

XII Workshop di Geofisica – III Giornata di Formazione

Modelli geofisici a supporto del modello geologico
e del modello geotecnico

Rovereto, 4 Dicembre 2015

INTRODUZIONE AI METODI SISMICI

Gian Piero Deidda



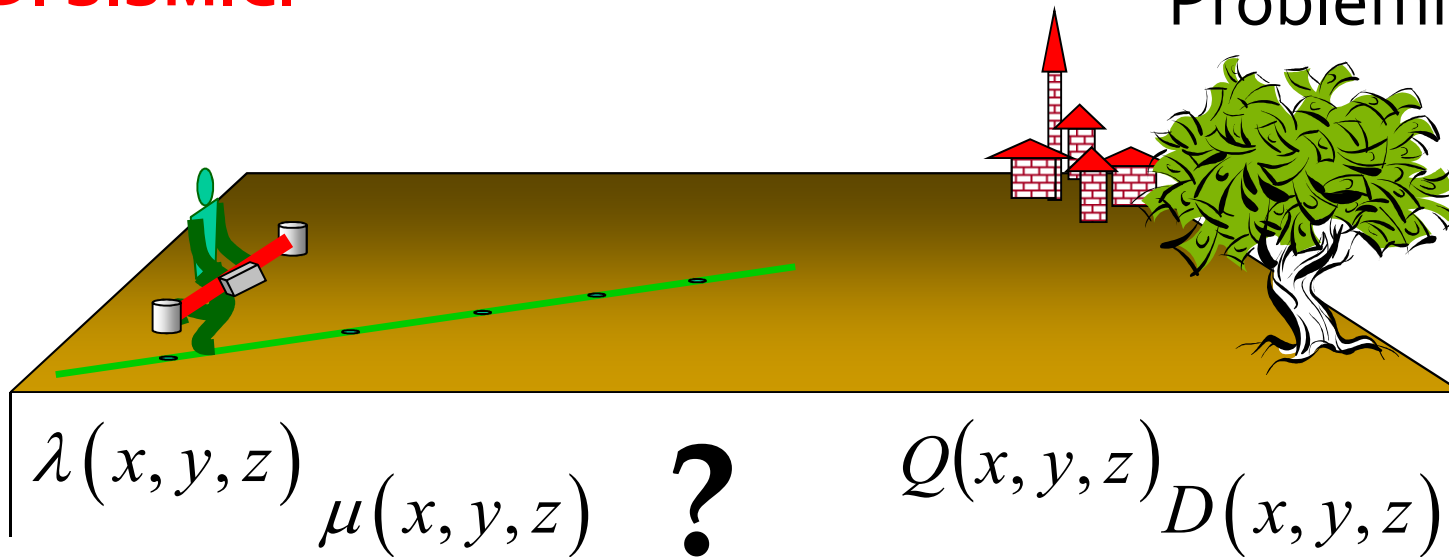
DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, AMBIENTALE E ARCHITETTURA
UNIVERSITÀ DI CAGLIARI

SOMMARIO

- **COS'È UN'ONDA SISMICA**
- **ONDE SISMICHE E CARATTERISTICHE DEI MATERIALI**
- **PRINCIPALI METODI SISMICI**
 - SISMICA A RIFRAZIONE
 - SISMICA IN FORO
 - SISMICA A RIFLESSIONE
 - SISMICA PER ONDE SUPERFICIALI

METODI SISMICI

Problemi inversi



Ciò che vorremmo fare

Misurare direttamente i parametri (visco-)elastici dei materiali nel sottosuolo.

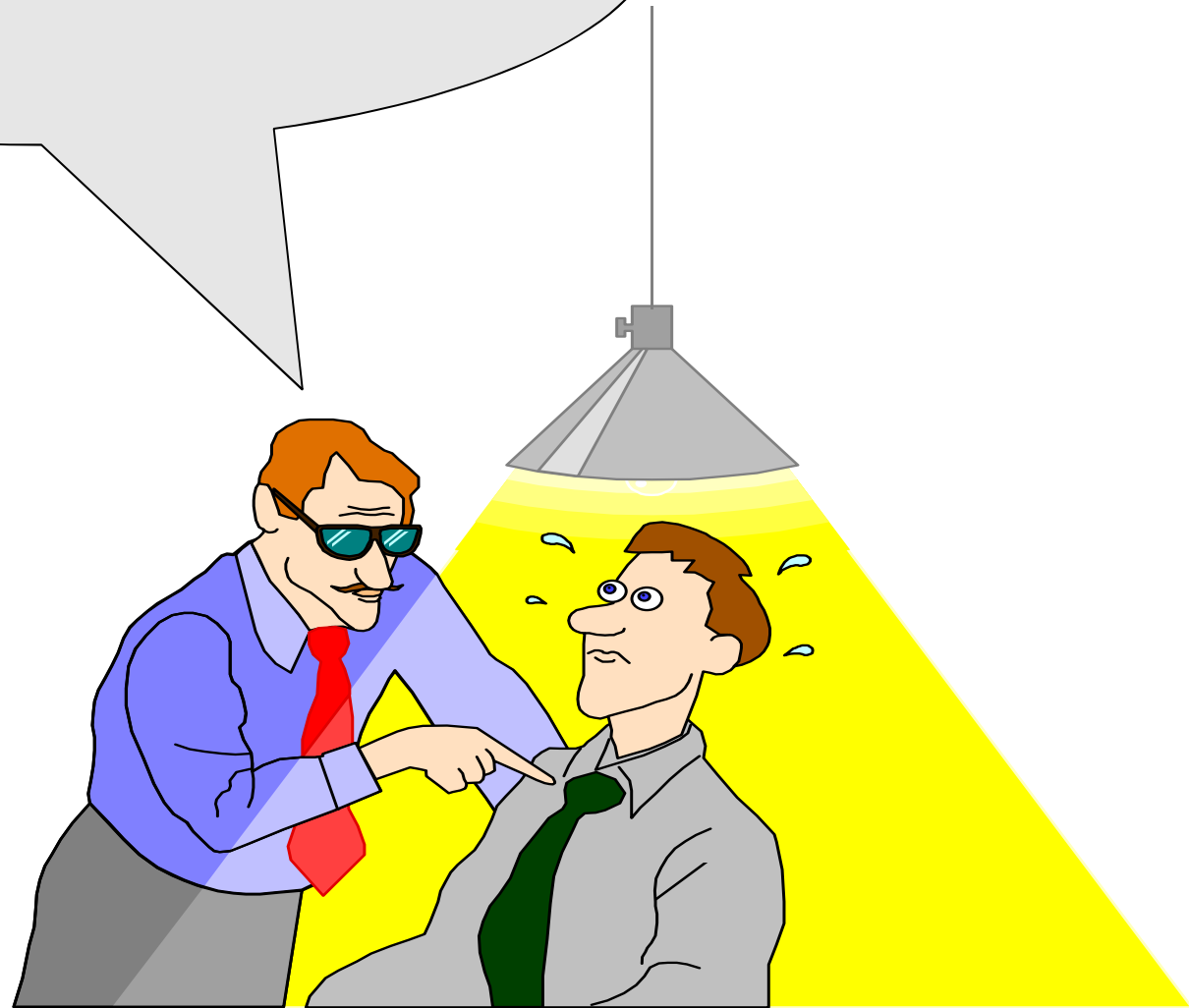
Ciò che possiamo fare

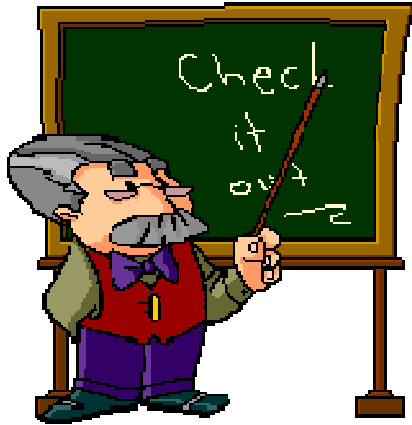
Misurare ampiezze e tempi di percorrenza delle onde sismiche sulla superficie del suolo (o in foro).

Fasi

1. Parametrizzazione del sistema
2. Modellizzazione diretta
3. Modellizzazione inversa

COS'È UN'ONDA SISMICA?

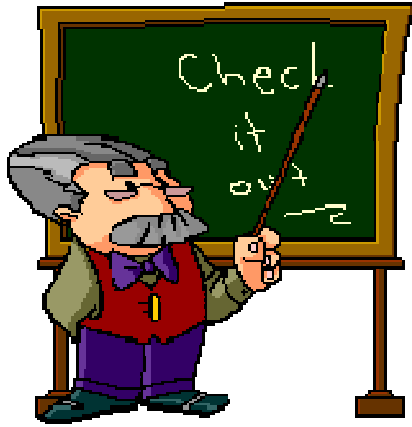




COS'È UN'ONDA SISMICA?

DEFINIZIONE

Un'onda sismica è uno stato "meccanico" di non-equilibrio, definibile da una grandezza fisica meccanica (**sforzo, deformazione, spostamento, velocità, accelerazione, ...**), che si propaga da un punto all'altro di un mezzo (non il vuoto)



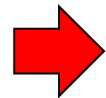
COS'È UN'ONDA SISMICA?

2ª EQUAZIONE DI NEWTON

$$\mathbf{F} = m \mathbf{a} \qquad \text{grad } \mathbf{T} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2}$$

LEGGI COSTITUTIVE

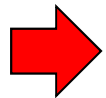
- ELASTICITÀ LINEARE



Legge di Hooke

$$T = \mu \gamma$$

- VISCOELASTICITÀ LINEARE



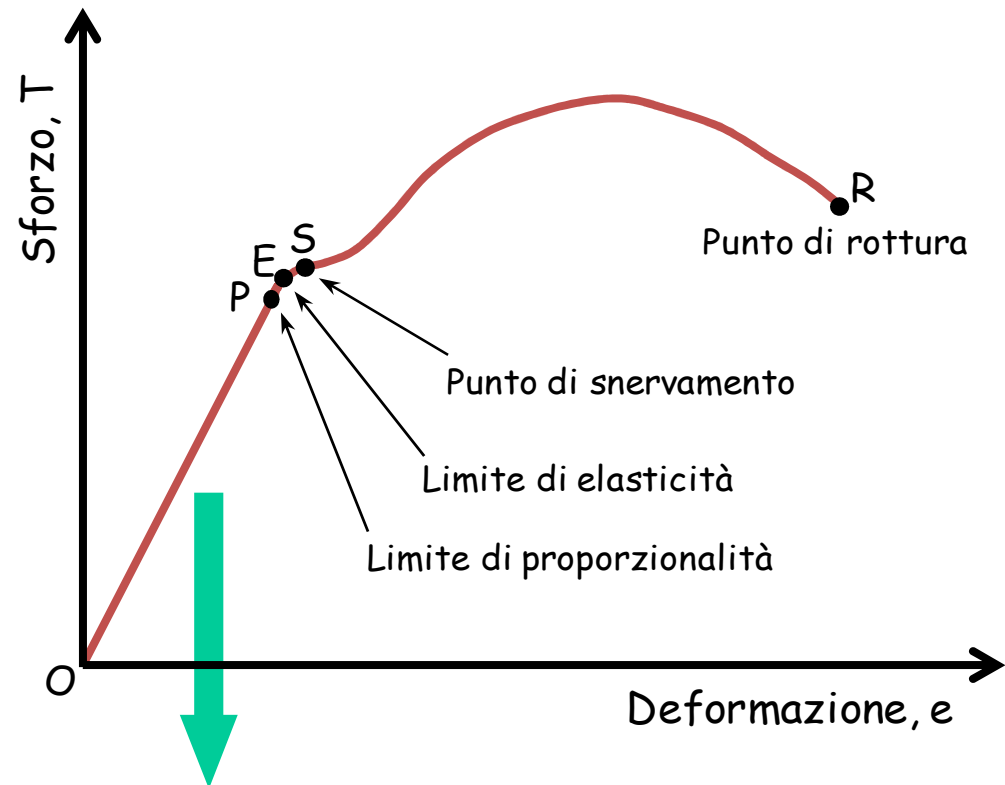
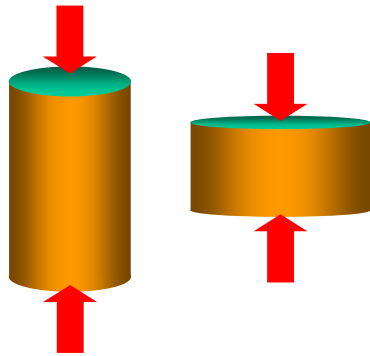
{ Legge di Hooke
+
Legge di Newton

$$T = \mu \gamma$$
$$T = \eta \frac{d\gamma}{dt}$$

Esempi

ELASTICITÀ LINEARE - LEGGE DI HOOKE

Compressione semplice



$$T = E \cdot e$$

E = Modulo di Young

T = sforzo

e = deformazione

Comportamento
elastico lineare

LEGGE DI HOOKE GENERALIZZATA

$$\mathbf{T} = \mathbf{C}\mathbf{E}$$

$$T_{ij} = C_{ijkl} \cdot e_{kl}$$

C_{ijkl}

T_{ij}

xx	xy	xz
xy	yy	yz
xz	yz	zz

9

xx	xy	xz	xx	xy	xz	xx	xy	xz
xy	yy	yz	xy	yy	yz	xy	yy	yz
xz	yz	zz	xz	yz	zz	xz	yz	zz
xx	xy	xz	xx	xy	xz	xx	xy	xz
xy	yy	yz	xy	yy	yz	xy	yy	yz
xz	yz	zz	xz	yz	zz	xz	yz	zz
xx	xy	xz	xx	xy	xz	xx	xy	xz
xy	yy	yz	xy	yy	yz	xy	yy	yz
xz	yz	zz	xz	yz	zz	xz	yz	zz

81₈

e_{kl}

xx	xy	xz
xy	yy	yz
xz	yz	zz

9

LEGGE DI HOOKE GENERALIZZATA

Materiali isotropi

$$T_{xx} = \lambda(e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}) + 2\mu e_{xx} = \lambda\theta + 2\mu e_{xx}$$

$$T_{yy} = \lambda(e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}) + 2\mu e_{yy} = \lambda\theta + 2\mu e_{yy}$$

$$T_{zz} = \lambda(e_{xx} + e_{yy} + e_{zz}) + 2\mu e_{zz} = \lambda\theta + 2\mu e_{zz}$$

Componenti di
sforzo normale

$$T_{yz} = 2\mu e_{yz}$$

$$T_{xz} = 2\mu e_{xz}$$

$$T_{xy} = 2\mu e_{xy}$$

Componenti di
sforzo tangenziale

λ Parametri
 μ di Lamé

I parametri di Lamé sono caratteristici di ciascun materiale e ne definiscono completamente il comportamento in campo elastico

MODULI ELASTICI - MATERIALI ISOTROPI

$$T_{xx} = Ee_{xx}$$

Modulo di Young

$$P_h = -k\theta$$

Modulo di compressibilità

$$T_{xy} = \mu\gamma$$

Modulo di taglio

$$\sigma = \frac{\Delta d}{d} \frac{l}{\Delta l}$$

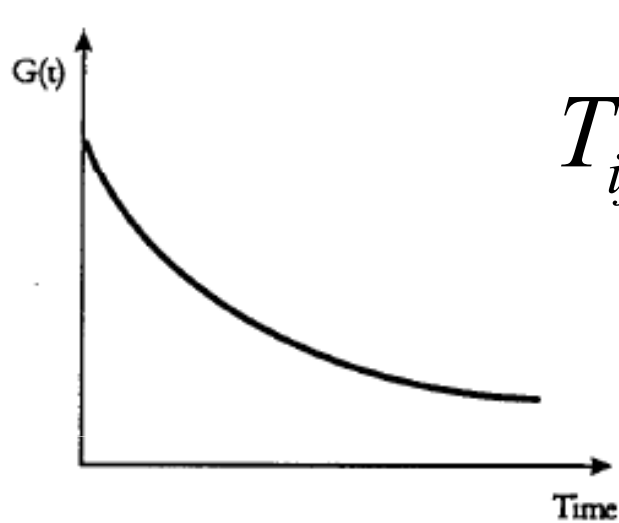
Rapporto di Poisson

$$T_{xx} = \lambda e_{zz}$$

Modulo di Lamè

VISCOELASTICITÀ LINEARE

Relazione generalizzata Sforzi-deformazioni



$$T_{ij} = \int_{-\infty}^t G_{ijkl}(t - \tau) \frac{d\varepsilon_{kl}(\tau)}{d\tau} d\tau$$

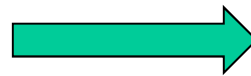
$G_{ijkl} =$ Funzione di rilassamento
(81 parametri viscoelastici)

Materiali viscoelastici isotropi

materiali
viscoelastici

G_B

G_S



k

μ

materiali
elastici

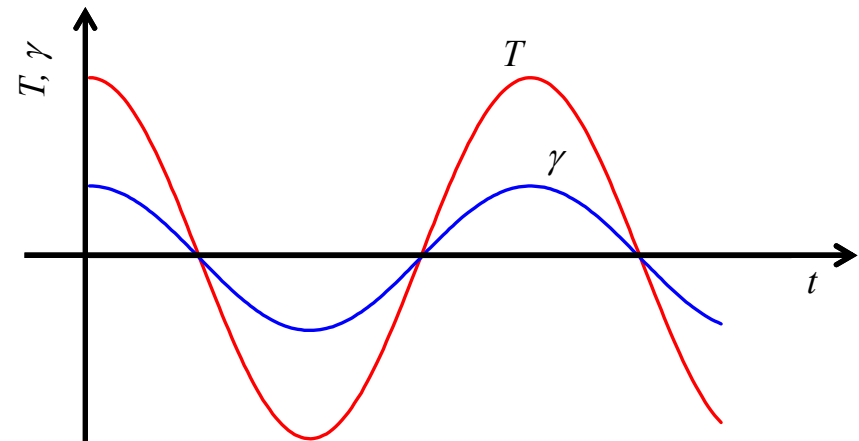
VISCOELASTICITÀ LINEARE

Sfasamento tra Sforzi e deformazioni

Materiale Elastico

$$T(t) = T_0 \cdot e^{i\omega t}$$

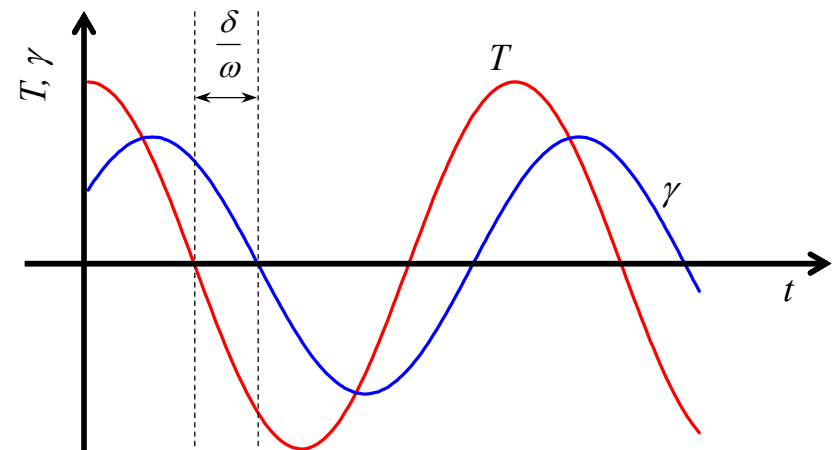
$$\gamma(t) = \gamma_0 \cdot e^{i\omega t}$$



Materiale Viscoelastico

$$T(t) = T_0 \cdot e^{i\omega t}$$

$$\gamma(t) = \gamma_0 \cdot e^{i(\omega t - \delta)}$$



VISCOELASTICITÀ LINEARE

Modulo di Viscoelasticità

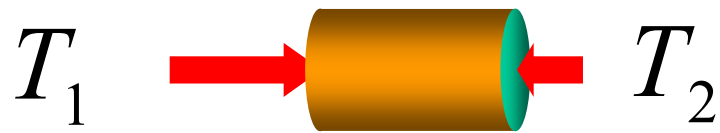
$$G^* = \frac{T(t)}{\gamma(t)} = \frac{T_0}{\gamma_0} \cdot \frac{e^{i\omega t}}{e^{i(\omega t - \delta)}} = \frac{T_0}{\gamma_0} \cdot e^{i\delta} = \frac{T_0}{\gamma_0} \cdot (\cos \delta + i \sin \delta)$$

$$G^* = G' + iG''$$

Modulo Elastico

Modulo Viscoso

COS'È UN'ONDA SISMICA?



Non-equilibrio degli sforzi

$$T_1 \neq T_2$$

Se in un punto di un mezzo materiale esiste un non-equilibrio (un gradiente) degli sforzi, allora questo stato di non-equilibrio si propaga mediante onde a tutti gli altri punti del mezzo

$$m \mathbf{a} = \mathbf{F}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \text{grad} \mathbf{T}$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda^* + \mu^*) \text{grad} \cdot \text{div} \mathbf{u} + \mu^* \nabla^2 \mathbf{u}$$

ρ = **Massa volumica** \mathbf{u} = **Vettore spostamento**

COS'È UN'ONDA SISMICA?

Tipi di onde sismiche

$$\mathbf{u} = \mathbf{u}_1 + \mathbf{u}_2 = \text{grad} \varphi + \text{rot} \psi$$

**Potenziale scalare
dello spostamento**

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial t^2} = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \cdot \nabla^2 \varphi$$

Onde P

$$V_P^* = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

**Potenziale vettoriale
dello spostamento**

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \frac{\mu}{\rho} \cdot \nabla^2 \psi$$

Onde S

$$V_S^* = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

COS'È UN'ONDA SISMICA?

Altre espressioni per le velocità di propagazione delle onde

Onde P

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad V_P = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad V_P = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1 - \sigma}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}}$$

Onde S

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad V_S = \sqrt{\frac{E}{2\rho} \frac{1}{1 + \sigma}}$$

COS'È UN'ONDA SISMICA?

Alcune relazioni tra le velocità delle onde P ed S

$$V_P = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1-\sigma}{(1+\sigma)(1-2\sigma)}}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{2\rho} \frac{1}{1+\sigma}}$$

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{1-\sigma}{\frac{1}{2}-\sigma}}$$

Si ha inoltre:

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1}$$

COS'È UN'ONDA SISMICA?

