



A.A. 2021-2022

Corso di Laurea Magistrale in GEOSCIENZE

***Microzonazione (1 CFU)
- MICROZ -***

***UD-1: Multichannel Analysis
of Surface Waves - MASW***

Docente: Emanuele Forte

Tel. 040/5582271-2274

e-mail: eforte@units.it

Introduzione: Le velocità sismiche

Material	P wave Velocity (m/s)	S wave Velocity (m/s)
Air	332	
Water	1400-1500	
Petroleum	1300-1400	
Steel	6100	3500
Concrete	3600	2000
Granite	5500-5900	2800-3000
Basalt	6400	3200
Sandstone	1400-4300	700-2800
Limestone	5900-6100	2800-3000
Sand (Unsaturated)	200-1000	80-400
Sand (Saturated)	800-2200	320-880
Clay	1000-2500	400-1000
Glacial Till (Saturated)	1500-2500	600-1000

La velocità delle diverse onde sismiche variano molto nei diversi materiali geologici (ad in alcuni casi le onde NON si propagano) → La velocità delle onde sismiche è un ottimo parametro fisico per caratterizzare un materiale.

Le applicazioni partono da questioni sismologiche (es. Normativa antisismica, come vedremo), ma spaziano su vari campi dell'ingegneria, della geotecnica, della geomeccanica, dell'idrogeologia, degli studi ambientali,...

Introduzione: Le velocità sismiche

• Obiettivo del modulo MICROZ:

Ricavare la distribuzione verticale della velocità delle onde di taglio $V_s(z)$ e/o del modulo di rigidità $\mu(z)$ a partire da un 'esperimento' sismico.

Tecniche per l'acquisizione della V_s in situ:

1) Prove in foro - Diversi metodi ATTIVI (down hole, cross hole, log di pozzo)

2) Metodi da superficie

a) **Metodi PASSIVI** (misura di "microtremori"):

- Refraction Microtremor – ReMi)
- Horizontal-Vertical Spectral Ratio (HVSr)
- Method of Spatial Autocorrelation (SPAC)

b) **Metodi ATTIVI**

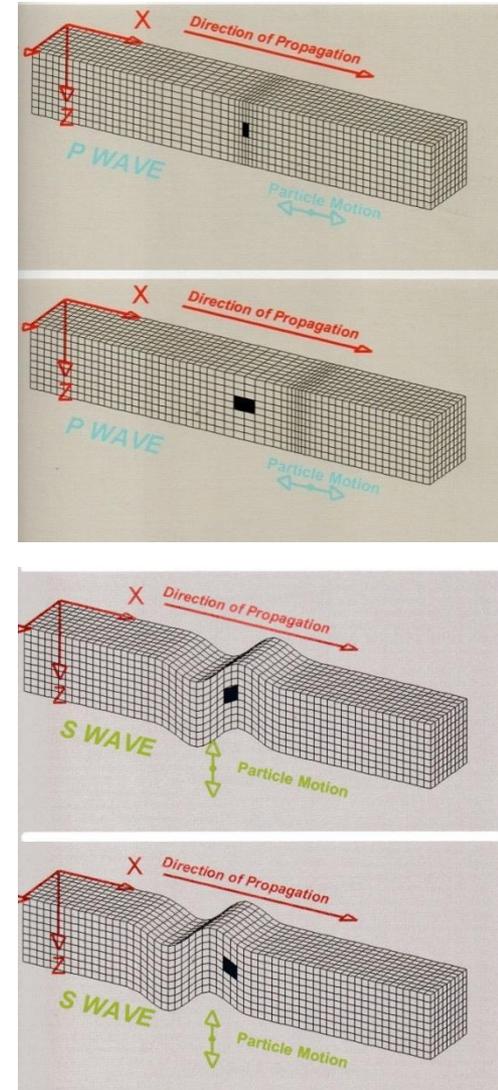
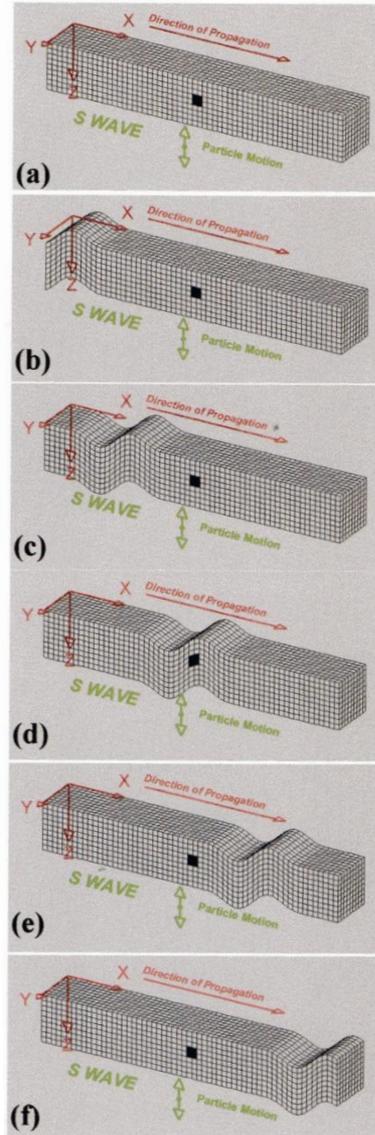
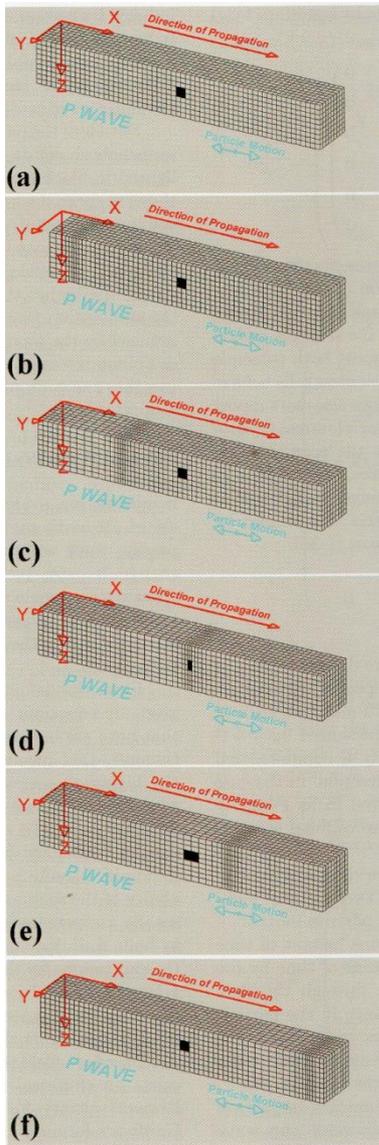
- Profili sismici (riflessione o rifrazione) con geofoni a component orizzontali ed energizzatori di onde SH.
- Analisi delle onde di superficie (Rayleigh) registrate con geofoni a componenti verticali
- SASW (Stokoe and Nazarian, 1985) e **MASW (Park et al., 1999; Xia et al., 1999)**

Multichannel Analysis of Surface Waves - **MASW**

Analisi della dispersione geometrica delle onde superficiali attraverso una procedura in quattro fasi:

1. Acquisizione dati sismici
2. Analisi dati sismici
utilizzate ONDE DI SUPERFICIE: Love,
Rayleigh, Scholte
3. Modellazione (simulazione numerica)
4. Inversione → **da $v_R(f)$ a $v_S(z)$**

Onde di CORPO



Yilmaz, 2015

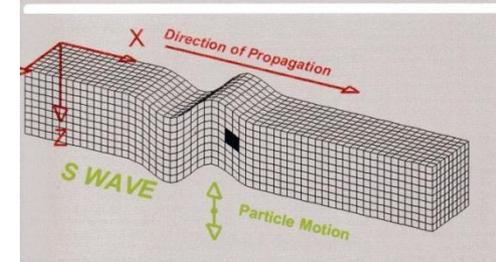
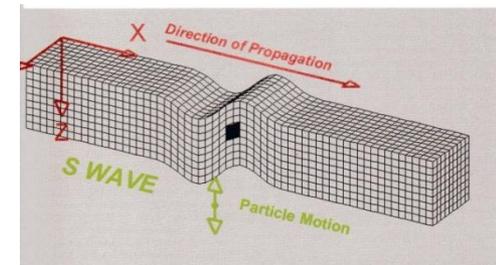
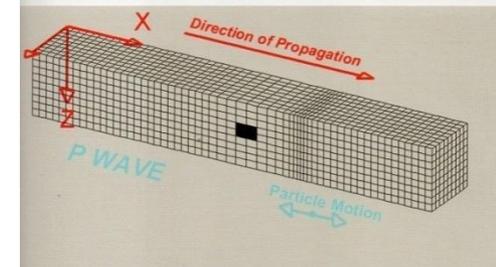
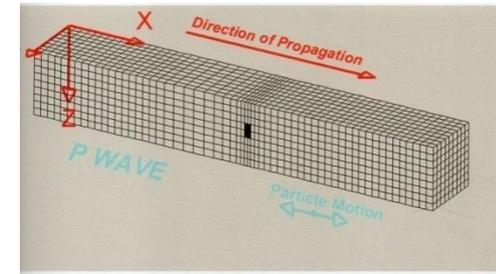
Onde di CORPO

**Onde di CORPO → si propagano
nell'intero volume**

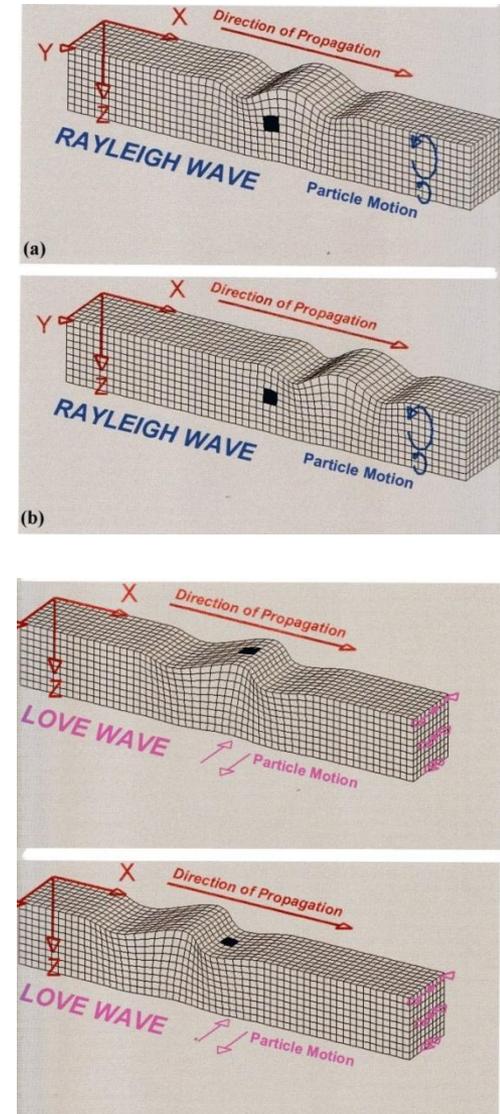
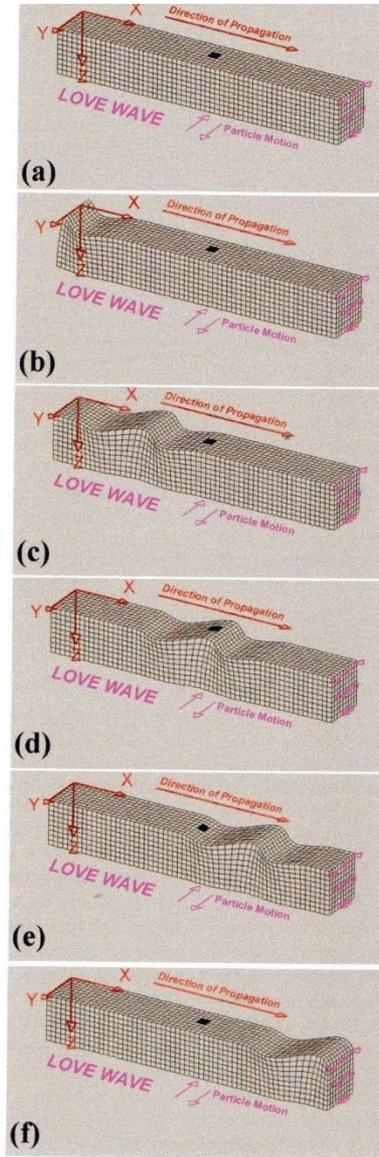
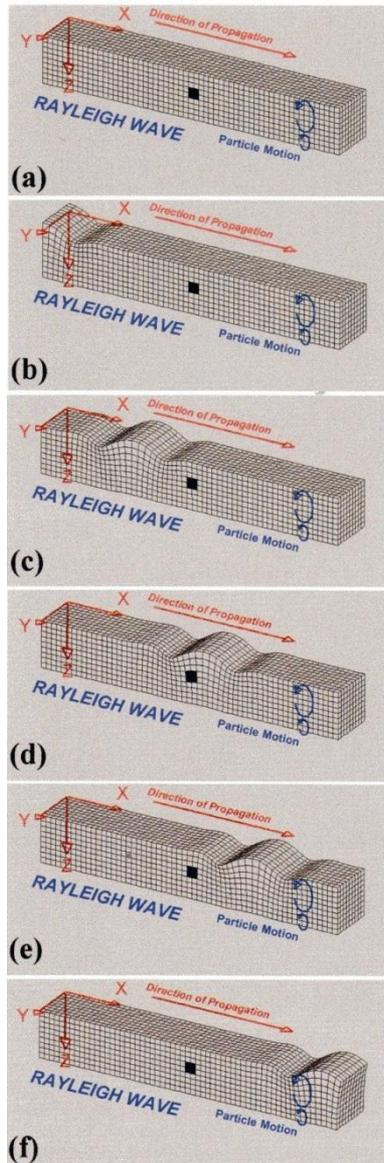
→ Onde P ed S

• **Onde P (dilatazionali, longitudinali, irrotazionali, compressionali):** corrispondono a variazioni nella dilatazione Δ .

• **Onde S (di taglio, trasversali, rotazionali):** corrispondono a variazioni in una o più componenti della rotazione θ .



Onde di SUPERFICIE

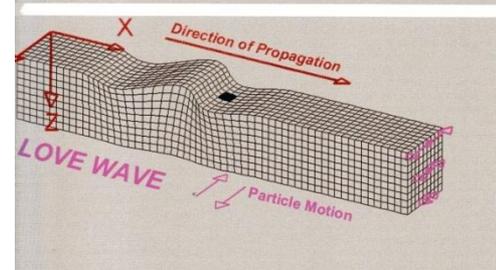
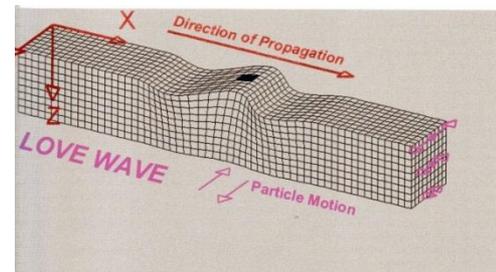
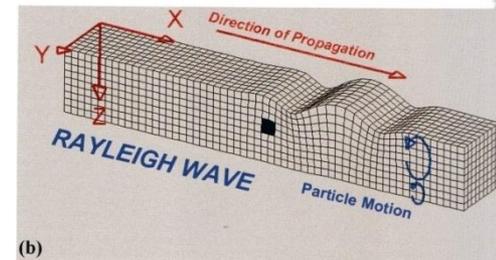
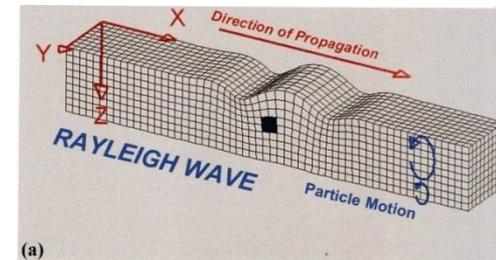


Onde di SUPERFICIE

Onde di SUPERFICIE → si propagano lungo un'interfaccia (SE ESISTE!)

→ Onde di Rayleigh, di Love, di Sholte,...

- Onde con movimento circolare che si propagano lungo una superficie di separazione tra due mezzi aventi caratteristiche sismiche diverse. Tendono ad attenuarsi rapidamente aumentando la distanza da questa superficie.
→ ONDE GUIDATE.

