

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CAGLIARI

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA DEL TERRITORIO
Sezione di Geologia Applicata e Geofisica Applicata



CARATTERIZZAZIONE SISMICA DEI TERRENI A SUPPORTO DELLE INDAGINI GEOTECNICHE PER LA REALIZZAZIONE DI STRUTTURE DI ALTA TECNOLOGIA NUCLEARE PAVIA

Il responsabile scientifico
Prof. Ing. Gian Piero Deidda

Cagliari, 19 Aprile 2004

RELAZIONE TECNICA

1. GENERALITÀ E OBIETTIVI

Il presente lavoro, finanziato dalla Fondazione CNAO (Centro Nazionale di Adroterapia Oncologica), riguarda una prospezione geofisica condotta su un sito, in prossimità del Policlinico di Pavia, su cui verrà costruito un centro di alta tecnologia nucleare per lo studio e la cura dei tumori.

L'indagine è stata condotta per fornire una caratterizzazione geofisica dei terreni di fondazione della futura costruzione a supporto delle indagini geotecniche eseguite per la progettazione delle fondazioni.

Nel dettaglio, sono stati eseguiti 5 profili elettrici, 4 linee sismiche a rifrazione per onde P, 4 linee a rifrazione per onde SH, 5 prove per onde superficiali di tipo R, 4 prove per onde superficiali di tipo L, e 2 linee sismiche a riflessione per onde SH. L'ubicazione approssimativa delle linee di misura è riportata nella Figura 1. I riferimenti dettagliati sull'ubicazione delle linee