Dominio di frequenza - Equazione di Helmholtz

$$\nabla^2 \varphi + k_P^2 \cdot \varphi = 0$$

$$\nabla^2 \psi + k_S^2 \cdot \psi = 0$$

$$k_P^* = \frac{\omega}{V_P^*} = \frac{\omega}{V_P} + i\alpha_P$$

$$k_S^* = \frac{\omega}{V_S^*} = \frac{\omega}{V_S} + i\alpha_S$$

$$V_P(\omega) = \operatorname{Re} \left\{ \sqrt{\frac{G_B^*}{\rho}} \right\}$$

$$V_S(\omega) = \operatorname{Re} \left\{ \sqrt{\frac{G_S^*}{\rho}} \right\}$$

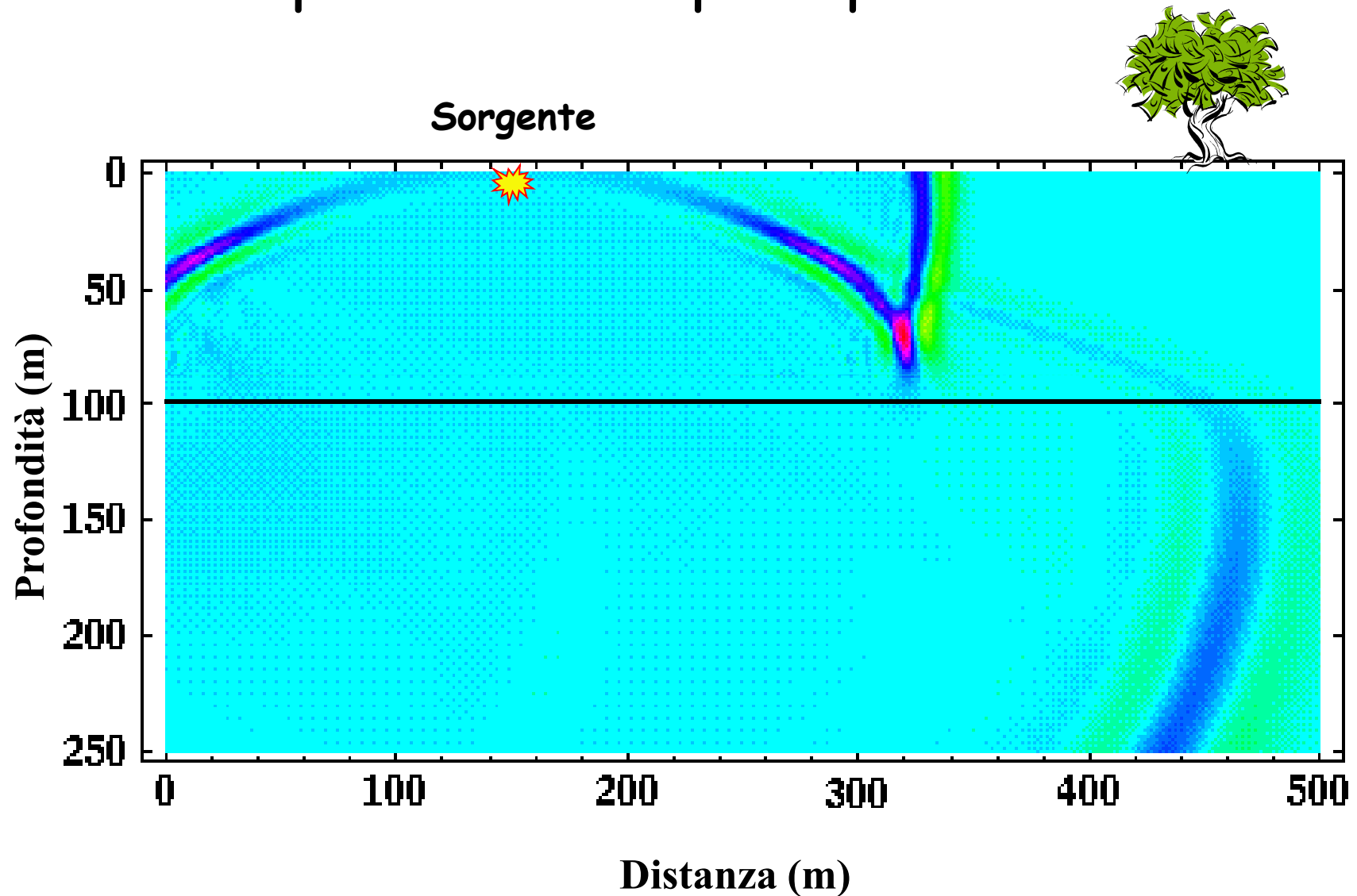
Dispersione
intrinseca

$$\alpha_P(\omega) = \operatorname{Im} \left\{ \sqrt{\frac{G_B^*}{\rho}} \right\} = \frac{\omega D_P}{V_P}$$

$$\alpha_S(\omega) = \operatorname{Im} \left\{ \sqrt{\frac{G_S^*}{\rho}} \right\} = \frac{\omega D_S}{V_S}$$

Attenuazione
intrinseca

Propagazione delle onde: Ampiezza e tempi di percorrenza



AMPIEZZE E TEMPI DI PERCORRENZA

Onde piane armoniche nei mezzi eterogenei

$$\phi(x, y, z, t) = A(x, y, z) \cdot e^{i(k_x x + k_y y + k_z z - \omega t)}$$

Ampiezza

Fase

$$\phi(\mathbf{r}, t) = A(\mathbf{r}) \cdot e^{i(\mathbf{k} \cdot \mathbf{r} - \omega t)} = A(\mathbf{r}) \cdot e^{-i\omega \left(t - \frac{\mathbf{r} \cdot \hat{\mathbf{k}}}{c} \right)} = A(\mathbf{r}) \cdot e^{-i\omega T(\mathbf{r})}$$

$T(\mathbf{r})$ = Fronte d'onda in termini di tempo di percorrenza: DROMOCRONA

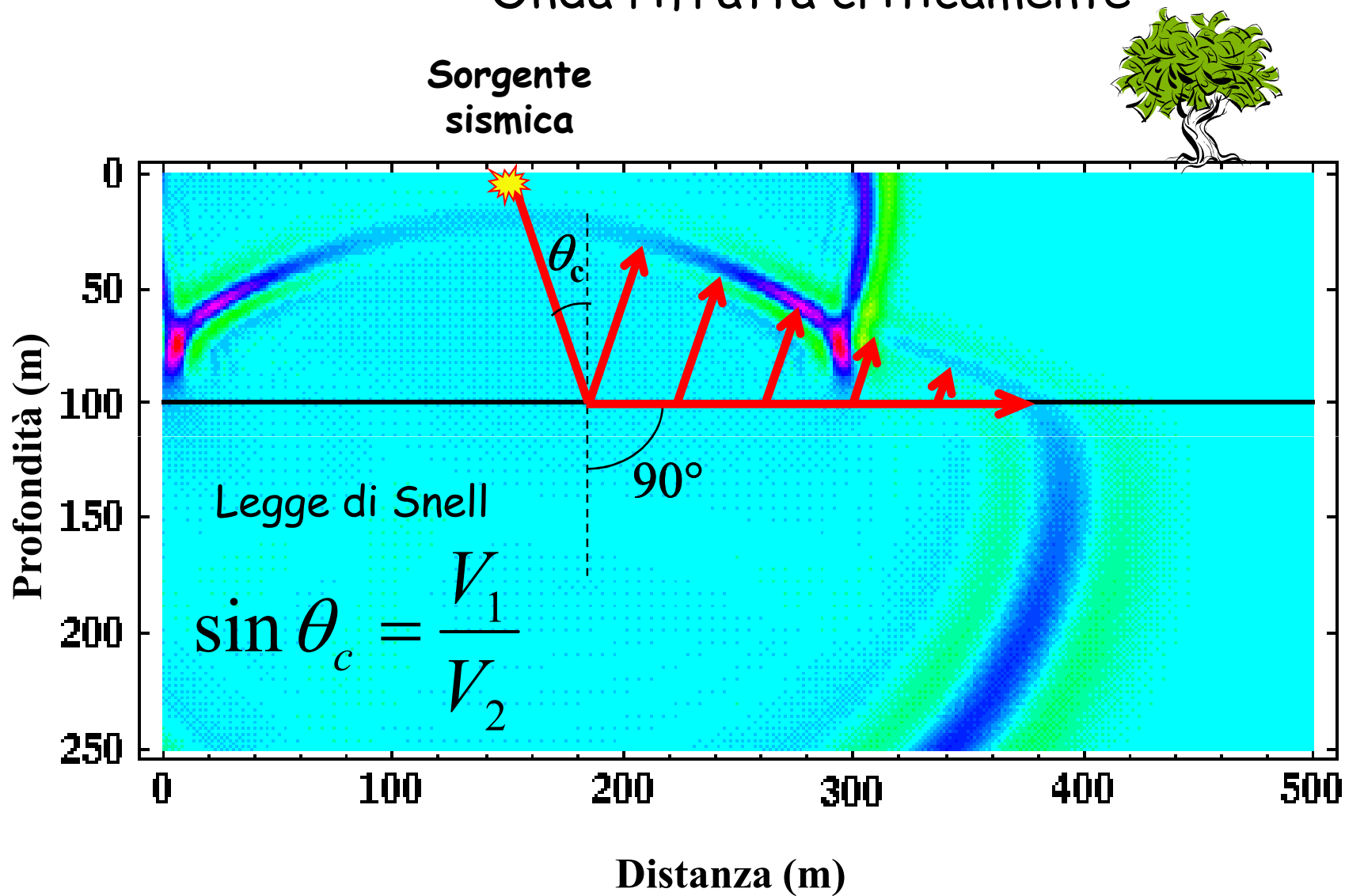
SISMICA A RIFRAZIONE

Il metodo sismico a rifrazione è un metodo non invasivo che si basa sulla misura dei tempi di primo arrivo delle onde sismiche (P o S) generate in superficie da una sorgente sismica e captate da ricevitori, anch'essi in superficie, disposti su un allineamento a diverse distanze dalla sorgente.

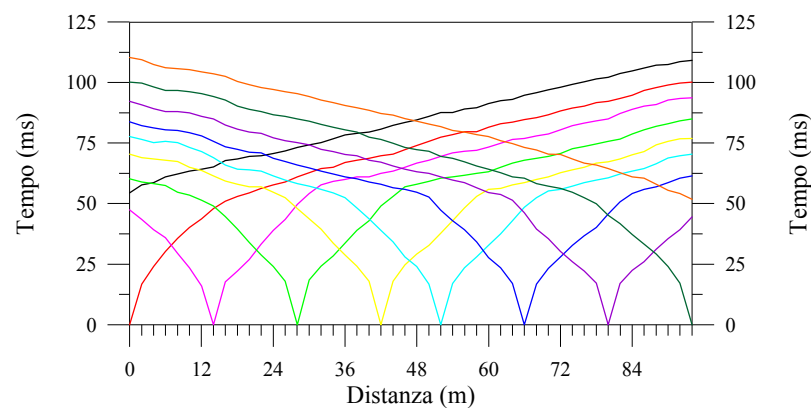
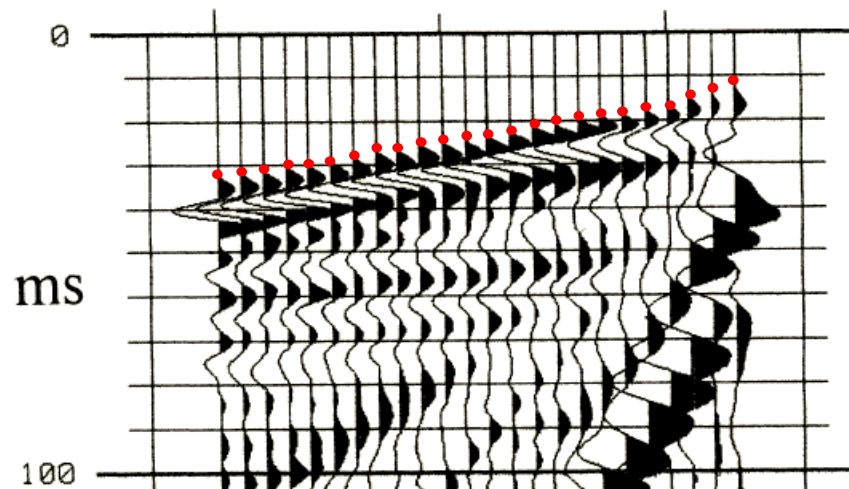
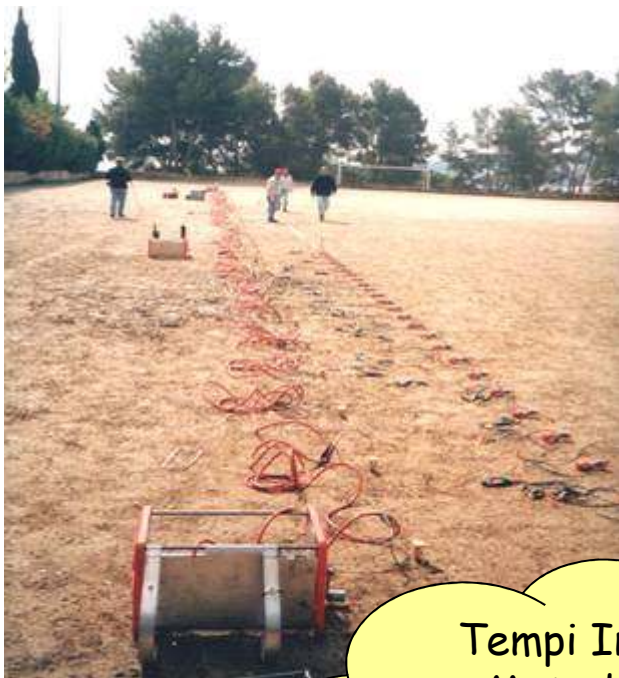
I tempi di primo arrivo, correlati alle diverse distanze sorgente-ricevitore, permettono la stima (calcolo) delle geometrie del sottosuolo (topografia delle interfacce) e delle velocità di propagazione delle onde sismiche.

SISMICA A RIFRAZIONE

Onda rifratta criticamente



SISMICA A RIFRAZIONE IN PRATICA



Tempi Intercetti
Metodo Reciproco
(DT, PM)
G.R.M.
Tomografia



SISMICA A RIFRAZIONE

Acquisizione dati: stendimenti o basi



Lunghezza dello stendimento

La lunghezza dello stendimento deve essere determinata in funzione della profondità d'indagine. Almeno i 2/3 dei geofoni devono ricevere l'onda rifratta criticamente dall'interfaccia di interesse.

Spaziatura tra i geofoni

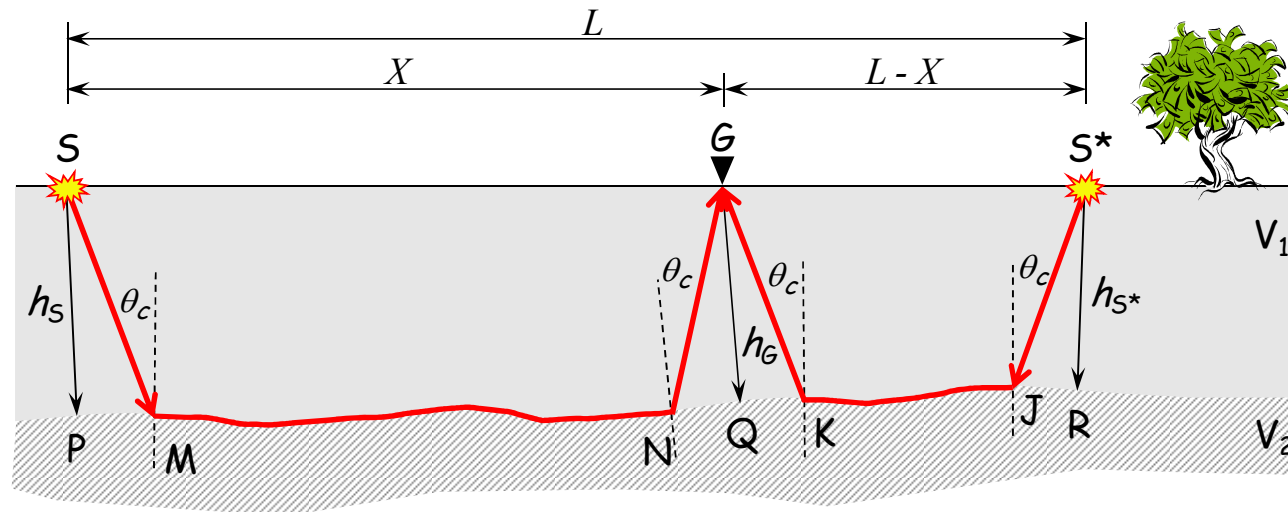
La spaziatura tra i geofoni dovrebbe essere determinata in funzione del dettaglio richiesto nella ricostruzione del rifrattore.

N° di scoppi e posizione

Se si vuole eseguire un'elaborazione tomografica il numero di scoppi dovrebbe essere non inferiore a 8 per stendimento. La distribuzione lungo la linea dovrebbe essere regolare e tale da permettere il controllo dei tempi reciproci.

SISMICA A RIFRAZIONE - INTERPRETAZIONE

Metodo Reciproco (*Delay Times, Plus-Minus*)



$$T_v = \frac{1}{2} (T_S^G - T_{S^*}^G + T_{SS^*})$$

Funzione di Analisi di Velocità

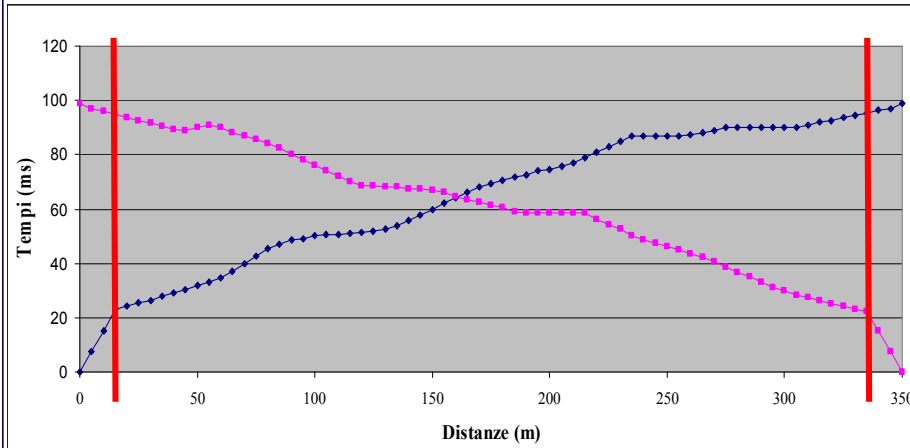
$$T_G = \frac{1}{2} (T_S^G + T_{S^*}^G - T_{SS^*})$$

Funzione Tempo-Profondità

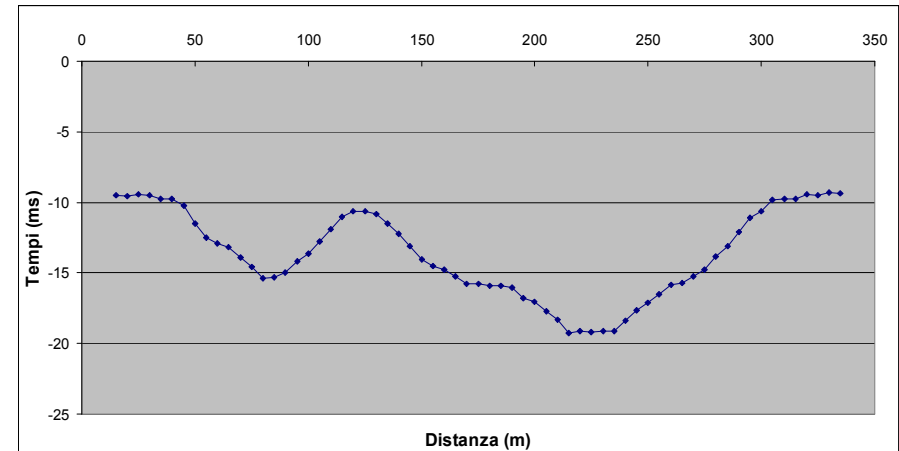
SISMICA A RIFRAZIONE - INTERPRETAZIONE

Metodo Reciproco: esempio

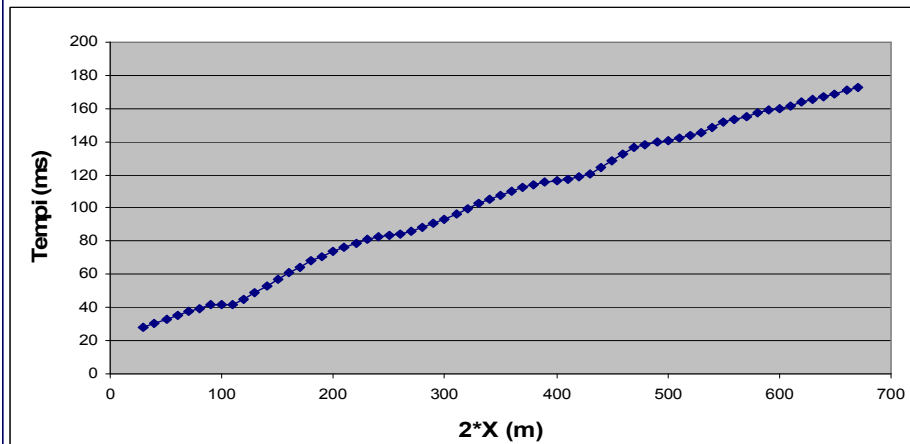
Tempi sperimentali



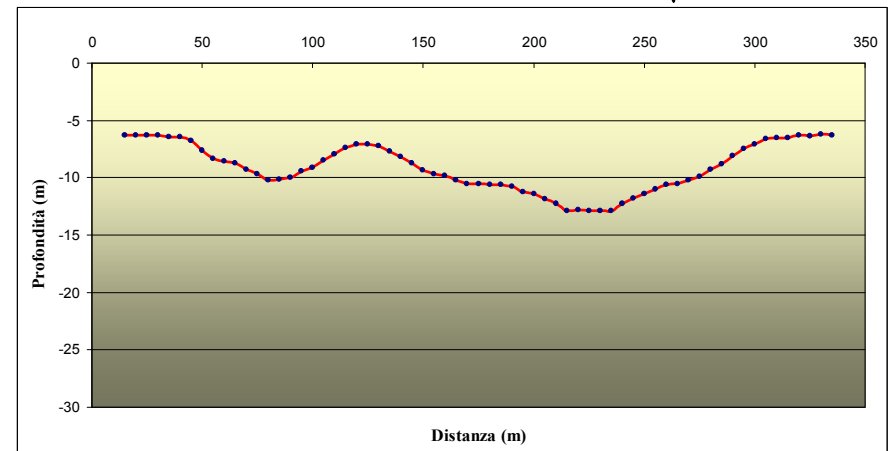
Funzione T-P $T_G = \frac{1}{2} (T_S^G + T_{S^*}^G - T_{SS^*})$



