

Basi teoriche

1.1 Introduzione

L'obiettivo della prospezione geofisica con tecnica down hole consiste nella determinazione diretta delle velocità di propagazione all'interno del sottosuolo delle onde di compressione (onde P) e di taglio (onde S) e nella stima indiretta, utilizzando i valori delle velocità acquisiti (V_P , V_S), di alcune proprietà meccaniche delle litologie investigate. Il metodo down hole prevede l'ubicazione della sorgente in superficie e la misura delle onde d'arrivo in foro. La sonda, contenente uno o due geofoni a 3 componenti (una verticale e due orizzontali disposte ortogonalmente tra di loro), si fissa alle pareti del tubo in PVC all'interno del foro di sondaggio. Il tubo in PVC viene preventivamente reso solidale con le pareti del foro a mezzo di cementazione con malte introdotte nell'intercapedine tra le pareti del foro e il tubo stesso. Con un passo di campionamento solitamente di 1 m viene ricostruita la stratigrafia del sottosuolo. La sorgente sismica è costituita da una massa battente che funge contemporaneamente da starter in quanto collegata a mezzo di trigger al sismografo. L'esecuzione prevede una battuta verticale per la generazione delle onde P e due orizzontali, con direzione di impulso invertito, per la generazione delle onde S.

1.2 Interpretazione

L'analisi può essere condotta nel dominio del tempo o delle frequenze.

Nel caso di sonda a un ricevitore si può procedere esclusivamente nel dominio del tempo. In questa situazione, inizialmente i tempi di arrivo vanno corretti in funzione della posizione della sorgente in superficie. Nel caso di un terreno omogeneo, la correzione assume la seguente forma:

$$t^* = \frac{z}{\sqrt{z^2 + x^2}} t$$

in cui z è la profondità del ricevitore, x è la distanza orizzontale della sorgente dalla bocca della perforazione e t il tempo di arrivo registrato.

La trasformazione dei tempi di arrivo in velocità (V_S e V_P) avviene, calcolando la pendenza del segmento di retta che unisce, nel grafico tempo-profondità, i punti contigui.

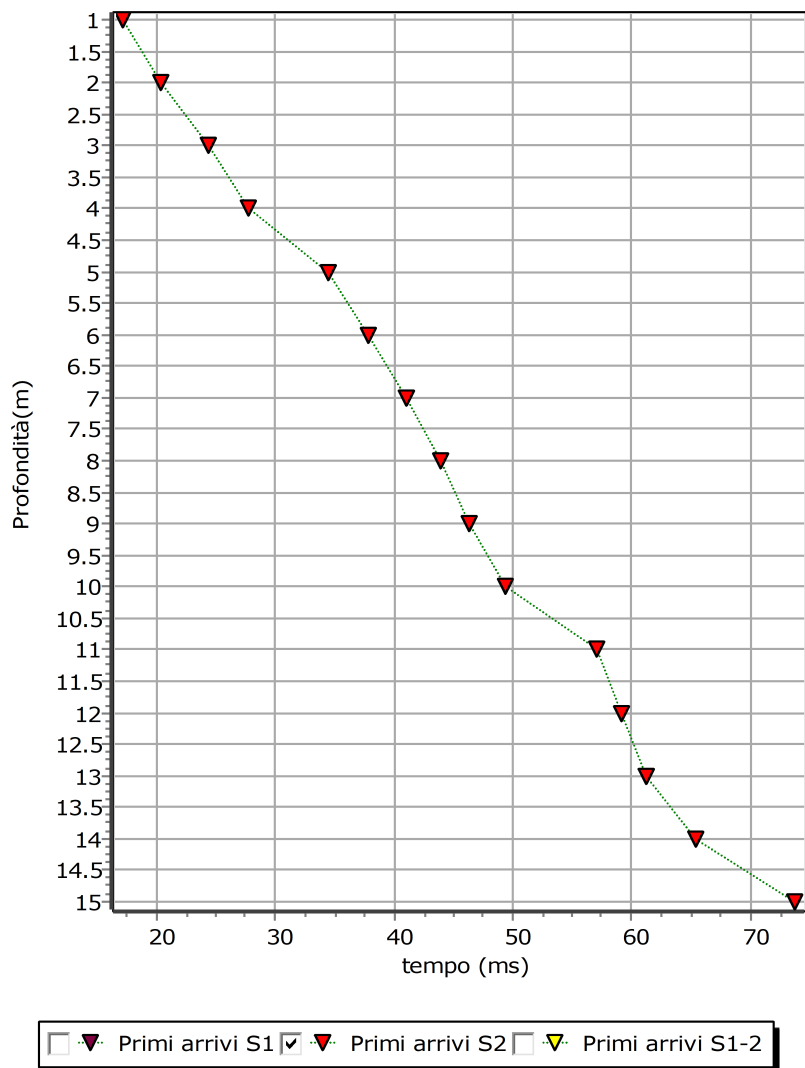


Grafico primi arrivi-profondità

Nel caso di sonda a due ricevitori la risoluzione viene migliorata, registrando l'arrivo del singolo impulso contemporaneamente nei due geofoni. Siano t_1 e t_2 i tempi di arrivo ai due ricevitori, eseguita la correzione in funzione della posizione delle sorgenti in superficie, la velocità di propagazione nell'intervallo Δs , con Δs = distanza fra i due ricevitori, è data da:

$$V = \Delta s / (t_2^* - t_1^*) = \Delta s / \Delta t^*$$

La velocità V ricavata viene detta 'velocità intervallo'.

