_0/2$</p> <p>ii) $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$</p> <p>iii) $A_0 > 2$</p> <p>iv) $f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$</p> <p>v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$</p> <p>vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$</p>	

Si tratta essenzialmente di considerazioni di tipo statistico sulla stabilità della curva, sulle modalità di campionamento, ecc.

Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

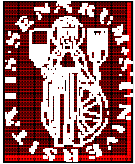


In generale, infatti, questi criteri hanno carattere esclusivamente statistico

Di fatto non permettono di valutare la qualità “fisica” della misura

Quest’ultima deve essere valutata soprattutto sulla base della **ripetibilità** della misura valutata confrontando misure condotte in posizioni vicine o in condizioni ambientali differenti

Infatti, data una certa frequenza di vibrazione ν , misure condotte in posizioni distanti meno della lunghezza d’onda considerata (V_s/ν) devono dare gli stessi risultati



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

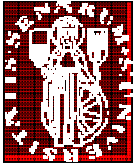
$$V = \lambda \cdot \nu$$

Esempio:

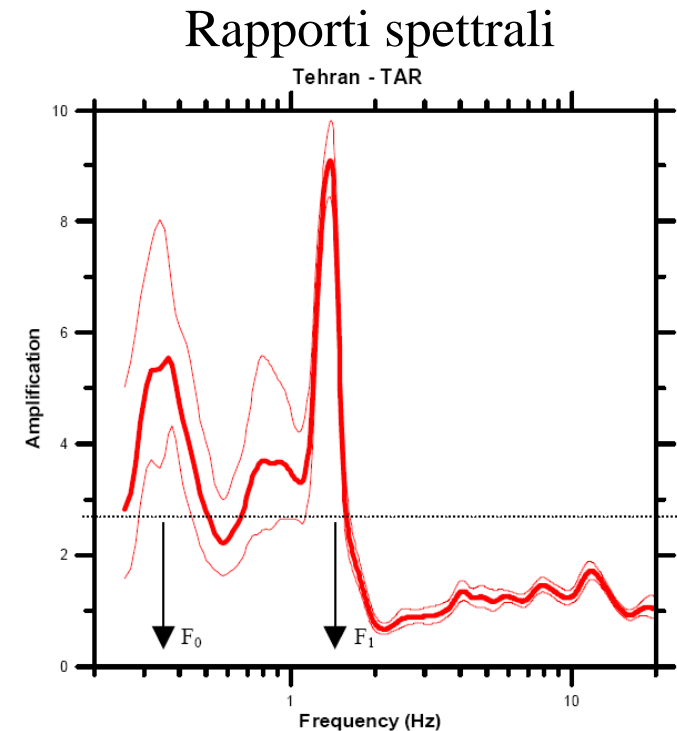
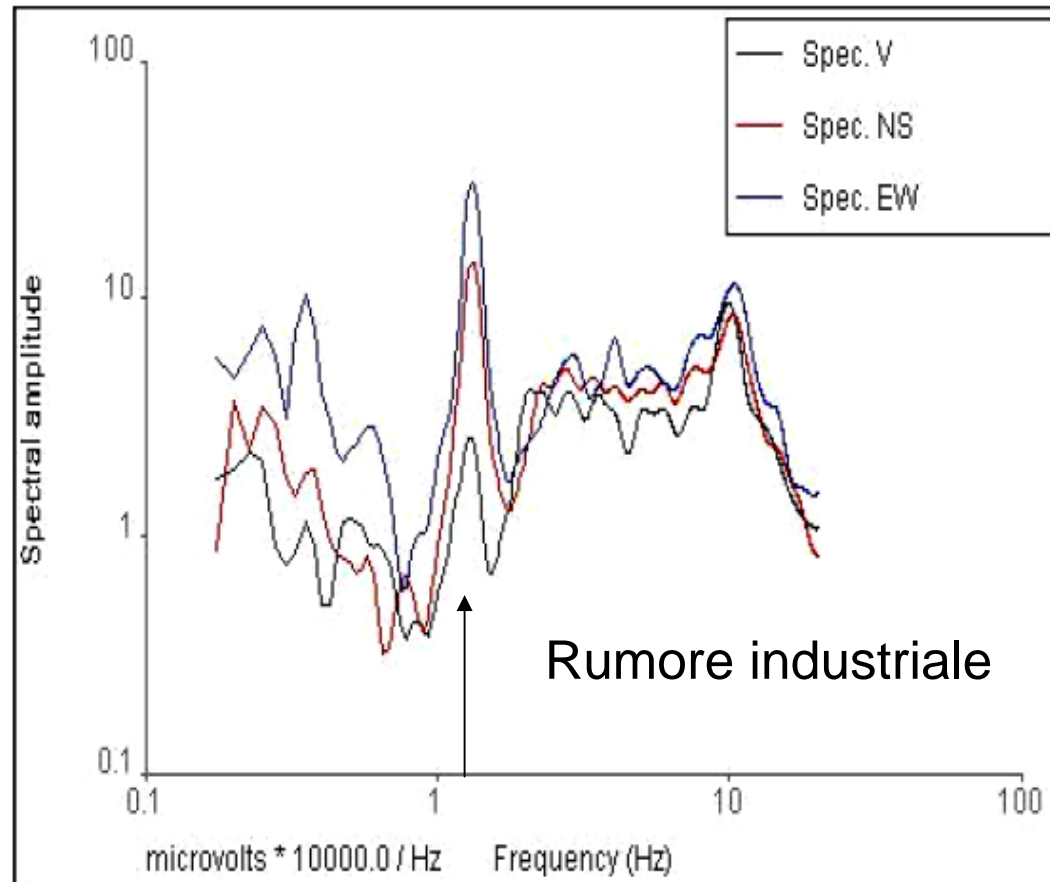
- Assumo una velocità media delle onde S (quelle con maggiori effetti distruttivi) dell'ordine di 300 m/sec nel primo sottosuolo
- In un sito ottengo un picco della funzione HVSR a 3 Hz
- A questo picco corrispondono lunghezze d'onda pari a

$$\lambda = V / \nu \rightarrow \lambda \approx 300 / 3 \approx 100 \text{ m}$$

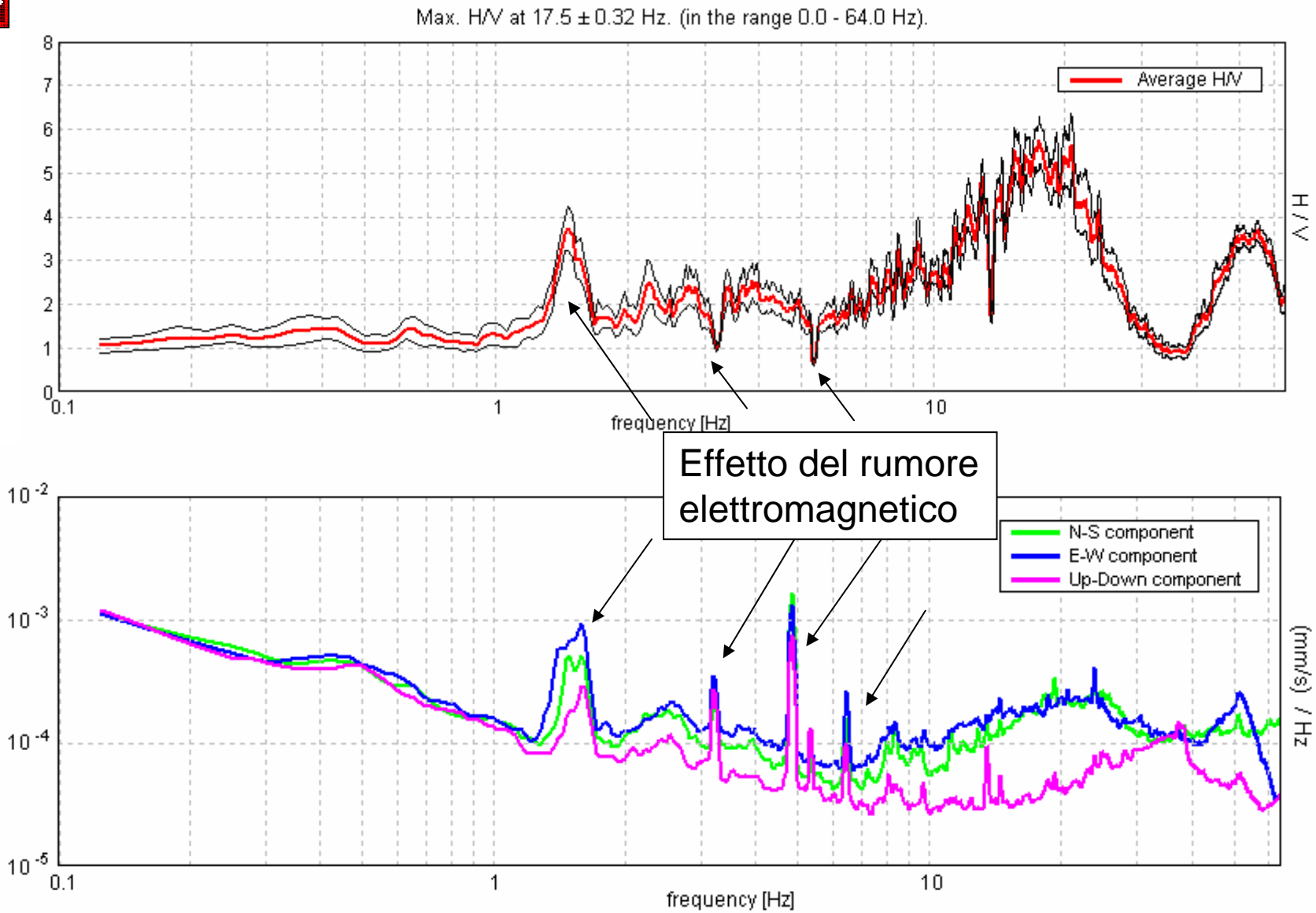
Mi aspetto che altre misure condotte entro un centinaio di metri debbano fornire risultati analoghi



Spettri relativi alle tre componenti



Un problema specifico è posto dalla presenza di rumore elettromagnetico origine industriale che si manifesta con picchi intensi su tutte le componenti spettrali