Funzione Velocità $T_v = \frac{1}{2} (T_S^G - T_{S^*}^G + T_{SS^*})$

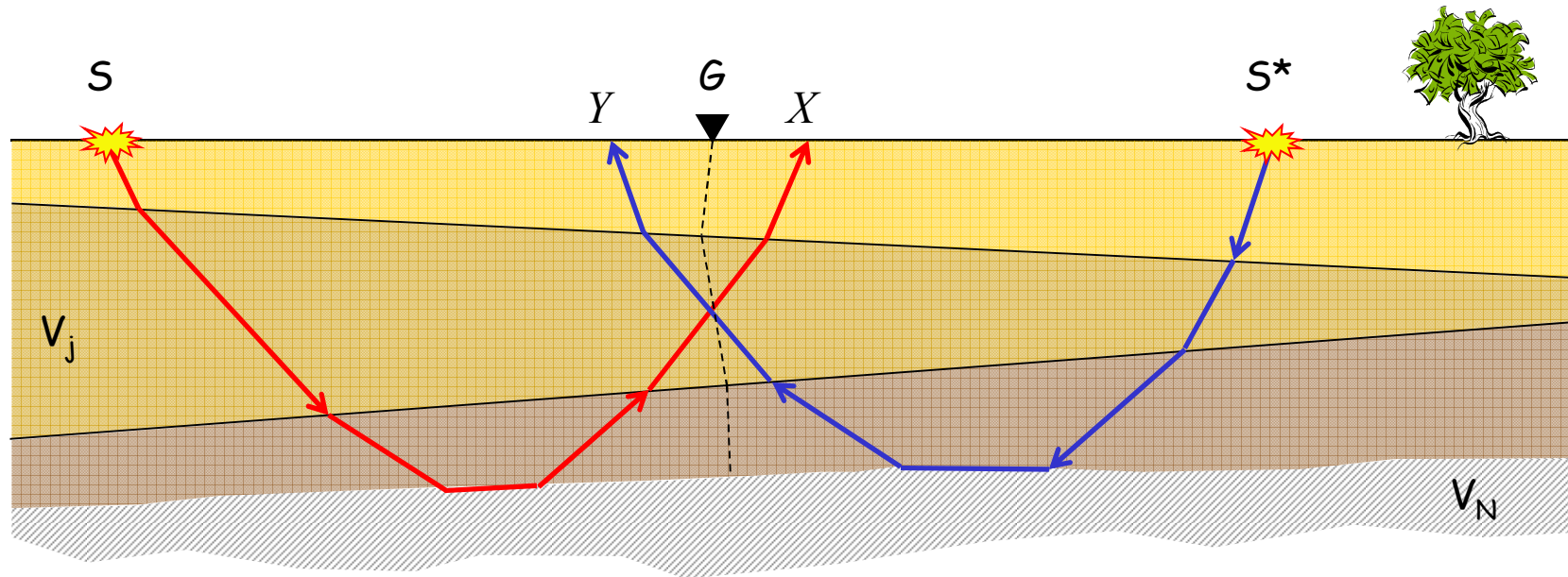


Profondità $h_G = \frac{T_G \cdot V_1}{\cos \theta_c} = T_G \frac{V_1 \cdot V_2}{\sqrt{V_2^2 - V_1^2}}$



SISMICA A RIFRAZIONE - INTERPRETAZIONE

Metodo Reciproco Generalizzato)



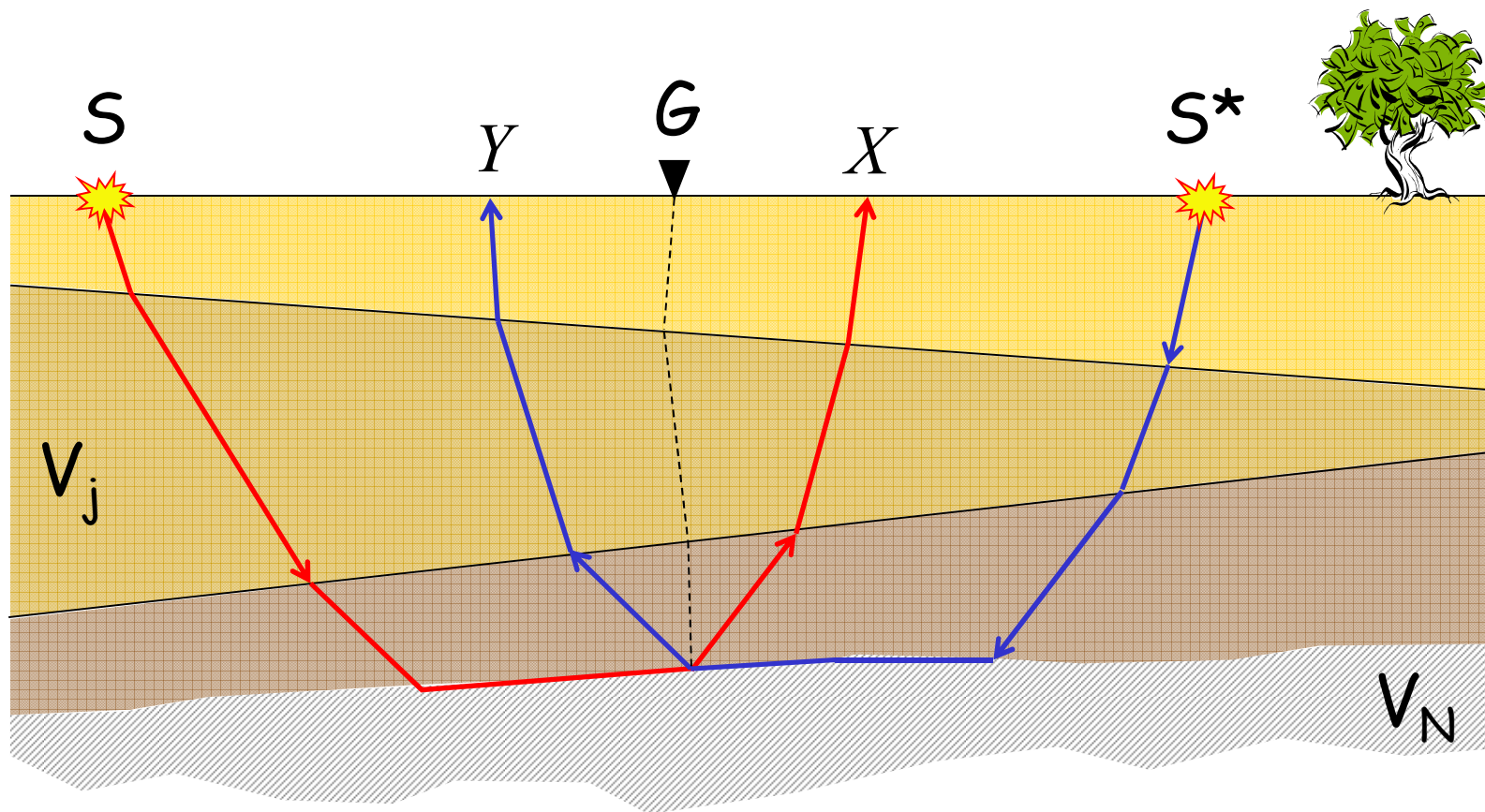
Funzione di Analisi di Velocità $T_v = \frac{1}{2} (T_{SX} - T_{S^*Y} + T_{SS^*})$

Funzione Tempo-Profondità $T_G = \left[T_{SX} + T_{S^*Y} - \left(T_{SS^*} + \frac{XY}{V_N} \right) \right]$

SISMICA A RIFRAZIONE - INTERPRETAZIONE

Metodo Reciproco Generalizzato)

XY Ottimale

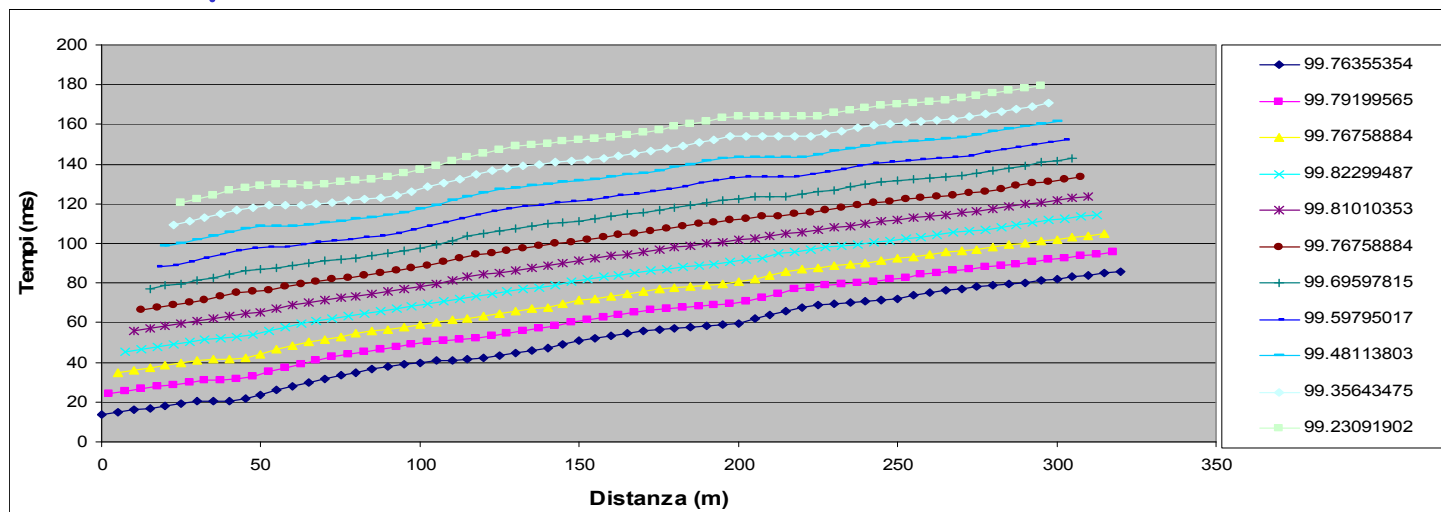


SISMICA A RIFRAZIONE - INTERPRETAZIONE

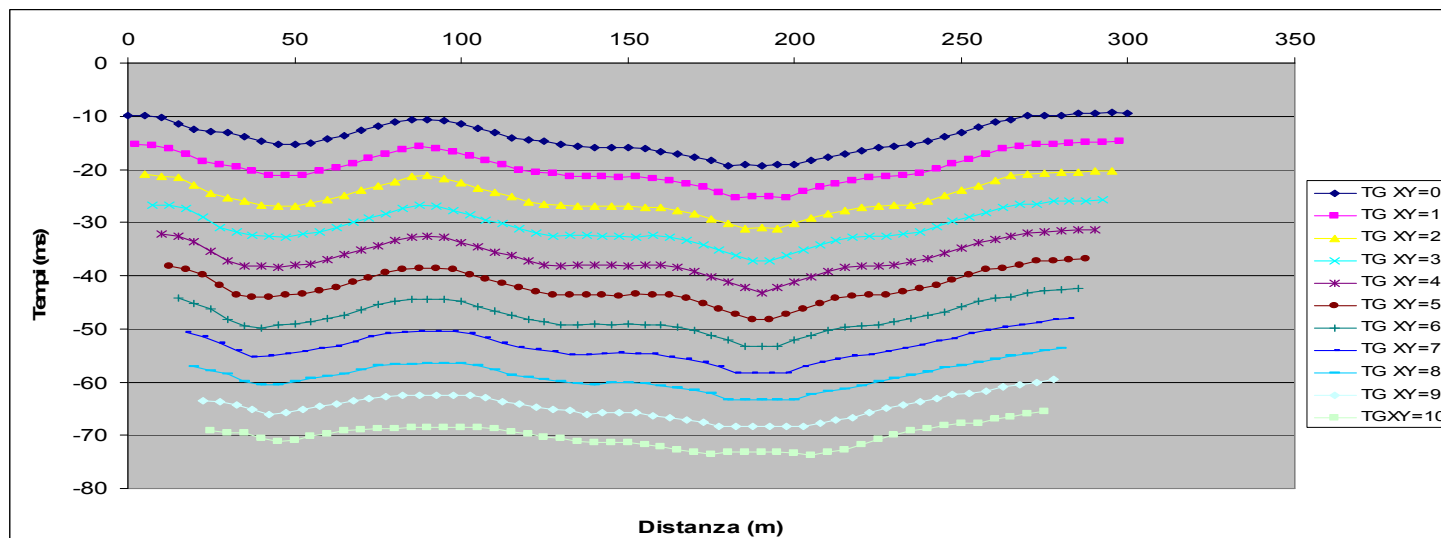
Metodo Reciproco Generalizzato)

Determinazione sperimentale della distanza ottimale XY

Funzione Velocità

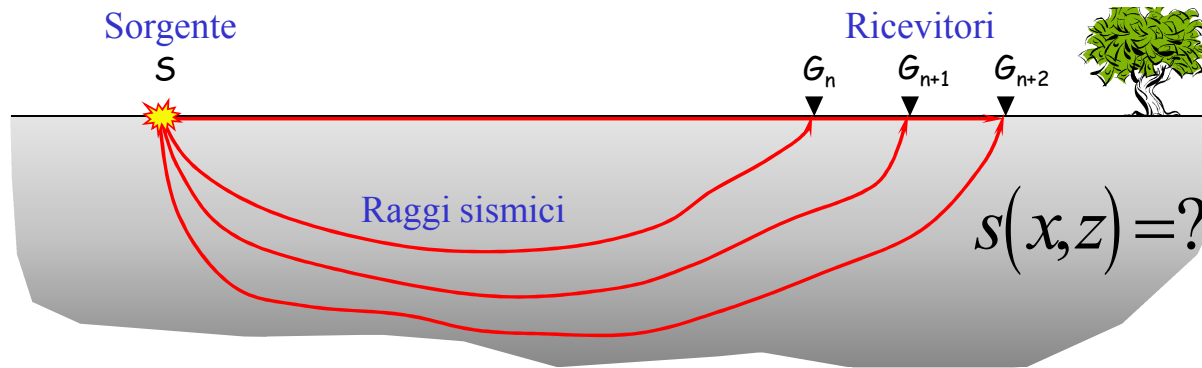


Funzione tempi-profondità

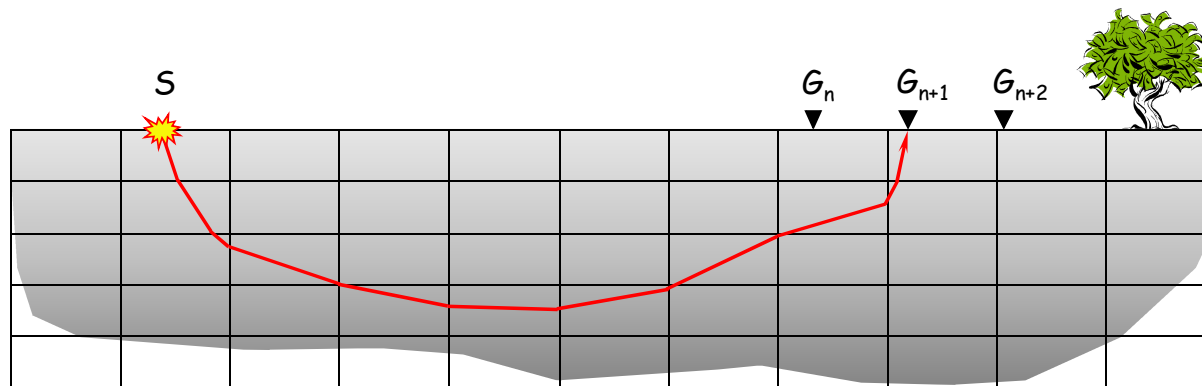


SISMICA A RIFRAZIONE - TOMOGRAFIA

Stima del campo di velocità sismiche mediante inversione dei dati a rifrazione acquisiti con stendimenti sulla superficie del suolo



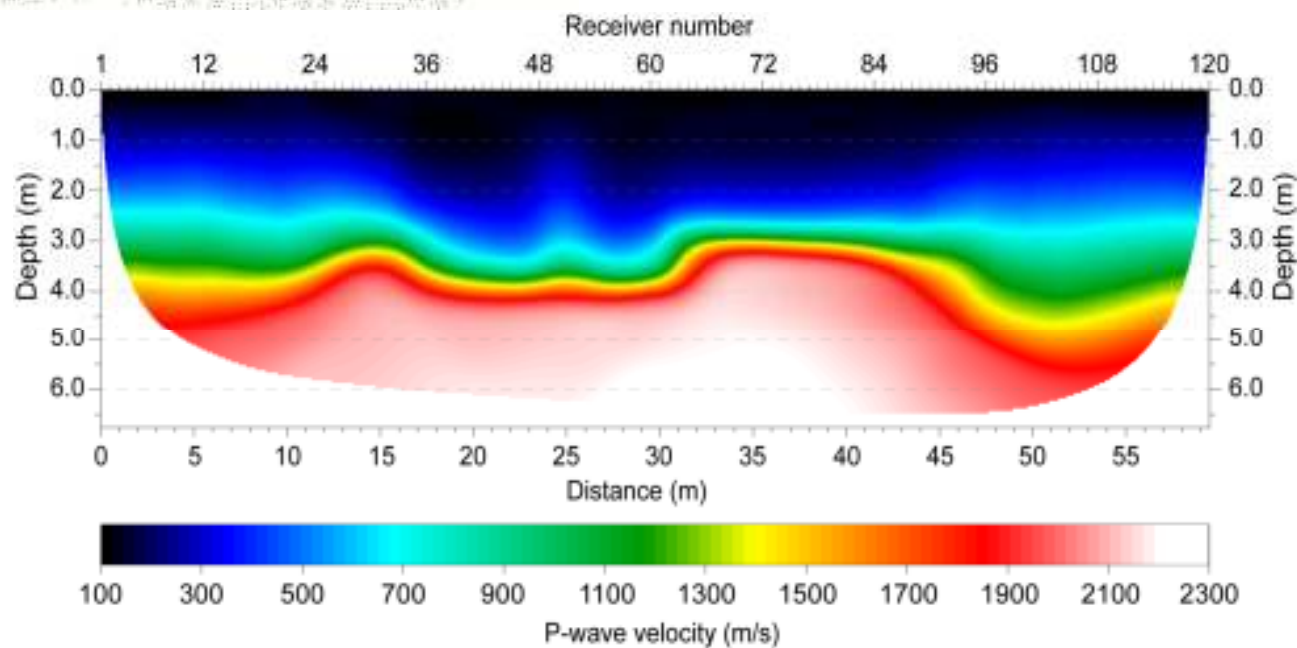
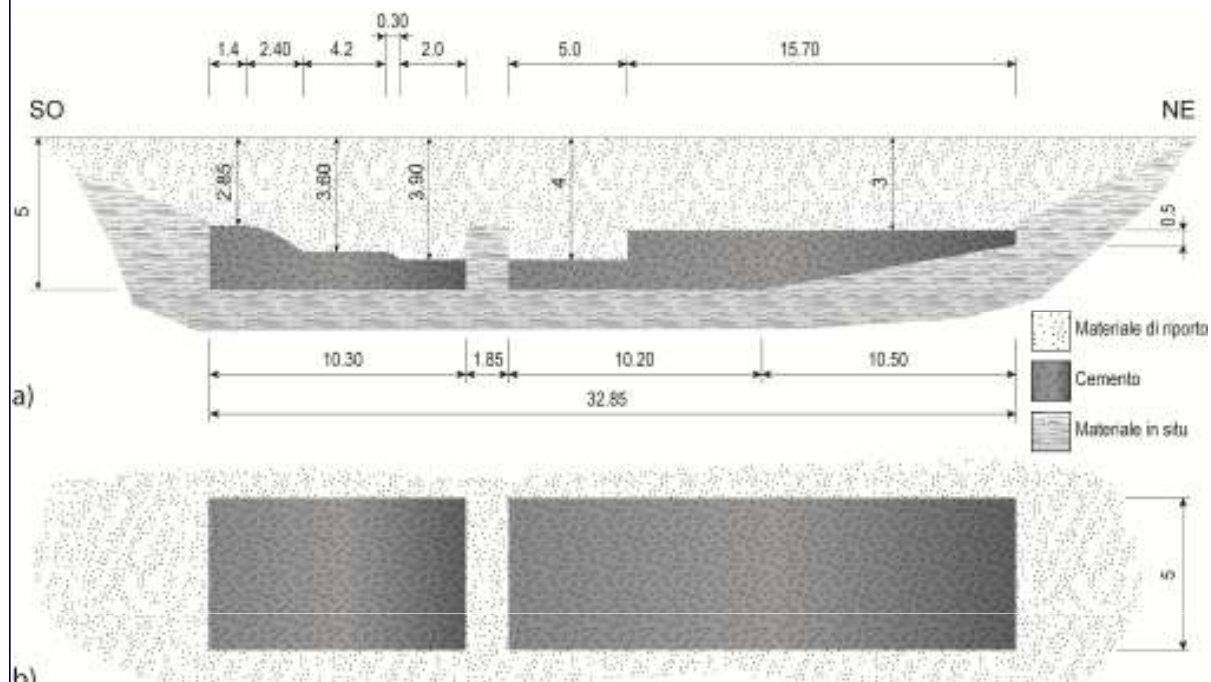
$$T_i = \int_{l(s)} s(x, z) dl$$



$$T_i = \sum_{j=1}^m l_{ij} \cdot s_j$$

SISMICA A RIFRAZIONE - TOMOGRAFIA

Esempio



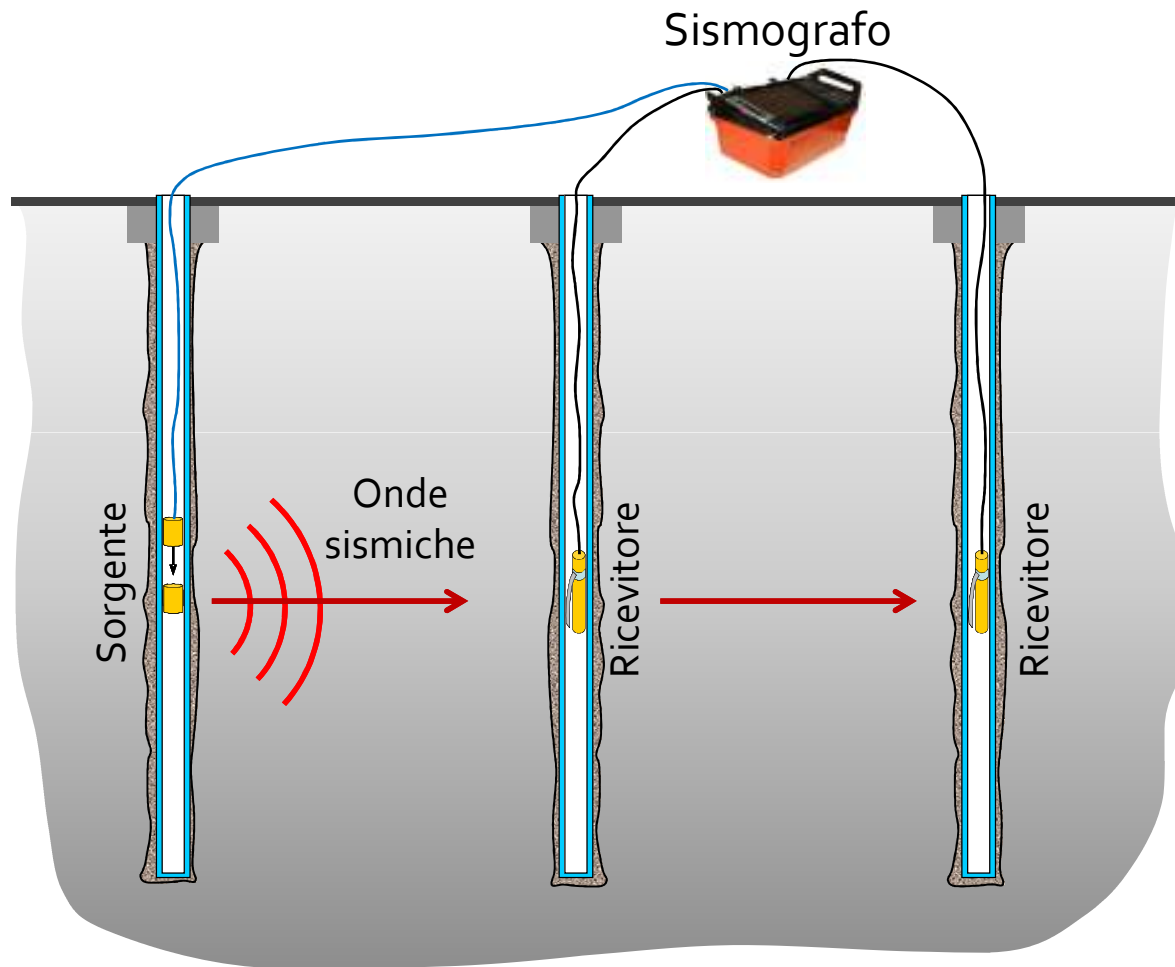
SISMICA IN FORO

- **PROVA CROSS-HOLE**
- **PROVA DOWN-HOLE**
- PROVA CON IL CONO SISMICO
- PROVA CON IL DILATOMETRO SISMICO
- PROVA P-S SUSPENSION LOGGING