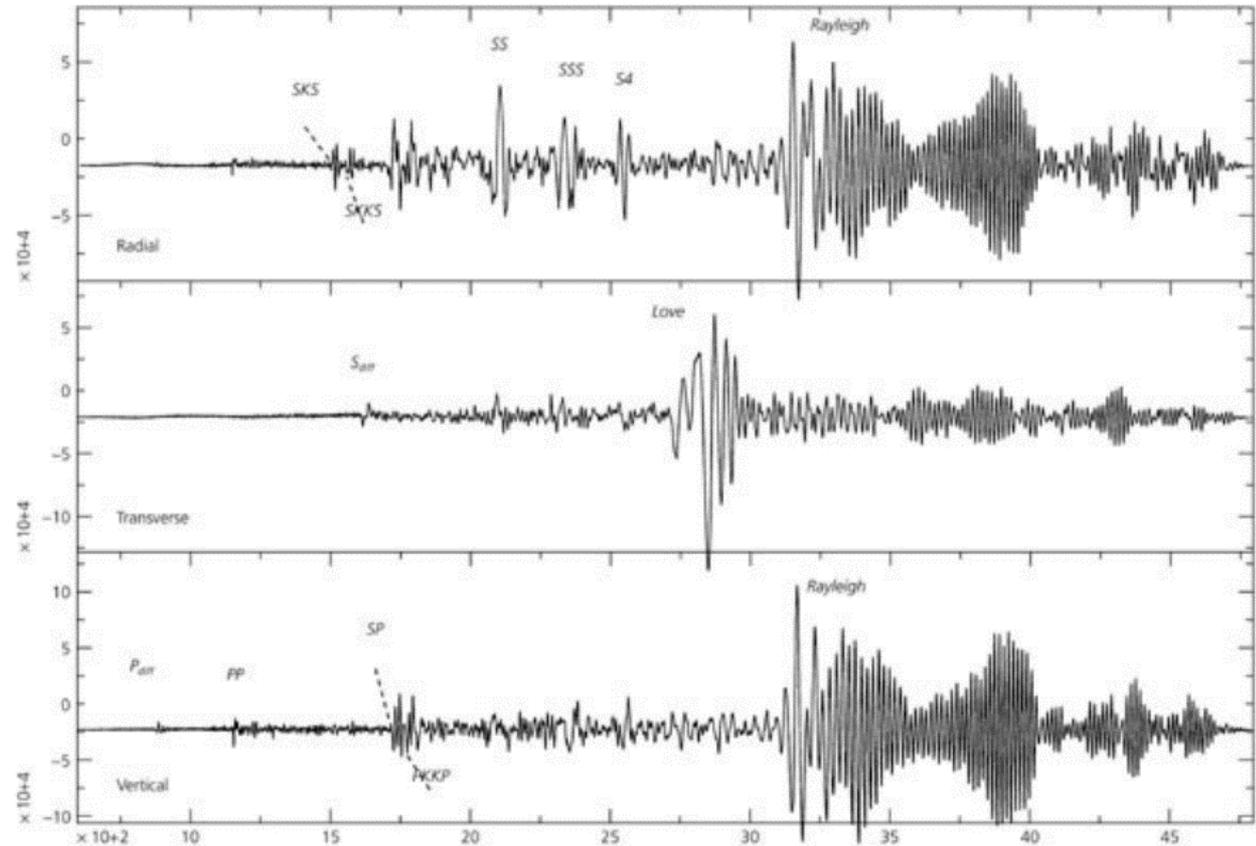


Onde di SUPERFICIE

- Onde che si propagano parallelamente alla superficie della Terra [quindi non propagano energia verso l'interno (z)]
- L'energia che trasportano si concentra in uno strato superficiale di spessore \approx una lunghezza d'onda (λ) →
DIVERSE (λ) → PROFONDITA' DIVERSE
- Le proprietà fisiche dello strato superficiale influenzano quindi la loro propagazione
- Non sono onde longitudinali né trasverse (moto delle particelle parallelo o perpendicolare alla direzione di trasporto dell'energia)
- Le particelle alla superficie del mezzo subiscono un moto
CIRCOLARE

Onde di SUPERFICIE

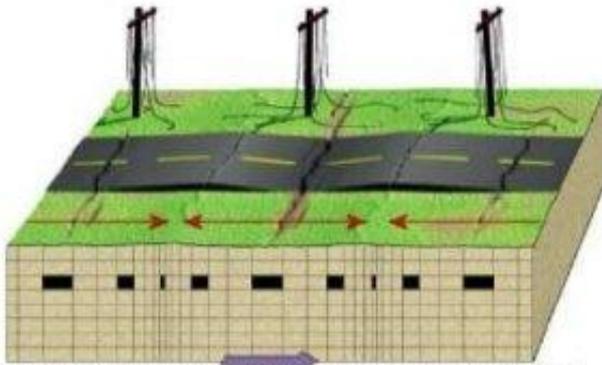
La loro densità di energia (ampiezza) è maggiore, a parità di distanza dalla sorgente (r) rispetto alle onde di corpo (OC) perché si distribuisce su fronti d'onda di dimensioni inferiori e decade come $1/r$ mentre per OC come $1/r^2$



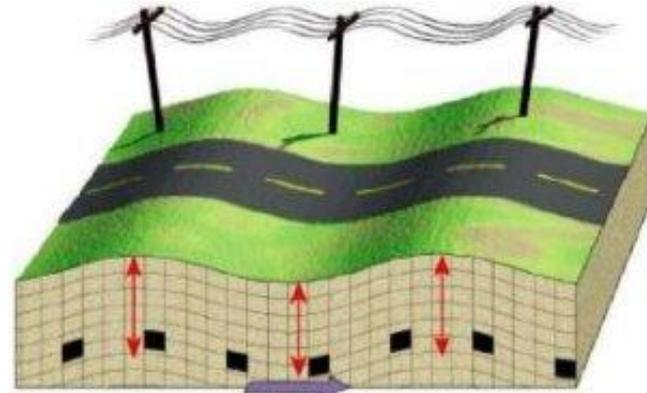
PERCIO' SONO EVENTI DOMINANTI NELLE REGISTRAZIONI SISMICHE (*Ground Roll nelle applicazioni di sismica a riflessione*) e PIU' DISTRUTTIVI

L'ampiezza diminuisce esponenzialmente con la profondità $A(r,z)$

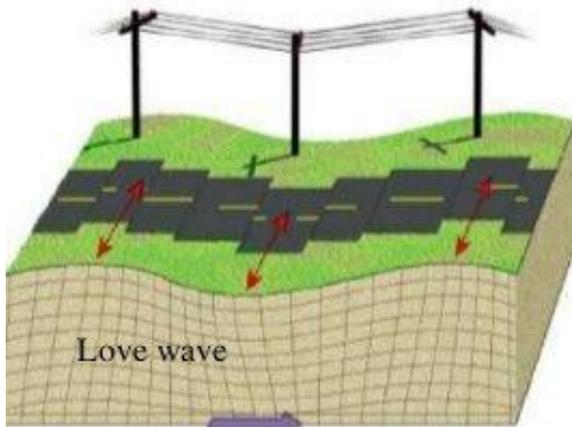
Onde di SUPERFICIE vs ONDE di CORPO



The back-and-forth motion produced as P waves travel along the surface can cause the ground to buckle and fracture.

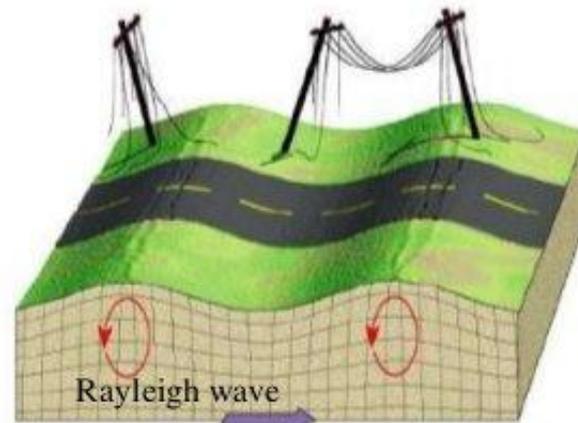


S waves cause the ground to shake up-and-down and sideways.



Love wave

One type of surface wave moves the ground from side to side and can damage the foundations of buildings.

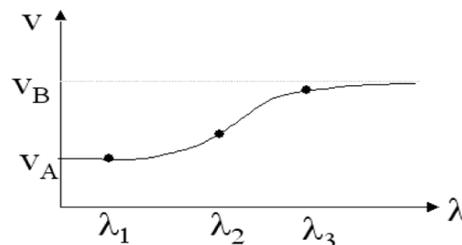
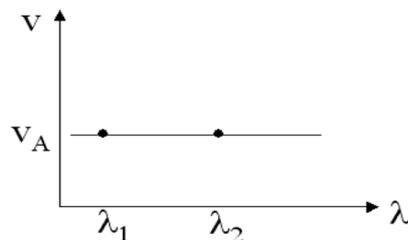
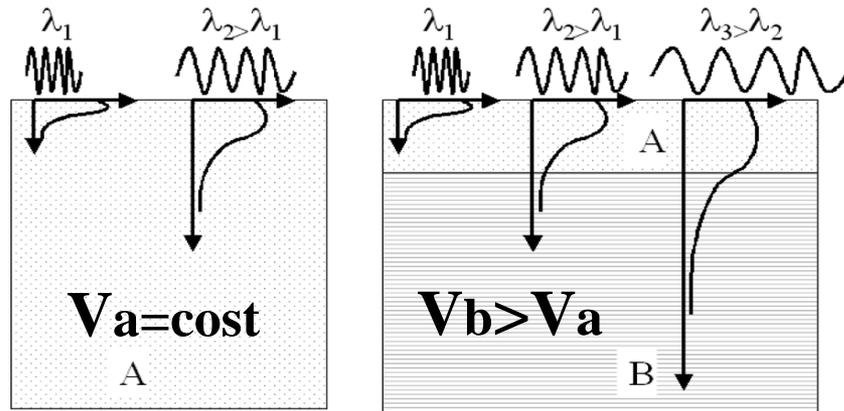


Rayleigh wave

Another type of surface wave travels along Earth's surface much like rolling ocean waves. The arrows show the movement of rock as the wave passes. The motion follows the shape of an ellipse.

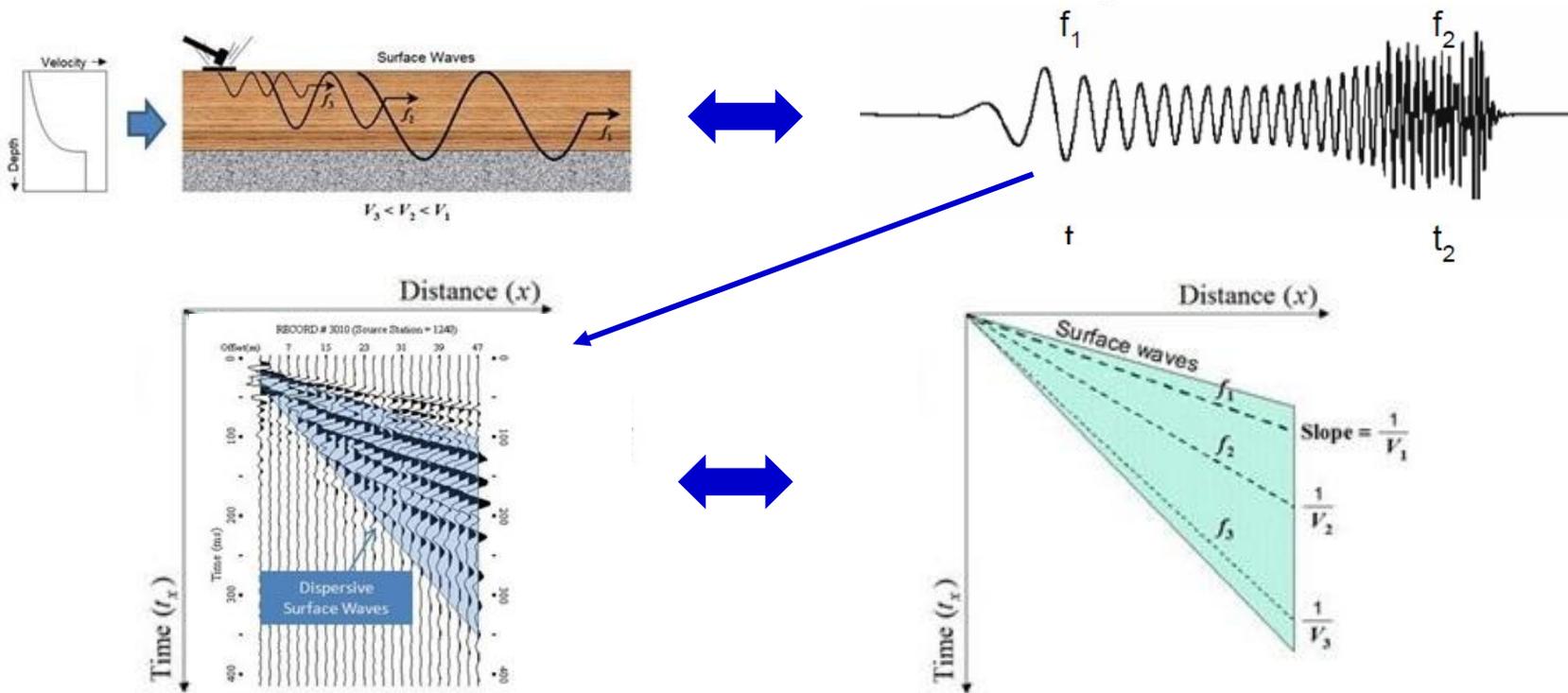
Onde di SUPERFICIE

- In mezzi verticalmente eterogenei le ONDE DI SUPERFICIE subiscono DISPERSIONE → componenti che hanno diversa frequenza (f) hanno diversa velocità di fase.
- Questo tipo di dispersione dipende dalla geometria del materiale eterogeneo (e.g. stratificazione) e non dalle proprietà fisiche di un materiale omogeneo → **DISPERSIONE GEOMETRICA**.



Onde di SUPERFICIE

DISPERSIONE



$$v_1(f_1) = \frac{x_1}{t_1}$$

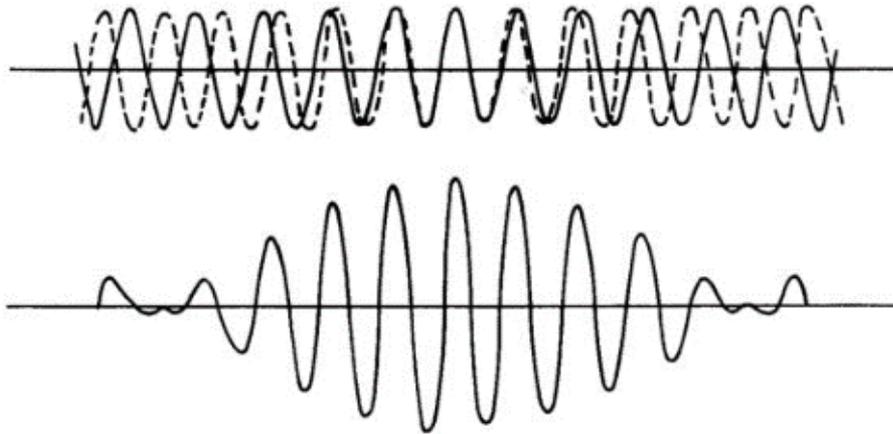
$$v_2(f_2) = \frac{x_2}{t_2}$$

Velocità di fase
 $v_1(f_1) > v_2(f_2), \dots$

Le diverse componenti
 in frequenza si
 propagano con
 velocità di fase diverse

Onde di SUPERFICIE

DISPERSIONE



Velocità di FASE $v = f\lambda = \omega/k$

E' la velocità dei fronti d'onda (superfici con fase costante)

Velocità di GRUPPO $v_g = \frac{\partial \omega}{\partial k}$

E' la velocità dei gruppi ('pacchetti') che si formano come interferenza di più frequenze diverse.

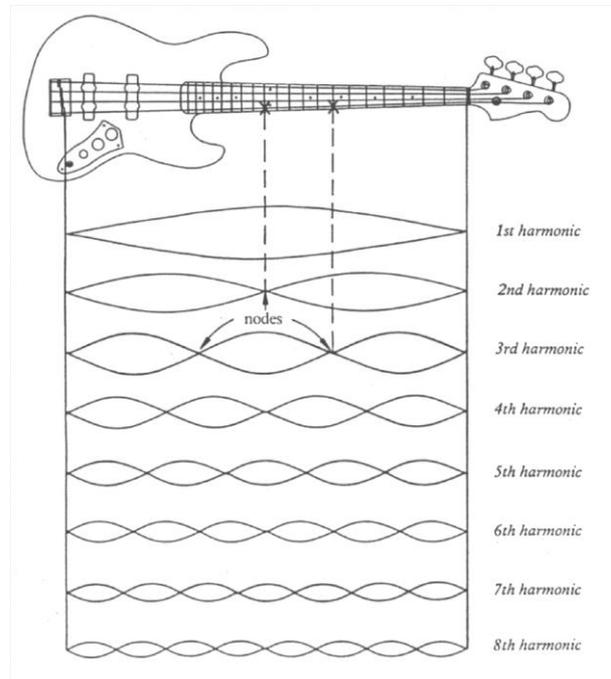
Propagazione Multimodale

In un mezzo stratificato, la propagazione delle onde di superficie è un fenomeno **MULTIMODALE**

Ovvero, per una determinata frequenza di oscillazione, possono esistere:

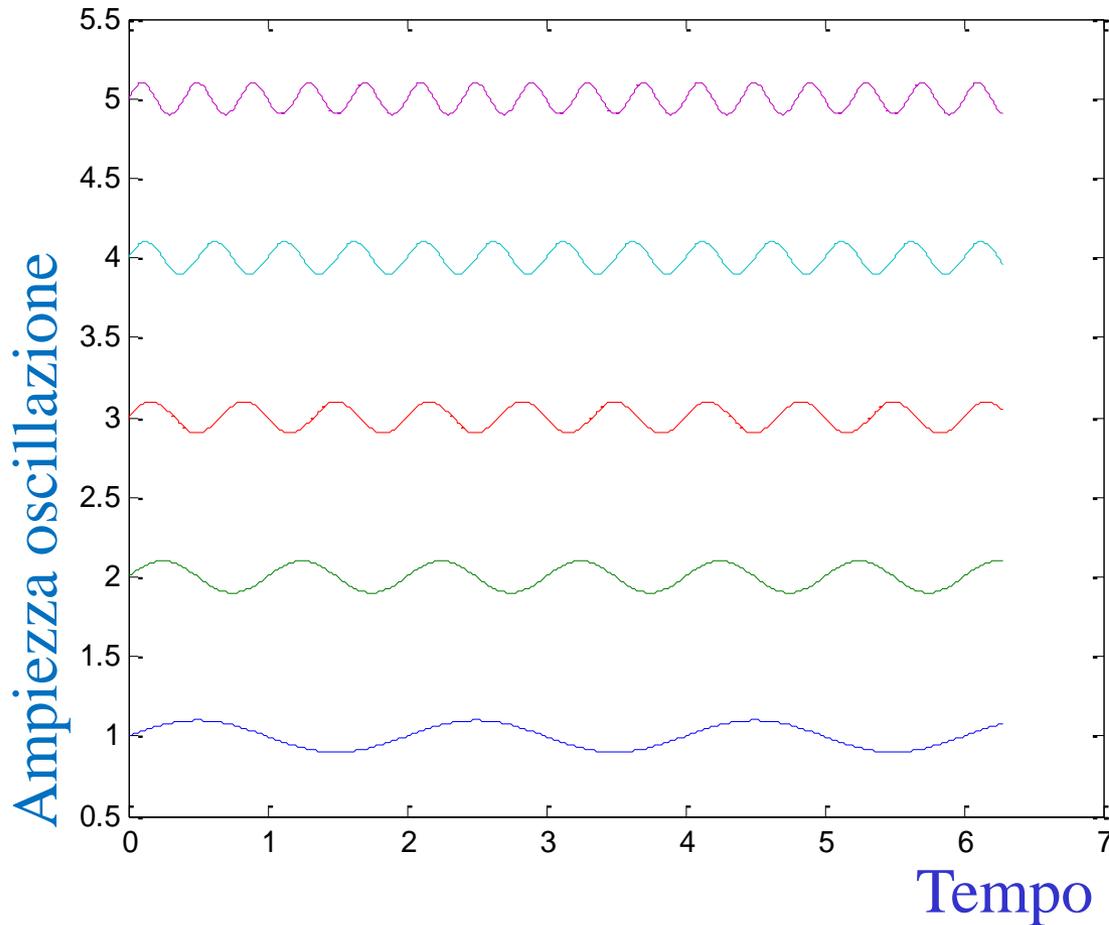
- Diverse lunghezze d'onda → Diverse velocità di fase

Le diverse velocità di fase possono coesistere e corrispondono a diversi **MODI** di propagazione.



Il 'timbro'... c'è qualche musicista?