Contro questo disturbo non c'è niente da fare salvo eliminare la misura



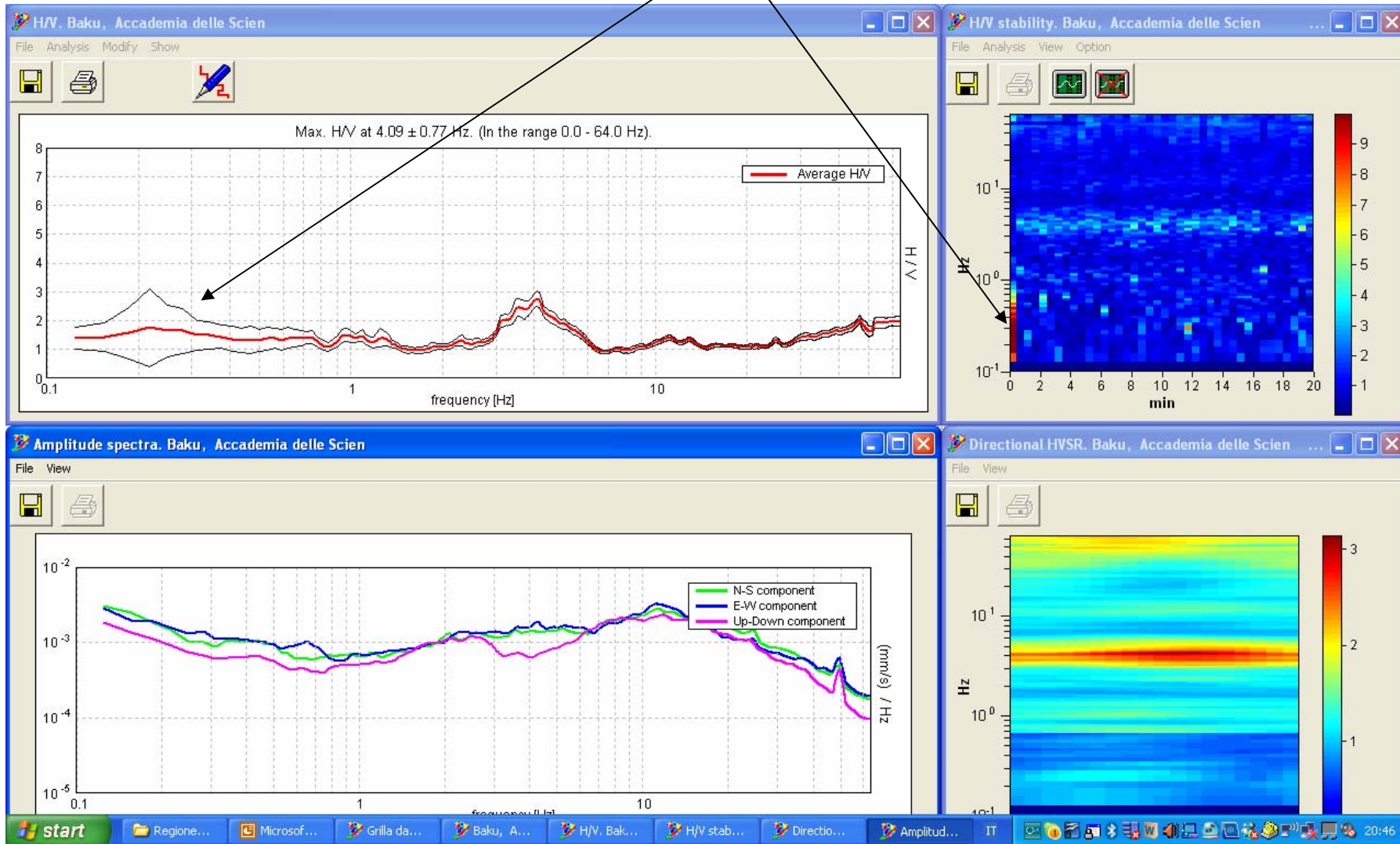
Un altro problema che può sorgere nell'interpretazione delle curva HVSR è la presenza di andamenti “anomali” indotti da forti fenomeni transienti avvenuti durante la misura (per esempio un urto sullo strumento o una forte sollecitazione nelle vicinanze di questo)

Anche se questo transiente è breve rispetto all'intera durata della misura, se la sua ampiezza è grande può perturbare la curva media introducendo marcati effetti di sorgente

In questi casi, si dovrebbe rimuovere il segmento “contaminato” prima di procedere all'analisi

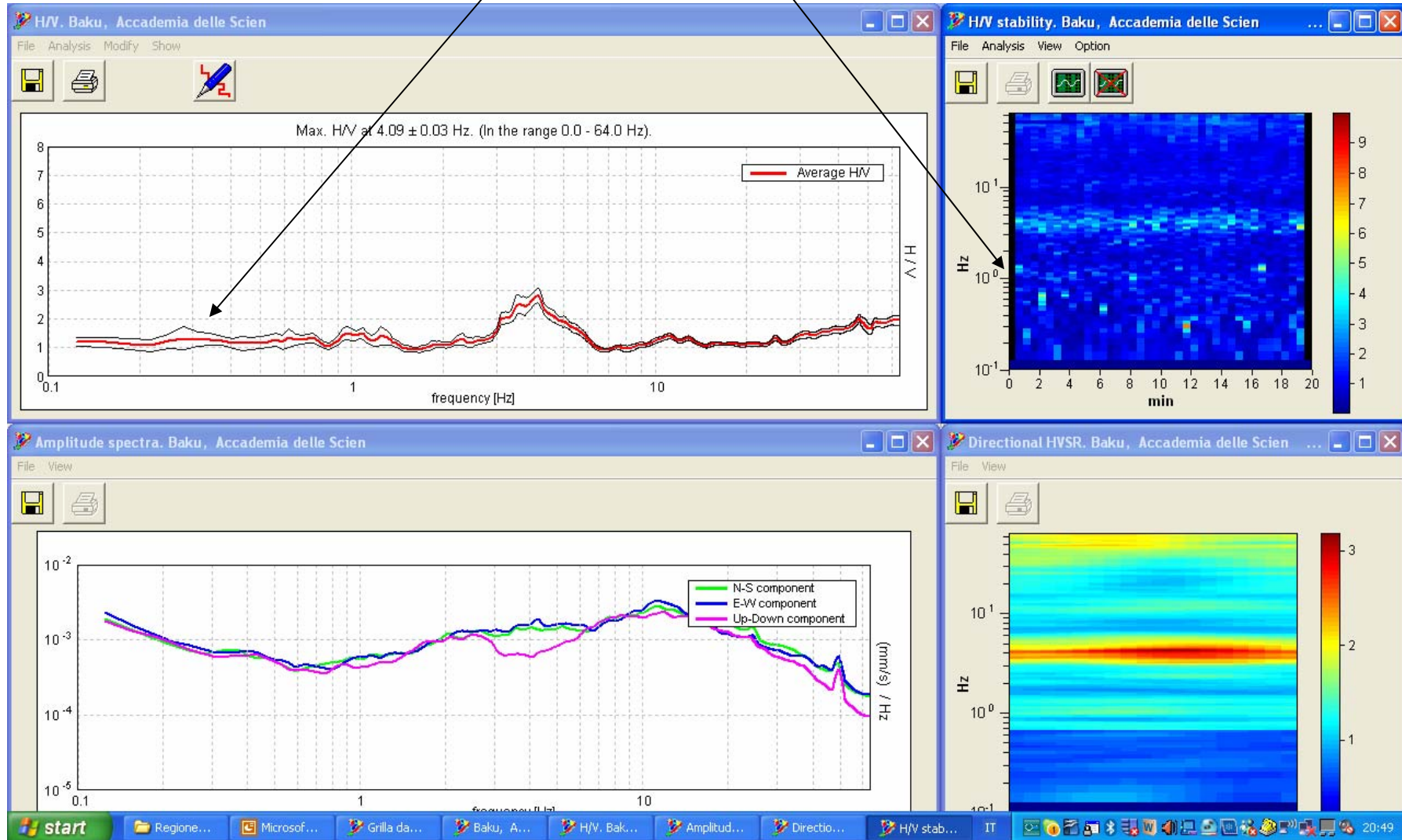


Forte transiente





Dopo la rimozione





Nessuno di questi criteri è comunque da solo definitivo: infatti non è detto che curve poco chiare siano effettivamente prive di valore

L'atteggiamento corretto è quello di cercare conforto in misure condotte in punti vicini (in rapporto alla lunghezza d'onda di interesse). Su questa base, nell'ambito delle attività di microzonazione sismica speditiva nell'area del terremoto aquilano è stata proposta una classificazione delle misura sulla base di un criterio generale di qualità



Proposta per una classificazione delle misure HVSR

Obiettivo della classificazione è fornire una indicazione immediata circa la qualità della singola misura HVSR, con lo scopo di aiutare gli operatori nella fase interpretativa e nel confronto con altri osservabili. I criteri proposti sono più rigidi di quelli di SESAME in quanto includono altri elementi di giudizio:

1. Durata complessiva della registrazione
2. Stazionarietà temporale dei rapporti spettrali
3. Isotropia del segnale in termini dei rapporti spettrali
4. Assenza di rumore elettromagnetico
5. Andamento complessivo della curva HVSR

Si confrontano misure ottenute con spettri lisciati con una finestra triangolare al 5% della frequenza centrale. Valori maggiori dell'ampiezza della finestra di lisciamento possono essere utilizzati per migliorare la leggibilità della curva in fase di interpretazione.



Vengono proposte tre classi di qualità

Classe A: HVSR affidabile e interpretabile: può essere utilizzata anche da sola

1. la forma dell'HVSR nell'intervallo di frequenze di interesse rimane stazionaria per almeno il 30% circa della durata della misura (*Stazionarietà*)
2. le variazioni azimuthali di ampiezza non superano il 30% del massimo (*Isotropia*)
3. non ci sono indizi di rumore elettromagnetico nella banda di frequenza di interesse (*Assenza di disturbi*)
4. i massimi sono caratterizzati da una diminuzione localizzata di ampiezza dello spettro verticale (*Plausibilità fisica*)
5. i criteri di SESAME per una curva HVSR chiara e attendibile (*Robustezza statistica*)
6. la misura è durata almeno 20 minuti (*Durata*)

Classe B: curva HVSR sospetta (da "interpretare"): va utilizzata con cautela e solo se coerente con altre misure ottenute nelle vicinanze

1. Almeno una delle condizioni della classe A non è soddisfatta

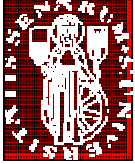
Classe C: curva HVSR scadente e di difficile interpretazione: non va utilizzata

1. misura di tipo B nella quale la curva HVSR mostra una deriva decrescente dalle basse alle alte frequenze, indice di un movimento dello strumento durante la misura
2. misura di tipo B nella quale si evidenzia la presenza di rumore elettromagnetico in corrispondenza di diverse frequenze nell'intervallo di interesse

I criteri delineati sopra non riguardano l'interpretazione in chiave Geologico-Stratigrafica della curva, per la quale sono richiesti ulteriori criteri (p.es. criteri SESAME per la "chiarezza" del picco). Aggiungerei quindi due sottoclassi a quelle precedenti:

Tipo 1. Presenta almeno un picco "chiaro" secondo i criteri di SESAME: *possibile risonanza*

Tipo 2. Non presenta picchi "chiari" nell'intervallo di frequenze di interesse: *assenza di risonanza*



Fine della seconda parte



Utilizzando antenne sismiche con sorgenti artificiali (MASW) o le vibrazioni ambientali (ESAC, FK, ecc.), risulta possibile ricostruire la forma della curva dispersione delle onde superficiali (modale o effettiva) e l'andamento dell'ellitticità (metodo HVSr)

Dato che queste curve hanno una relazione diretta con il profilo di velocità nel sottosuolo, è possibile dedurre le caratteristiche di quest'ultimo mediante opportune procedure di inversione

Il vantaggio rispetto a metodi basati sull'uso delle onde di volume è essenzialmente legato alle maggiori profondità di esplorazione a parità di dimensioni dello stendimento

Inoltre, nella configurazione passiva, hanno il vantaggio di poter operare in presenza di forte rumore di origine antropica (aree urbane, ecc.) senza ricorrere a sorgenti di energia di fatto inutilizzabili in contesti urbani o comunque caratterizzati da forte vulnerabilità ambientale



Rimane aperto il problema dell'inversione delle curve di dispersione ed ellitticità (H/V): **come dedurre il profilo di velocità delle onde S da queste informazioni?**

Di certo il legame fra il profilo di velocità e la curva dispersione è complesso e richiede l'uso massiccio di procedure numeriche per risolvere il problema diretto ovvero per dedurre la curva di dispersione e la curva di ellitticità una volta noto il profilo di velocità