CROSS-HOLE

ASTM D 4428/D 4428M - 07

CARATTERISTICHE GENERALI



MISURE SPERIMENTALI

Tempi di percorso delle onde P e S tra i ricevitori

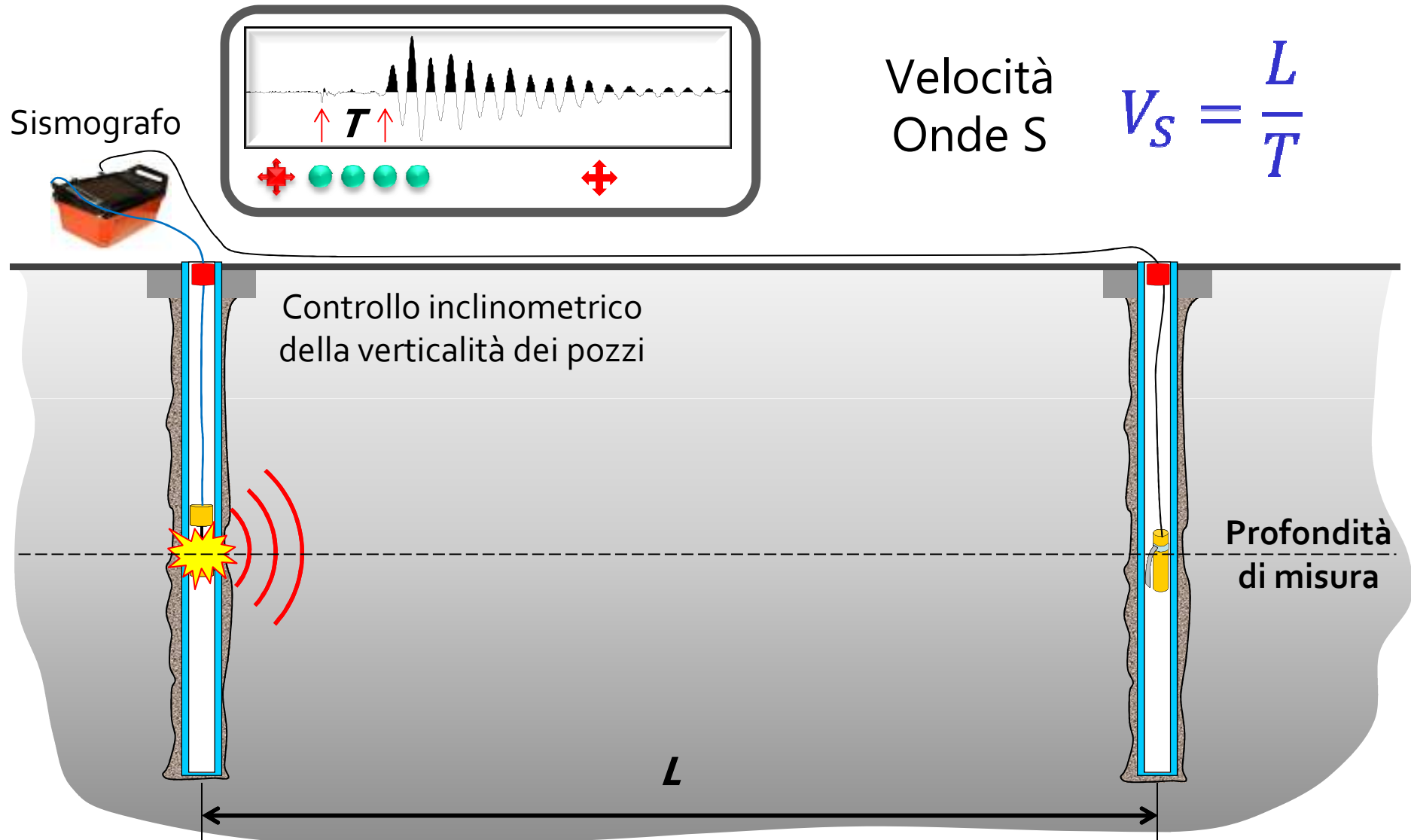
OBIETTIVO

Valutazione dei profili di velocità delle onde P e S

Configurazione tipica della prova CH

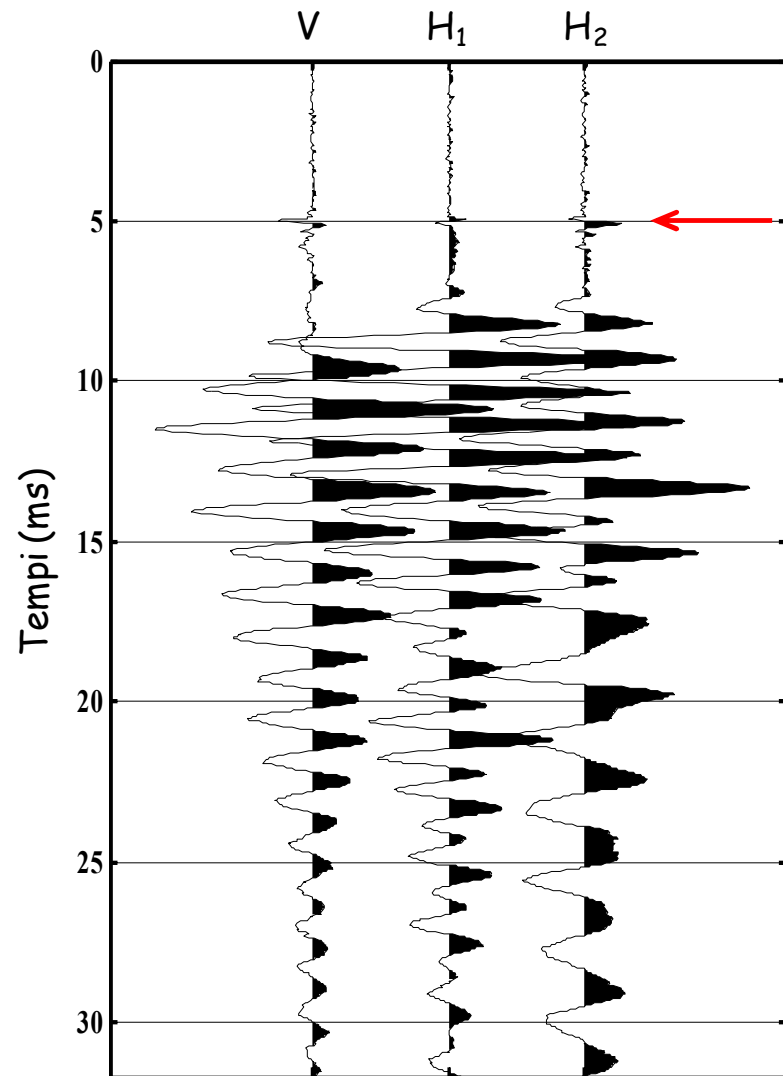
CROSS-HOLE

CARATTERISTICHE GENERALI



CROSS-HOLE

REGISTRAZIONE

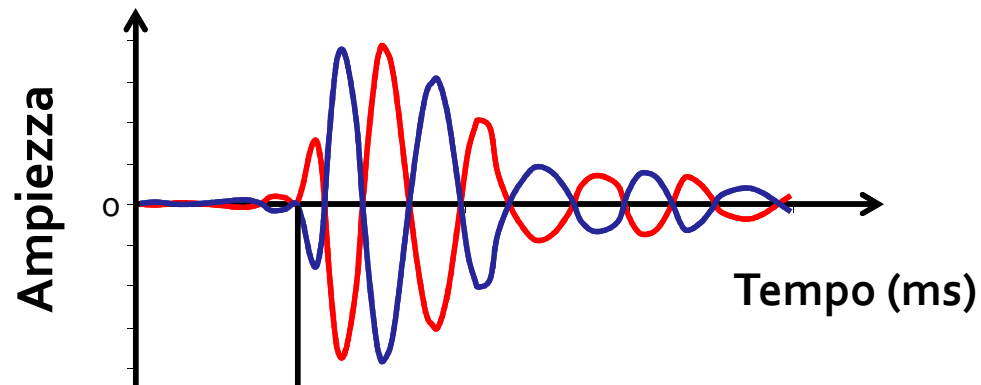


TRIGGER:
TEMPO ZERO

CROSS-HOLE

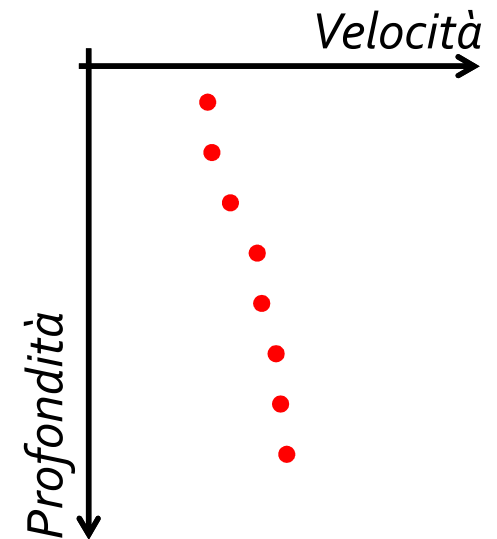
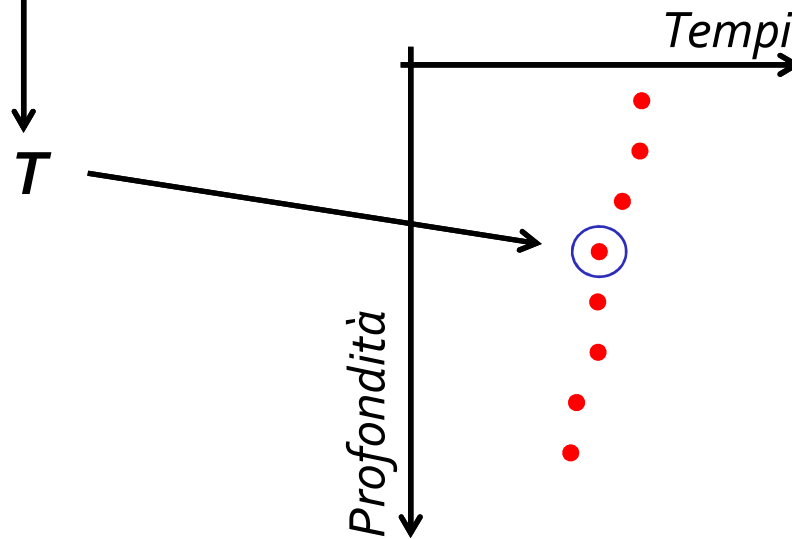
LETTURA DEI TEMPI DI PRIMO ARRIVO

METODO CROSSOVER



Battuta "destra"

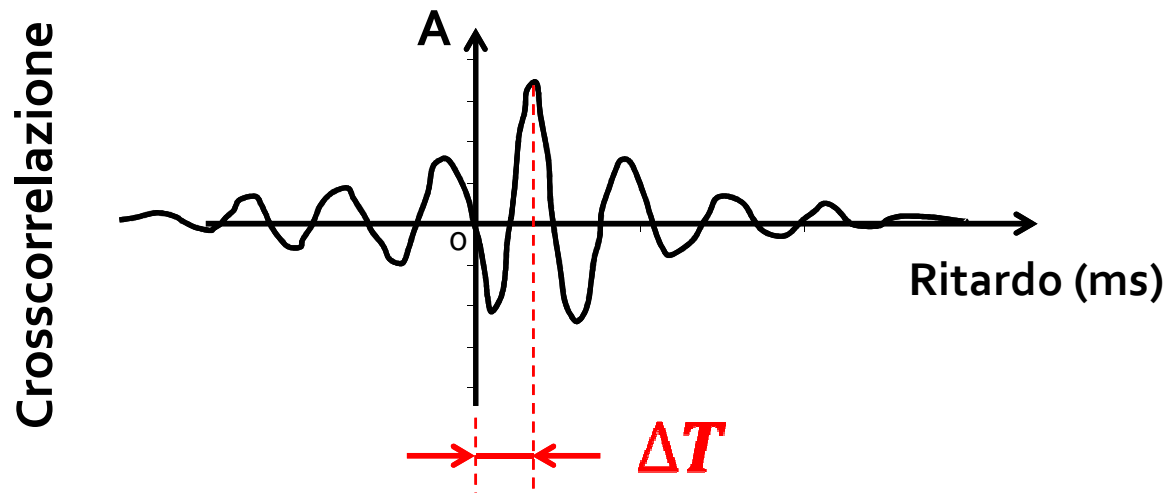
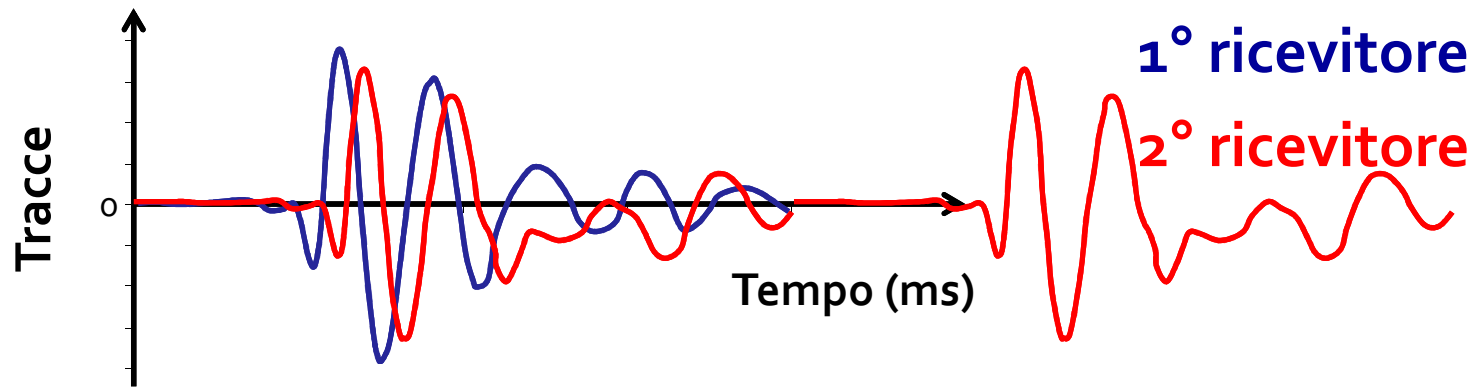
Battuta "sinistra"



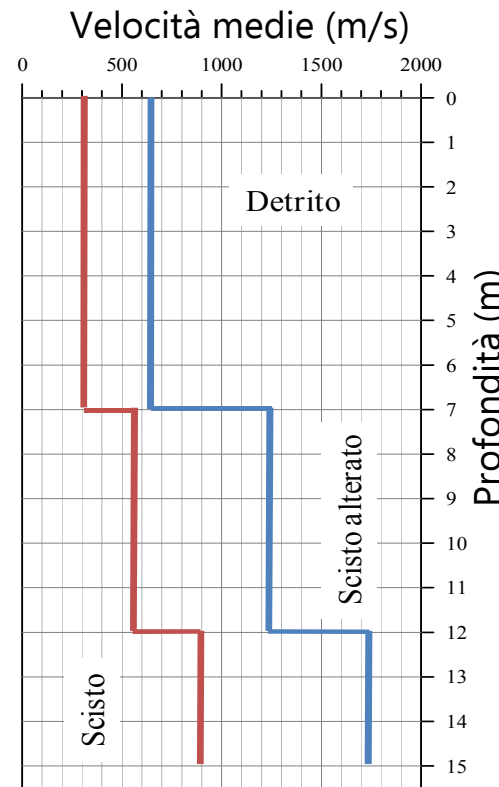
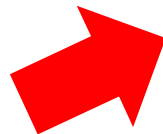
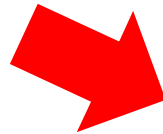
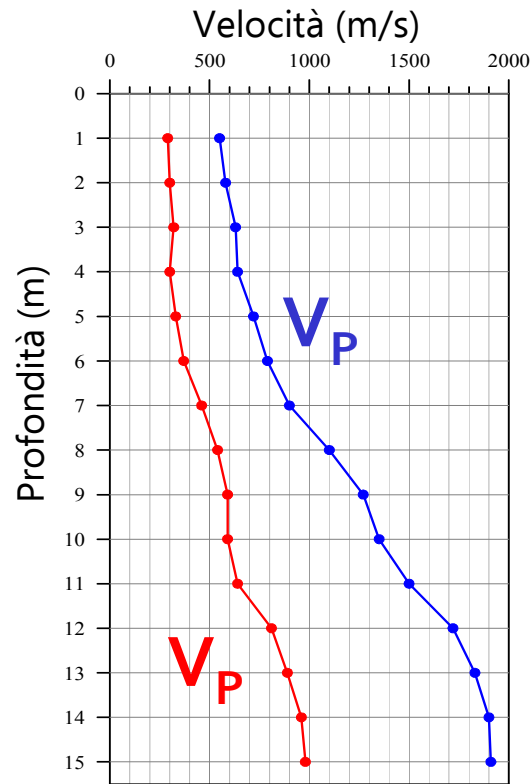
CROSS-HOLE

LETTURA DEI TEMPI DI PRIMO ARRIVO

METODO CROSSCORRELAZIONE



CROSS-HOLE



INTERPRETAZIONE

Modulo di taglio

$$G = \rho \cdot V_S^2$$

Modulo edometrico

$$E_d = \rho \cdot V_P^2$$

Rapporto di Poisson

$$\sigma = \frac{\frac{1}{2} \cdot \left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1}{\left(\frac{V_P}{V_S} \right)^2 - 1}$$