Propagazione Multimodale



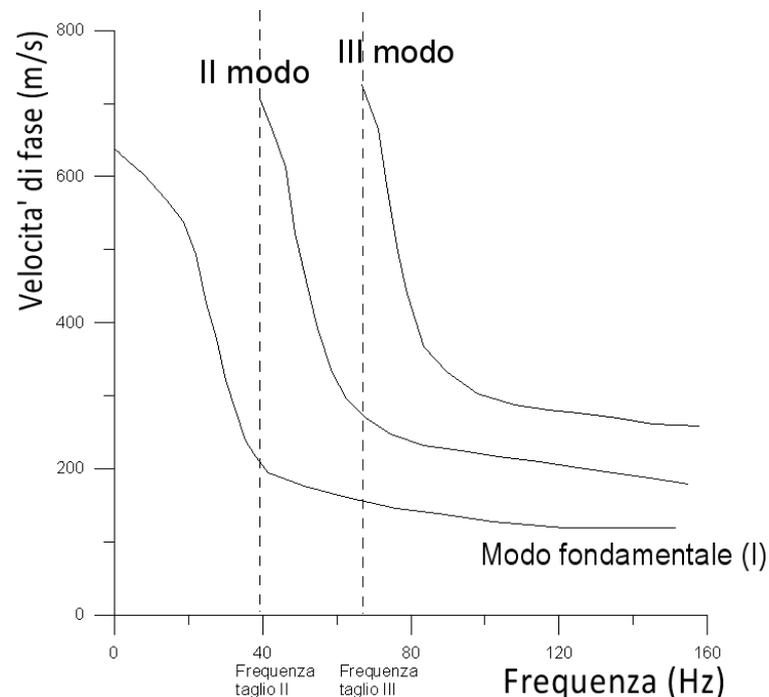
La stessa frequenza di oscillazione può tradursi in λ diverse e quindi in velocità di fase diverse

Modo Fondamentale e modi superiori → Curve di dispersione

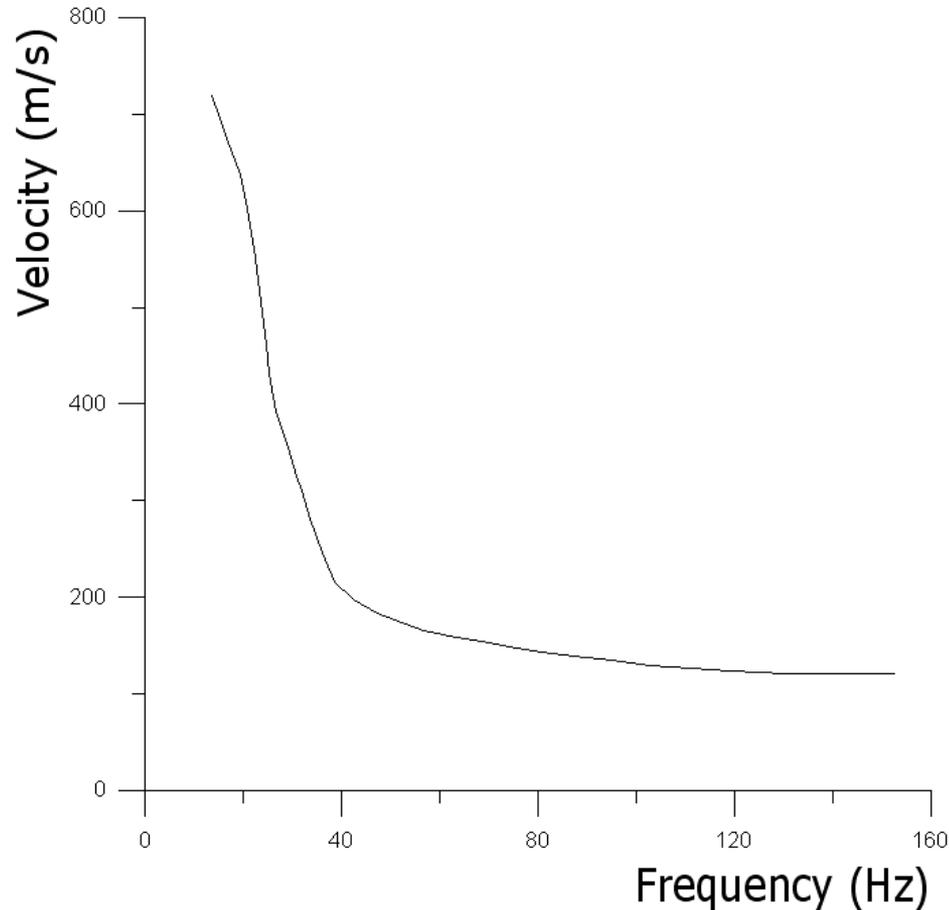
Ogni MODO (ad eccezione del fondamentale) esiste al di sopra di una frequenza limite inferiore (frequenza di taglio).

Il numero di modi è limitato se il numero di strati e l'intervallo di frequenze sono finiti.

Il **modo fondamentale** (primo modo, modo fondamentale di Rayleigh) è l'unico al di sotto della frequenza di taglio del secondo modo. Spesso è il più energetico.



Modo Fondamentale e modi superiori → Curve di dispersione



Le BASSE frequenze
(→ grandi λ) tendono a
campionare anche strati
più PROFONDI

Le frequenze ELEVATE
(→ piccole λ) le zone
più superficiali

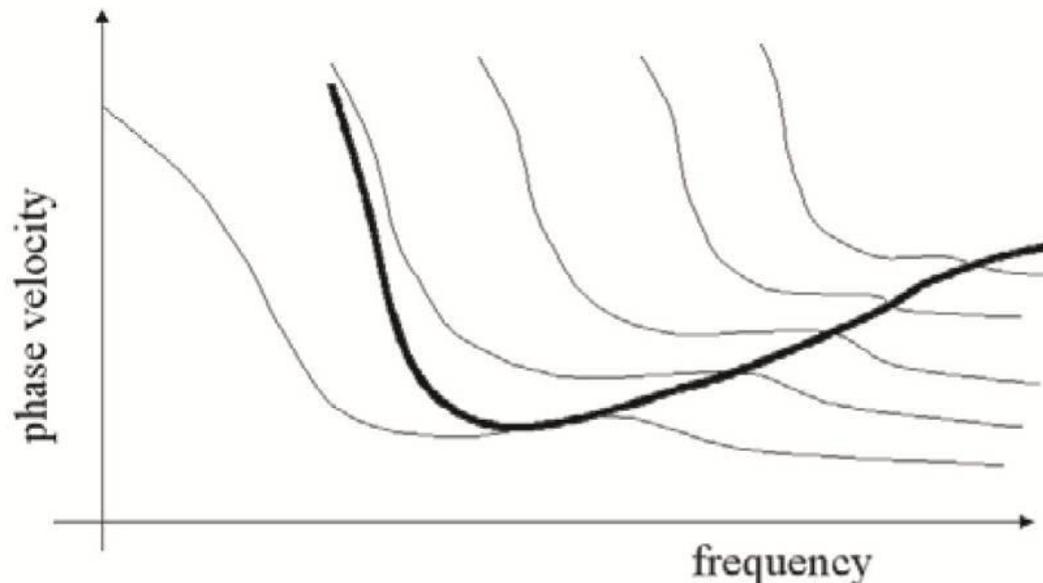
Esempio schematico di curva di dispersione per onde superficiali

Modo Fondamentale e modi superiori → Curve di dispersione

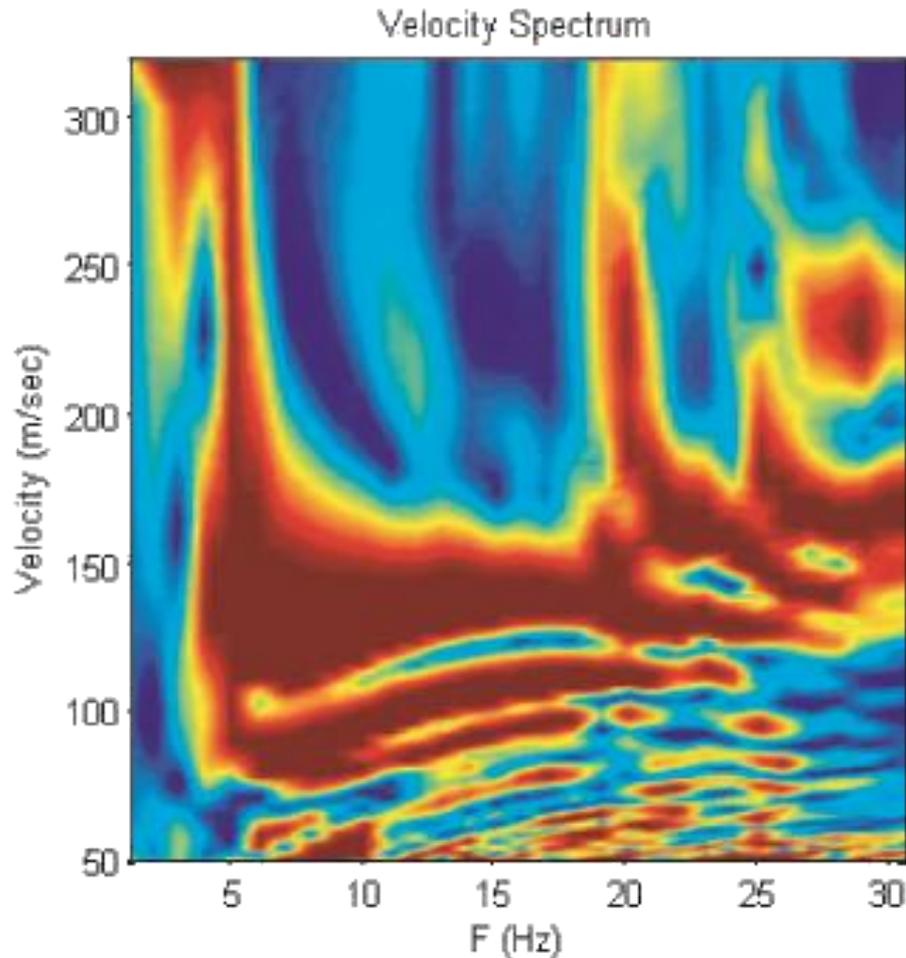
La curva di dispersione delle onde superficiali può essere utilizzata per ricavare le proprietà del sottosuolo, che ne influenzano l'andamento

La sua interpretazione può essere tuttavia complicata dalla sovrapposizione dei differenti modi, che rende impossibile l'identificazione della velocità di fase per ciascun modo e consente di ricavare solo una

CURVA DI DISPERSIONE APPARENTE



Modo Fondamentale e modi superiori → Curve di dispersione



La distribuzione dell'energia sui differenti modi di propagazione dipende da fattori legati alla struttura ed alle proprietà fisiche del terreno e dalle caratteristiche della sorgente sismica.

UNO DEI PUNTI CRUCIALI DEL METODO E' DEFINIRE CORRETTAMENTE LA CURVA DI DISPERSIONE → $v(f)$ a partire da misure di campagna → esperimento sismico da cui ricavare il profilo v_s .

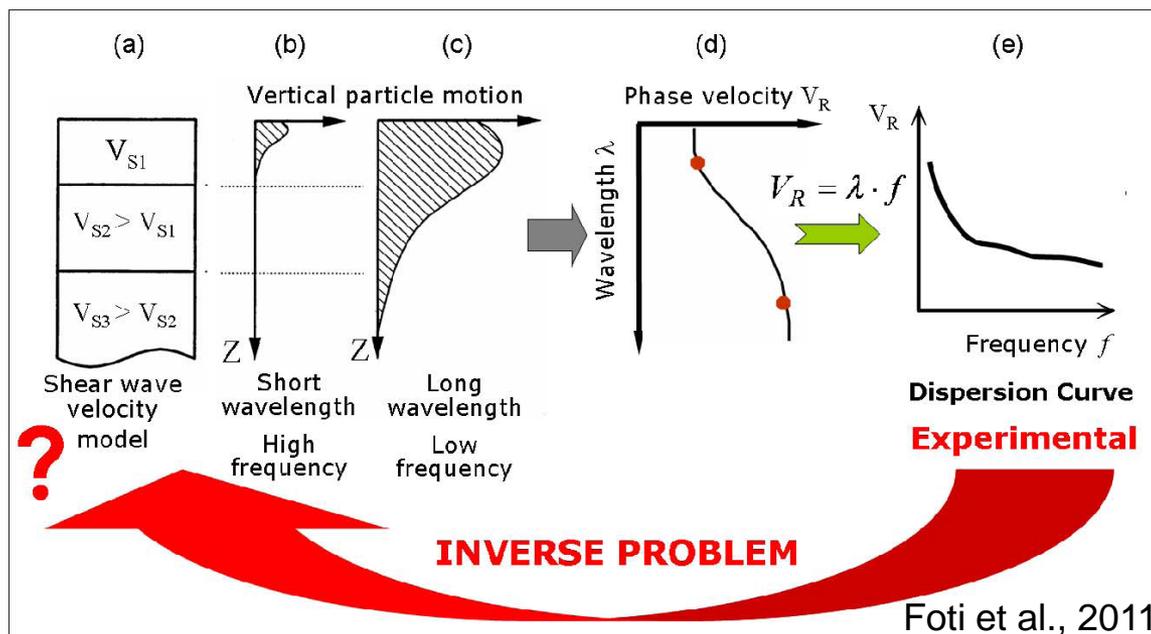


Il metodo MASW

Il metodo MASW

Schema concettuale

Obiettivo: ricavare il profilo verticale v_s a partire dalla dispersione delle velocità delle onde di Rayleigh (v_R)



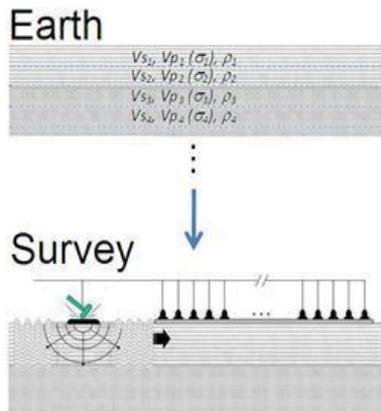
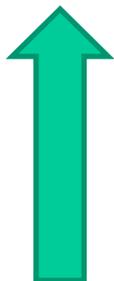
In materiali linearmente elastici con valori positivi del coefficiente di Poisson ($p \cong 0.1-0.3$ per la maggioranza dei materiali geologici) la velocità dell'onda di Rayleigh (in realtà dispersiva) può essere approssimata (Freund, 1998) a: $v_R = v_s \frac{0.86+1.14p}{1+p}$

→ $v_R \cong (87-93\%) v_s$

Il metodo MASW

Schema concettuale

Processo
INVERSO



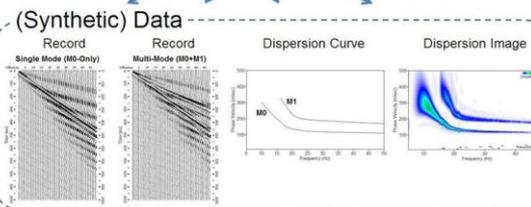
?

(Forward)
MODELING

Earth Model

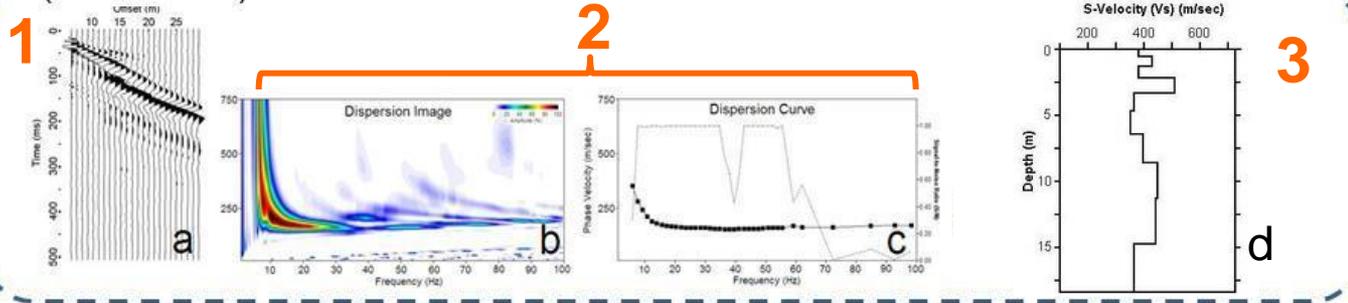
$V_{S1}, V_{P1}(\sigma_1), \rho_1$
$V_{S2}, V_{P2}(\sigma_2), \rho_2$
$V_{S3}, V_{P3}(\sigma_3), \rho_3$
$V_{S4}, V_{P4}(\sigma_4), \rho_4$

Dato



Processo DIRETTO

(Measured) Data

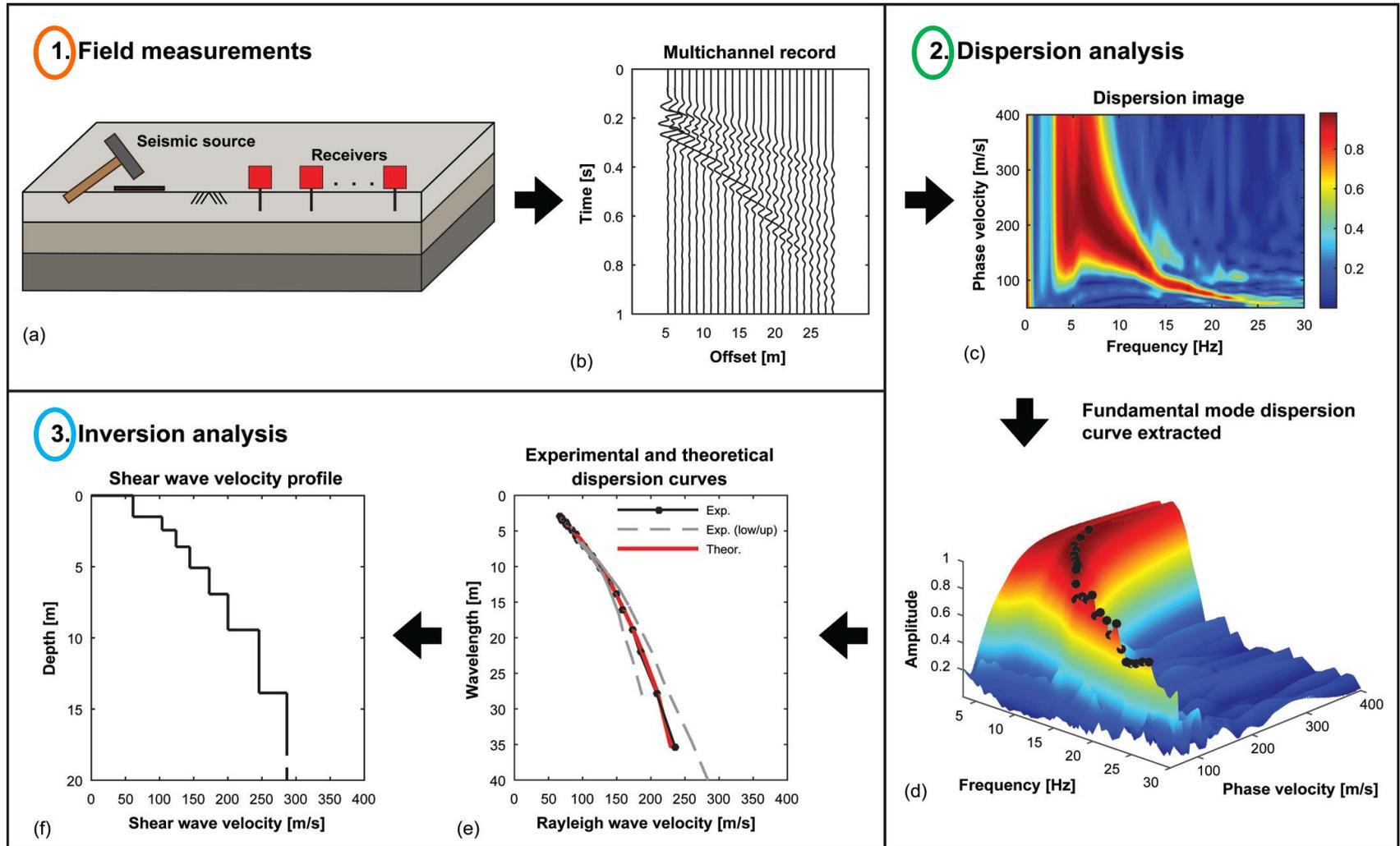


a: field record, b: dispersion image, c: dispersion curve, d: shear velocity (v_s) profile