Un codice numerico utilizzabile allo scopo è disponibile in rete al sito

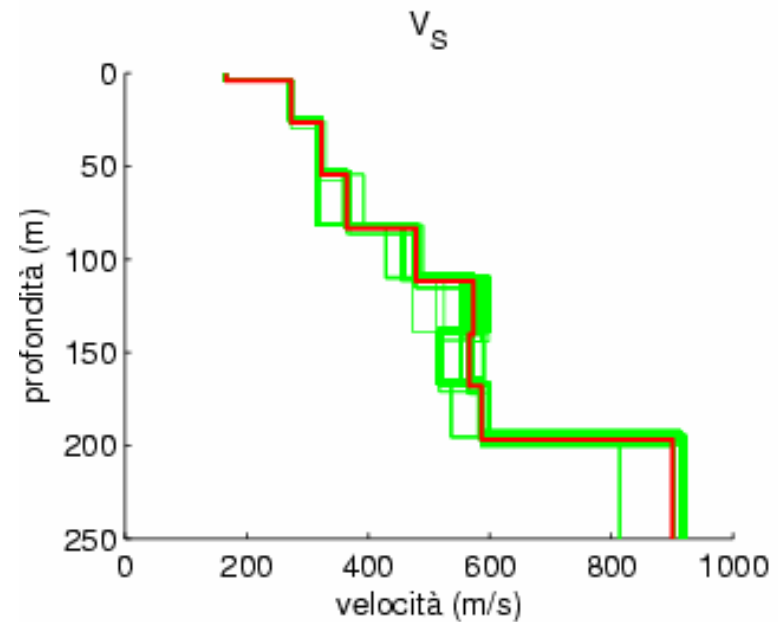
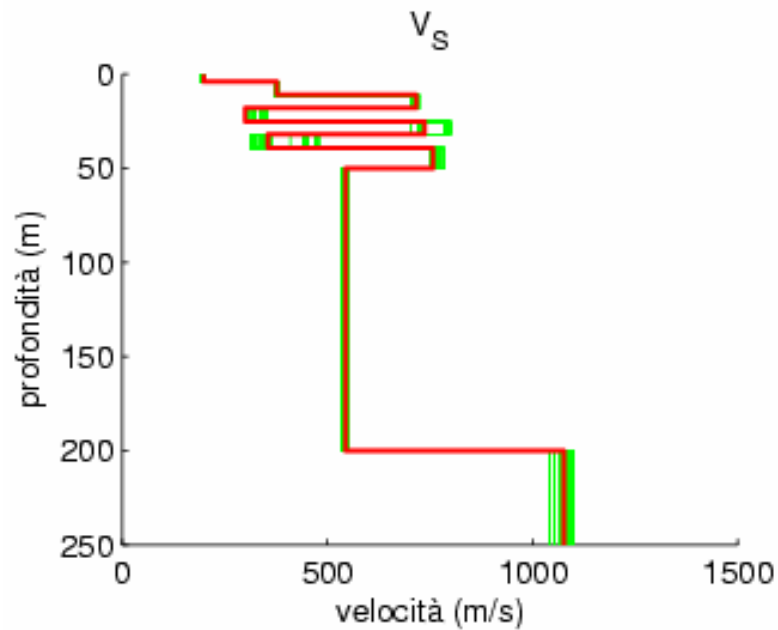
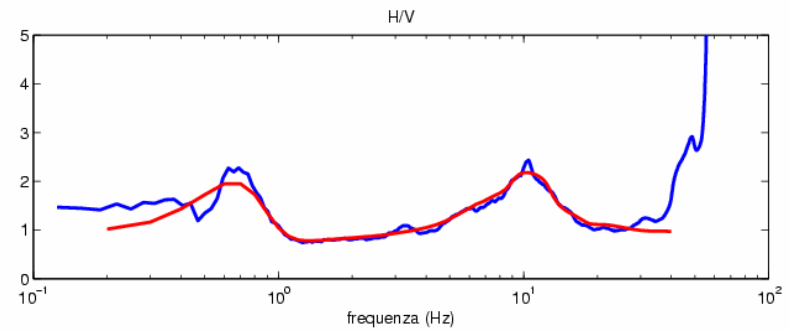
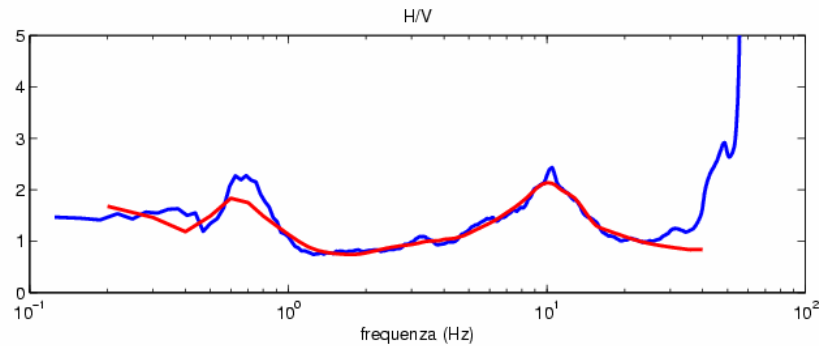
<http://nato.gfz.hr/>

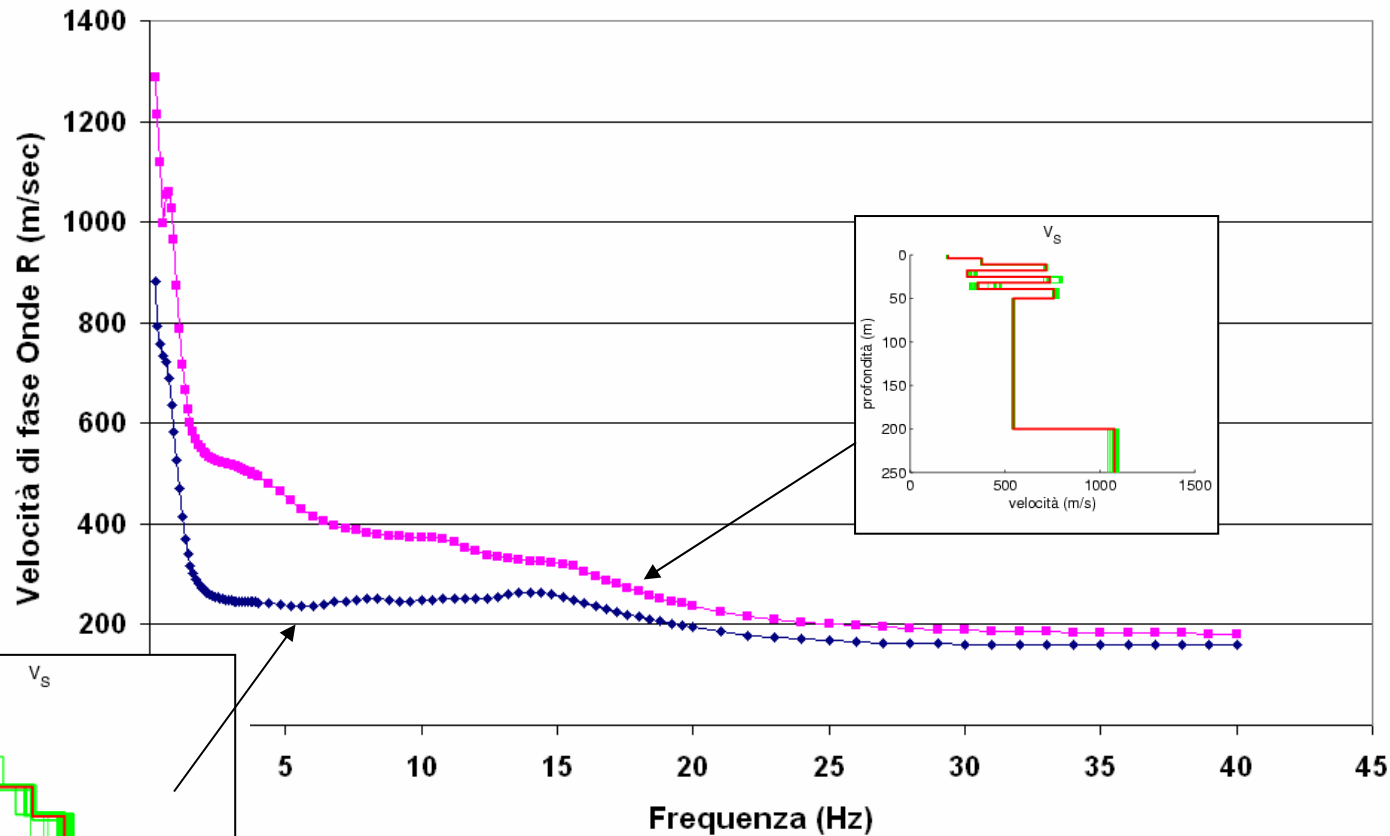
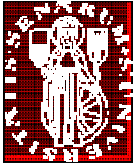
Naturalmente questo non risolve il problema inverso ma permette di stabilire una connessione fra le osservazioni e il modello

Si tenga presente che si tratta comunque di un modello a strati piani e paralleli omogenei al loro interno dal punto di vista dei parametri meccanici in gioco (V_s , V_p , densità e smorzamento)



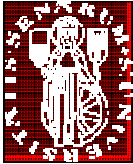
In realtà ad una stessa curva possono corrispondere diversi possibili profili di velocità



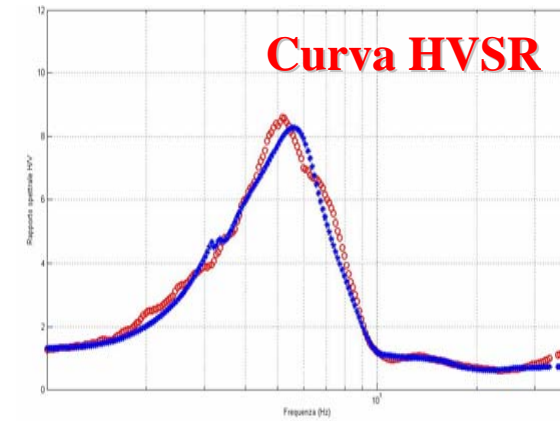
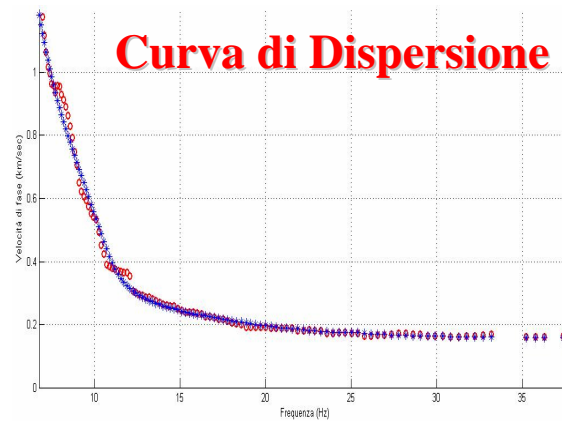


In realtà, alle due stratigrafie corrispondono curve di dispersione per le onde di Rayleigh assai differenti

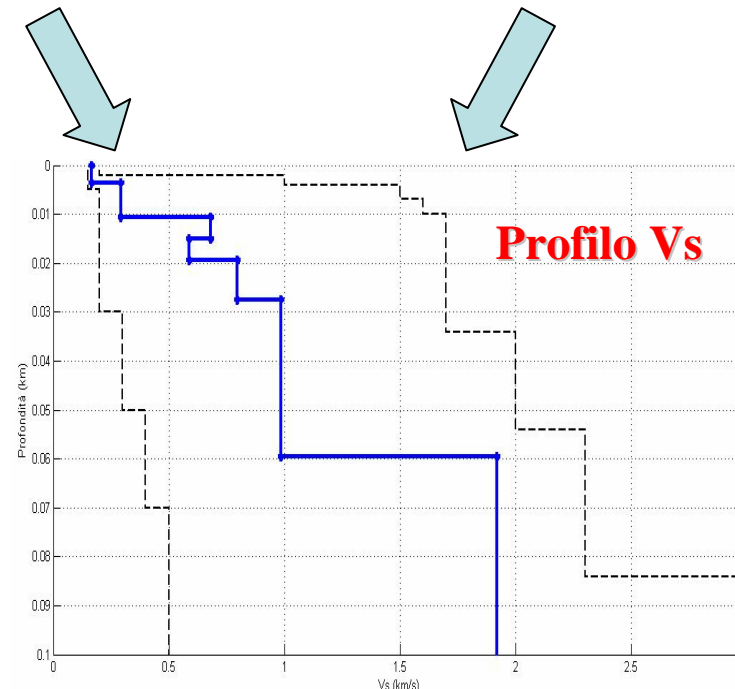
E' possibile ricavare queste curve da misure passive utilizzando antenne sismiche (array)

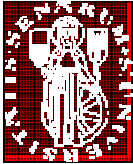


Un modo per risolvere queste ambiguità è quindi l'uso congiunto delle informazioni disponibili



Attualmente, la ricerca è dedicata allo sviluppo di procedure numeriche di inversione congiunta