Modulo di Young

$$E = 2\rho \cdot V_S^2 (1 + \sigma)$$

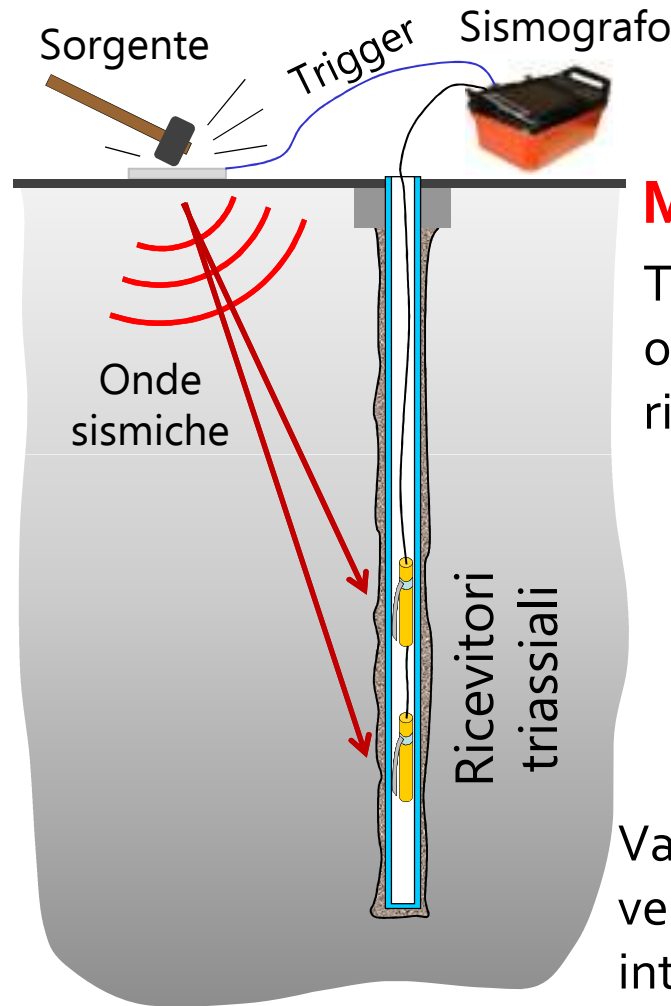
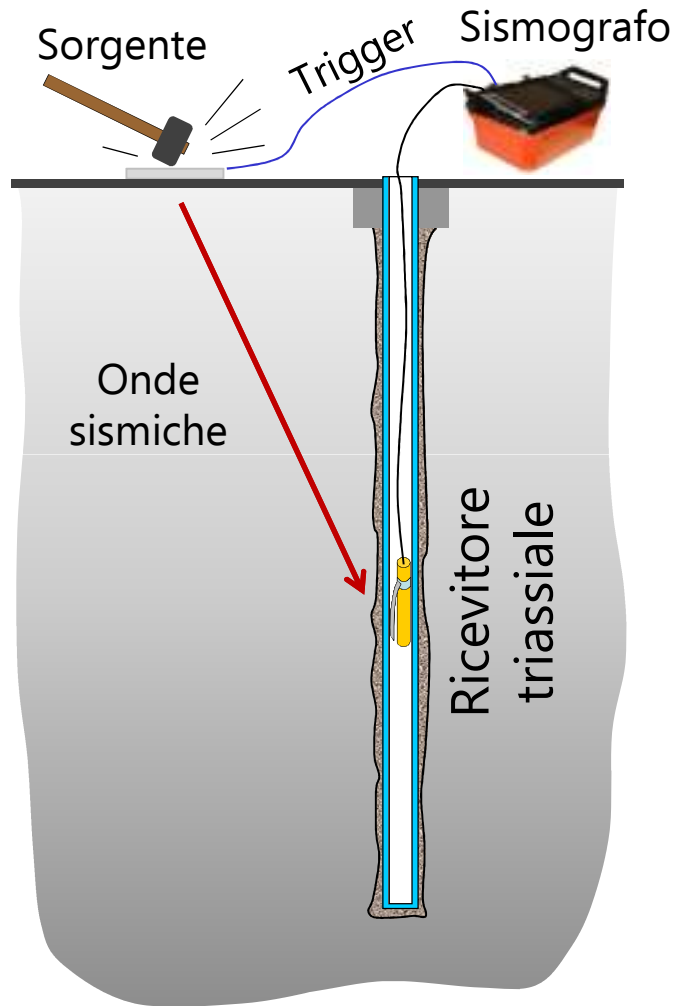
Modulo volumetrico

$$E_V = \rho \left(V_P^2 - \frac{4}{3} V_S^2 \right)$$

DOWN-HOLE

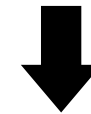
ASTM D 7400 - 08

CARATTERISTICHE GENERALI



MISURE SPERIMENTALI

Tempi di percorso delle onde P e S tra sorgente e ricevitori



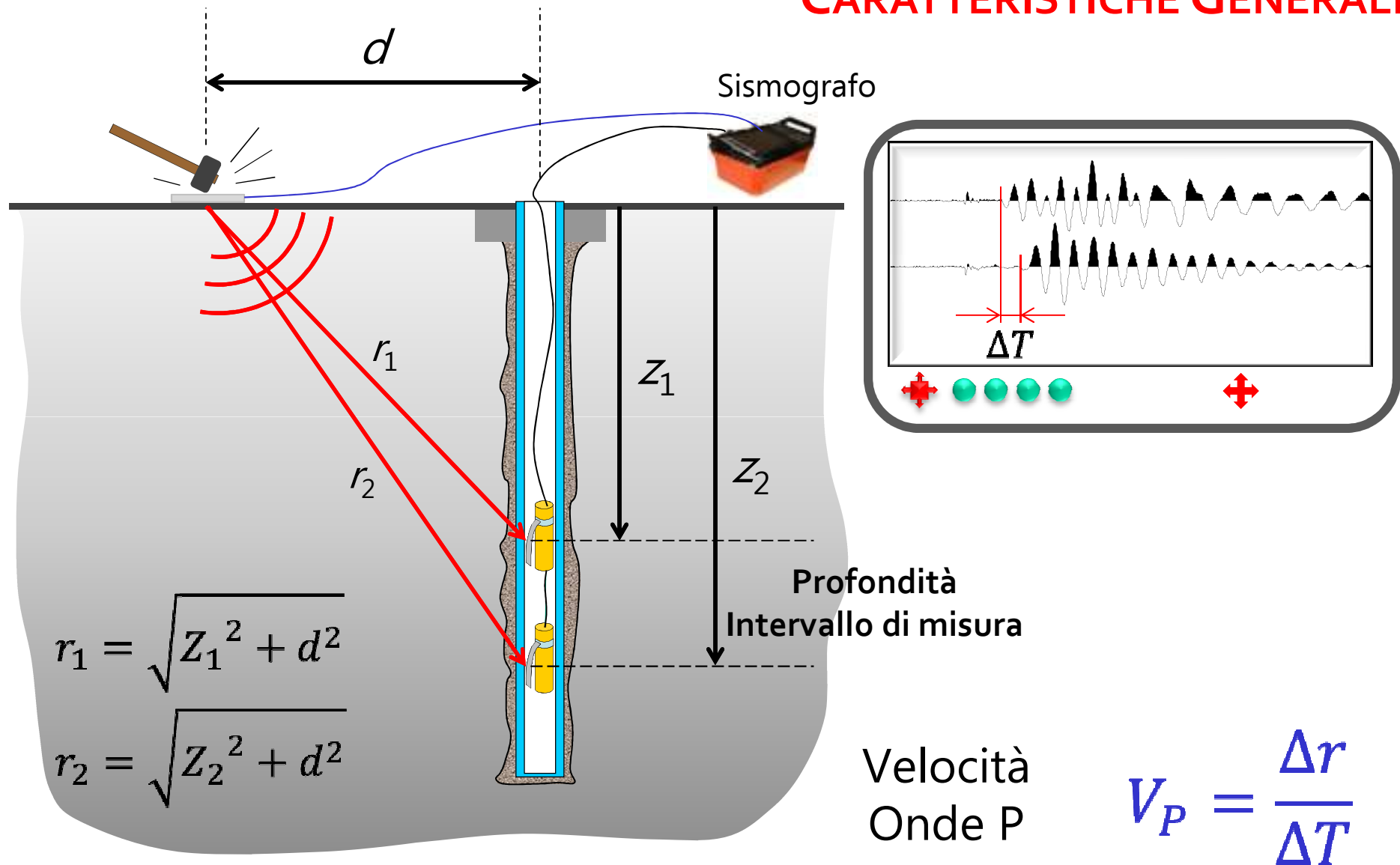
OBIETTIVO

Valutazione dei profili di velocità media o di intervallo delle onde P e S

Configurazioni tipiche della prova DH

DOWN-HOLE

CARATTERISTICHE GENERALI

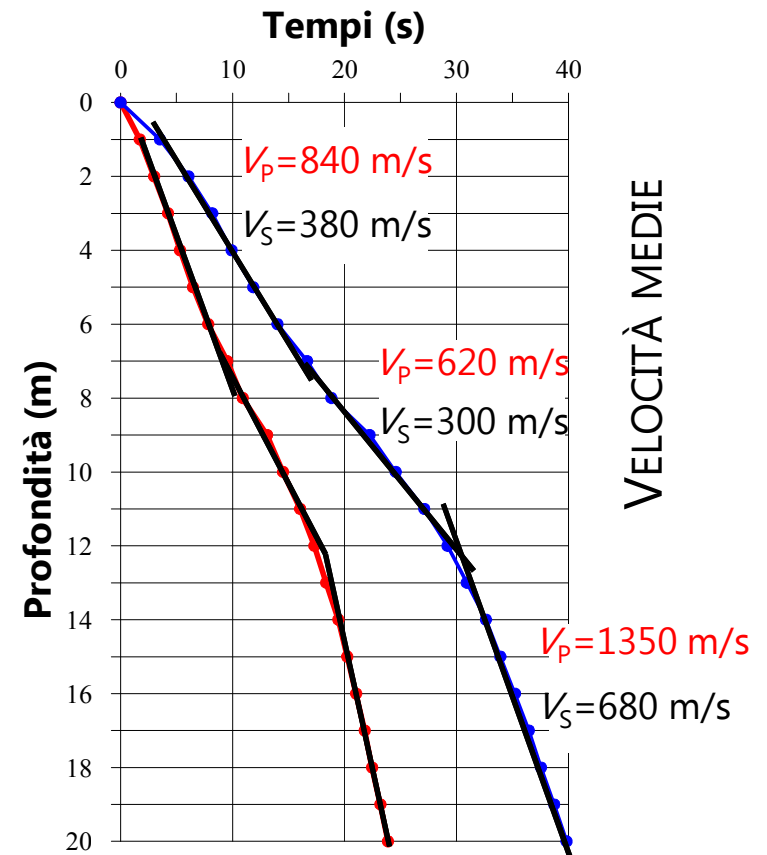
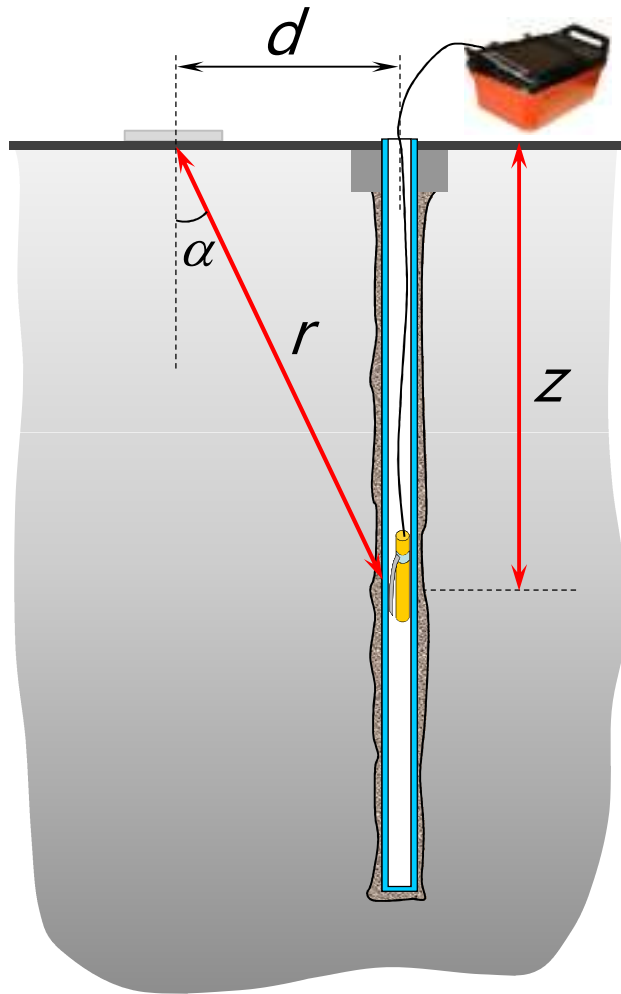


DOWN-HOLE

METODO DIRETTO

CORREZIONE DEI TEMPI

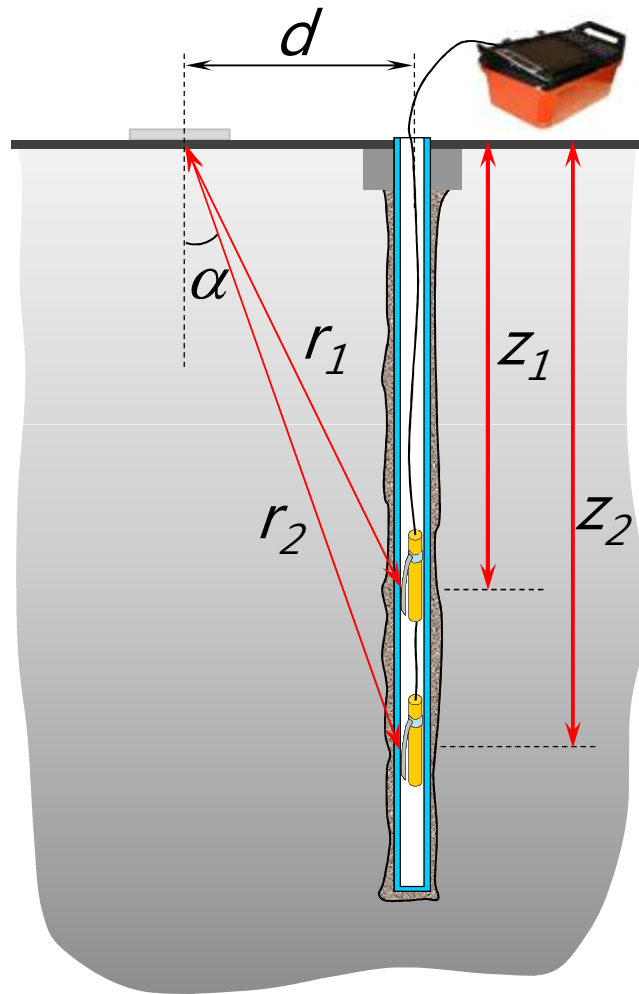
$$t_{corr} = \cos \alpha \cdot t = \frac{Z}{r} \cdot t$$



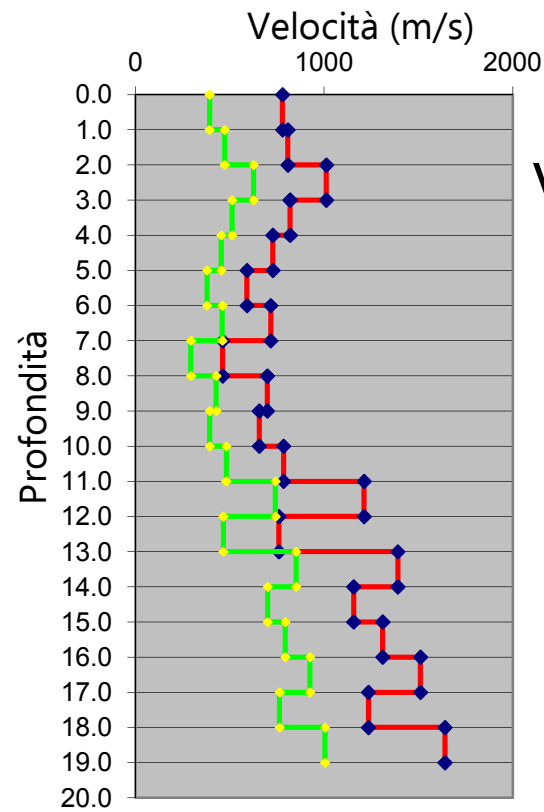
DOWN-HOLE

METODO INTERVALLO

CORREZIONE DEI TEMPI



$$t_{corr} = \cos \alpha \cdot t = \frac{z}{r} \cdot t$$

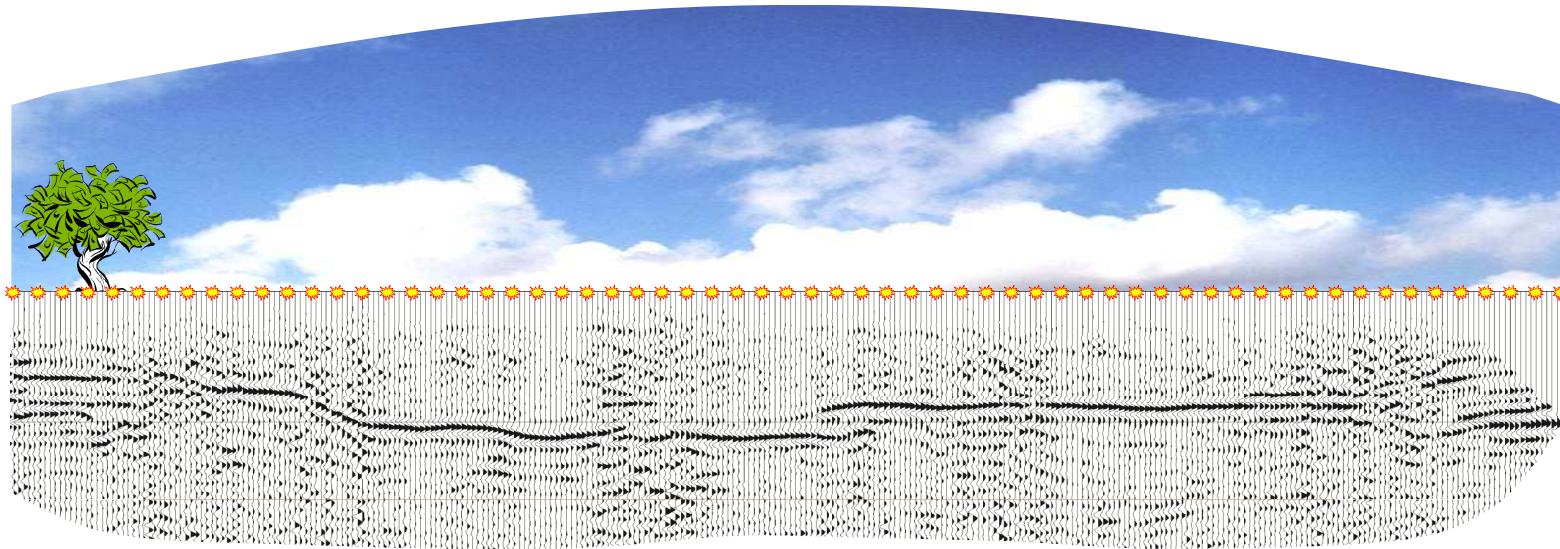


VELOCITÀ DI INTERVALLO

$$V_{P,S} = \frac{z_2 - z_1}{t_{2corr} - t_{1corr}}$$

SISMICA A RIFLESSIONE

TECNICA DI "IMAGING"



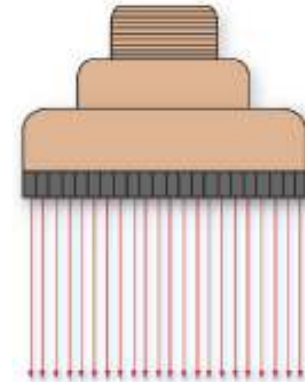
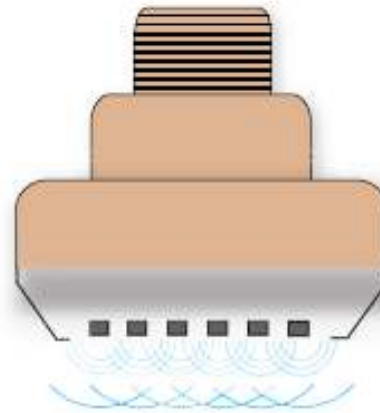
La Sismica a Riflessione è una tecnica di imaging geofisico.

I segnali sismici generati sulla superficie del suolo e riflessi dalle interfacce che separano materiali con differenti caratteristiche "elastiche" vengono captati in superficie, registrati in forma digitale, ed utilizzati per produrre un'immagine del sottosuolo che può essere interpretata geologicamente.

ECOGRAFIA

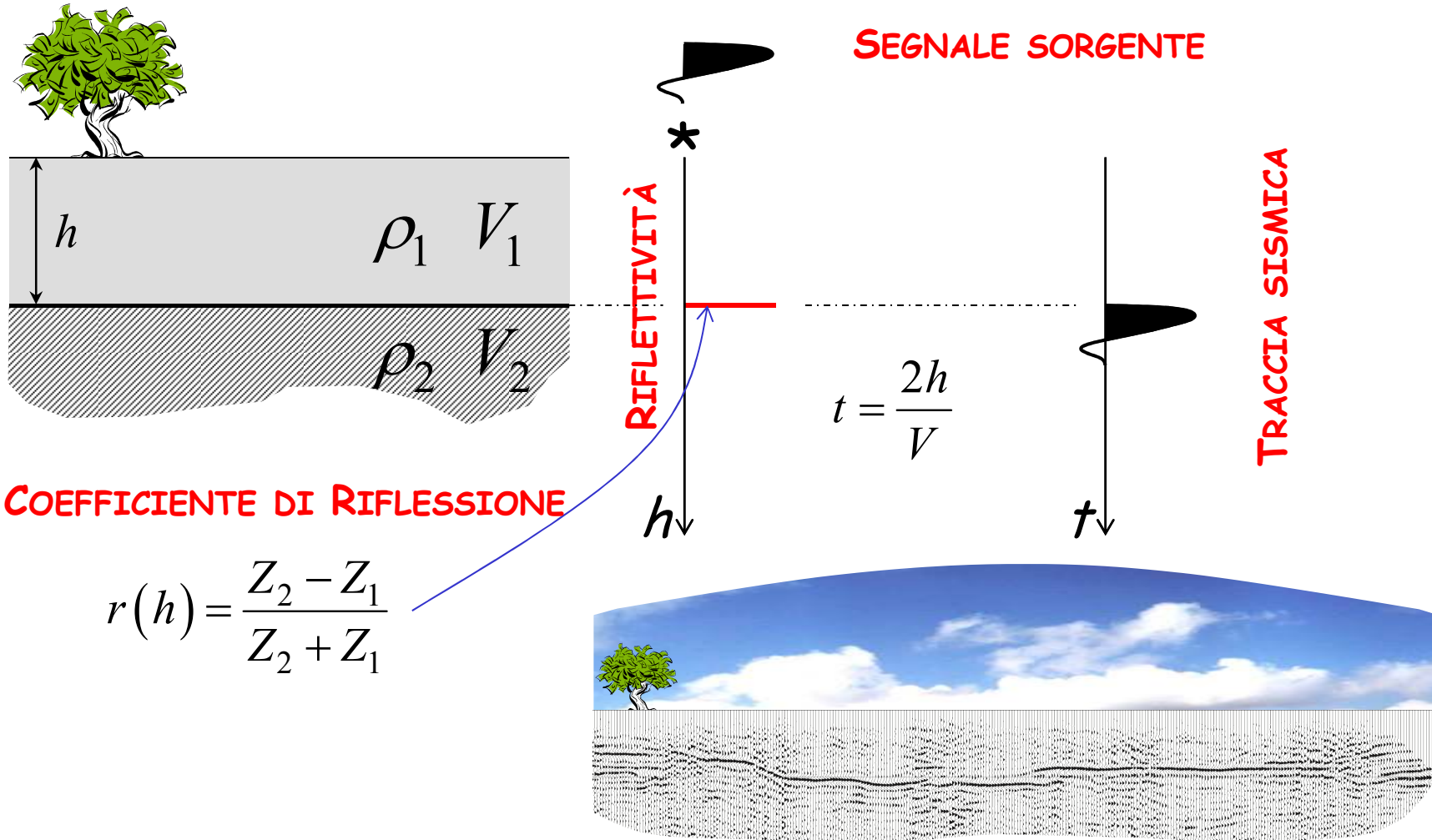


“IMAGING” ACUSTICO



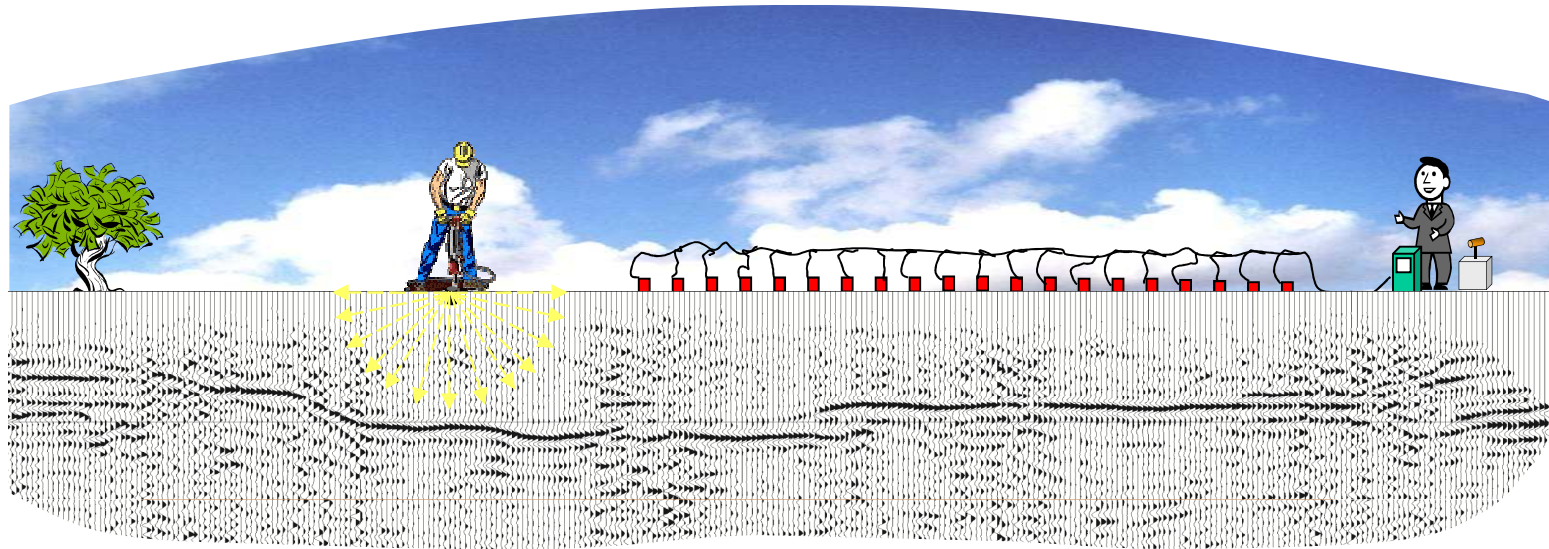
SISMICA A RIFLESSIONE

MODELLO CONVOLUZIONALE



SISMICA A RIFLESSIONE

TECNICA DI "IMAGING"