La v_s si può ricavare (MASW) da una misura di sismica
ATTIVA tramite un **Common Shot Gather**

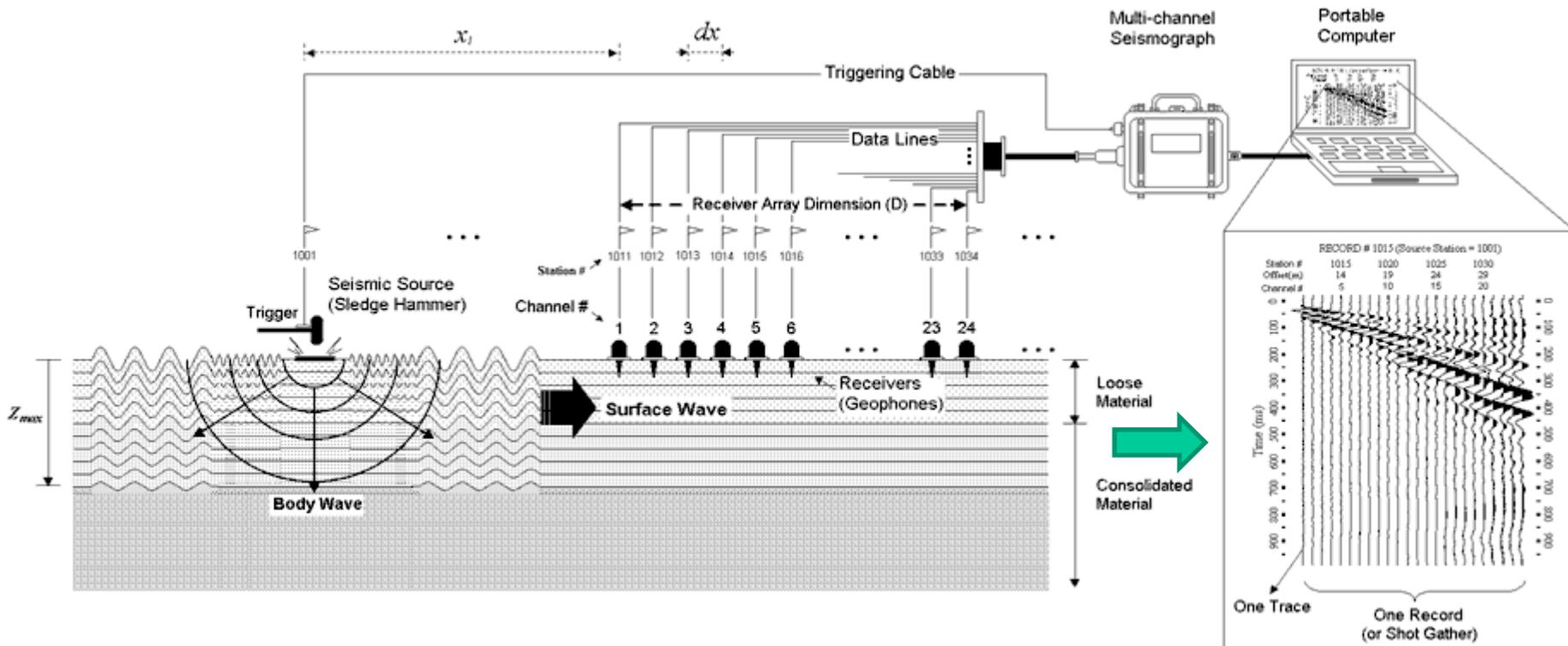
Il metodo MASW

Schema concettuale



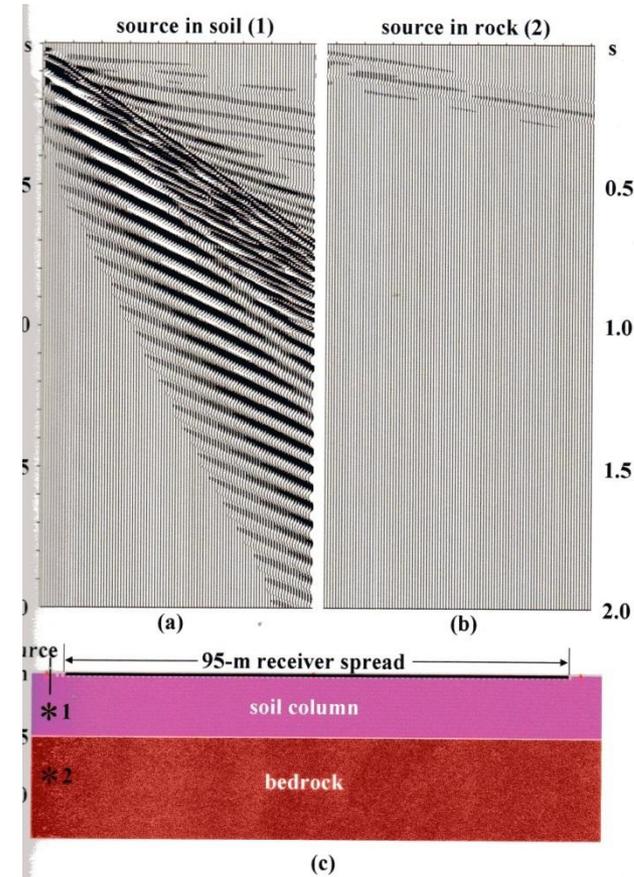
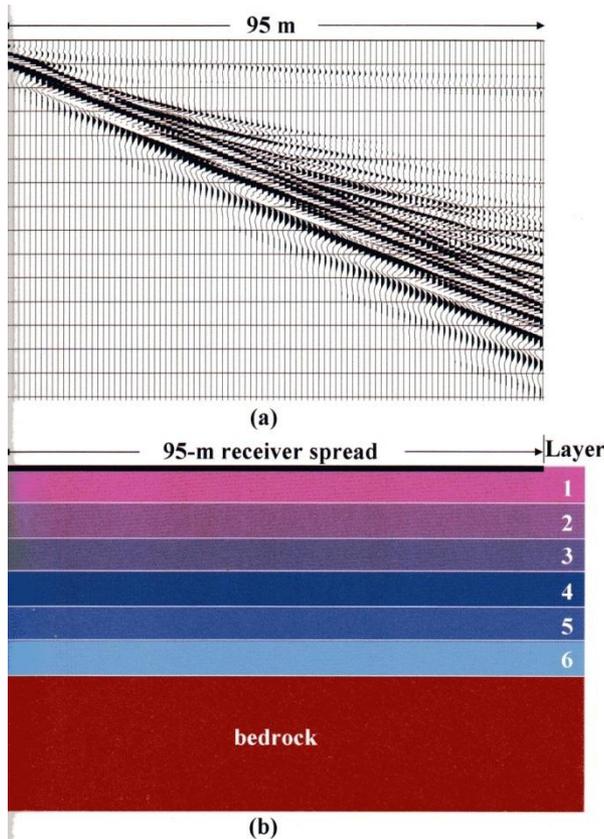
Olafsdottir et al., 2018

1) Acquisizione dati



Obiettivo: acquisizione di **Common Shot (i.e. Source) Gather**

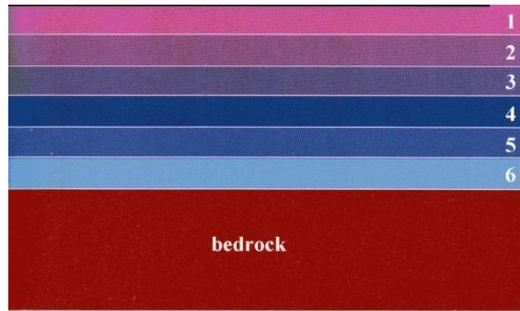
1) Acquisizione dati



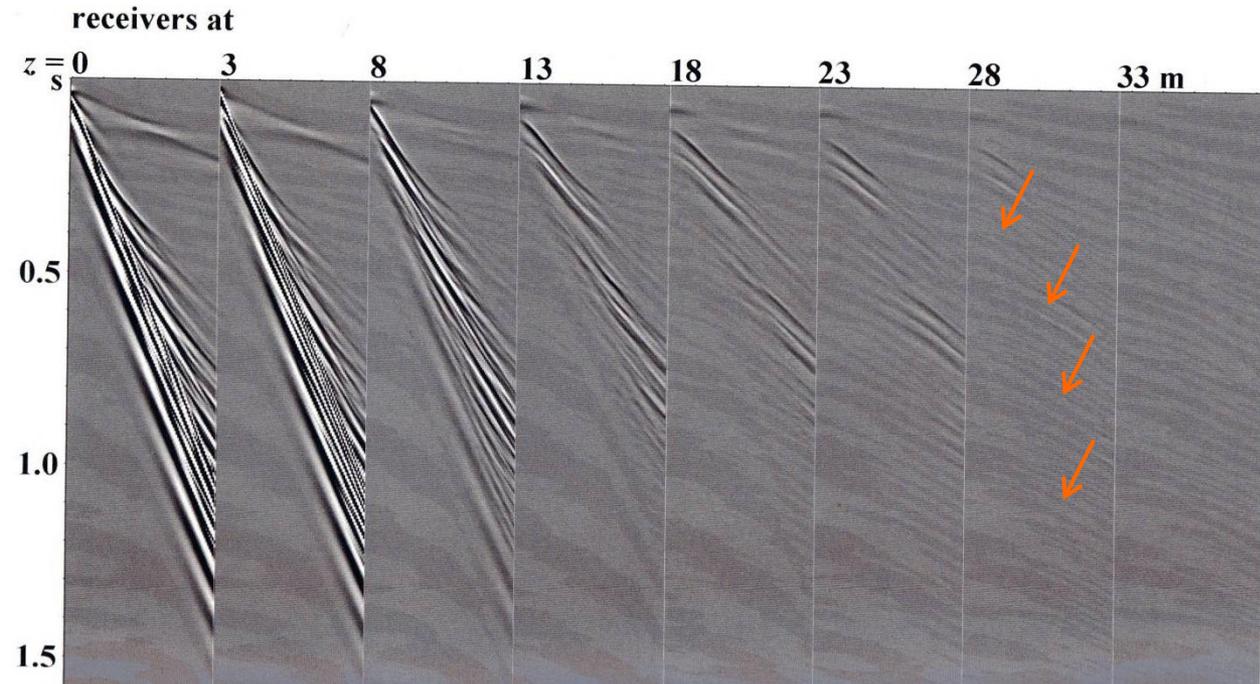
Yilmaz, 2015

Ci sono moltissime variabili di tipo geometrico, logistico e fisico che condizionano i risultati e che spesso non è possibile settare in maniera ottimale perché questo presupporrebbe di conoscere a priori le velocità e le geometrie presenti nel sottosuolo.

1) Acquisizione dati



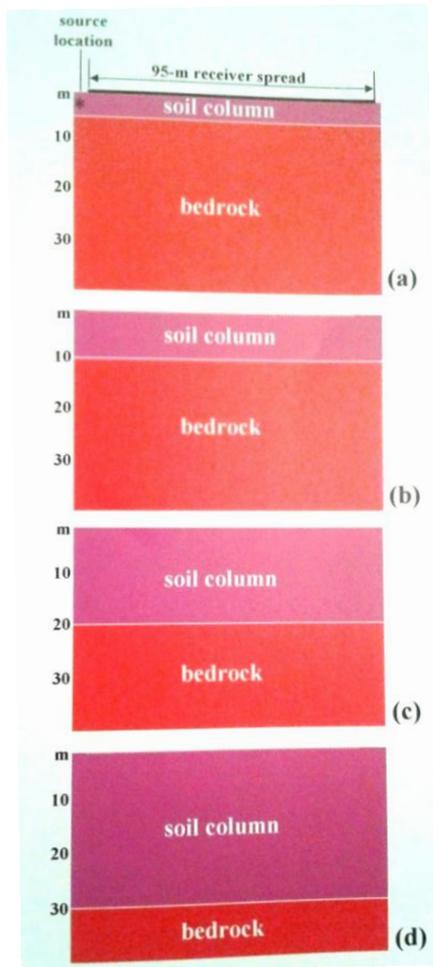
Modello di velocità



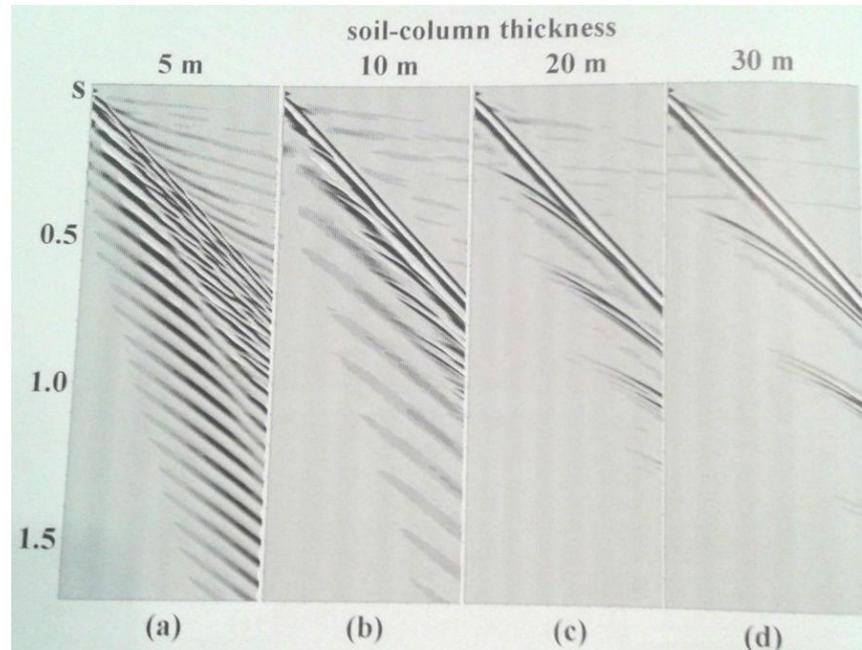
Yilmaz, 2015

Simulazione con 96 ricevitori spazati di 1 m posti in superficie ($z=0$) e a profondità crescenti (fino a $z=33$ m) → l'ampiezza delle onde di superficie diminuisce rapidamente (mentre si evidenziano ad esempio le onde **P riflesse**).