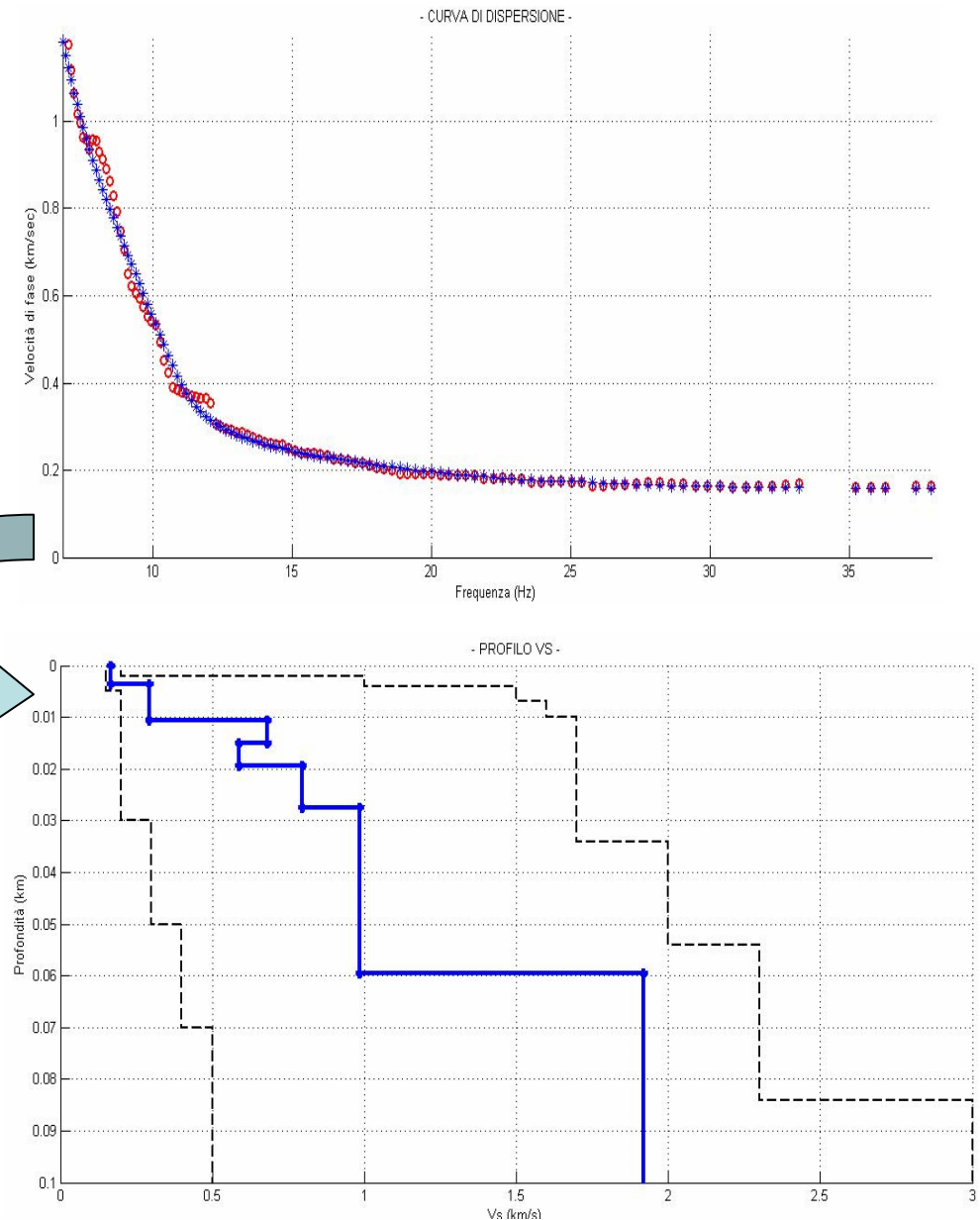
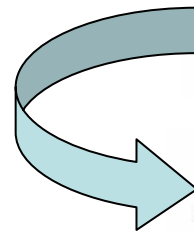




L'Inversione può essere eseguita con diversi metodi:

- **Tentativi ed Errori**
- Metodi di Ricerca locale:
Minimi Quadrati
- Metodi di Ricerca globale: p.es.
Algoritmi Genetici

Si tratta comunque di metodi onerosi dal punto di vista computazionale (ogni inversione richiede diverse ore su un comune PC)

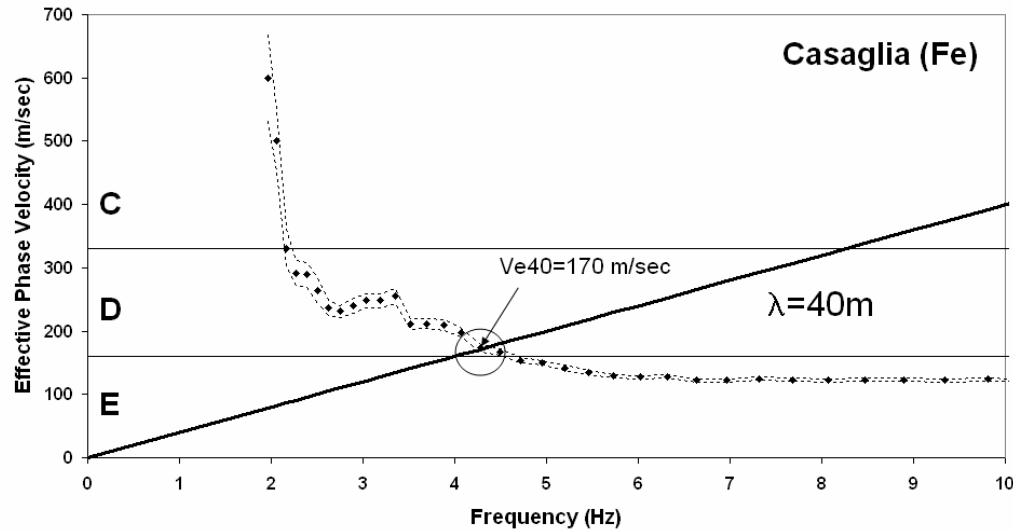
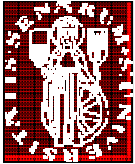




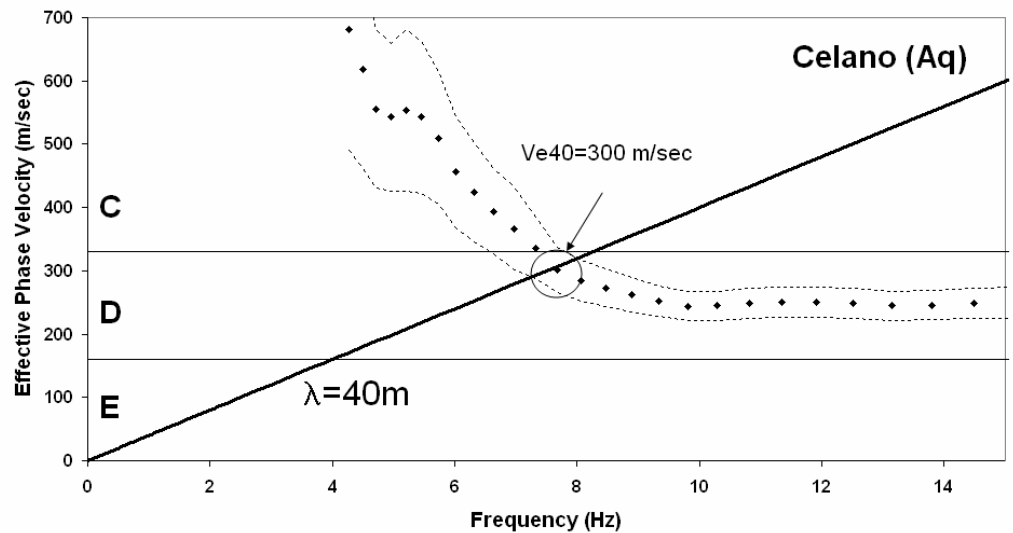
Si stanno però anche sperimentando metodi speditivi per ottenere una stima (grossolana) di alcuni parametri del sottosuolo (p.es. V_{s30}) dall'esame diretto della curva di dispersione

L'idea di base è che la velocità delle onde di Rayleigh corrispondenti ad una certa lunghezza d'onda λ siano rappresentative della velocità media delle onde S fino ad una profondità dell'ordine di una frazione di λ

Modellazioni numeriche condotte recentemente, hanno per esempio mostrato che una stima attendibile del valore medio delle onde S fino 30 metri può essere ottenuto per una lunghezza d'onda pari a 40m



Il valore misurato con il metodo down-hole è pari a 180 m/sec



Il valore misurato con il metodo cross-hole è pari a 330 m/sec



Anche le curve di ellitticità possono essere utilizzate allo scopo

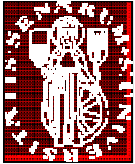
Innanzitutto forniscono una stima diretta della **frequenza di risonanza** (o del periodo proprio) delle coperture

La frequenza di risonanza del sedimento dipende dallo spessore H del sedimento e dalla velocità “media” (\hat{V}_s) delle onde S nel sedimento

$$v_1 = \frac{\hat{V}_s}{4H}$$
$$\hat{V}_s = \frac{4H}{T_1}$$
$$H = \frac{\hat{V}_s T_1}{4}$$

Conoscendo lo spessore H del sedimento è possibile avere informazioni sulla velocità “media” delle Onde S

Alternativamente, conoscendo quest’ultima è possibile definire lo spessore H dello strato sedimentario

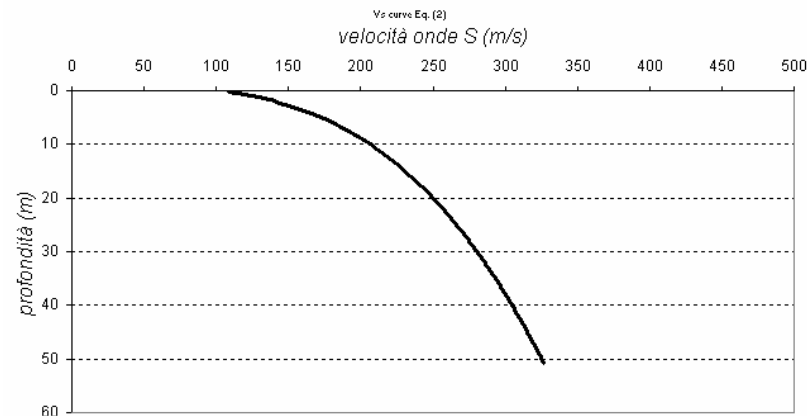


In alcuni casi è possibile formulare ipotesi ragionevoli riguardo al profilo di velocità

Per esempio, nel caso di corpi di sedimenti non consolidati, si può presumere che l'andamento medio del profilo di velocità sia controllato dal carico litostatico

In questo caso, per i mezzi granulari, è ragionevole ipotizzare un andamento delle V_s con la profondità H del tipo

$$V_s(H) = V_0(1 + H)^a$$



dove V_0 e a dipendono dalle caratteristiche del sedimento (granulometria, coesione, ecc.)