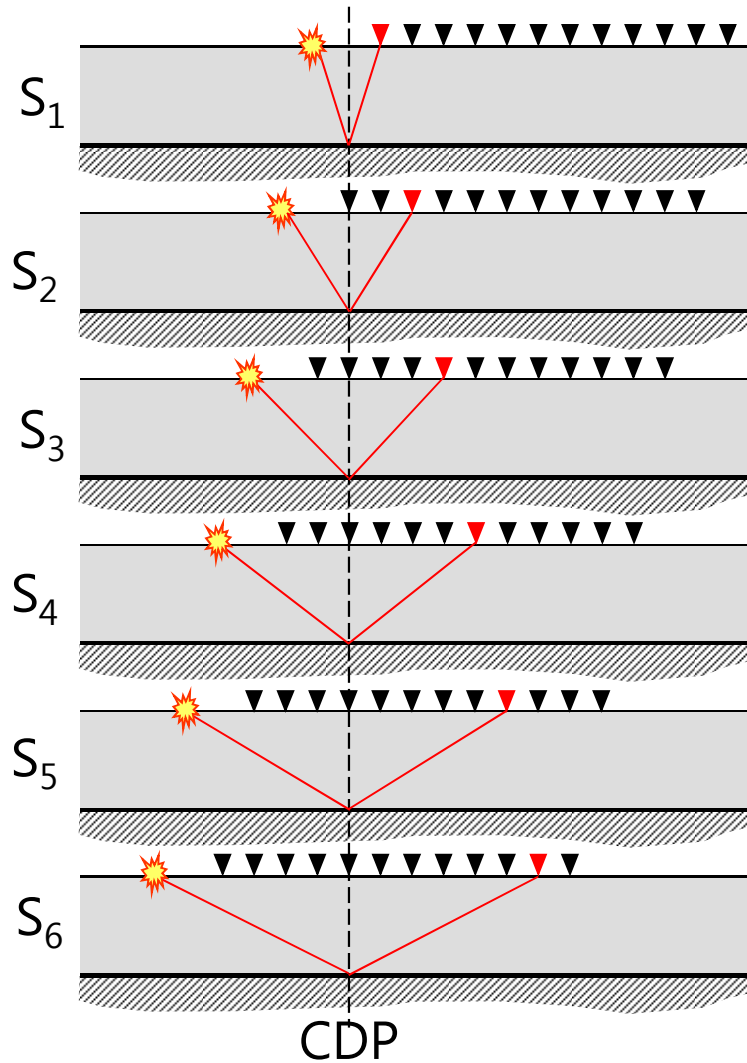


Sismica a Riflessione multi-offset

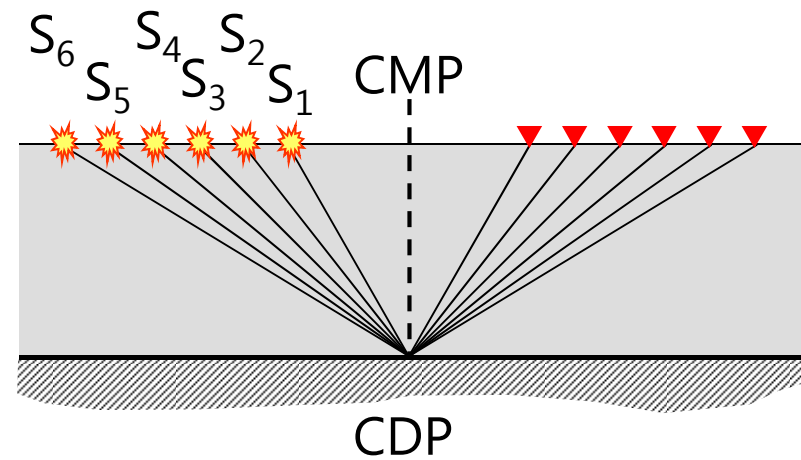
L'elaborazione e la ricomposizione geometrica dei segnali multi-offset producono un'immagine del sottosuolo che può essere interpretata geologicamente.

PRINCIPI GENERALI

Registrazioni sismiche



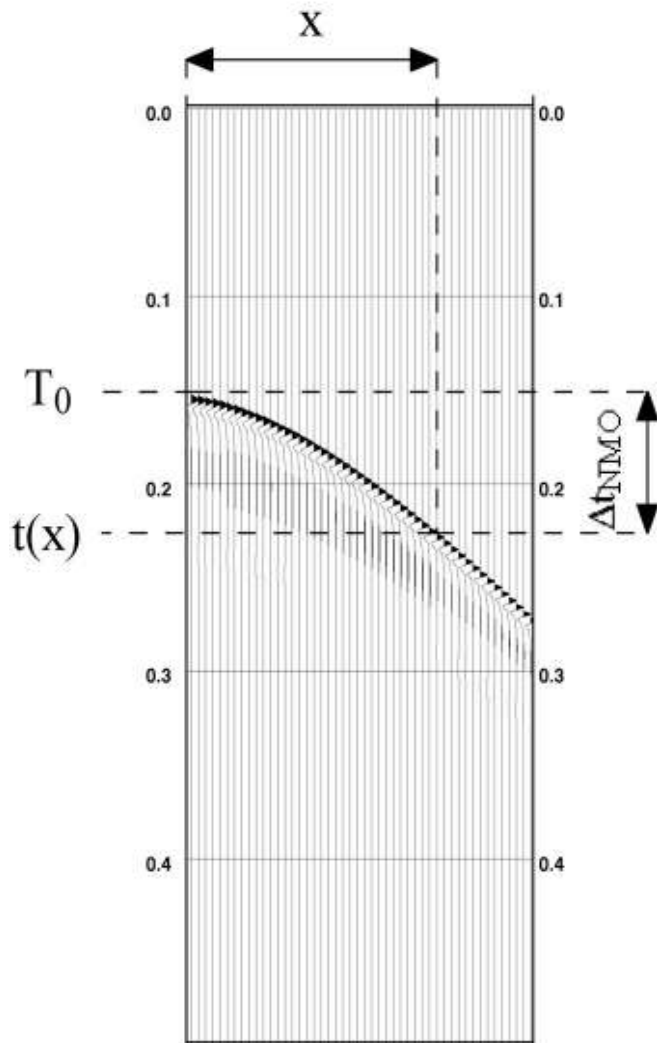
CMP SORTING



Famiglia CMP

PRINCIPI GENERALI

NORMAL MOVE OUT



$$\Delta t_{NMO} = t(x) - T_0 = T_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{V_{NMO} T_0} \right)^2} - 1 \right]$$

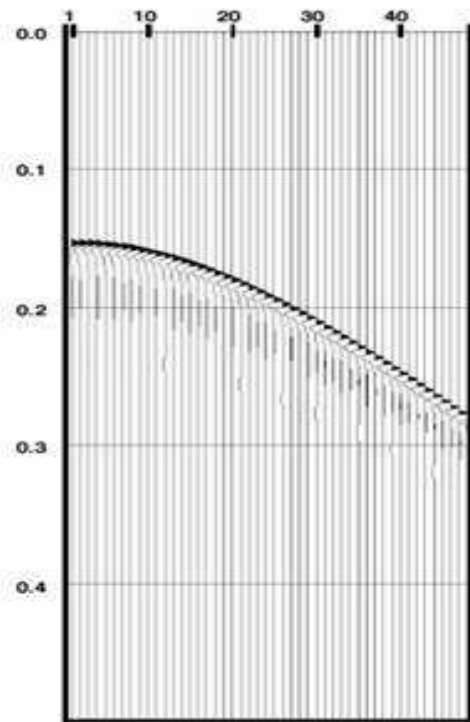
Il NMO è la differenza tra il tempo di arrivo di un segnale riflesso ad un offset x , $t(x)$, e il tempo di andata e ritorno ad offset zero, T_0 .

Per piccoli offsets esso può essere approssimato da

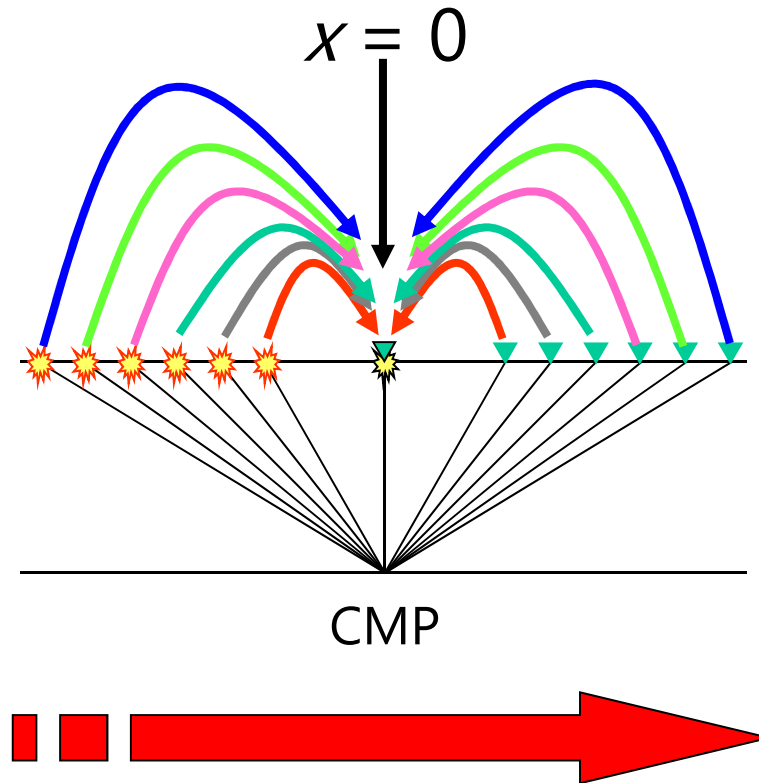
$$\Delta t_{NMO} \approx \frac{x^2}{2 \cdot V_{NMO}^2 \cdot T_0}$$

PRINCIPI GENERALI

Multi-Offset \rightarrow Zero-Offset

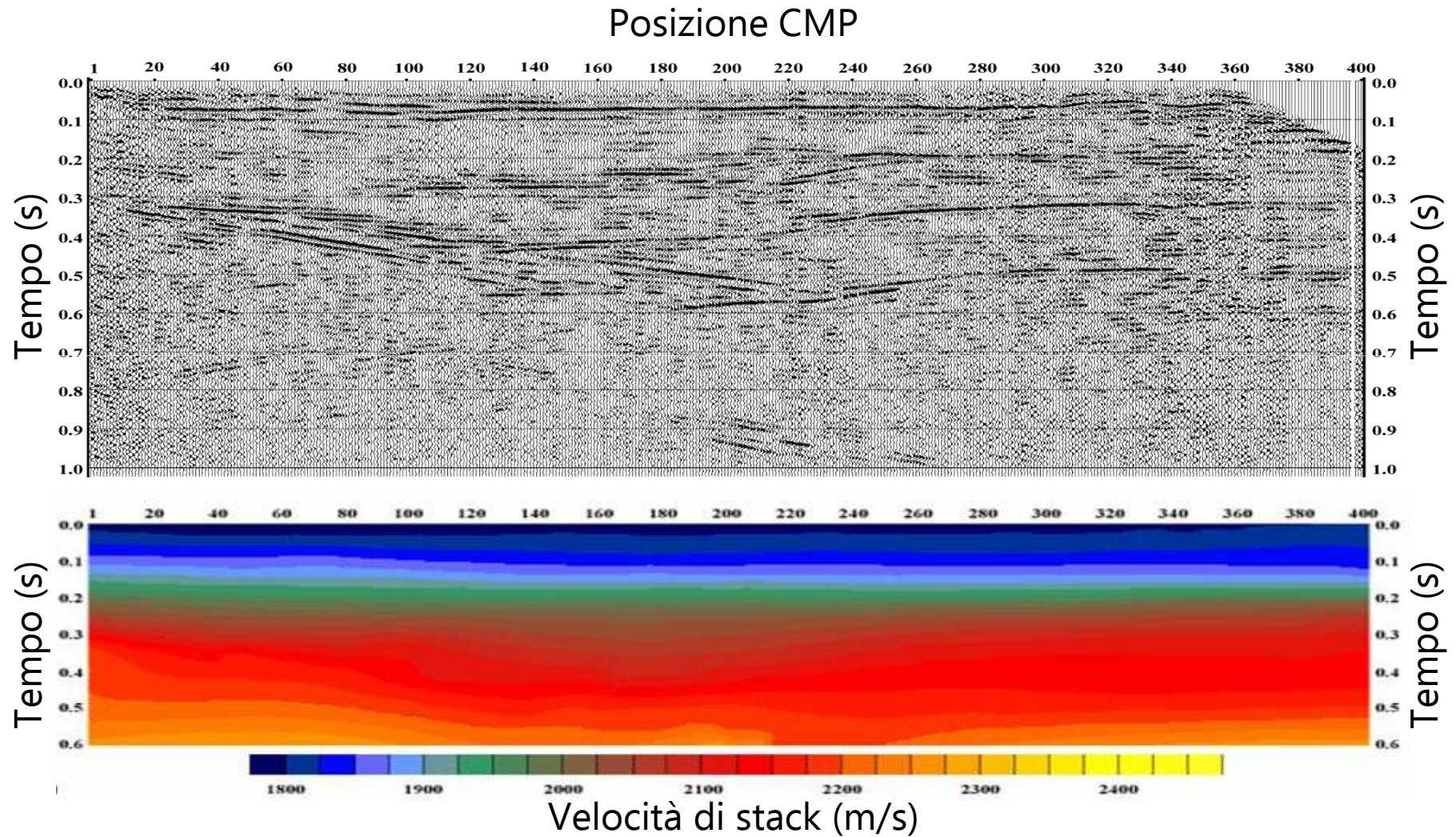


Senza correzione NMO



PRINCIPI GENERALI

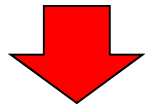
SEZIONE STACK



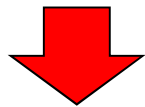
POTENZIALITÀ

$$T(x) = \sqrt{\frac{x^2}{V^2} + T_0^2}$$

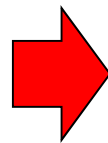
Analisi del segnale spazio-tempo
dei segnali riflessi



Velocità di stack

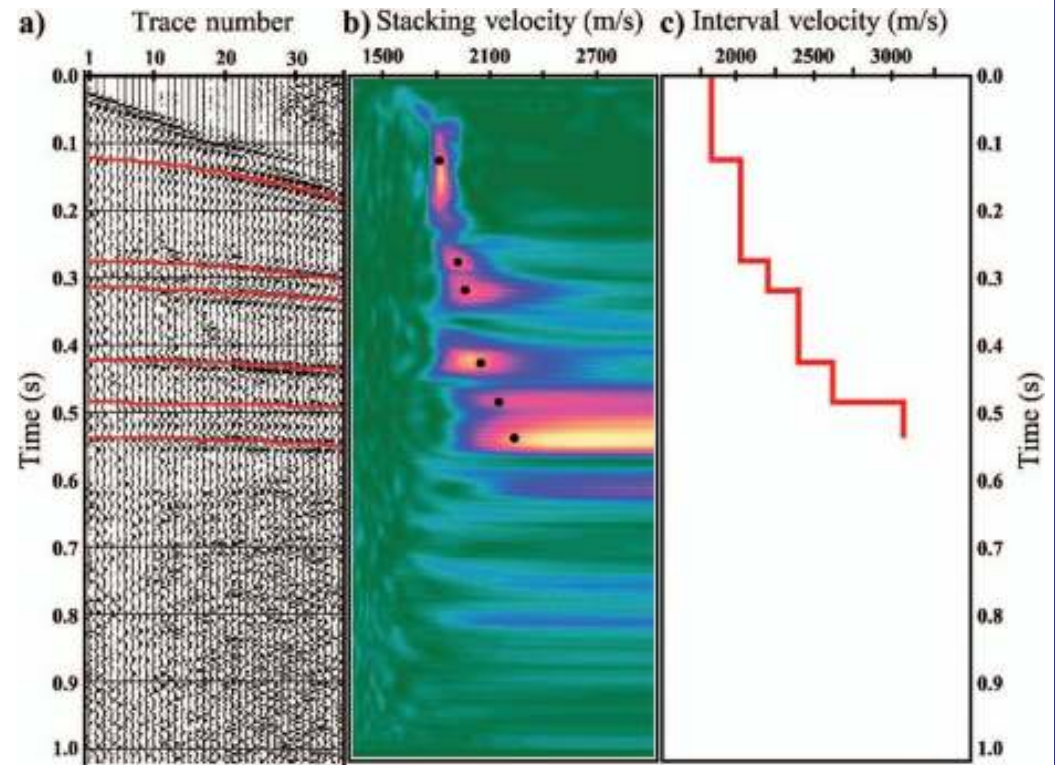


Velocità di intervallo
(formula di Dix)



$$V_k \cong \sqrt{\frac{1}{\Delta t_k} \left(V_{stack(k)}^2 \sum_{i=1}^k \Delta t_i - V_{stack(k-1)}^2 \sum_{i=1}^{k-1} \Delta t_i \right)}$$

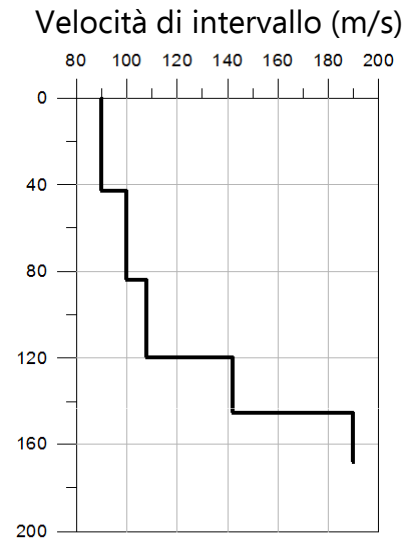
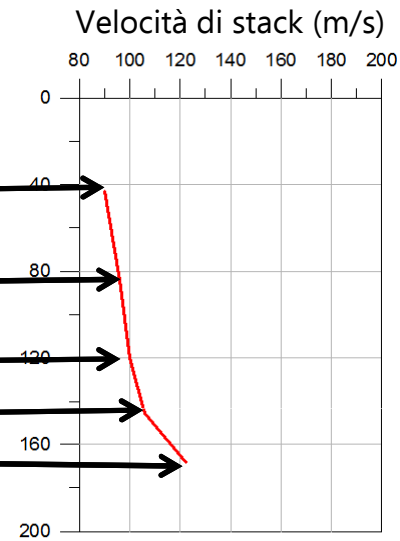
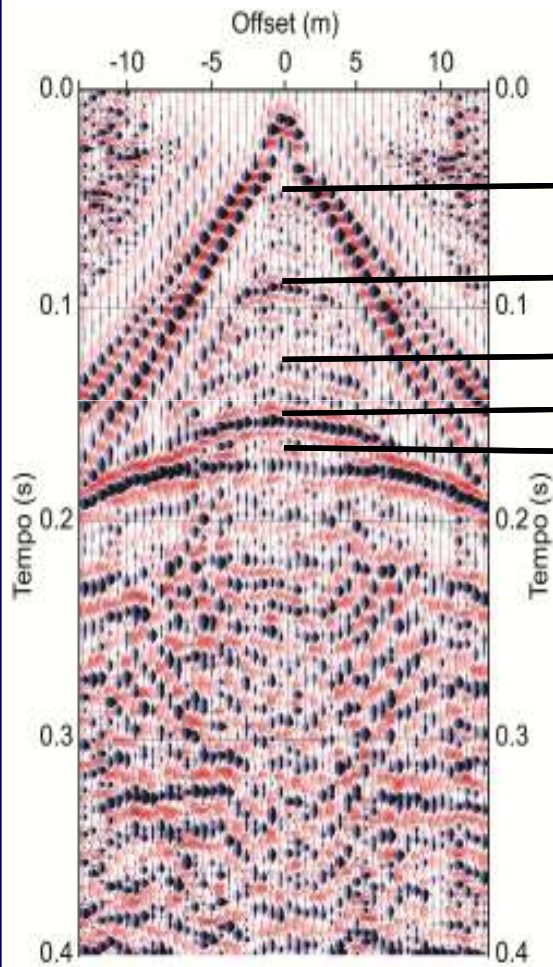
VELOCITÀ DI INTERVALLO