1) Acquisizione dati



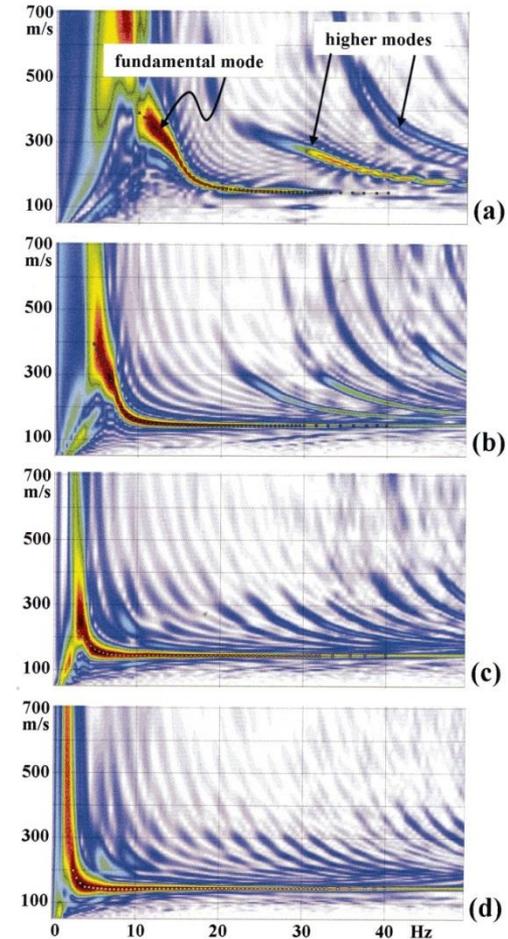
Modelli del sottosuolo



Yilmaz, 2015

Acquisizioni simulate

2

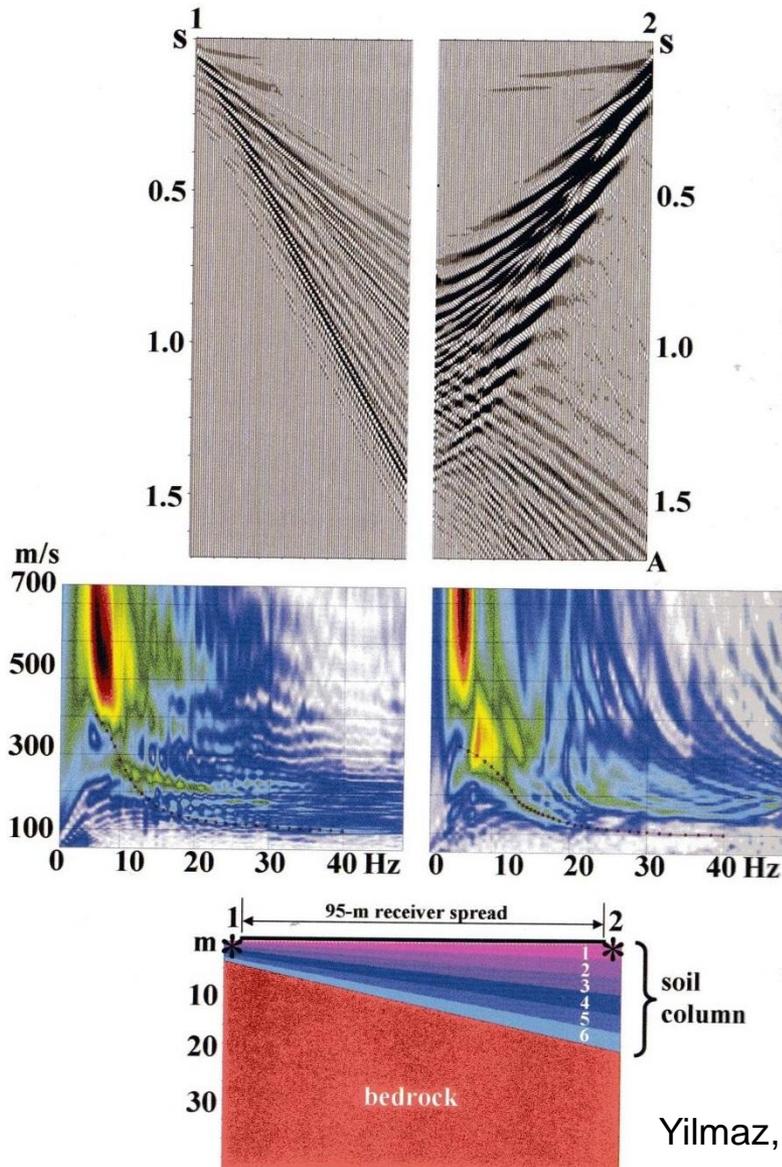


Curve di dispersione

1) Acquisizione dati

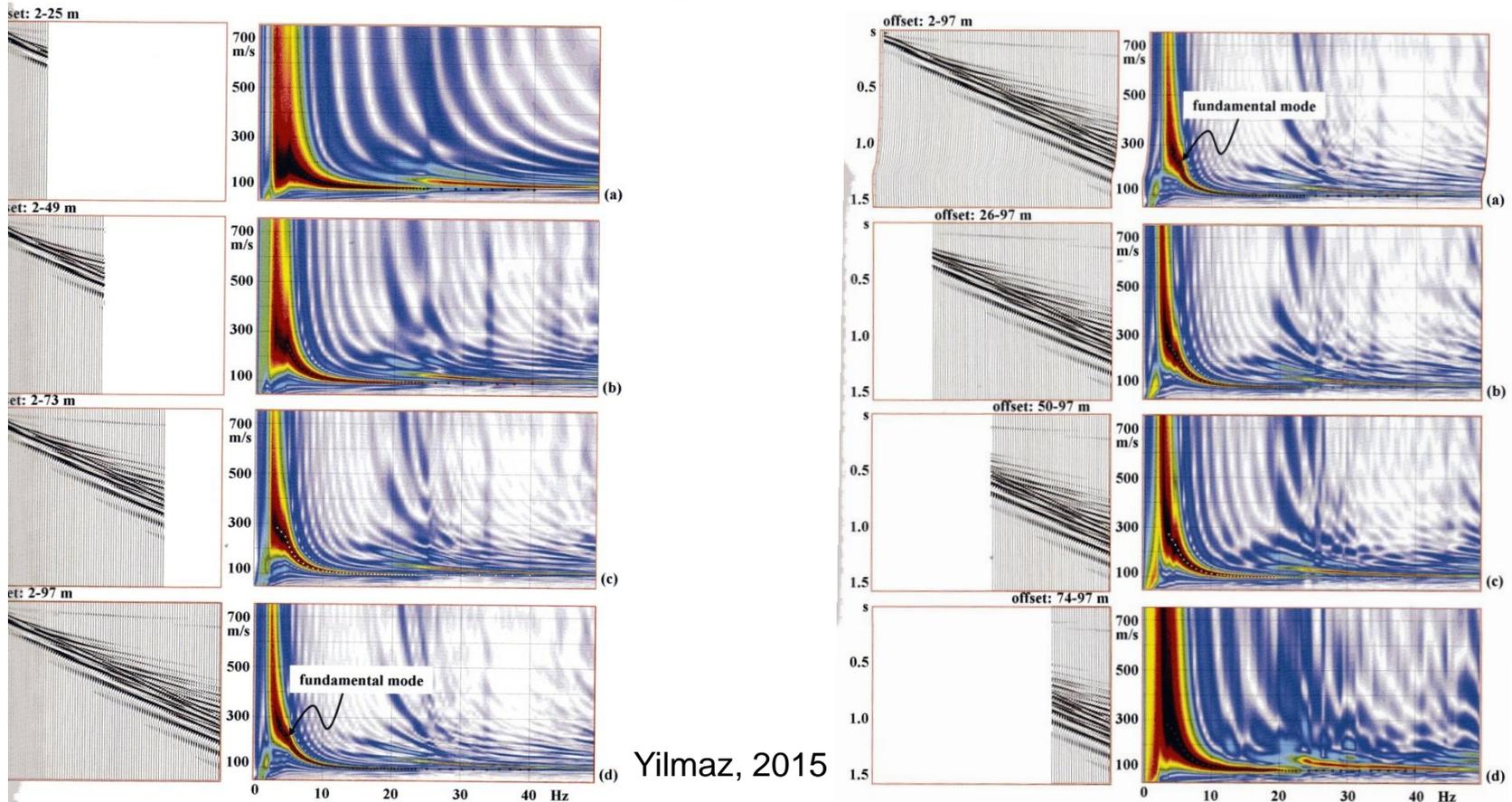
Importanza di acquisire sempre shot coniugati (ovvero simmetrici). In questo modo non solo è possibile valutare la presenza di variazioni laterali, ovvero la non applicabilità di approssimazioni 1D, ma gli stessi dati possono anche essere utilizzati per ricavare le V_p tramite l'analisi delle onde dirette e rifratte (Sismica a Rifrazione)

2



1) Acquisizione dati

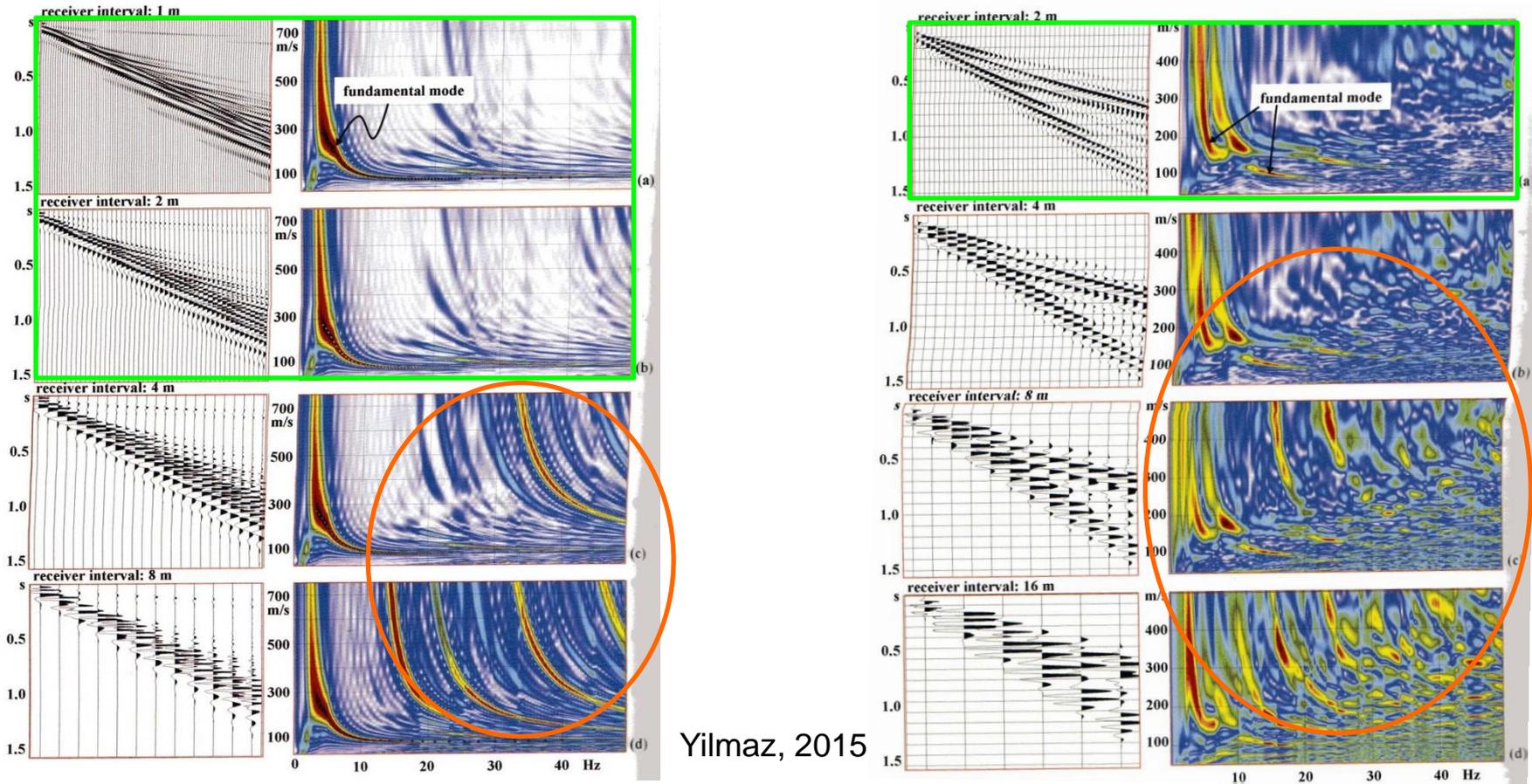
Il problema della lunghezza dello stendimento



Sussistono due esigenze contrapposte: più si allunga lo stendimento più il dato registrato è affidabile ed accurato, ma... allargandosi la zona investigata è meno probabile essa sia omogenea! Per un risultato ottimale sarebbero indispensabili sia offset vicini, sia offset lontani.

1) Acquisizione dati

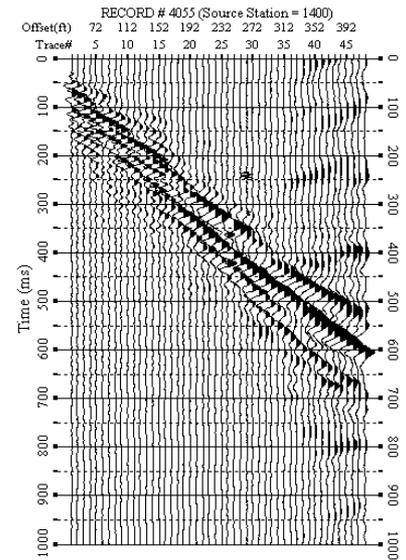
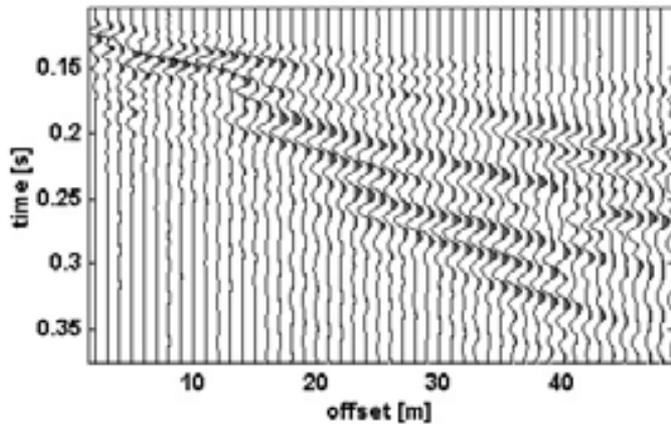
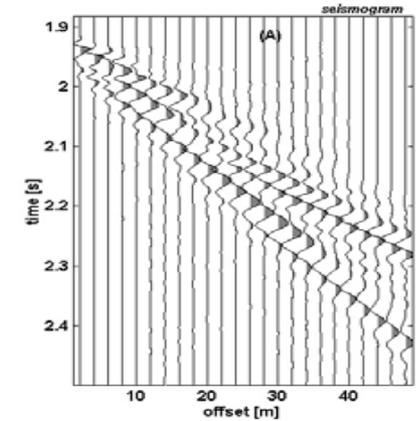
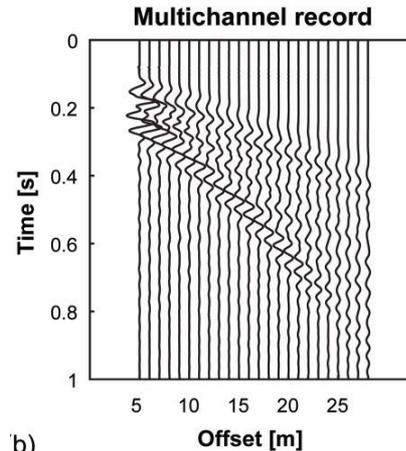
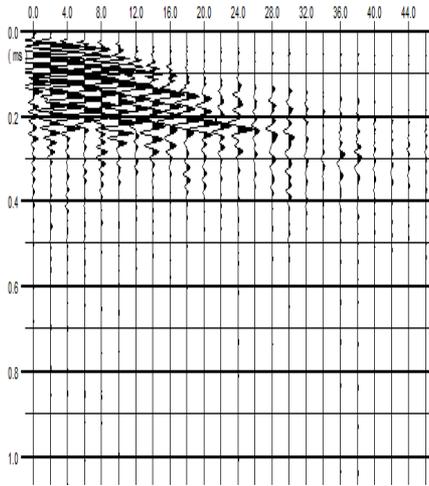
Il problema del campionamento spaziale



Un adeguato campionamento spaziale (tipicamente 1-2 m) permette di limitare gli artefatti e di aumentare il rapporto S/n, ma... sono necessari più geofoni!

➔ maggiori tempi e costi di acquisizione.

1) Acquisizione dati



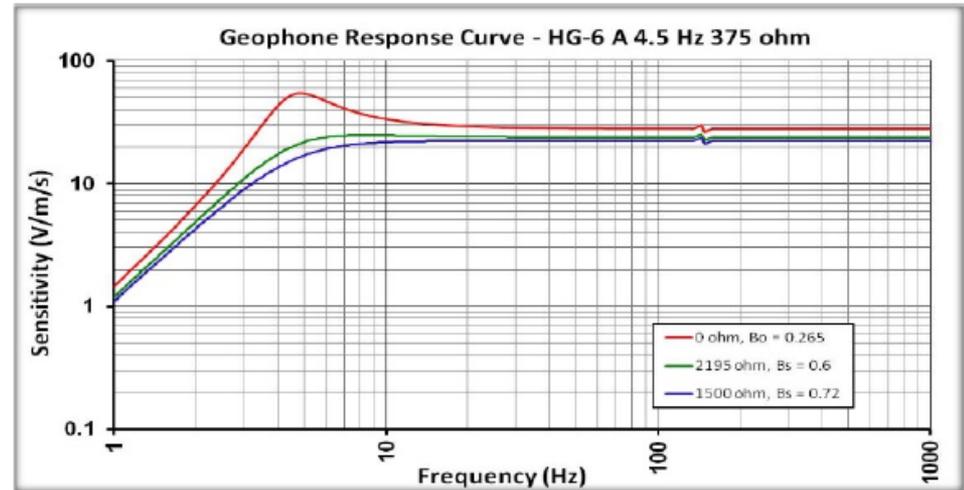
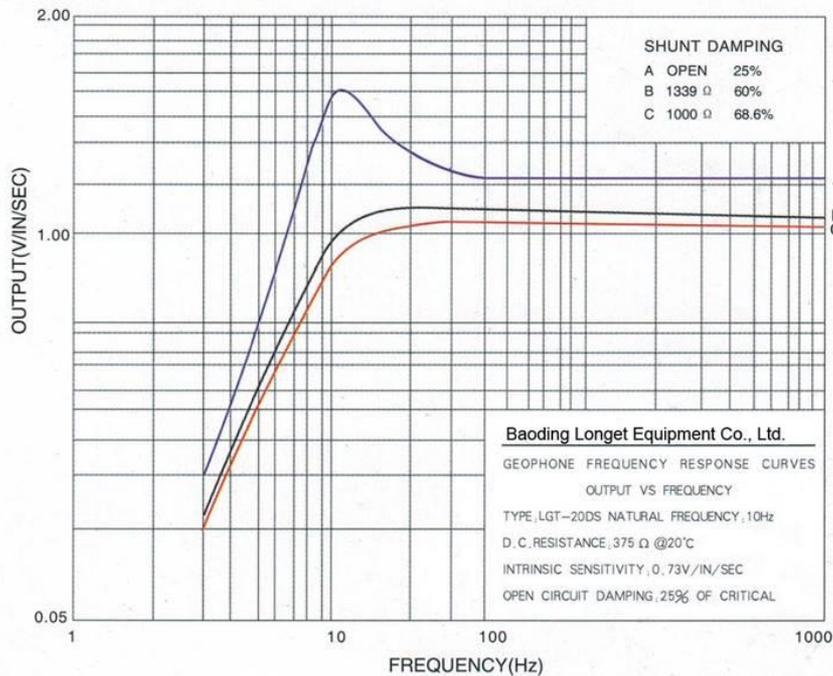
In ogni caso, forte dipendenza dalla situazione geologica e dalle geometrie/parametri/caratteristiche della misura.

1) Acquisizione dati

REQUISITI MINIMI

- Utilizzare geofoni **VERTICALI** (come per le onde P) a bassa frequenza naturale (ad es. 4.5Hz) per poter registrare correttamente ANCHE le basse frequenze.

Frequency Response Curves

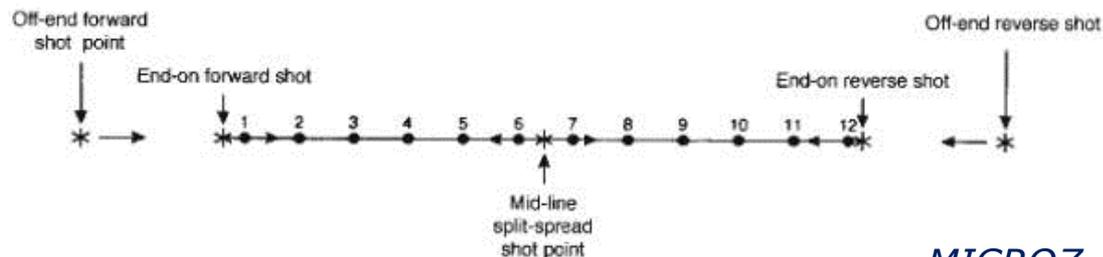
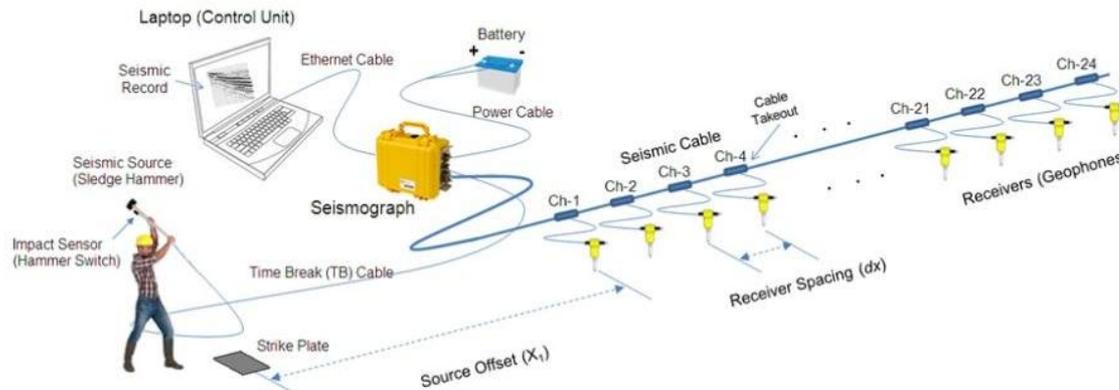


Nota: minore è la frequenza naturale di un geofono, maggiore è la sua dimensione (... e il suo costo!).