In questi casi è possibile dimostrare che esiste una relazione diretta tra la **frequenza di risonanza** e lo **spessore** dello strato sofficice

Questa relazione dipenderà dai due parametri V_0 e a secondo la relazione

$$H = \left[\frac{V_0(1-a)}{4\hat{v}_1} + 1 \right]^{1/(1-a)} - 1$$

Noti per via empirica questi parametri è possibile definire **semplici abachi** che permettono di stimare (in prima approssimazione) lo spessore della coltre di sedimenti



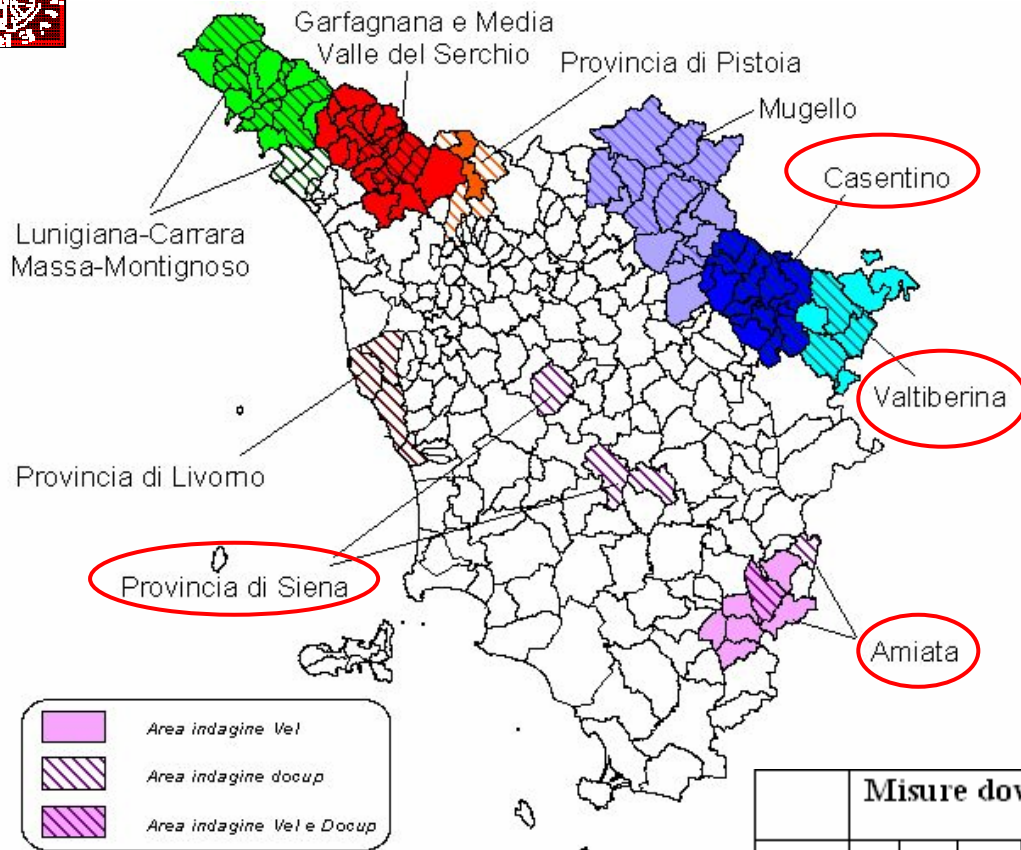
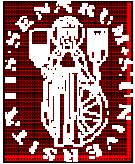
Per esempio, utilizzando un abaco preliminare (valido a rigore per mezzi granulari non cementati), le frequenze di risonanza possono tentativamente essere convertite in spessori permettendo una identificazione preliminare delle interfacce risonanti

Questo tipo di indagine **non sostituisce una analisi di dettaglio** ma ha il solo scopo (**sotto controllo geologico**) di fornire indicazioni preliminari sulla struttura del sottosuolo

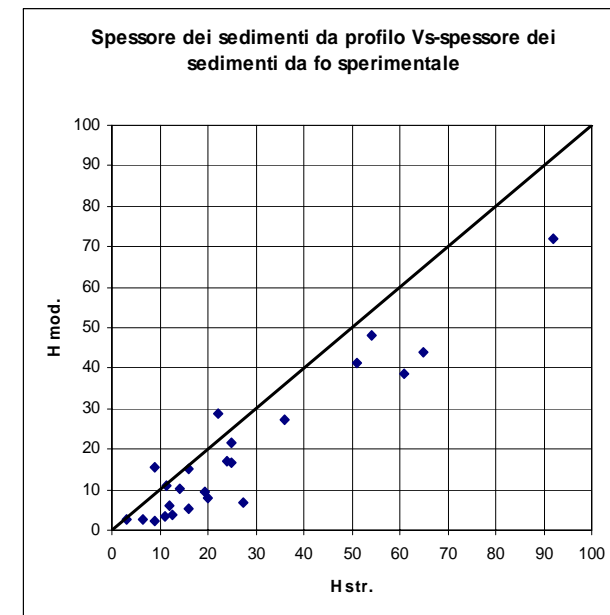
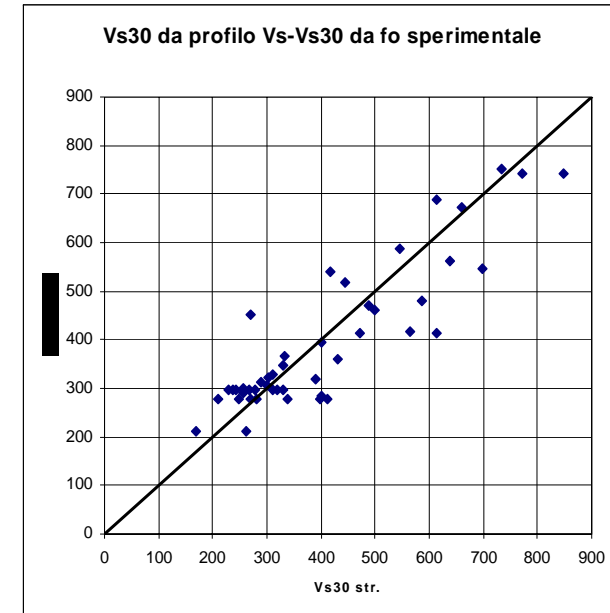
fr	H	V Media
0.5	259	518
0.6	204	489
0.7	166	466
0.8	140	447
0.9	120	431
1.0	104	417
1.5	62	369
2.0	42	340
3.0	25	304
4.0	18	282
5.0	13	267
6.0	11	256
7.0	9	247
8.0	8	240
9.0	7	235
10.0	6	230
20.0	3	205
30.0	2	195
40.0	1	190
50.0	1	186

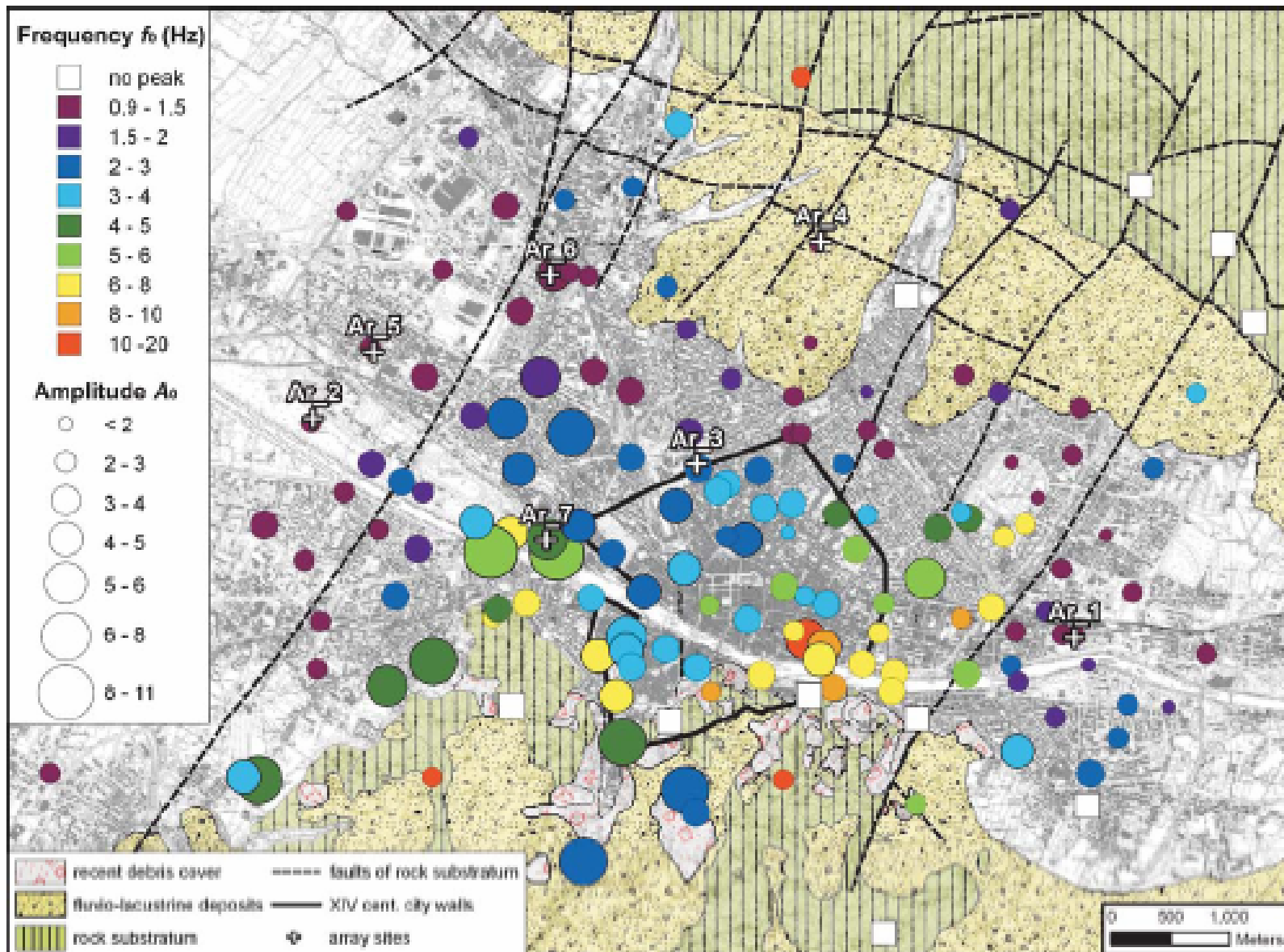
$$V_s = 170(1+H)^{0.25}$$

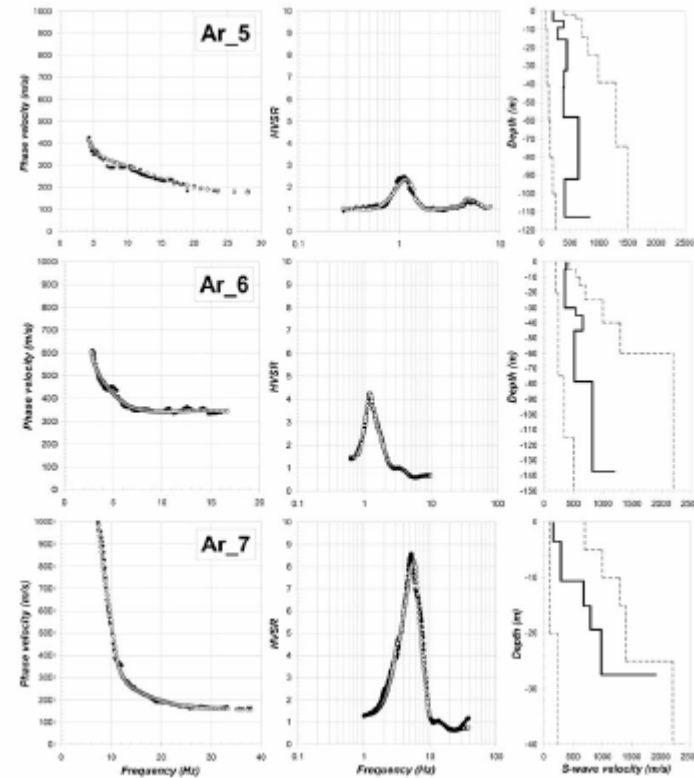
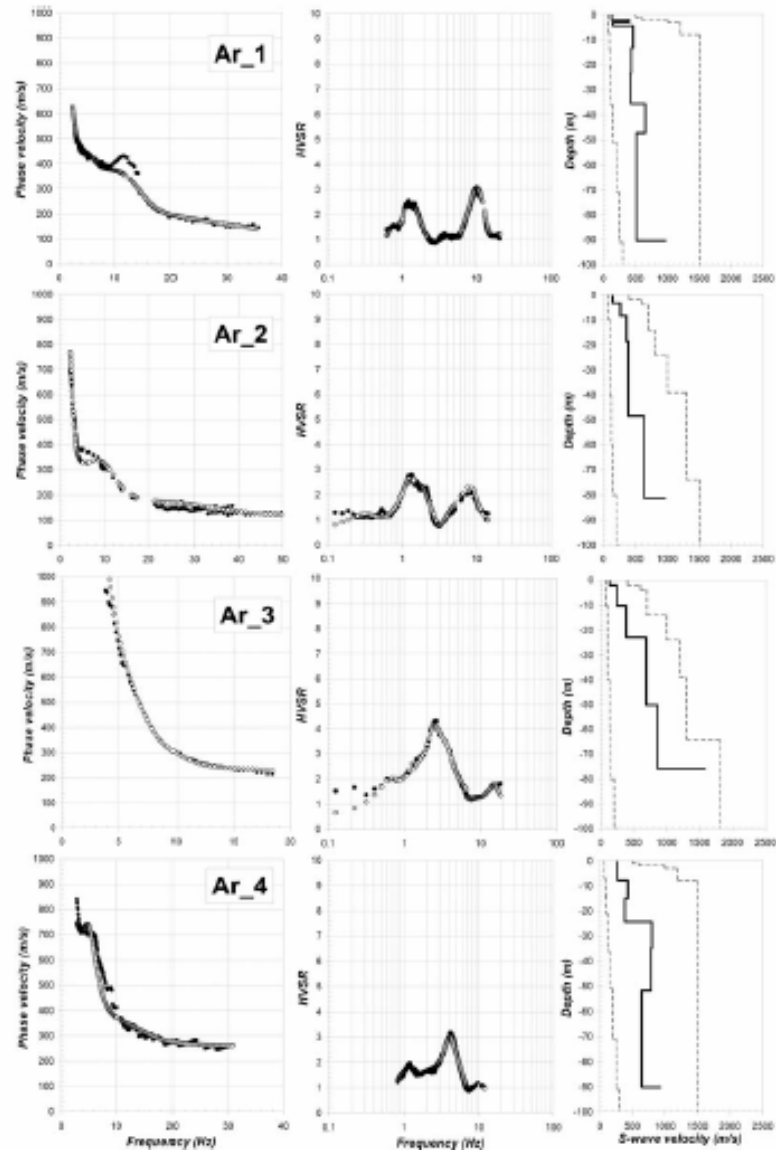
$$V_{media} = 4H \text{ fr}$$