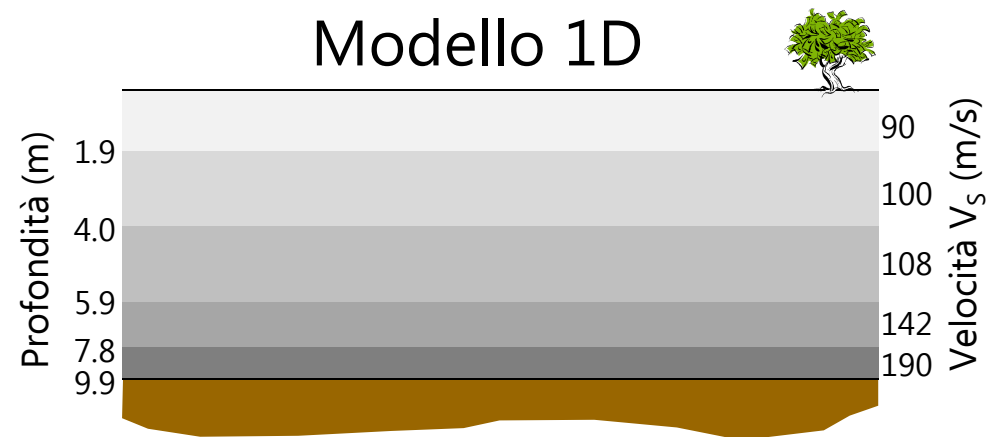
POTENZIALITÀ

MODELLIZZAZIONE 1D

Analisi singola registrazione



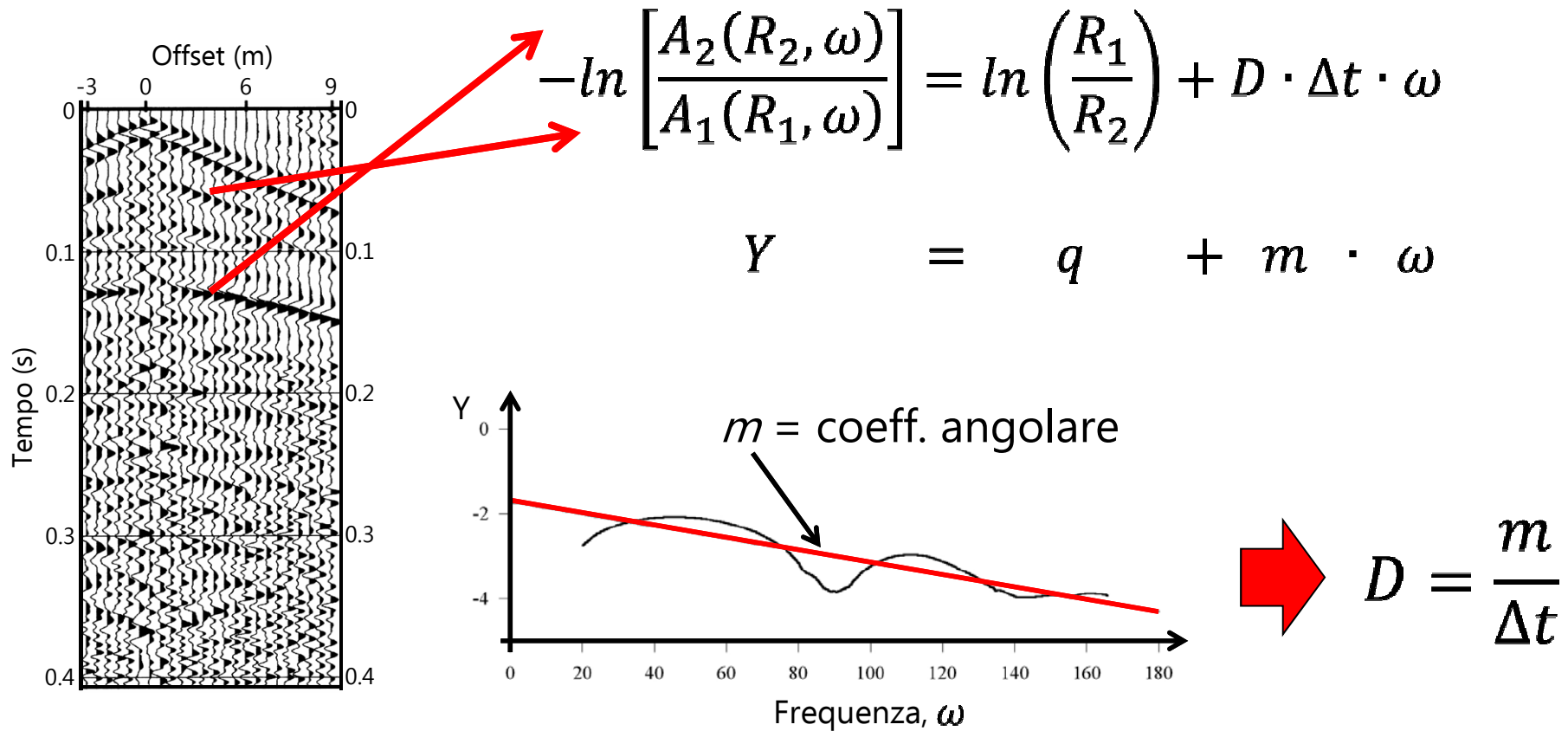
Modello 1D



POTENZIALITÀ

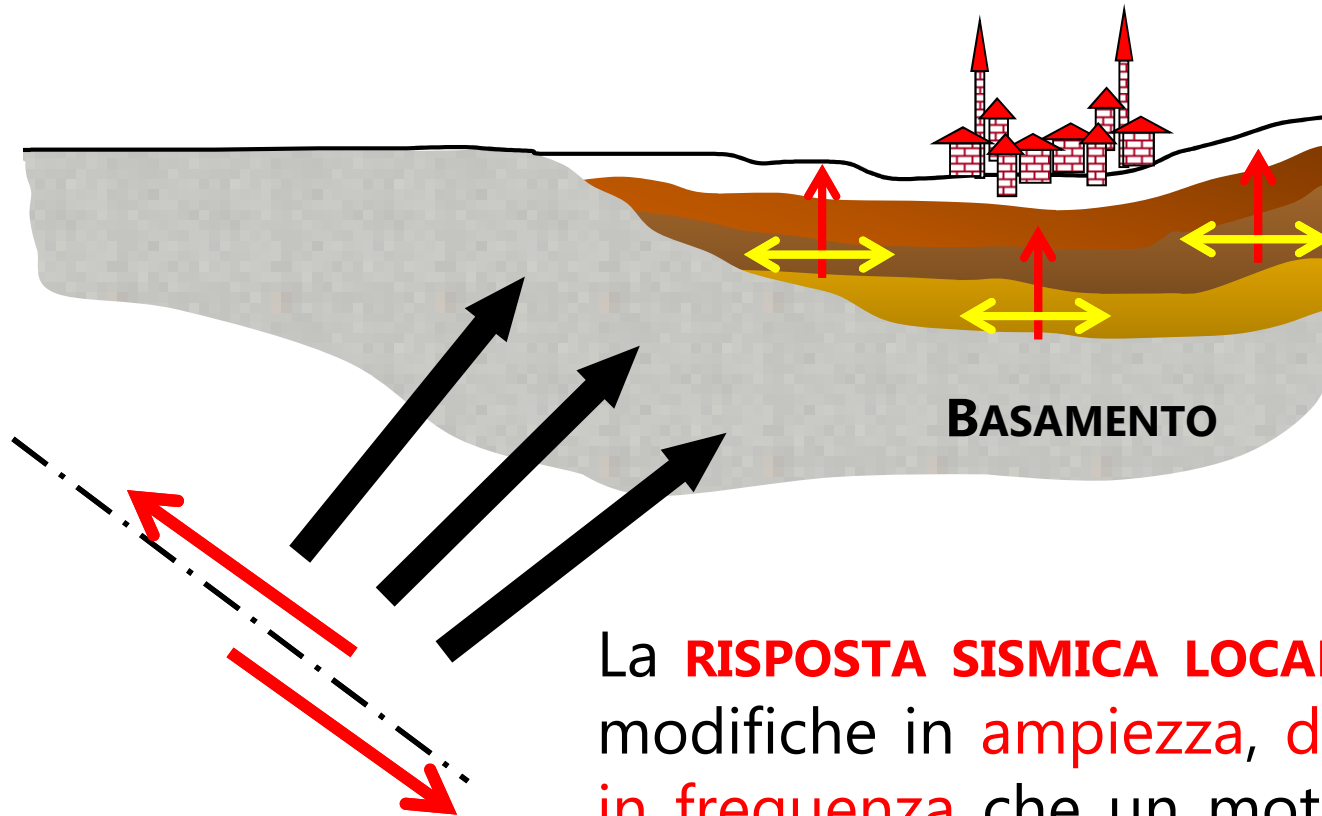
ATTENUAZIONE ANELASTICA

STIMA DEL RAPPORTO DI SMORZAMENTO D



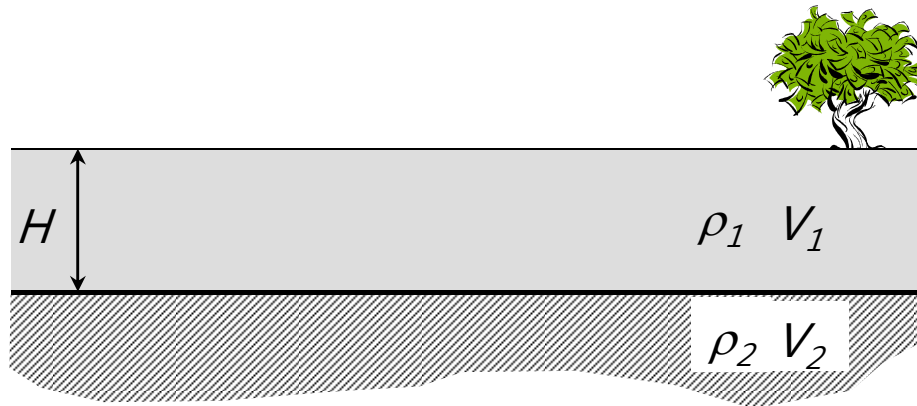
POTENZIALITÀ

RISPOSTA SISMICA LOCALE



La **RISPOSTA SISMICA LOCALE** è un insieme di modifiche in **ampiezza**, **durata** e **contenuto in frequenza** che un moto sismico, relativo ad una formazione rocciosa di base (il basamento), subisce attraversando gli strati di terreno sovrastanti fino alla superficie.

POTENZIALITÀ



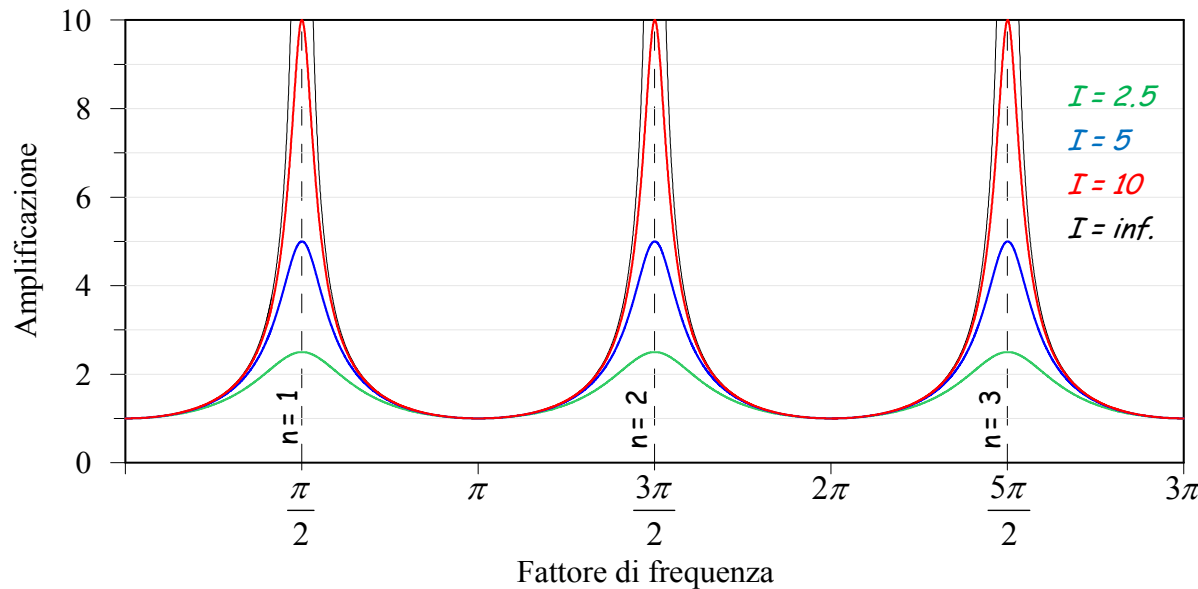
PERIODO DI RISONANZA

FUNZIONE DI TRASFERIMENTO

$$|H_1(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) + \frac{1}{I^2} \sin^2\left(\frac{\omega H}{V_s}\right)}}$$

FATTORE AMPLIFICAZIONE

$$I = \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1}$$

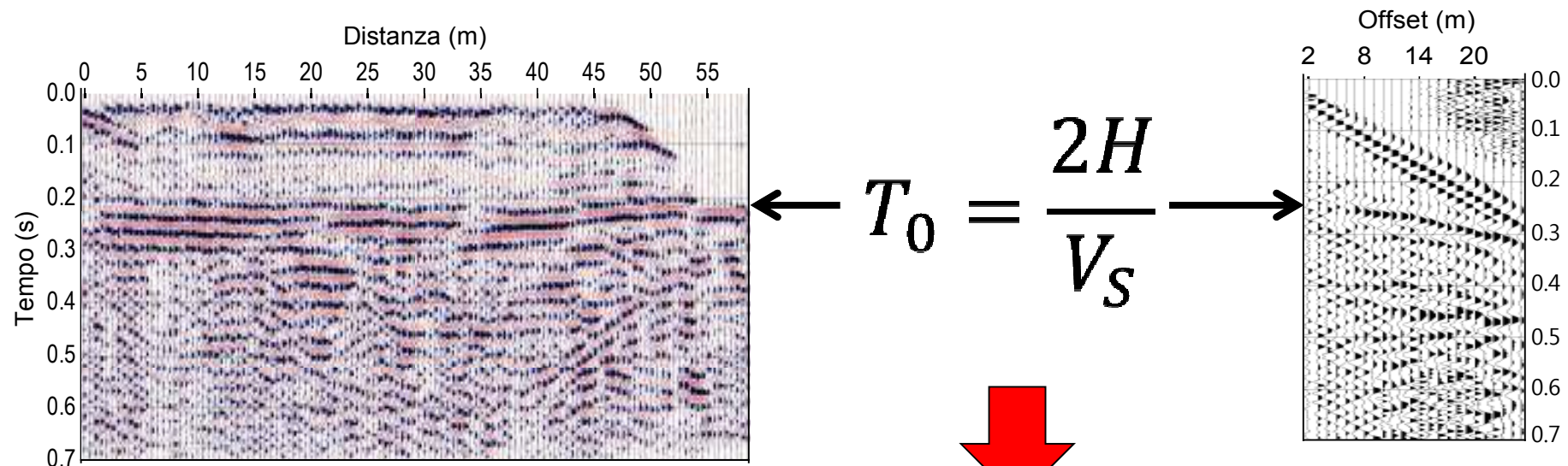


$$T_{fond} = \frac{4H}{V_s}$$

POTENZIALITÀ

PERIODO DI RISONANZA

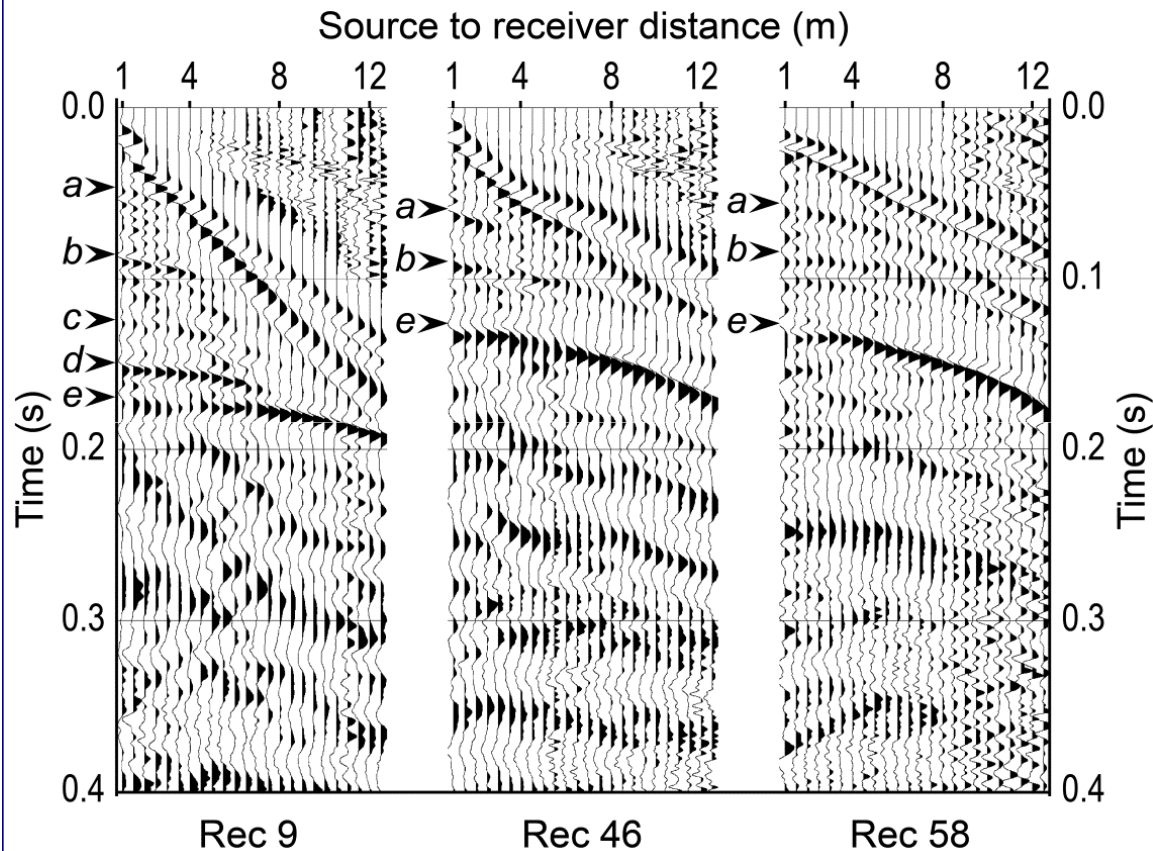
IL PERIODO DI RISONANZA DI UN SITO PUÒ ESSERE STIMATO DIRETTAMENTE DALLA SEZIONE STACK



$$T_{fond} = 2T_0 = \frac{4H}{V_S}$$

ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

BASAMENTO CON COPERTURA ALLUVIONALE



N° di riflessioni

Velocità

Ampie variazioni laterali

ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

BASAMENTO CON COPERTURA ALLUVIONALE

Elaborazione dati

Pre
processing

1. Assegnazione della geometria
2. Editing delle tracce
3. Mute dei primi arrivi
4. Filtro Butterworth: 60 – 200 Hz, 24 dB/ottava

Processing

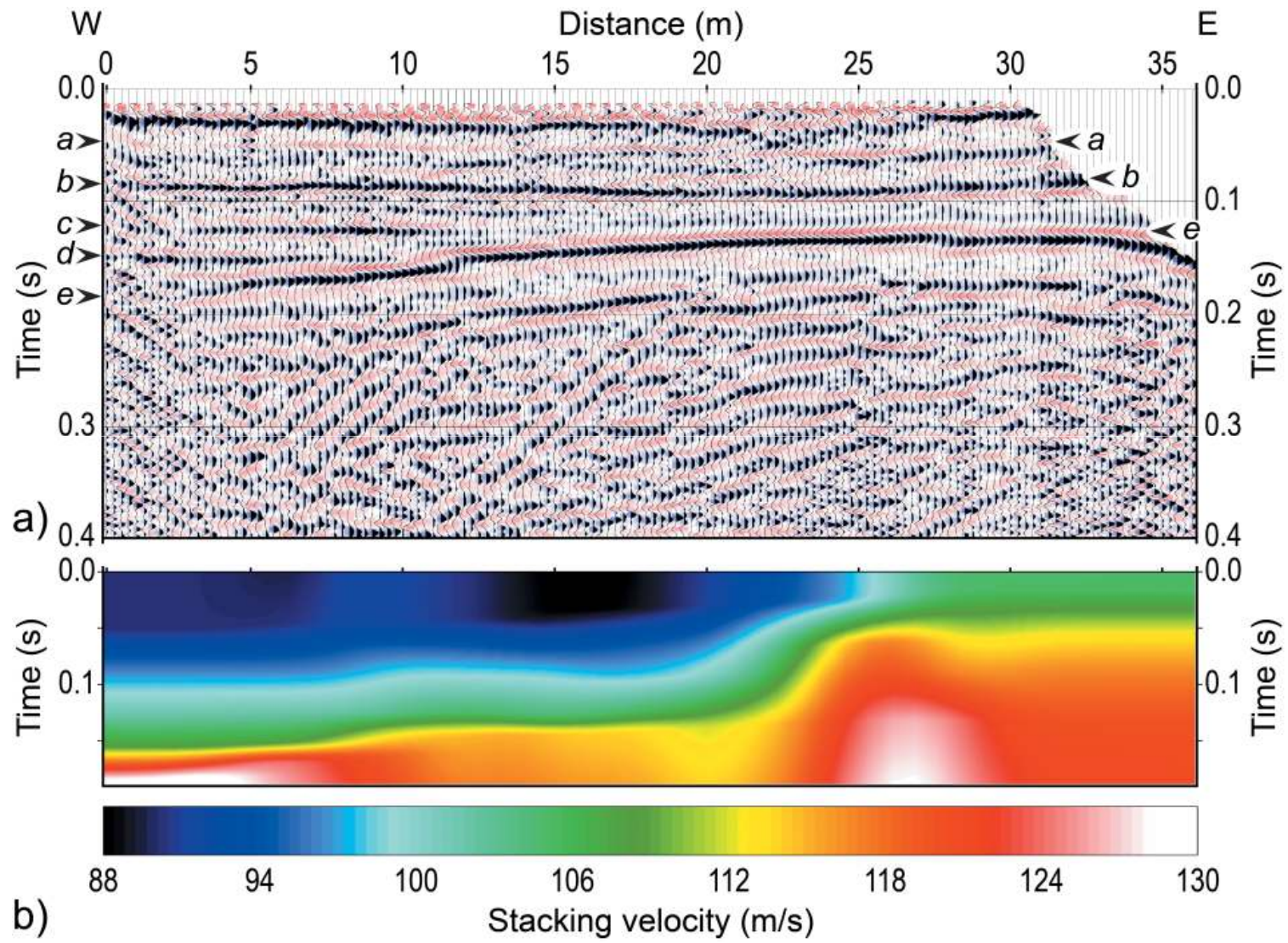
1. Analisi di velocità (manuale, CVS, semblance)
2. Statiche residue
3. CMP stack