E' possibile operare in questo modo anche nel caso di un singolo ricevitore, ponendo Δs = passo di campionamento. In tal caso V viene detta 'velocità di pseudo-intervallo'.

Sempre operando nel dominio del tempo, è possibile ottenere la grandezza Δt^* in maniera diretta, senza eseguire il picking del segnale, con il metodo della Correlazione incrociata (Cross

correlation). La funzione di correlazione incrociata si ottiene sommando i prodotti delle ampiezze dei segnali registrati nei due ricevitori, $x(t)$ e $y(t)$, traslando progressivamente uno dei due di un intervallo di tempo τ , crescente fino a un valore massimo uguale alla durata complessiva della registrazione:

$$CC_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot y(t + \tau) dt$$

il valore di τ in cui la funzione raggiunge il massimo rappresenta lo spostamento temporale subito dal segnale passando dal ricevitore 1 al ricevitore 2. La velocità si ottiene quindi con:

$$V = \Delta s / \tau$$

Sempre nell'ipotesi di sonda con due ricevitori, è possibile in alternativa eseguire l'interpretazione nel dominio delle frequenze. Utilizzando la trasformata diretta di Fourier (FT), dai segnali registrati nei due ricevitori si ottengono i rispettivi spettri di Fourier delle ampiezze e delle fasi. Si calcola quindi lo Spettro incrociato di frequenza (Cross Power Spectrum), definito come il prodotto dello spettro di Fourier del segnale $y(t)$ per il complesso coniugato dello spettro di Fourier del segnale $x(t)$:

$$CPS_{yx}(f) = Y(f) \cdot X^*(f)$$

Il vettore CPS è caratterizzato da un'ampiezza A_{cps} e una fase ϕ_{cps} dati rispettivamente dal prodotto della ampiezze e dalla differenza delle fasi dei corrispondenti spettri di Fourier dei segnali $x(t)$ e $y(t)$. La velocità di fase $V(f)$, in funzione della frequenza, si ottiene con la seguente relazione:

$$V(f) = 360^\circ \cdot \frac{\delta_{12}}{\phi_{CPS}(f)} \cdot f$$

dove δ_{12} è la spaziatura fra i ricevitori. La trasformata inversa di Fourier del vettore CPS fornisce direttamente, e in maniera più efficiente, l'intervallo di tempo τ , cioè lo spostamento temporale subito dal segnale passando dal ricevitore 1 al ricevitore 2. La velocità si ottiene anche in questo caso con la relazione:

$$V = \Delta s / \tau$$

1.3 Parametri geotecnici del terreno

Stimata la velocità delle onde P e S lungo la verticale d'indagine, è possibile ricavare, attraverso correlazioni analitiche e empiriche, alcuni parametri geotecnici del terreno.

PARAMETRI PER BASSE DEFORMAZIONI.

MODULO DI DEFORMAZIONE AL TAGLIO.

$$G(kPa) = \rho V_s^2$$

dove:

ρ (kNs²/m⁴) = densità del mezzo, data dal rapporto fra il peso di volume del terreno (saturo nel caso sia immerso in falda) e l'accelerazione di gravità (9,81 m/s²);

V_s (m/s) = velocità delle onde S.

MODULO DI COMPRESSIBILITA' VOLUMETRICA.

$$M(kPa) = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)$$

dove:

V_p (m/s) = velocità delle onde P.

MODULO EDOMETRICO.

$$E_{ed}(kPa) = \rho V_p^2$$

MODULO DI YOUNG

$$E(kPa) = 2\rho V_s^2(1 + \nu)$$

dove:

ν = coefficiente di Poisson, dato dalla relazione analitica:

$$\nu = \frac{\left[0.5 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}$$

PARAMETRI PER ALTE DEFORMAZIONI

MODULO DI YOUNG

$$E = 0.1877 E_y \text{ (Fahey e Carter, 1993):}$$

dove:

$E(\text{MPa})$ = modulo elastico per alte deformazioni;
 $E_y(\text{MPa})$ = modulo elastico per basse deformazioni.

ANGOLO DI RESISTENZA AL TAGLIO DI PICCO

$$\varphi(^{\circ}) = 3.9V_{s1}^{0.44} \quad (\text{Uzielli et al., 2013})$$

dove: $V_{s1} = \frac{V_s}{\left(\frac{\sigma_v'}{\sigma_{atm}}\right)}$, in cui σ_v' = pressione litostatica efficace a metà strato e σ_{atm} = pressione atmosferica al livello del mare = 9.81 kPa

COESIONE NON DRENATA

$$c_u (\text{kPa}) = \left(\frac{V_s}{7.93}\right)^{1.59} \quad (\text{Levesques et al., 2007}),$$

valida per argille.

R.Q.D.

$$RQD\% \approx 100 \left(\frac{V_{S_{sito}}}{V_{S_{lab}}}\right)^2$$

dove:

$V_{S_{sito}}$ = velocità delle onde S misurata in sito;

$V_{S_{lab}}$ = velocità delle onde S nella roccia intatta = 3500 m/s per roccia calcarea.