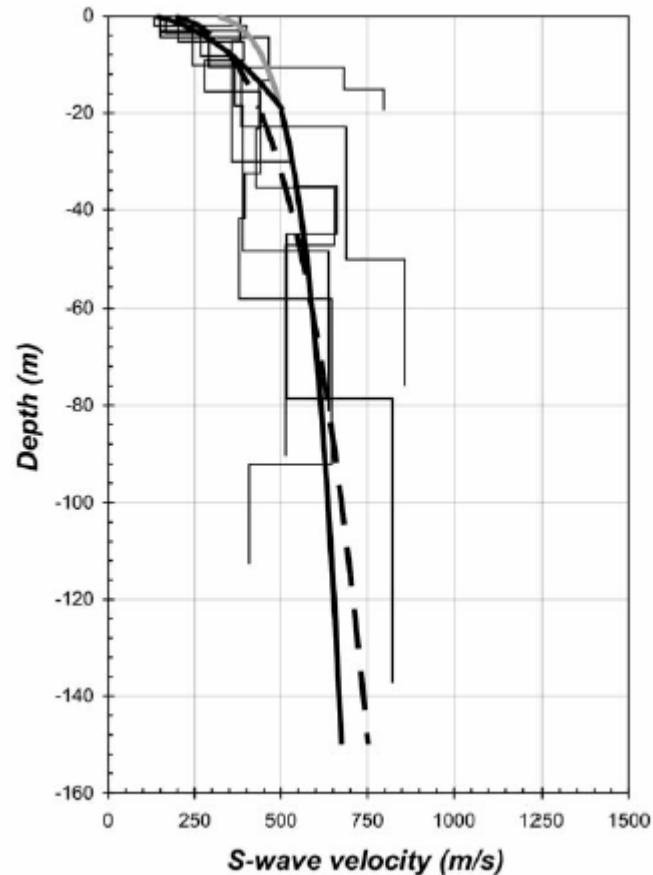
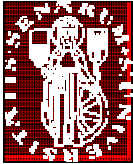
		Misure down-hole			
		A	B	C	D
HVSR	A				
	B	2	16	2	
	C		4	21	1
	D				







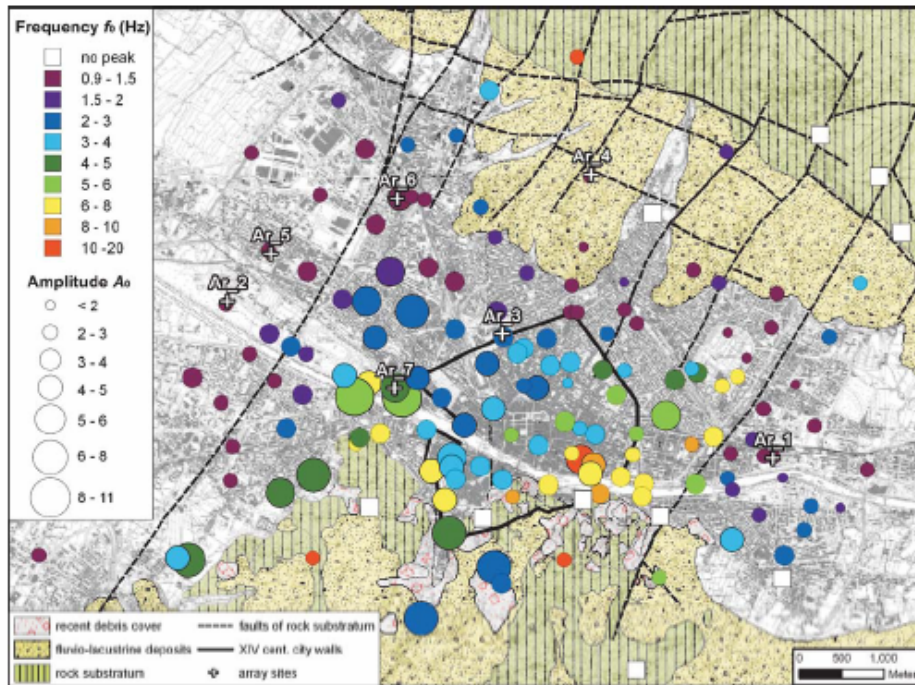
Effettuando una serie di misure passive della curva di dispersione delle onde di Rayleigh sono stati ottenuti diversi profili di velocità rappresentativi



Combinando le stime di V_s ottenute e dalle curve di dispersione e altri dati disponibili sulla profondità del basamento è stato possibile ricavare una relazione fra la frequenza di risonanza e lo spessore delle coperture

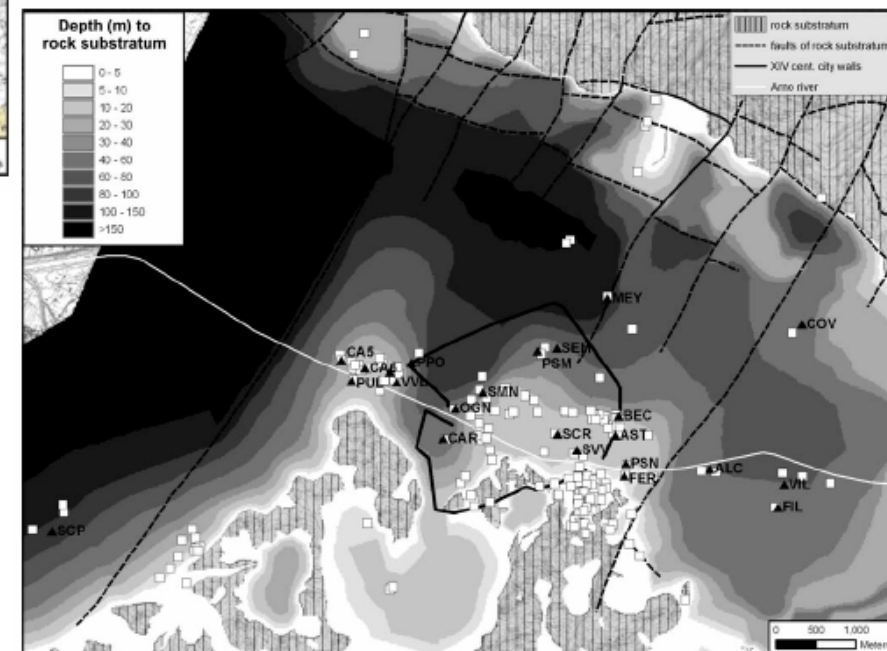
$$h = \left[\frac{138(1 - 0.43)}{4f_r} + 1 \right]^{1/(1-0.43)} - 1 \quad f_r > 4.2 \text{ Hz};$$

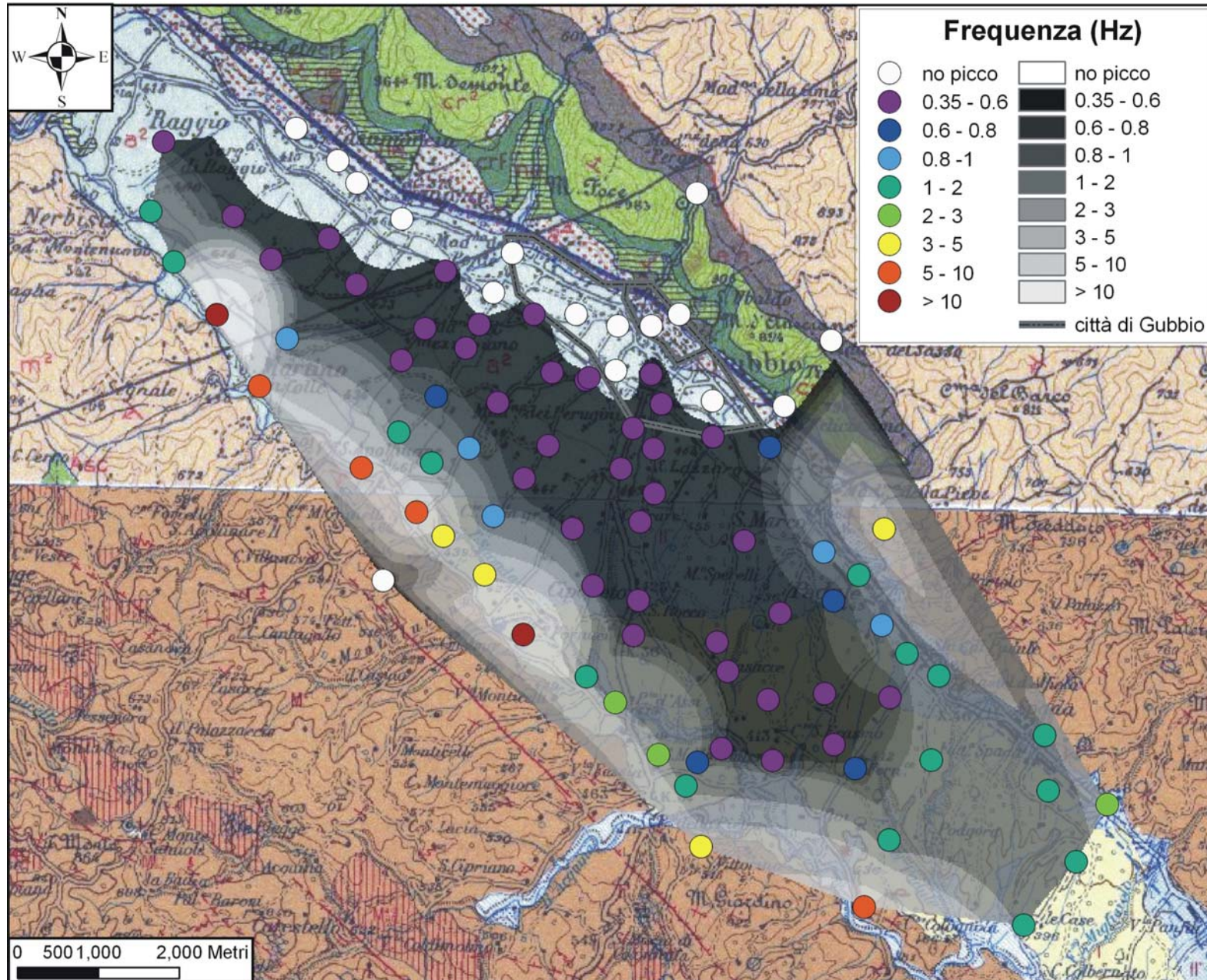
$$h = \left[\frac{318(1 - 0.15)}{4f_r} - 2.75 \right]^{1/(1-0.15)} - 1 \quad f_r \leq 4.2 \text{ Hz}.$$