Ulteriore
processing

1. Velocità di intervallo (formula di Dix)
2. Correzione per divergenza geometrica
3. Determinazione della velocità nel basamento
4. Stima del fattore di qualità Q (rapporto spettrale)

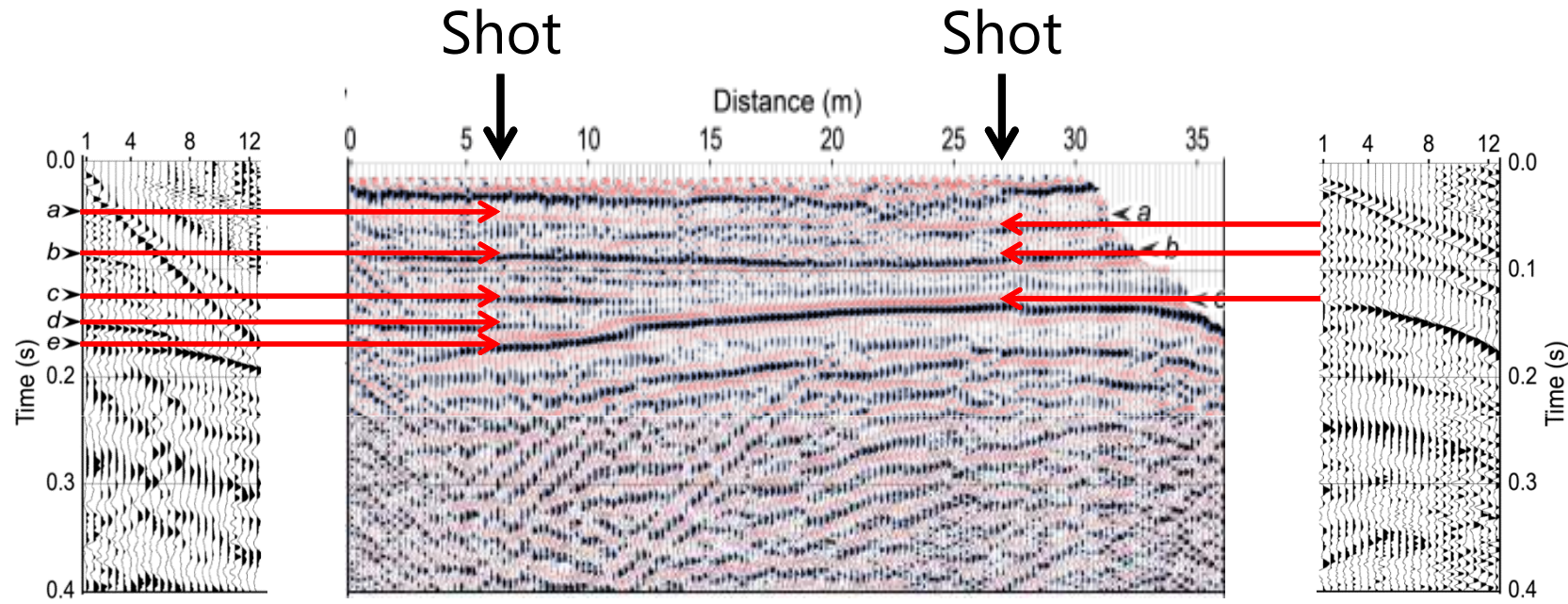
ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

SEZIONE STACK



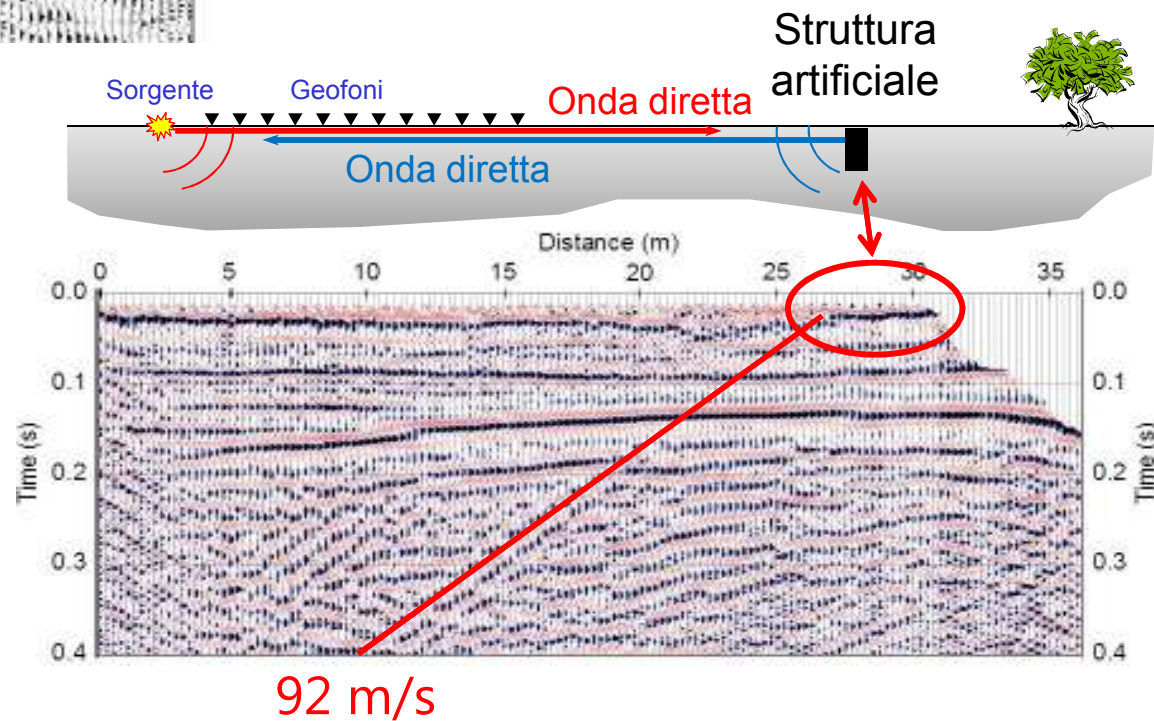
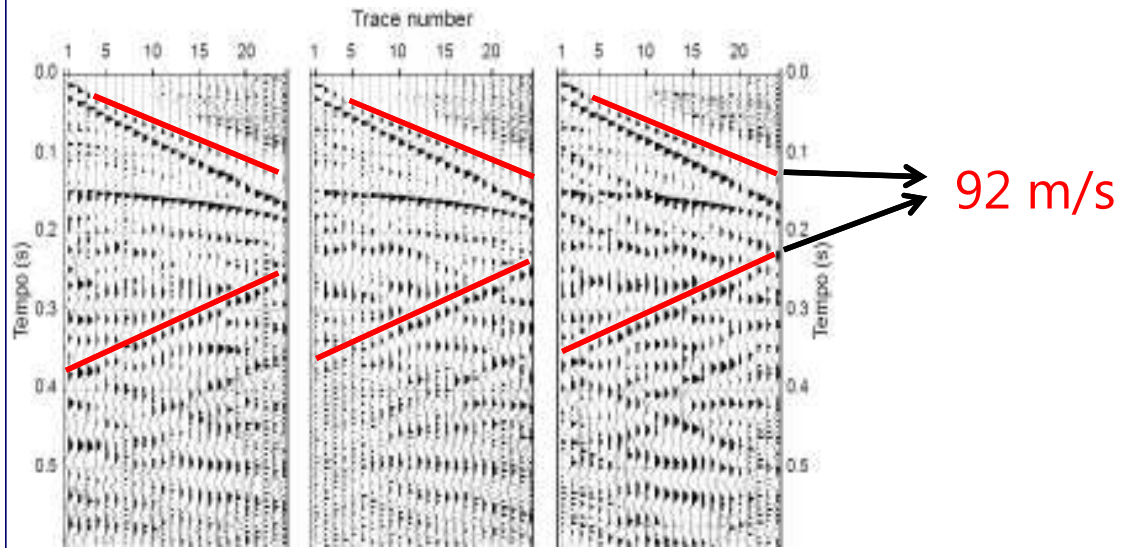
ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

VERIFICA RISULTATI



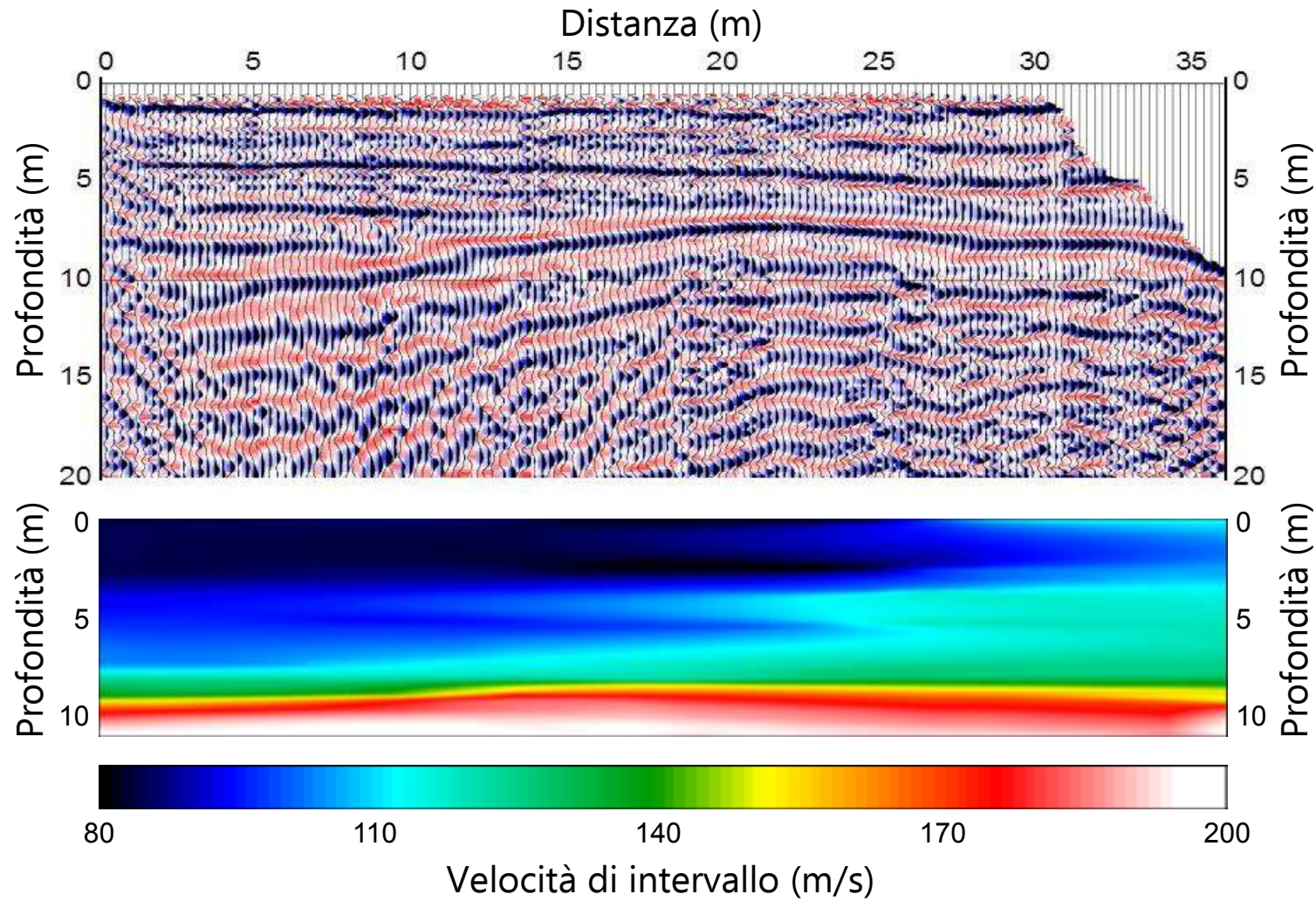
ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

VERIFICA RISULTATI



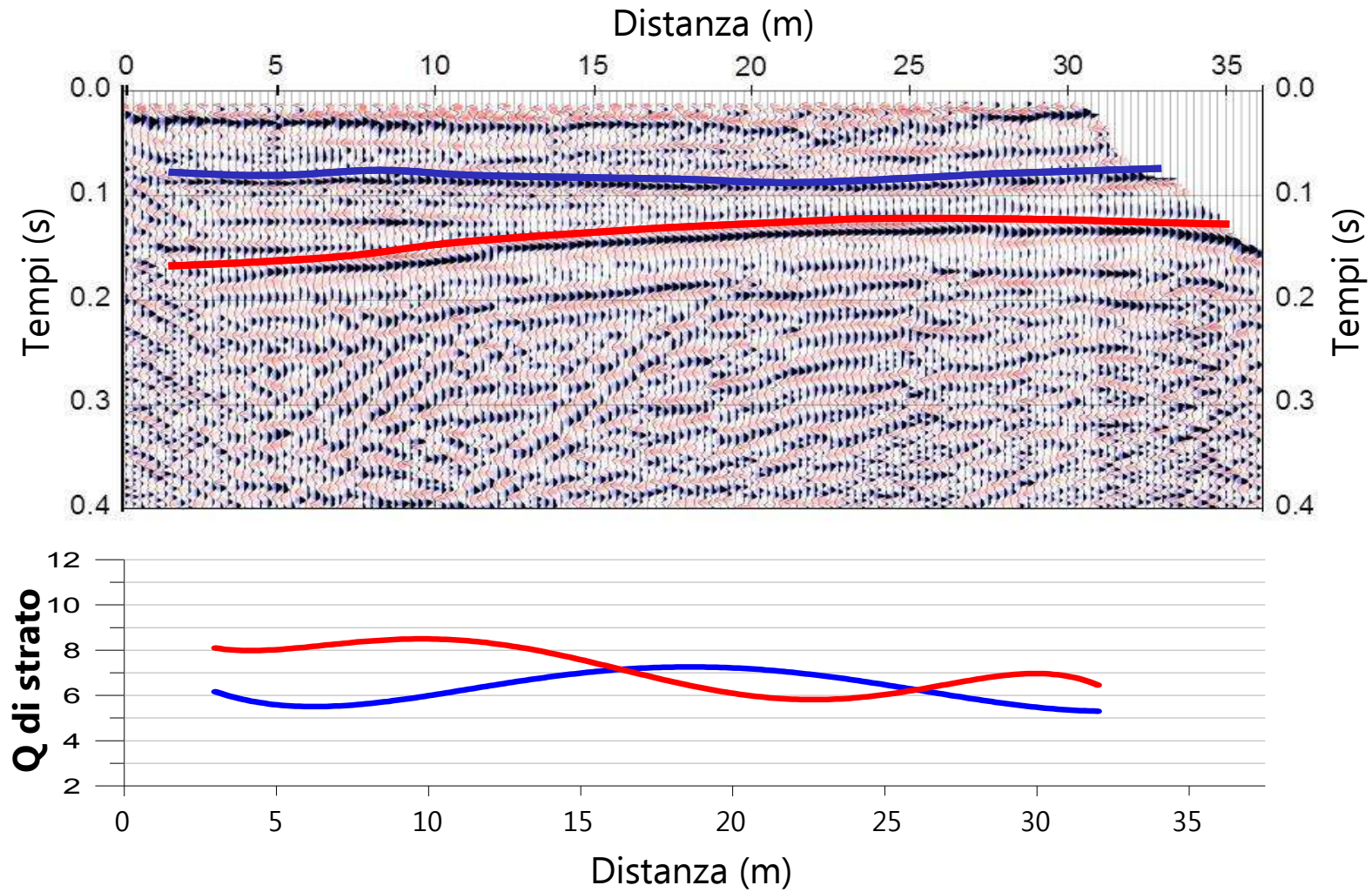
ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

SEZIONE PROFONDITÀ



ESEMPIO ONDE SH- SARDEGNA

FATTORE DI QUALITÀ, Q



METODI SISMICI (GEOFISICI IN GENERALE)

1^a OSSERVAZIONE IMPORTANTE

I metodi geofisici non sempre funzionano!!

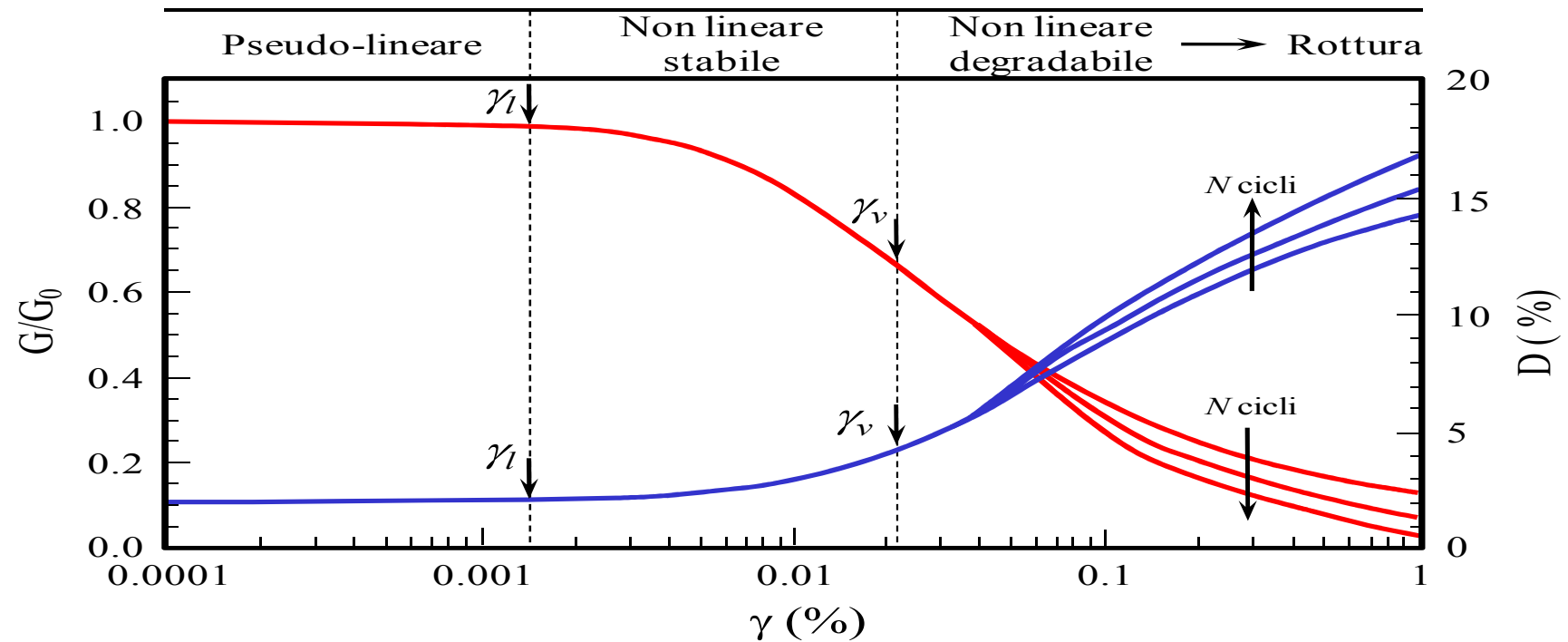
Una sufficiente esperienza nell'apprezzare che i metodi geofisici non sempre funzionano e la buona fede nell'ammetterlo è fondamentale per un efficace utilizzo degli stessi nella caratterizzazione dei siti. Un'attenta valutazione delle caratteristiche del sito e degli obiettivi di interesse fornisce importanti informazioni sull'applicabilità del metodo, ma niente può sostituire un'attenta ed esperta analisi di un test sul campo (**field walkaway test data**).

La capacità di riconoscere i limiti dei metodi, di modificare i parametri di acquisizione, di cambiare strumentazione, o di decidere di terminare l'acquisizione è una caratteristica **professionale** che garantisce qualità.

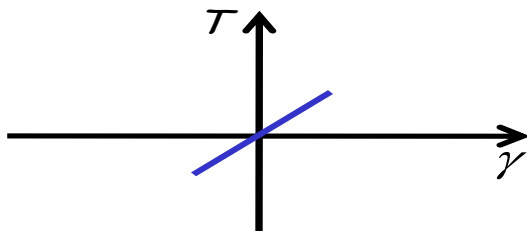
METODI SISMICI

2^a OSSERVAZIONE IMPORTANTE

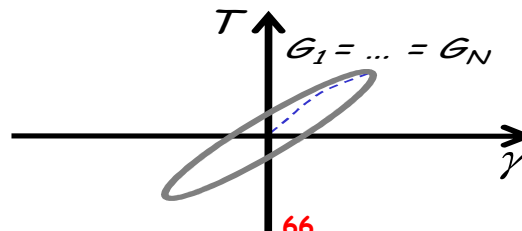
Dipendenza Parametri Geotecnici dal Livello Deformativo



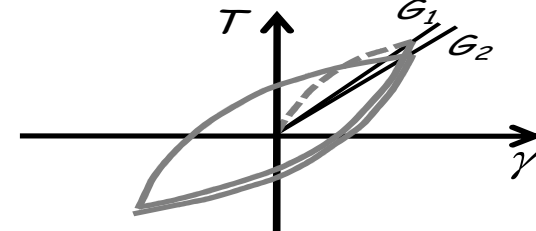
$\gamma < \gamma_l$
Piccole deformazioni



$\gamma_l < \gamma < \gamma_v$
Medie deformazioni



$\gamma > \gamma_v$
Grandi deformazioni



Grazie per l'attenzione