1) Acquisizione dati

REQUISITI MINIMI e BEST PRACTICES

- Utilizzare un numero sufficiente di geofoni, almeno 12 geofoni, meglio 24 o 48 → > lunghezza stendimento e > campionamento spaziale.
- Acquisire alcuni shot (coniugati) possibilmente relativi a DUE stendimenti perpendicolari per verificare la validità dell'ipotesi 1D del sottosuolo
- Eseguire shot in off-end tipicamente tra -2m e -10m rispetto al primo e all'ultimo geofono.



1) Acquisizione dati

REQUISITI MINIMI e BEST PRACTICES

- Spaziatura dei geofoni: la lunghezza dello stendimento deve essere tale da consentire una sufficiente dispersione delle onde di superficie e di campionare sufficientemente sia i *near* sia i *far offset*. Normalmente si utilizzano spaziature tra 1m e 4m
- Utilizzare una sorgente adeguata in grado cioè di produrre sufficiente energia con uno spettro che comprenda anche basse frequenze. Normalmente *sledgehammer* su piastra)
- Acquisire per un tempo sufficientemente lungo (solitamente dell'ordine di 2s) per poter registrare correttamente le basse frequenze.
- Ripetere gli shot e sommarli insieme (*stacking* verticale) per diminuire i rumori casuali → aumento S/N. Tipicamente 2-8 shot
- Acquisire con un intervallo di campionamento sufficientemente piccolo (dell'ordine di 0.5ms) per registrare correttamente le alte frequenze

$$f_{max} = f_N = \frac{1}{2\Delta t} = \frac{n}{2T}$$

$$f_{min} = \frac{2}{n\Delta t} = \frac{2}{T}$$

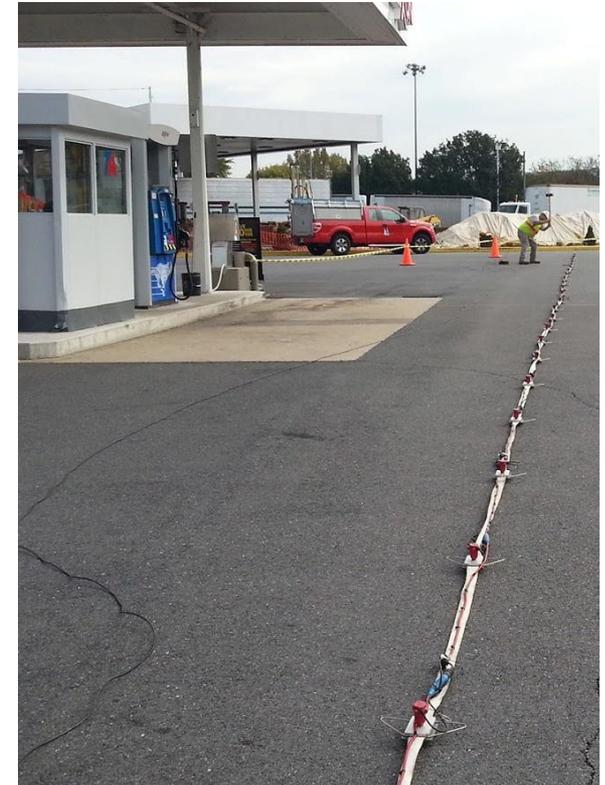
TEOREMI DEL CAMPIONAMENTO



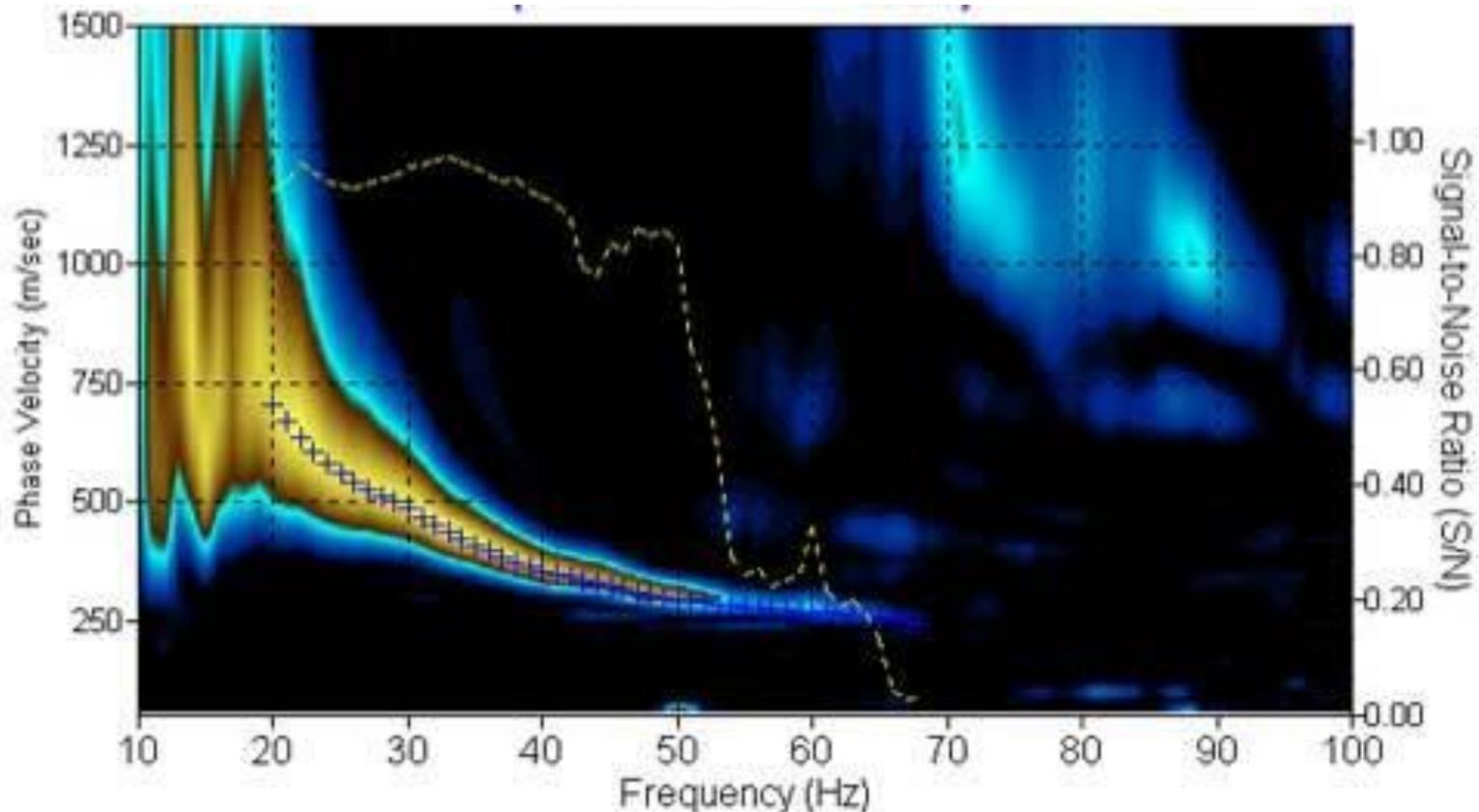
1) Acquisizione dati

REQUISITI MINIMI e BEST PRACTICES

- Assicurare l'effettivo allineamento tra i geofoni e tra lo stendimento e la sorgente per evitare distorsioni geometriche
- Evitare di acquisire con topografie accidentate
- Evitare di acquisire in prossimità di canali, tubazioni, muri ,manufatti sepolti → effetto di guide d'onda

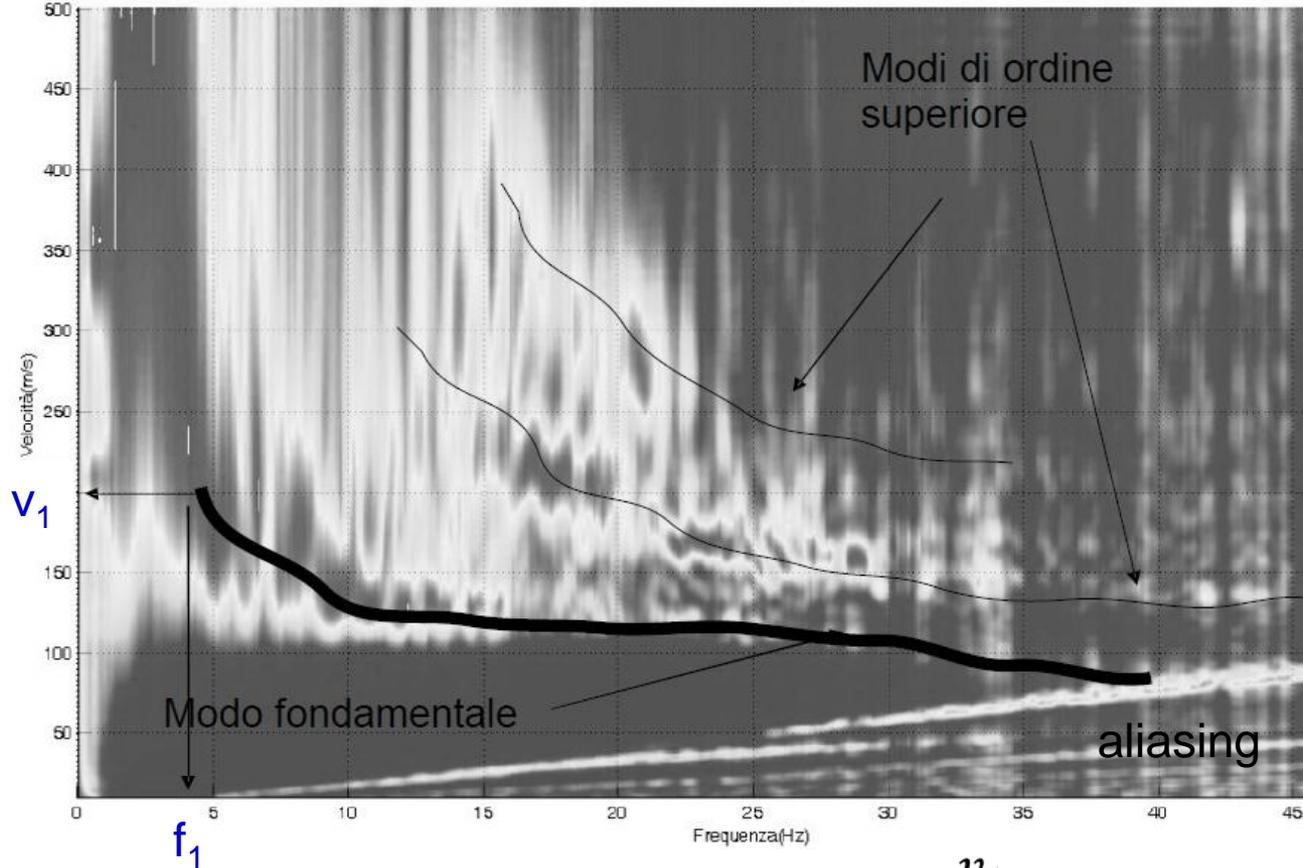


2) Analisi dei dati



Obiettivo: estrazione delle curve di dispersione (apparente)
Si possono utilizzare diversi approcci ed algoritmi, ma
l'obiettivo è il medesimo.

2) Analisi dei dati



Profondità massima di indagine $Z_{MAX} \cong \frac{v_1}{2 * f_{MIN}} \cong 0.5 \lambda$

Park and Carnevale, 2010

Oppure $Z_{MAX} \cong \frac{\lambda_{MAX}}{3}$ Olafsdottir et al., 2020

Ma dipendenza complessa da frequenza ricevitori, tipo e caratteristiche sorgente, configurazione del profilo, ...

2) Analisi dei dati

1. Import data and initialize algorithm

- ① Import $u(x, t)$, N , dx and x_1
- ② Determination of the Rayleigh wave phase velocity testing range
 $c_{T,min} \leq c_T \leq c_{T,max}$

2. Fourier transformation and normalization

- ③ $u(x_j, t) \xrightarrow{\text{FFT}} \tilde{u}(x_j, \omega) \quad j = 1, 2, \dots, N$
- ④ Amplitude normalization in x and ω dimensions
 $\tilde{u}_{norm}(x_j, \omega) = \frac{\tilde{u}(x_j, \omega)}{|\tilde{u}(x_j, \omega)|} = e^{-i\Phi_j(\omega)}$

3. Dispersion imaging

- ⑤ $\Phi_{T,j}$: Phase shifts corresponding to a given set of ω and c_T
 $\Phi_{T,j} = \frac{\omega x_j}{c_T} = \frac{\omega(x_1 + (j-1)dx)}{c_T}$
- ⑥ $A_S(\omega, c_T)$: Summed amplitude for a given set of ω and c_T
 $A_S(\omega, c_T) = \frac{1}{N} (e^{-i\Phi_{T,1}} \tilde{u}_{norm}(x_1, \omega) + \dots + e^{-i\Phi_{T,N}} \tilde{u}_{norm}(x_N, \omega))$
- ⑦ Steps ⑤ and ⑥ repeated for varying ω and c_T

4. Extraction of dispersion curves

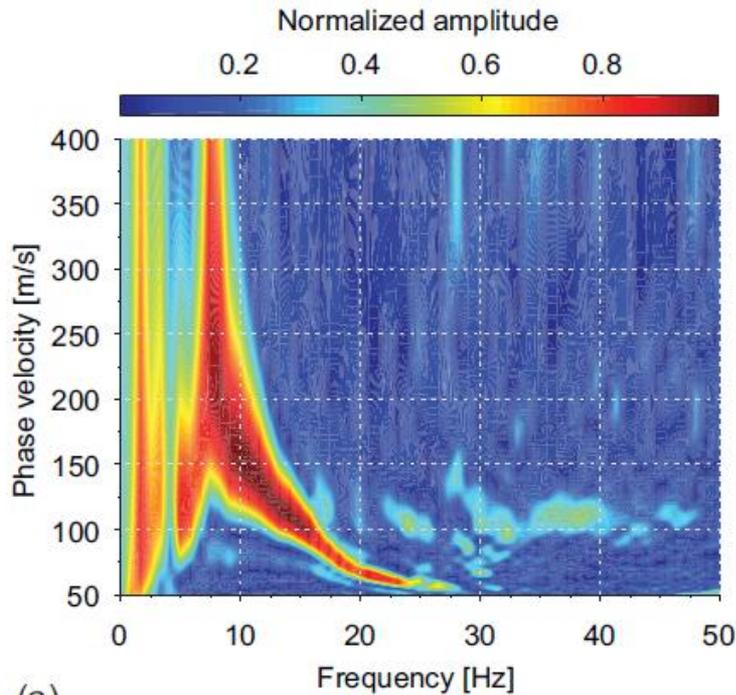
- ⑧ $A_S(\omega, c_T) \xrightarrow{\text{extract peak values}} \text{Rayleigh wave dispersion curve(s) and upper/lower boundaries}$

Several different methods can be used. Transform-based methods, in which the acquired time series are transformed from the space–time domain into a different domain, are most commonly used like the frequency–wave number (f – k) transform, the slowness–frequency (p – ω) transform, the phase shift method, the radon transform.

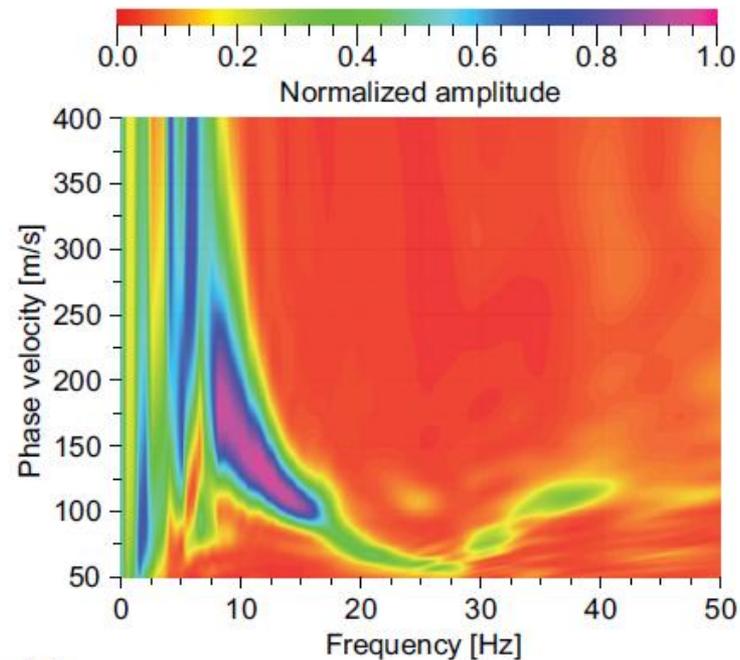
Each transform provides an image of the dispersive properties of the recorded surface waves from which the Rayleigh wave dispersion curve(s) are identified and extracted based on the spectral maxima.

In teoria, l'analisi della dispersione dovrebbe consentire di estrarre il maggior numero di modi, in realtà il modo fondamentale prevale in situazioni con V_s crescente gradualmente con la profondità, mentre situazioni più complesse e/o con inversioni di velocità modi superiori possono diventare dominanti.

2) Analisi dei dati



(a)

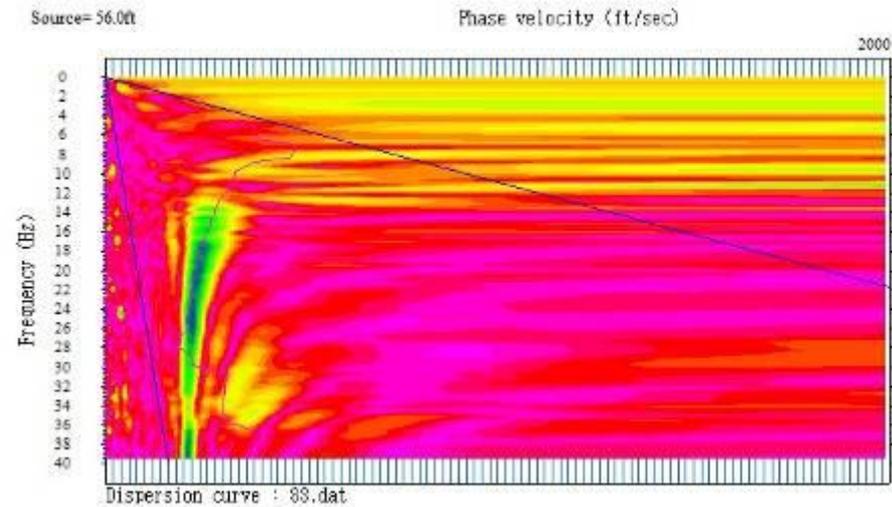


(b)

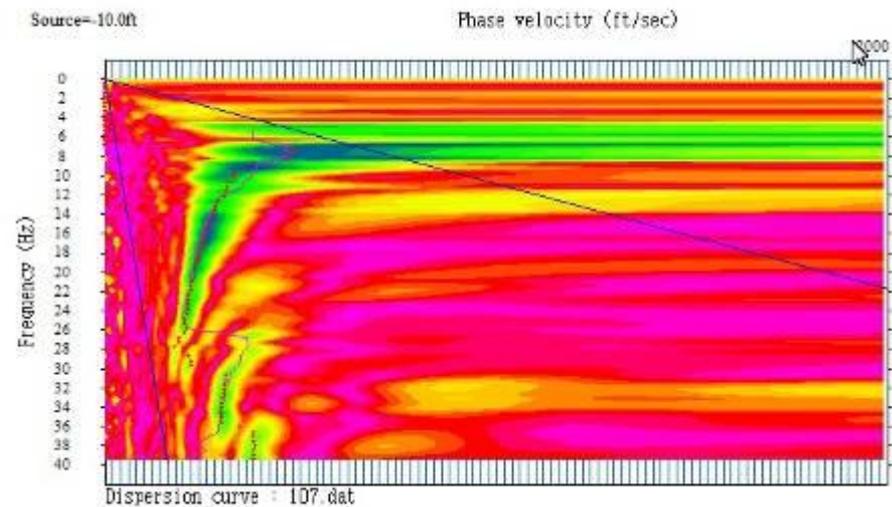
Confronto fra diversi algoritmi

In generale, alle frequenze più basse (quando vengono effettivamente prodotte e registrate!) l'indeterminazione della curva è maggiore, mentre alle frequenze più elevate si notano spesso fenomeni di aliasing ed altri artefatti ed è più difficile individuare il modo fondamentale, differenziare i diversi modi e capire quali altri modi sono stati effettivamente registrati.