Il sottosuolo di Firenze

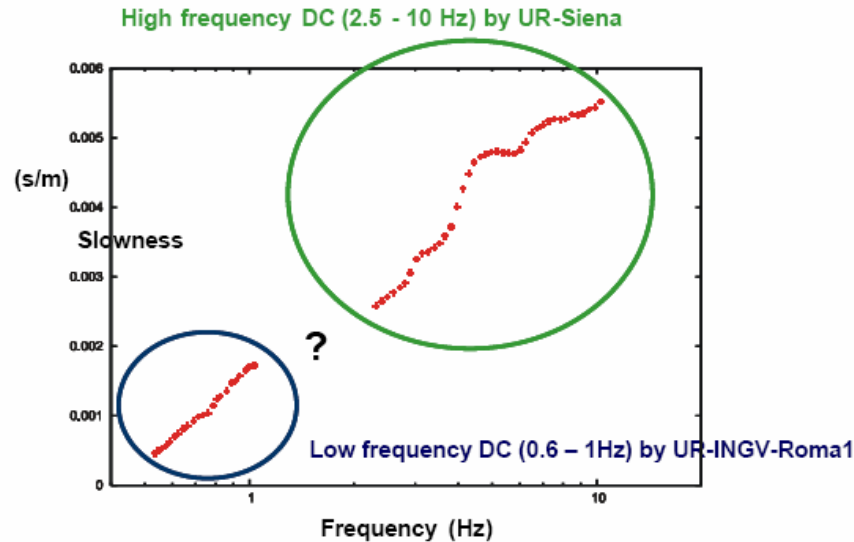
In questo modo è stata eseguita una valutazione della topografia del basamento al di sotto della città di Firenze



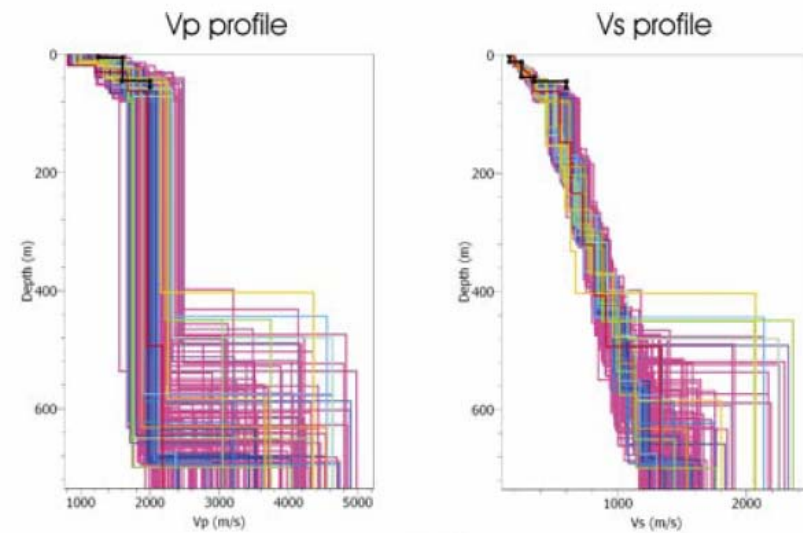
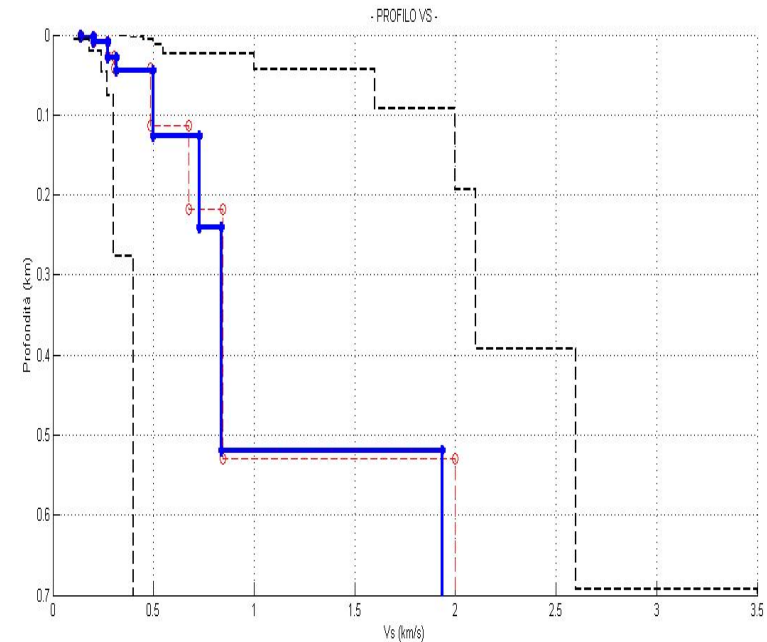


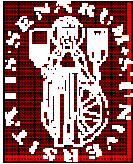


Inversione congiunta delle curve di dispersione e dei rapporti spettrali

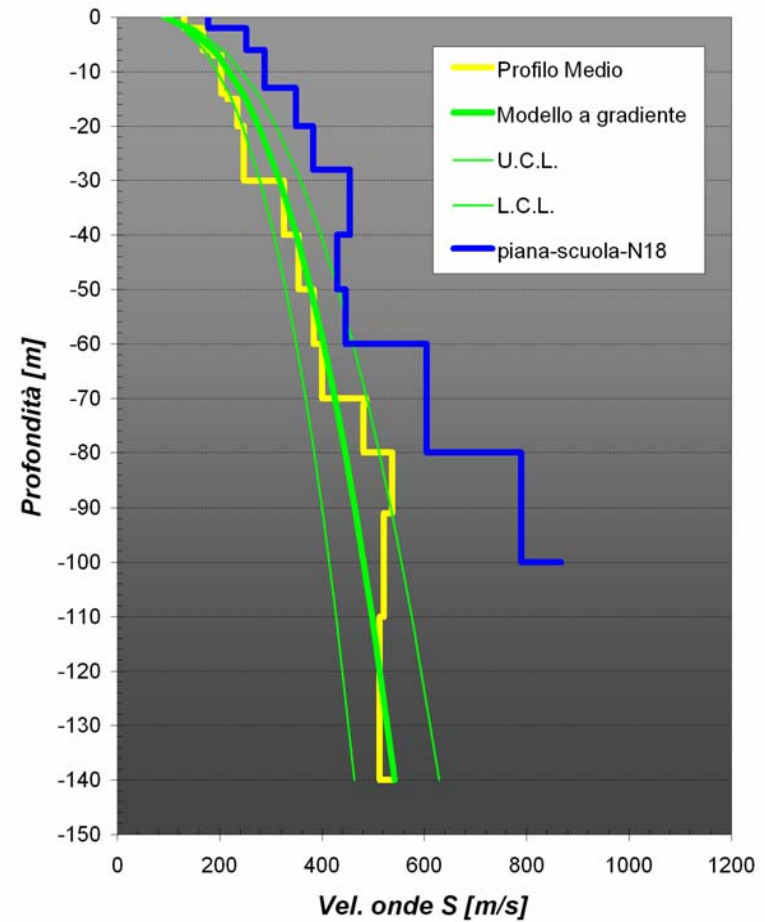
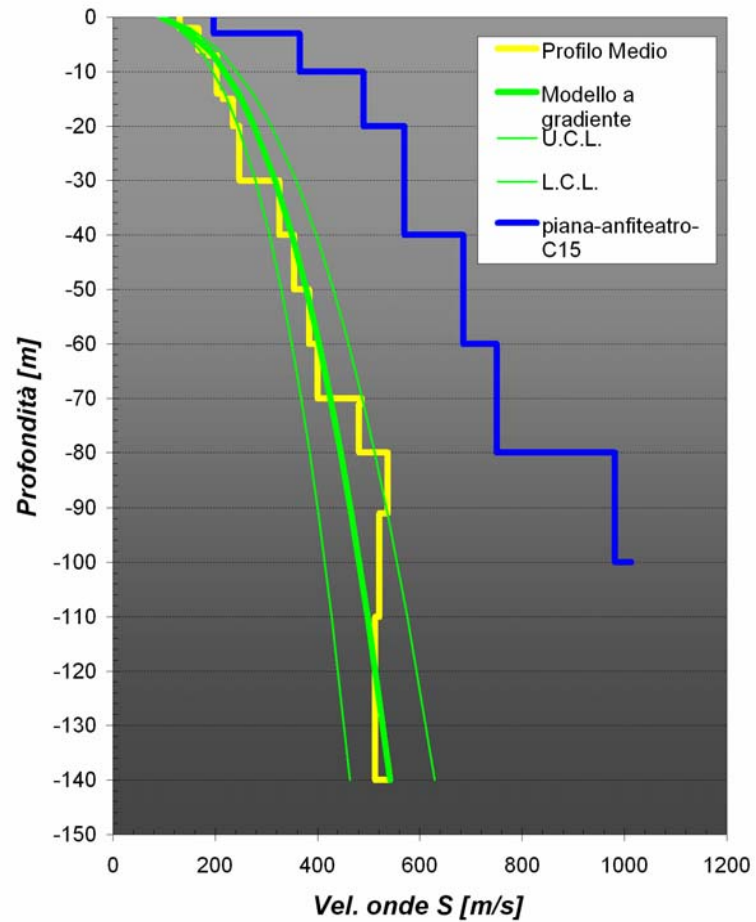


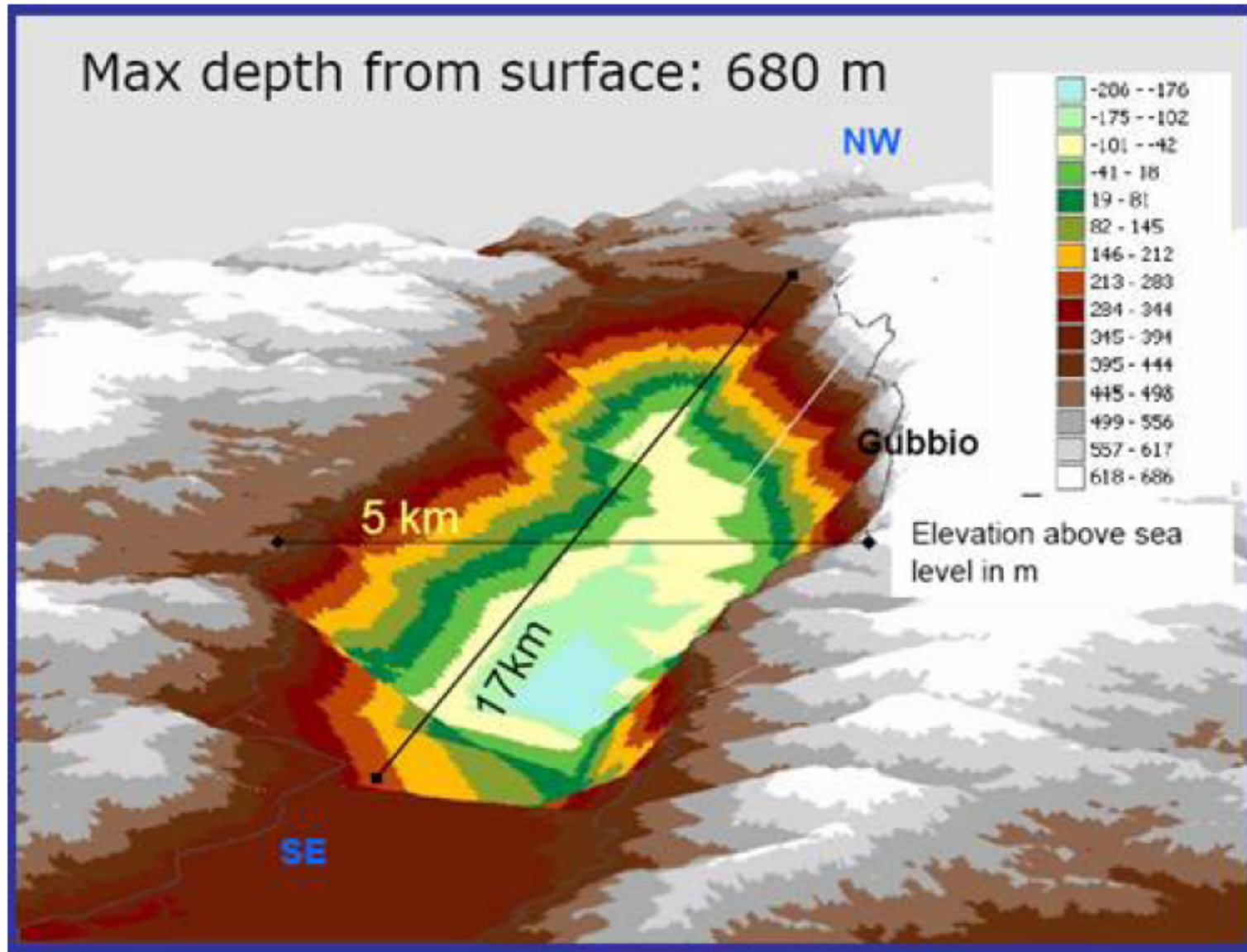
Le inversioni sembrano indicare la presenza di un significativo contrasto di impedenza al profondità dell'ordine dei 500 m



