

Basi teoriche

1.1 Introduzione

L'obiettivo della prospezione geofisica eseguita con il piezocono sismico 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. Con un passo di campionamento di 1 m o minore viene ricostruita la sismostratigrafia del sottosuolo. La procedura di esecuzione prevede l'ubicazione della sorgente in superficie e la misura delle onde d'arrivo attraverso gli accelerometri o i geofoni posizionati in corrispondenza del piezocono. La sonda contiene un sistema di acquisizione, composto da accelerometri o geofoni, a 3 componenti (una verticale e due orizzontali disposte ortogonalmente tra di loro), per consentire la discriminazione fra onde S e P. La sorgente sismica è costituita da una massa battente che funge contemporaneamente da starter in quanto collegata a mezzo di trigger al sismografo. Per semplificare l'identificazione delle onde S, l'energizzazione di taglio viene ripetuta lungo la stessa direzione, ma nei versi opposti allo scopo di generare onde polarizzate.

1.2 Interpretazione

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

Nel dominio del tempo si può procedere individuando i primi arrivi sia nella traccia P che nella traccia S. 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.

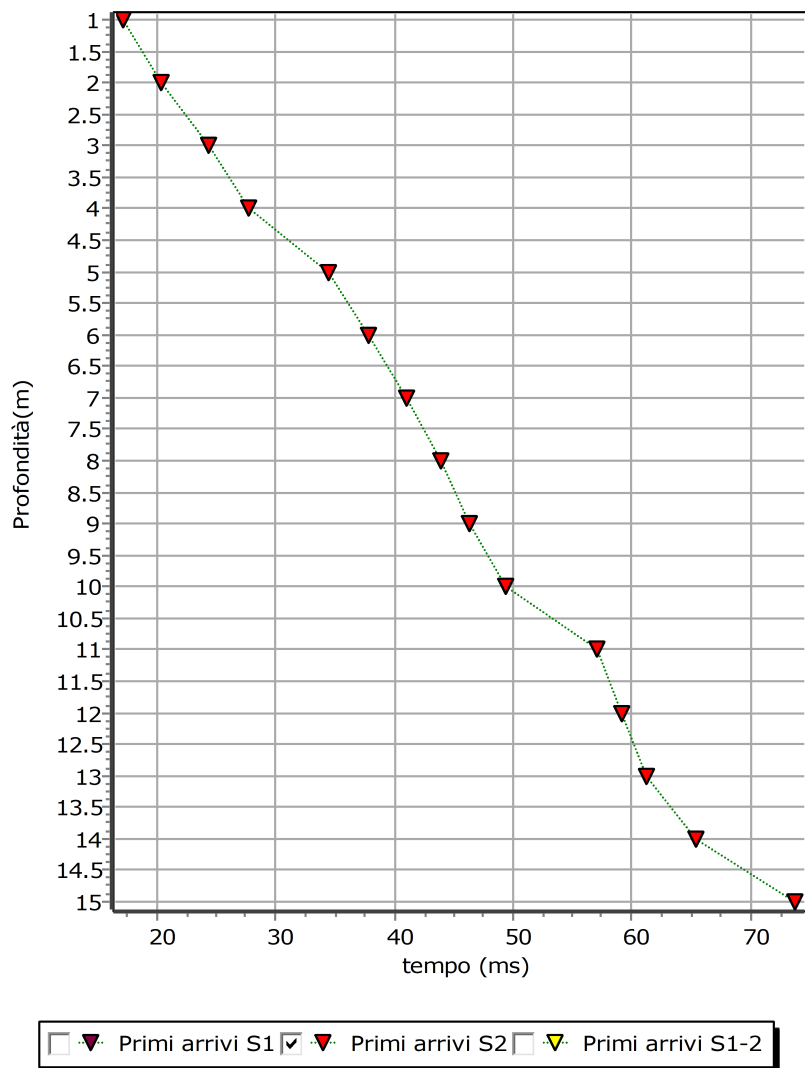


Grafico primi arrivi-profondità

In alternativa si può procedere stimando la differenza dei tempi di arrivo in due posizioni successive del cono sismico. Siano t_1 e t_2 i tempi di arrivo misurati, eseguita la correzione in funzione della posizione delle sorgenti in superficie, la velocità di propagazione nell'intervallo Δs , con Δs = passo di campionamento, è data da:

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

La velocità V ricavata 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 $y(t)$, trasladando 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 dalla profondità h alla profondità $h + \Delta s$. La velocità si ottiene quindi con:

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

E' possibile in alternativa eseguire l'interpretazione anche nel dominio delle frequenze. Utilizzando la trasformata diretta di Fourier (FT), dai due segnali registrati 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 dalla profondità h alla profondità $h + \Delta s$. 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.