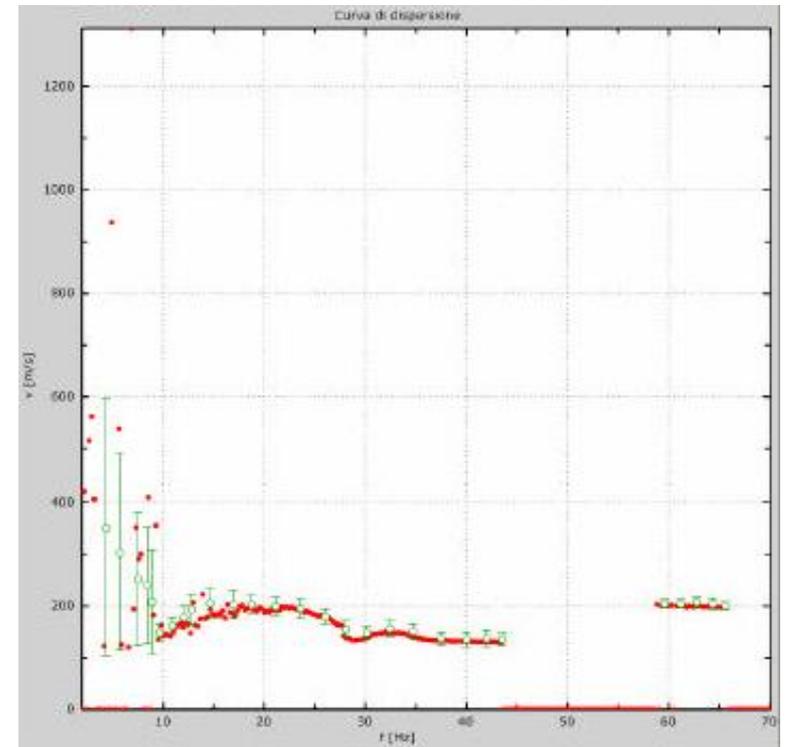
2) Analisi dei dati



Domina il modo fondamentale

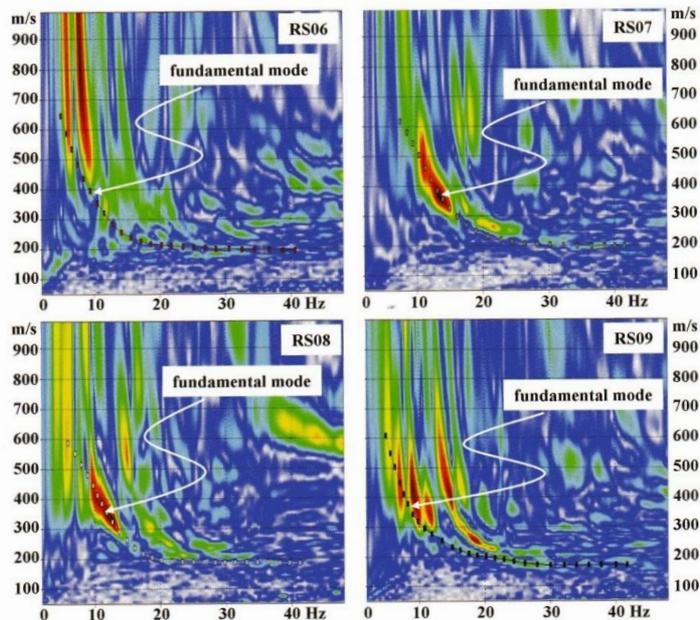


Presenza rilevante di modi superiori



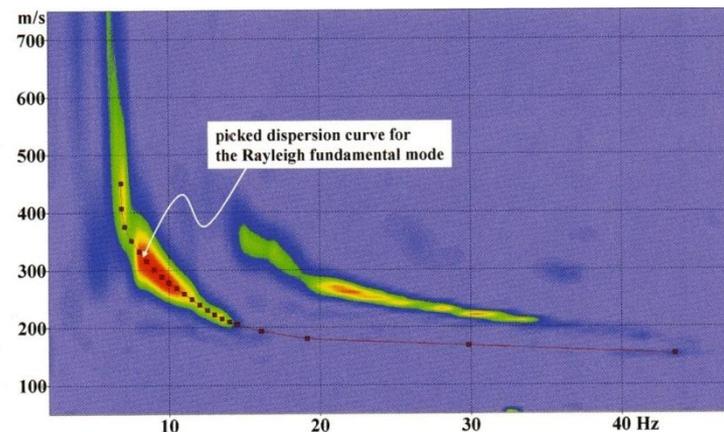
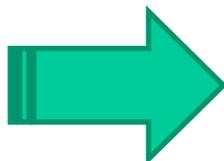
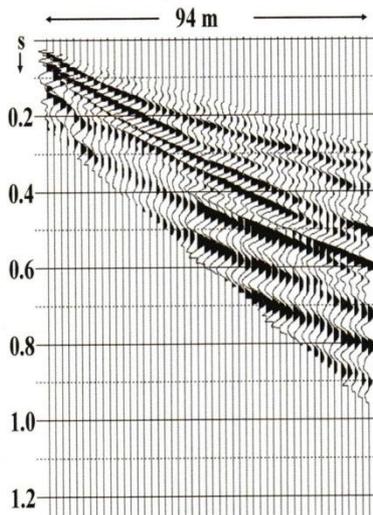
Esempio di picking semi automatico
di una curva di dispersione
apparente con quantificata la barra
di errore per le singole misure

2) Analisi dei dati



Shot acquisiti nella stessa zona e anche molto vicini possono dar luogo a curve di dispersione diverse

E' utile eliminare parti del record non legate ad onde di superficie ed effettuare un idoneo processing dei dati (e.g. filtraggi, recuperi e bilanciamenti di ampiezza). In questo modo è più facile estrarre la (le) curve di dispersione. Valutare l'errore (es. deviazione standard) della curva



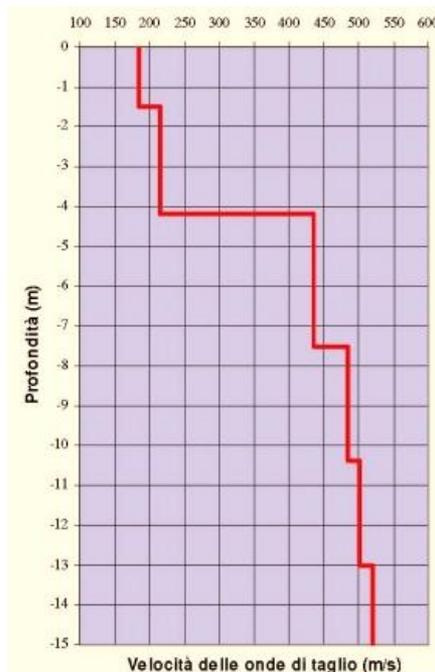
3) Inversione

Obiettivo:

calcolo $V_s(z)$

1D $\rightarrow V_s(z)$

2D $\rightarrow V_s(x,z)$



Parametro molto usato V_{s30}

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_i^n \left(\frac{h_i}{V_{si}} \right)}$$

dove V_{si} e h_i sono: la velocità delle onde di taglio verticali e lo spessore dell'iesimo strato

Esistono numerosissimi metodi di inversione potenzialmente applicabili con approcci STATISTICI o DETERMINISTICI

PER CONVENZIONE LA POSIZIONE DEL PROFILO DI VELOCITA' OTTENUTO E' AL CENTRO DELLO STENDIMENTO (punto mediano tra shot point e ultimo geofono)

ATTENZIONE: non sempre è possibile investigare realmente fino a 30m di profondità \rightarrow necessità di rilevare dispersione anche a basse frequenze \rightarrow sorgente/accoppiamento con il terreno devono produrre anche basse frequenze.

3) Inversione

Metodi DETERMINISTICI

Confronto tra le curve di dispersione (spesso solo modo fondamentale) calcolate per un modello arbitrario e quelle misurate.

Processo iterativo per la minimizzazione dell'errore (es. deviazione standard)

Dipendono fortemente dalla scelta, inevitabile, del modello iniziale.

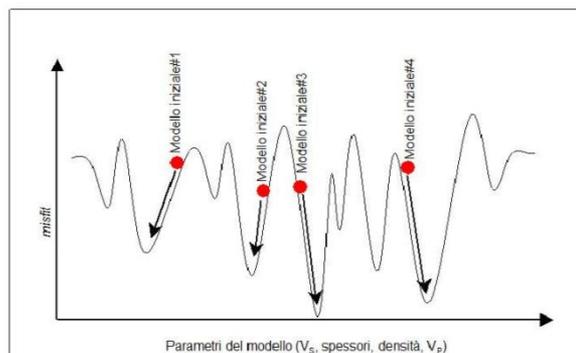


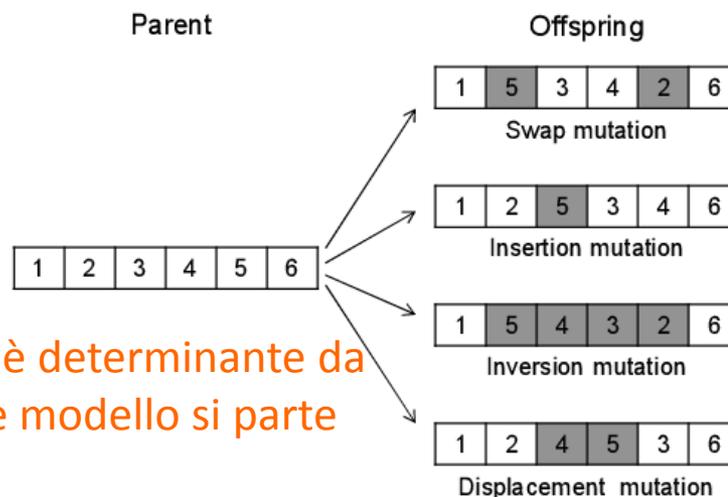
Figura 1. Rappresentazione grafica del problema dei minimi locali nel processo di inversione. Utilizzando metodi di inversione basati sulla matrice *Jacobiana* (metodi del gradiente) la soluzione finale dipenderà dal modello di partenza adottato: i modelli iniziali (cerchi rossi) vengono per così dire attratti verso il minimo locale più prossimo.

Dal Moro, 2008

Metodi EURISTICI (statistici)

Si basano su un approccio statistico in cui non è necessario definire un singolo modello (es. algoritmi genetici).

Viene arbitrariamente delimitato uno spazio di variabili che vengono combinate su base statistica valutando la “convergenza” verso una certa distribuzione → più probabile
Semplificazione aprioristica del modello.



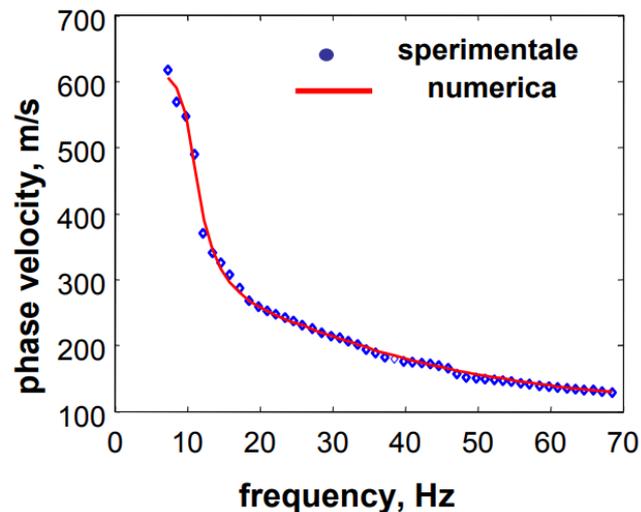
Non è determinante da che modello si parte

3) Inversione

Obiettivo: trovare i parametri di modello tali da minimizzare la differenza tra curve di dispersione sperimentale e numerica

$H_1 =? Vs_1=?$
$H_2 =? Vs_2=?$
$H_3 =? Vs_3=?$
$Vs_{\infty}=?$

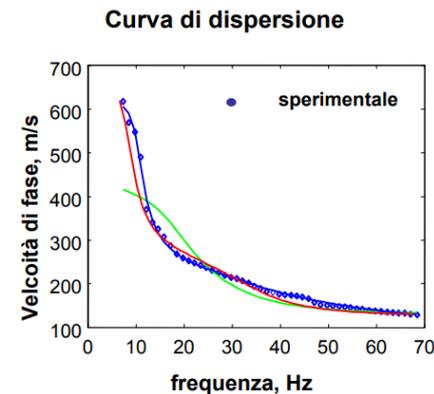
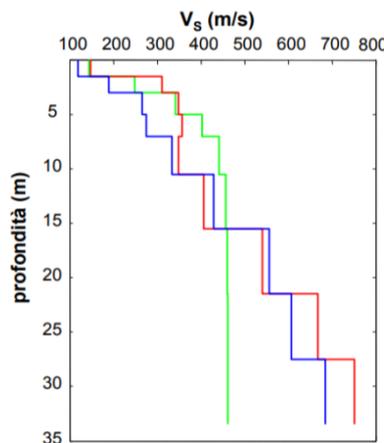
Strati piani e paralleli omogenei lineari elastici



Foti, 2013

Spesso l'inversione assume un modello 1-D (z) ovvero solo strati piano paralleli infinitamente estesi lateralmente (x, y).

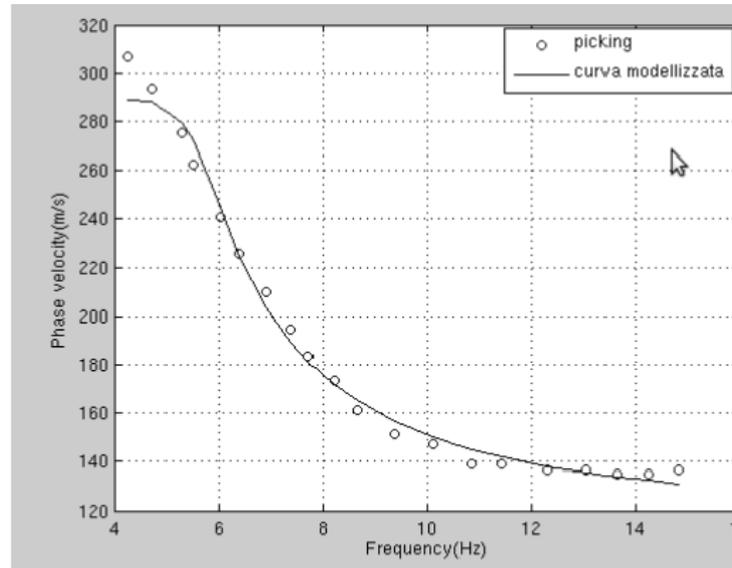
In realtà i modelli che possono minimizzare la funzione d'errore sono teoricamente INFINITI → ovvero INFINITE sono le possibili soluzioni al problema inverso! → Necessari vincoli e/o verifiche



Foti, 2013

3) Inversione

La *forward modeling* è utile per verificare i risultati ottenuti dall'inversione. Resta in ogni caso il problema dell'indeterminazione...



Forward modelling

Fondamentale per determinare la bontà di un'inversione

$$errore = \sum_j \left(\frac{|c_{sperimentale}(j) - c_{numerica}(j)|}{c_{sperimentale}(j)} \right) \quad (2.33)$$

dove la sommatoria è estesa a tutte le frequenze j a cui è stata calcolata la velocità di fase apparente delle due curve di dispersione sperimentale e numerica.

Quanto più l'errore relativo definito dalla (2.33) è piccolo, tanto più le due curve di dispersione sperimentale e numerica sono vicine e quindi si ha una maggiore probabilità che il profilo di velocità V_s sia quello ottimale.

3) Inversione

L'essenziale è essere CONSAPEVOLI di **cosa** si sta facendo e di **come** si sta operando.