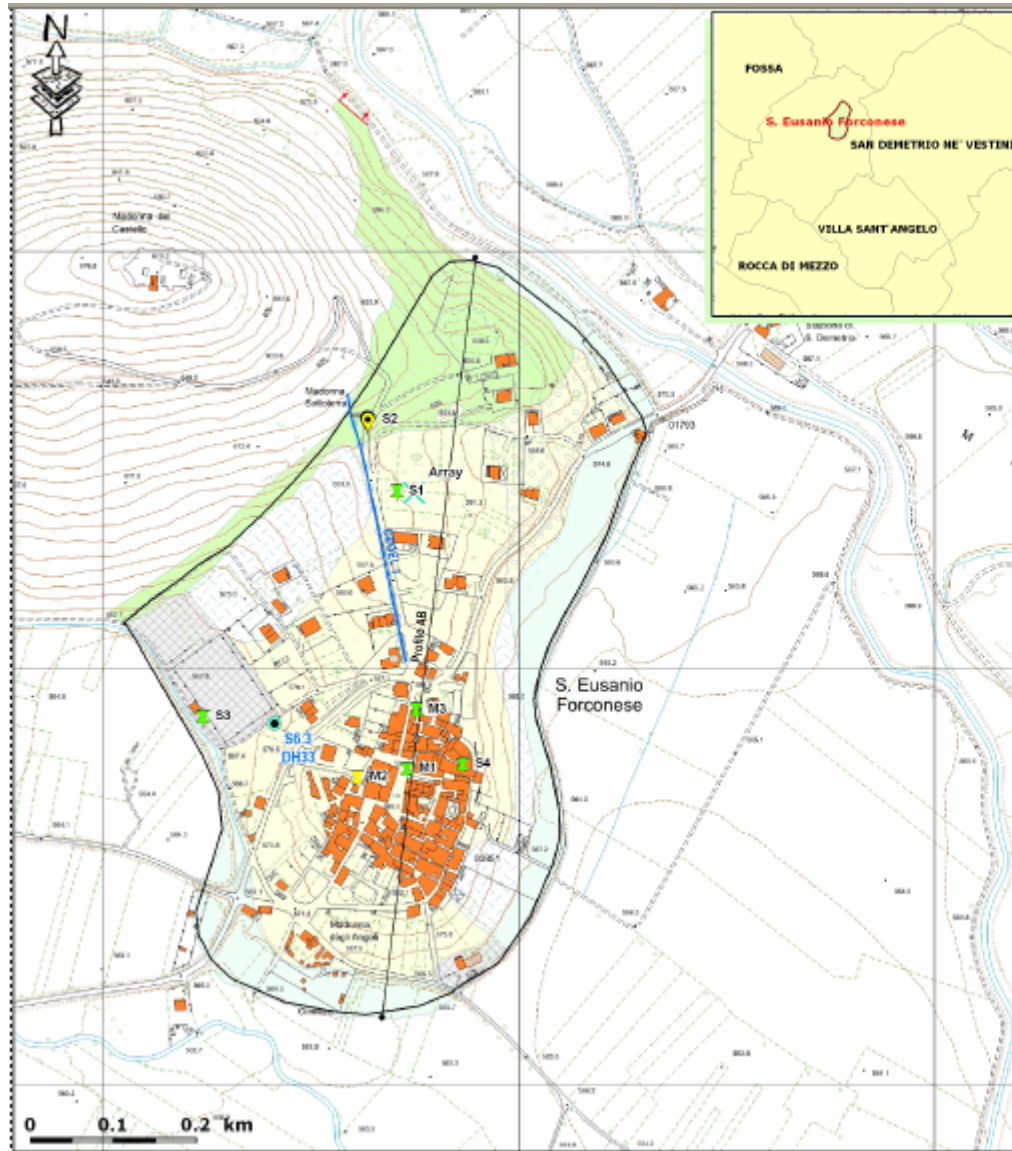


Profili di Velocità





Ricostruzione del basamento (Marnosa Arenacea)



MACROAREA 6



CARTA DELLE INDAGINI Sant'Eusanio Forconese (AQ)



In collaborazione con:

- Università Di Siena, Dipartimento Di Scienze Della Terra
- Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, sezione Mi - Pv
- CNR, Istituto per l'Ambiente Marino Costiero (IAMC), Napoli
- Regione Abruzzo

Legenda

Indagini ex-novo

Rumore sismico (UNISI - INGV MI-PV)

- A1 A2 Classe di qualità dell'HVSR
- B1 B2 A: affidabile B: da interpretare C: di difficile interpretazione
- C1 C2 Tipo 1: presenta almeno un picco chiaro (simbolo puntina)
- Array Tipo 2: non presenta picchi chiari (simbolo goccia).

● Sondaggio geognostico (Regione Abruzzo - DPC - ISPRA)
Codice sondaggio/Codice DownHole

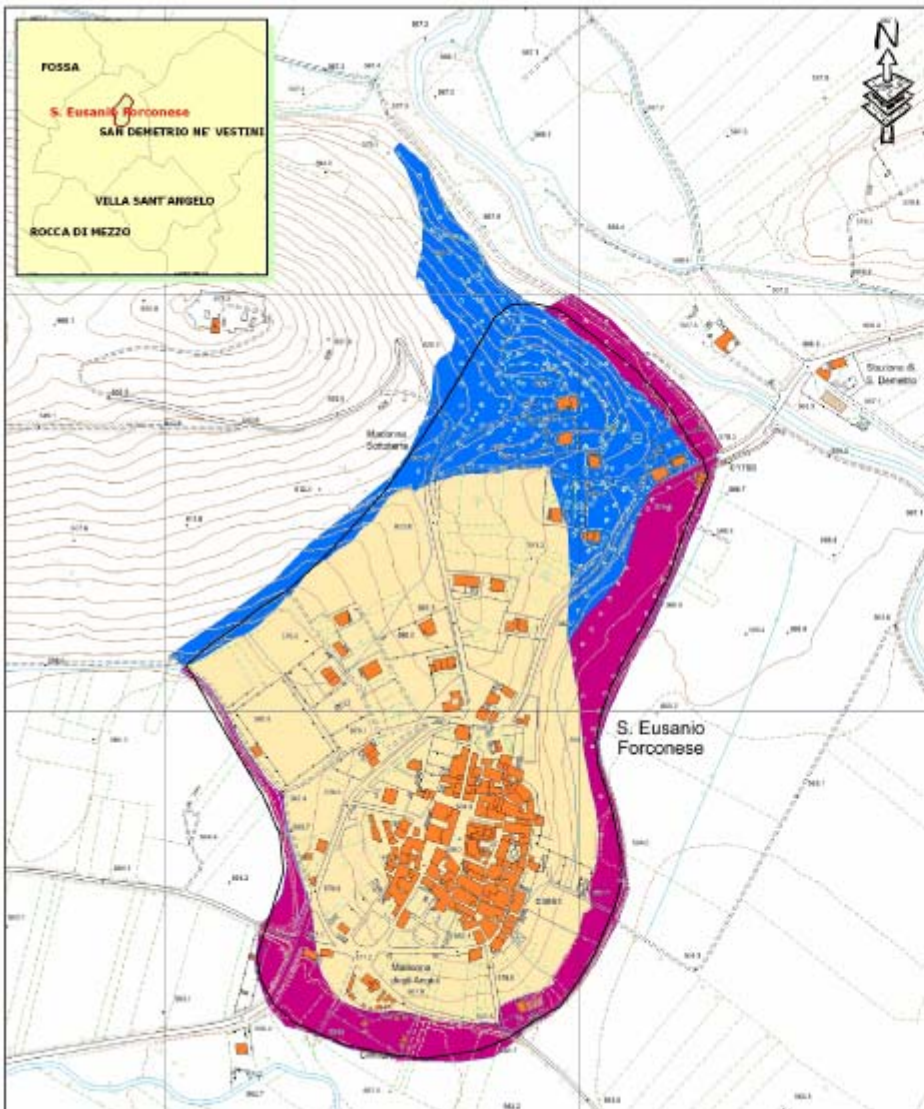
— Stesa geoelettrica (ISPRA)

Per la legenda della Carta geologica e geomorfologica di base e il profilo geologico, consultare la relativa cartografia di Sant'Eusanio Forconese.

S. Eusanio Forconese (Aq) - Macroarea 6 - a cura di ISPRA Servizio Geologico d'Italia

Rilevamento geologico alla scala 1:5.000 a cura di: D'Ambrogi C. & Marino M.
Informatizzazione e allestimento cartografico: Roma M.
Coordinamento Macroarea 6 e 7: Amanti M. & Cesi C.

Base topografica CTR alla scala 1:5.000 fornita dalla Regione Abruzzo.
Reticolato chilometrico WGS84 fuso 33N.



M A C R O A R E A 6



CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA



Sant'Eusanio Forconese (AQ)

Legenda

Zone stabili

 $F_a = 1,0$

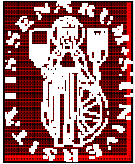
Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

 $F_a = 1,6$

 $F_a = 2,2$

Sant'Eusanio Forconese (Aq) - Macroarea 6 - a cura di ISPRA Servizio Geologico d'Italia

Rilevamento geologico alla scala 1:5,000 a cura di: D'Ambrogi C. & Marino M.
Parametrizzazione numerica: Chiessi V. & Pugliese A.
Informatizzazione e allestimento cartografico: Roma M.
Coordinamento Macroarea 6 e 7: Amanti M. & Cesi C.



CONCLUSIONI

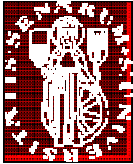
Le misure geofisiche possono fornire indicazioni utili a e basso costo per la caratterizzazione dinamica dei terreni nell'ambito di indagini di microzonazione sismica

Le tecniche basate sulle onde di volume sono in grado di fornire indicazioni assai precise sulla geometria delle interfacce presenti ma hanno profondità di esplorazione limitate (30/40 metri). Il metodo dei primi arrivi (sismica a rifrazione) risulta poi inapplicabile in presenza di inversioni di velocità

Le tecniche basate sullo studio delle onde superficiali (soprattutto quelle in configurazione passiva) sembrano fornire i migliori risultati in termini di profondità di esplorazione a parità di risorse impiegate

Il limite principale di queste tecniche è legato alle difficoltà di inversione delle informazioni risultanti che deve essere effettuata mediante opportune (e sofisticate) tecniche numeriche

Esiste tuttavia la possibilità di effettuare interpretazioni speditive caratterizzata da una accuratezza sufficiente per la maggior parte delle applicazioni pratiche



Indicazioni Bibliografiche

Per le tecniche basate sulle onde di Volume si può fare riferimento alla Linee Guida per la Microzonazione sismica ed alla bibliografia riportata

Per le tecniche attive acon Onde Superficiali

C.Mancuso, *Misure Dinamiche in Sito*. Hevelius Edizioni, Benevento, ISBN 88-86977-01-8

Per le tecniche passive con onde superficiali

Okada, H. (2003). The microtremor survey method, *Gephys. Monograph Series*, Vol. 12, Society of Exploration Geophysicists, 129 pp.

O al materiale reperibile sui siti WEB

http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr/SES_Reports.htm#Guidelines

<http://nato.gfz.hr/>