Il profilo di velocità delle onde di taglio verticali V_s che è determinato con il metodo MASW è affetto da un grado di incertezza che dipende dai seguenti fattori:

- Incertezza associata alle misure sperimentali e_{exp}
- Propagazione dell'incertezza nel modello di simulazione numerica
- Errore o distanza tra curve di dispersione sperimentale e numerica e_{relativo}

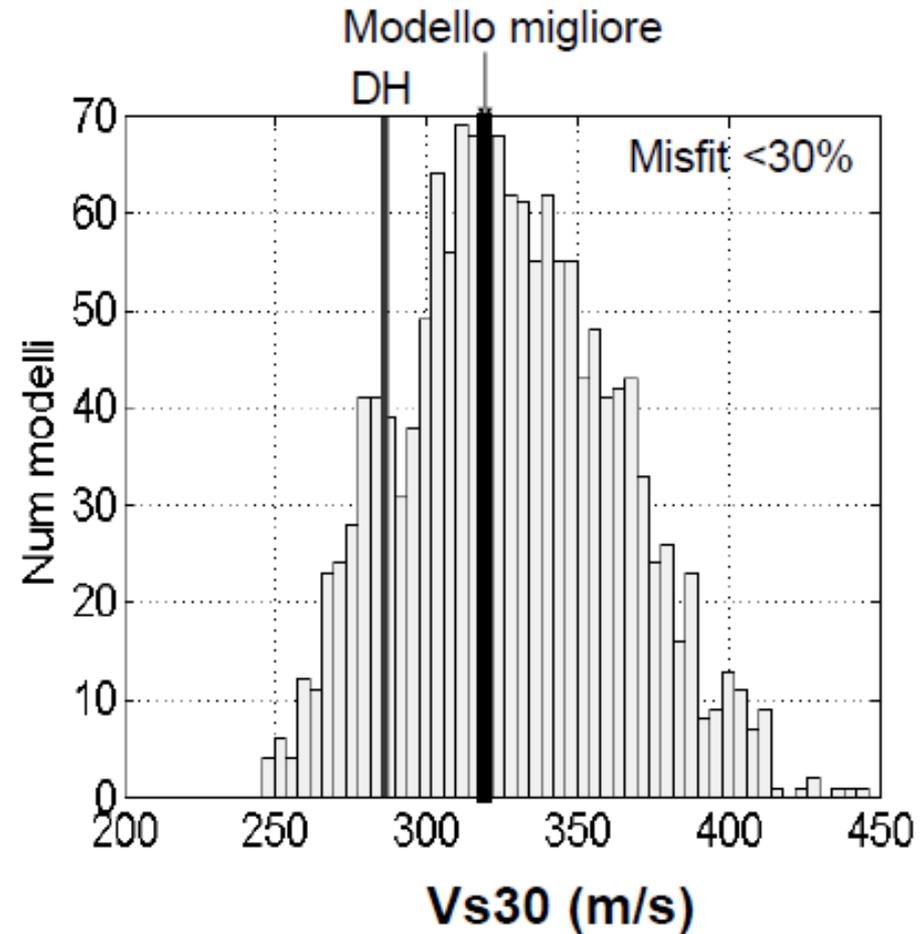
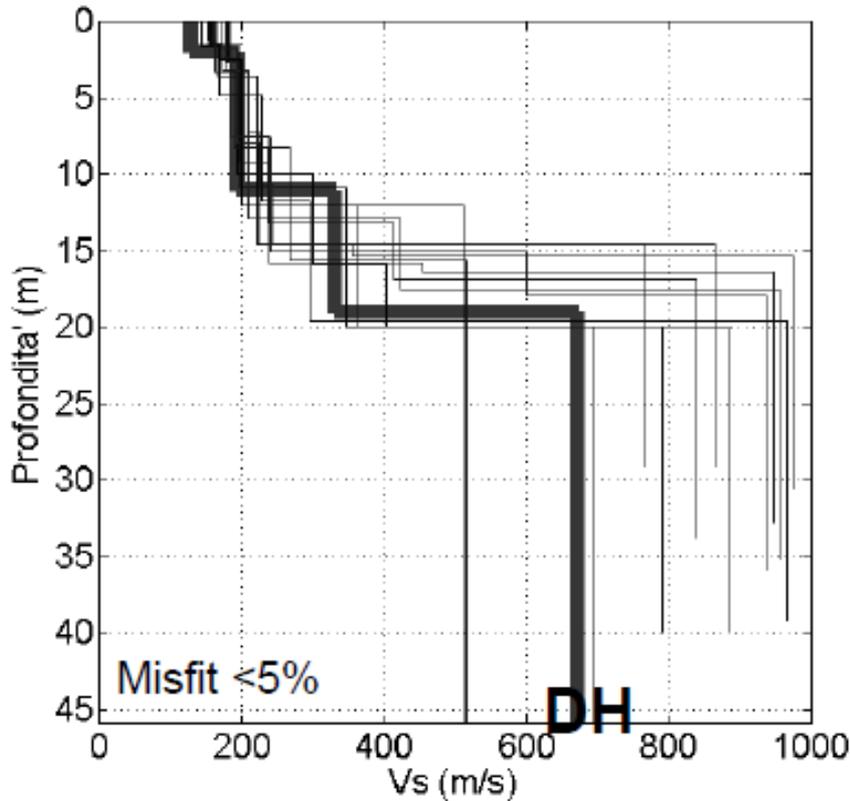
L'incertezza associata alle misure sperimentali e_{exp} è generalmente assegnata come intervallo di variazione della velocità di fase apparente sperimentale alla generica frequenza j :

$$e_{\text{exp}} = \frac{|c_{(\text{exp})\text{max}} - c_{(\text{exp})\text{min}}|}{c_{(\text{exp})\text{media}}} \quad (2.37)$$

Programma	Analisi	Inversione
Winmasw (Dal Moro)	Radon Transform + MFA	Genetic Algorithm
MASW - (V.Roma)	F-K Transform	Genetic Algorithm
SWAN – Geoastier (LI)	F-K Transform	Occam Algorithm
SeisOpt Pro (Louie)	P-f transform	Monte-Carlo
<u>Geopsy (GRATUITO)</u>	F-K SPAC etc.	Neighborhood alg.
SurfSeis	Phase-Shift	Matrice Jacobiana
EasyMasw (GeoStru)	F-K Transform	Alg.Euristico

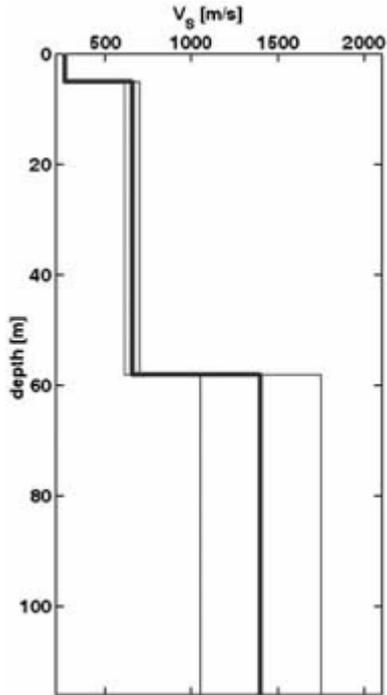
... e molti altri!

3) Inversione

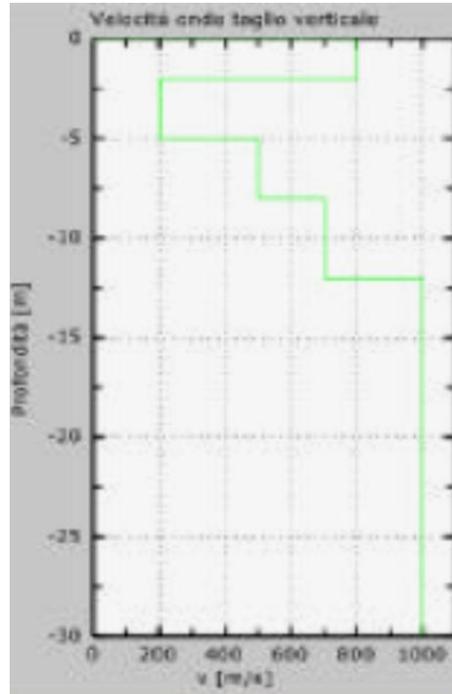


Ad esempio, in ogni caso, la risoluzione diminuisce con la profondità → è cioè difficile individuare livelli sottili a profondità crescenti.

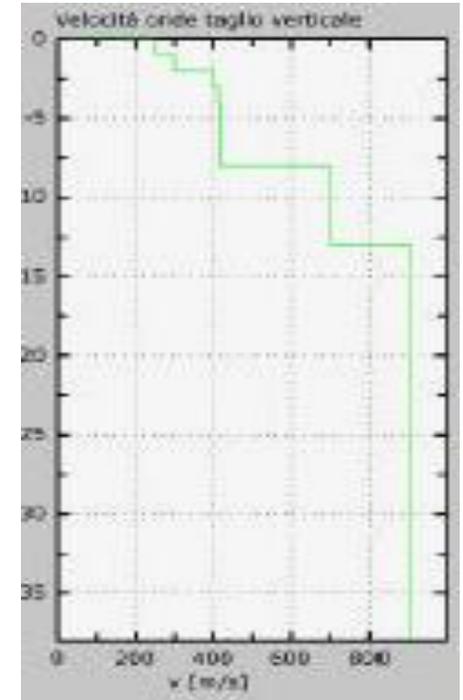
3) Inversione



V_s crescente
con la profondità
e variazioni nette
(es. suolo;
sabbia; roccia
compatta)

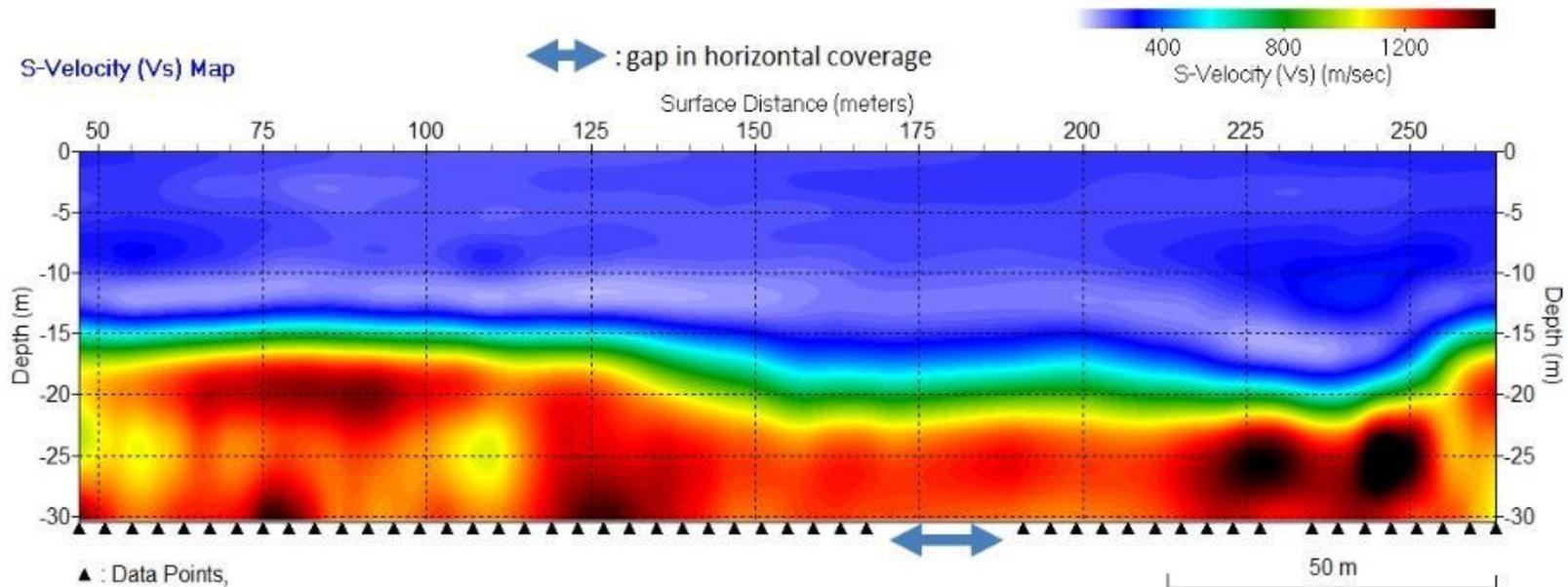


Netta inversione di
velocità



Stratigrafia
complessa senza
inversioni con
substrato sismico
rigido

3) Inversione



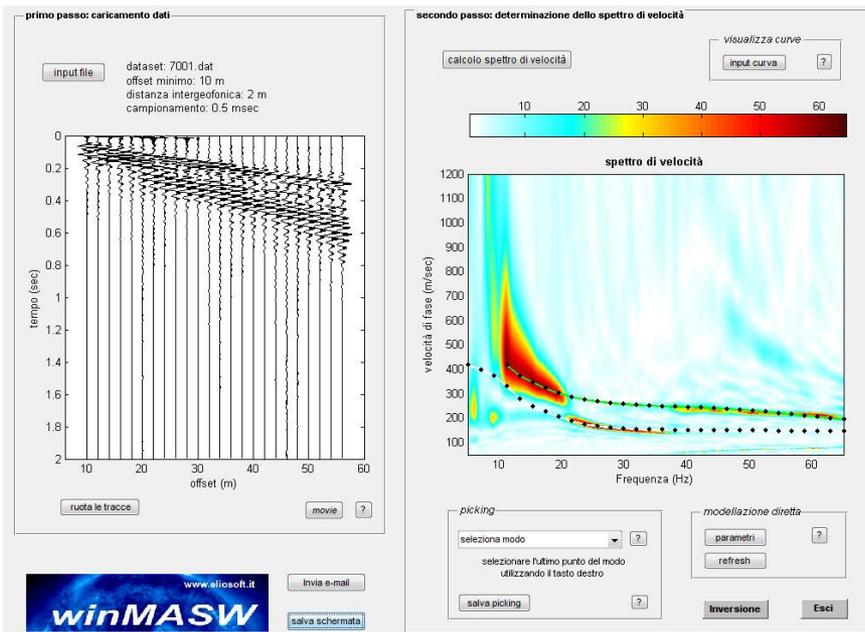
Si può ottenere:

- 1) invertendo simultaneamente vari shot (eventualmente vincolando il dato ad esempio con le onde rifratte → INVERSIONE CONGIUNTA) → Profilo 2D
- 2) Invertendo separatamente più shot lungo una linea e poi interpolando i risultati → Profilo 1.5D

Tuttavia è più complessa dell'inversione 1D e non può essere fatta in maniera generalizzata.

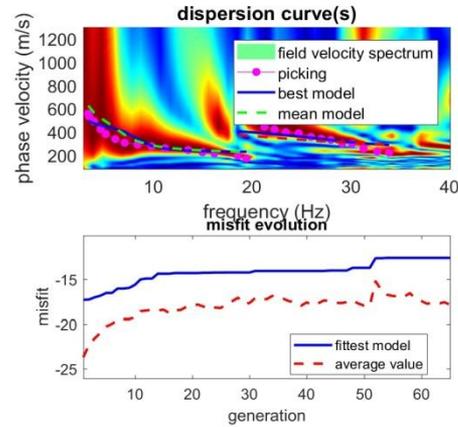
Criteri di valutazione dell'affidabilità dei risultati

- 1) Evitare **SEMPRE** di considerare acriticamente un risultato
- 2) Buona corrispondenza tra il dato misurato e quello calcolato, ma...
- 3) ...controllo della dipendenza dal modello iniziale e della “*verosimiglianza geologica*” e considerare le barre d'errore (sia per v , sia per z)
- 4) Inversione eseguita su più curve di dispersione (più shot)
- 5) Verifica della validità delle approssimazioni fatte (es. 1D). Ove possibile è consigliabile ad esempio analizzare shot reciproci e/o lungo profili perpendicolari
- 6) Se disponibili, verifica e cross-validazione con misure indipendenti (es. HVSR, ReMi, dati diretti,...)

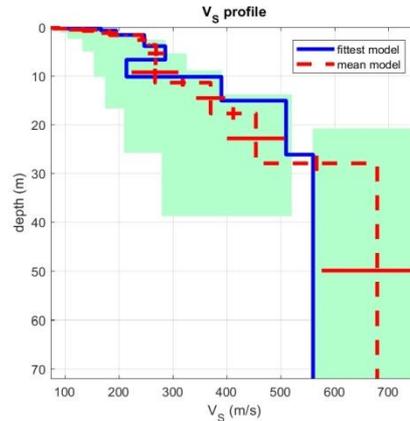


V_s	spessore
152	0.7
160	1.0
150	1.4
275	6.8
500	<i>semispazio</i>

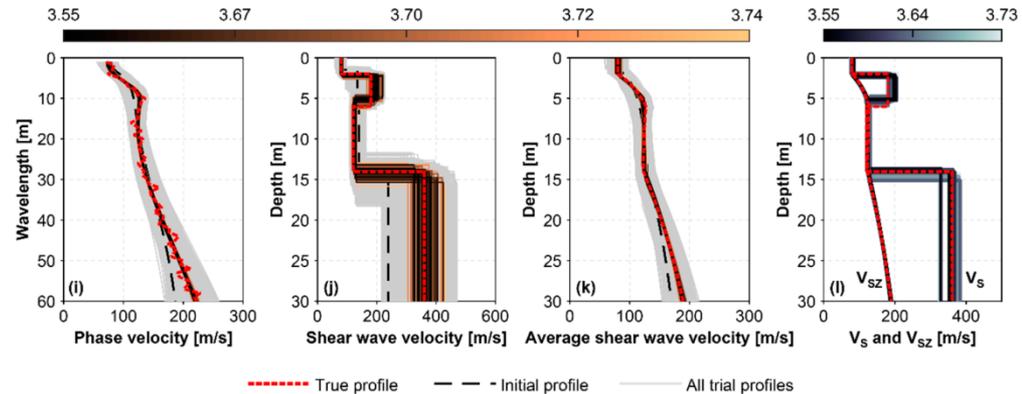
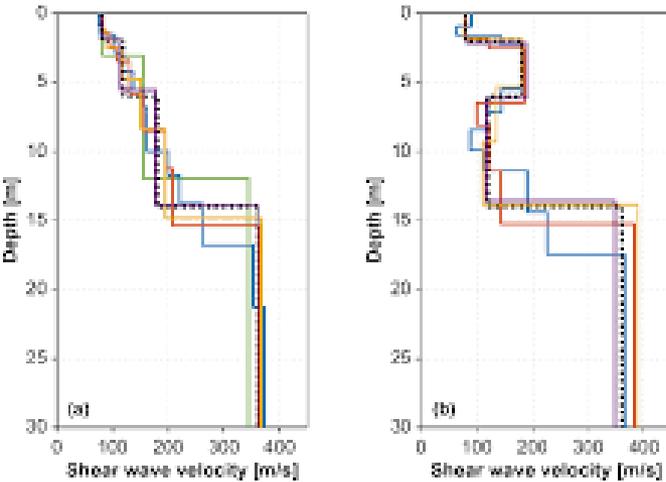
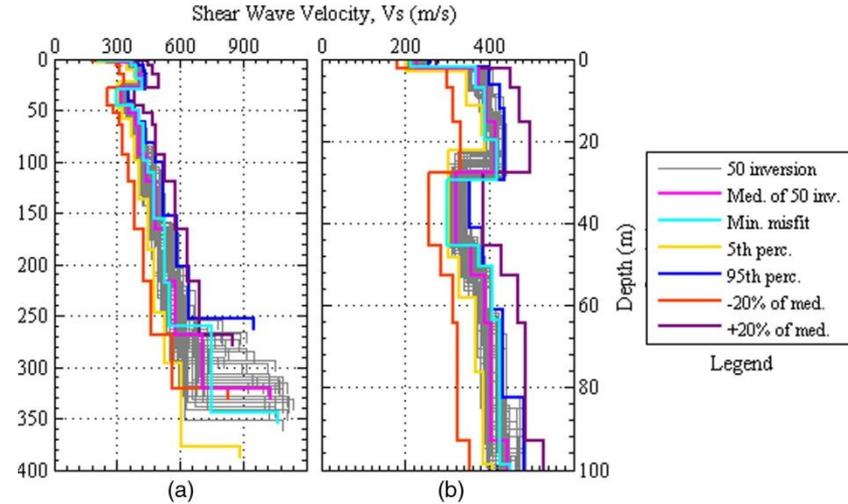
3) Inversione



www.winmasw.com



dataset: 1SHOT.dat
dispersion curve: 1PICKS.cdp
Vs30 & VsE (best model): 346 346 m/s
Vs30 & VsE (mean model): 327 327 m/s



Evitare di considerare solo il “*best model*”, ma valutare i diversi modelli ottenuti e il loro margine d’errore (quantificabile in modi diversi...).

Domande?