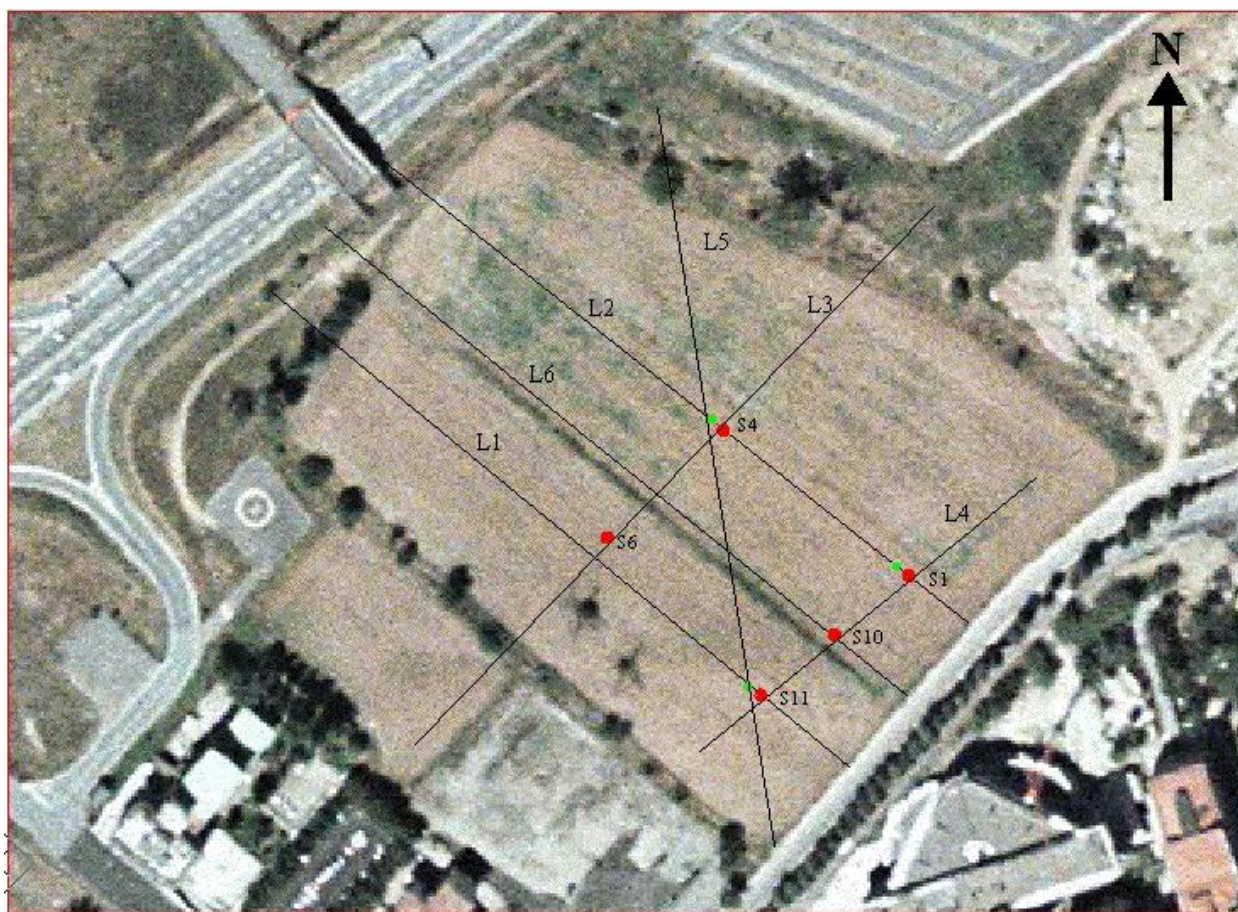


Fig. 1 – Foto aerea dell'area indagata con l'ubicazione approssimativa degli allineamenti su cui sono state eseguite le prove geofisiche.

di misura rispetto alla posizione dei sondaggi S1, S4, S6, S10 e S11 (già perforati al tempo delle indagini geofisiche) è stata fornita nella descrizione delle fasi di acquisizione. L'indagine è stata eseguita, per la parte di campagna (acquisizione dei dati) nei giorni dal 22 al 27 marzo 2004.

Per ciascun metodo utilizzato nelle indagini è stata riportata una descrizione dettagliata dell'acquisizione, dell'elaborazione e dell'interpretazione geofisica dei dati registrati. Inoltre, per ciascuno di essi è stato fornito o una breve descrizione del loro funzionamento o un'adeguata bibliografia di riferimento.

Infine, fuori testo, sono state allegate alcune figure (già riportate nel testo) riportanti i risultati delle indagini eseguite.

2. TOMOGRAFIE ELETTRICHE

2.1. Generalità sul metodo

La tomografia elettrica permette di ricostruire le resistività elettriche del terreno, opportunamente discretizzato in un insieme bidimensionale di celle rettangolari, a partire da pseudosezioni di resistività apparente ricavate da misure quadripolari sulla superficie del suolo. Come per qualunque metodo di ricostruzione tomografica, si tratta di risolvere un problema inverso di tipo misto (parzialmente sovradeterminato e parzialmente sottodeterminato) utilizzando la tecnica dei minimi quadrati opportunamente regolarizzata. La tecnica utilizzata nel presente caso, per esempio, si basa sulla seguente equazione matriciale

$$(\mathbf{J}^T \mathbf{J} + \mu \mathbf{F}) \mathbf{d} = \mathbf{J}^T \mathbf{g} \quad (1)$$

dove $\mathbf{F} = \mathbf{f}_x \mathbf{f}_x^T + \mathbf{f}_z \mathbf{f}_z^T$ è una matrice di regolarizzazione, \mathbf{J} è la matrice delle derivate parziali, μ è il fattore di smorzamento, \mathbf{d} è il vettore perturbazione del modello e \mathbf{g} è il vettore differenza tra i dati calcolati e i dati sperimentali.

La soluzione dell'equazione è costituita da un vettore di resistività le cui componenti sono i valori di resistività delle celle che producono una pseudosezione di resistività apparente (pseudosezione calcolata) che meglio si adatta ai dati sperimentali (pseudosezione misurata).

2.2. Acquisizione dei dati

L'indagine geoelettrica è stata condotta mediante soli stendimenti superficiali di elettrodi lungo gli allineamenti L1, L2, L3, L5 ed L6 indicati in Figura 1. Su ogni allineamento, i profili elettrici sono stati eseguiti utilizzando dei cavi multiconduttori a 48 elettrodi interspaziati di 5 m, per delle lunghezze complessive di 235 m. Il posizionamento dei profili rispetto ai sondaggi in Figura 1 e la disposizione degli elettrodi sono stati i seguenti:

- Profilo 1. Parte dal bordo strada (a sudest dell'area indagata), a 34 m dal sondaggio S11, e si sviluppa lungo l'allineamento L1 con l'ultimo elettrodo in prossimità della tangenziale (a nordovest dell'area indagata). L'elettrodo n° 8 è stato posizionato tra i due sondaggi S11 e S11bis ad un metro dal primo.
- Profilo 2. Esso parte sempre con il primo elettrodo a bordo strada e si sviluppa parallelamente al precedente lungo l'allineamento L6 passante per il sondaggio S10. L'ultimo elettrodo è in prossimità della tangenziale.
- Profilo 3. Come i precedenti, il primo elettrodo dello stendimento è stato posizionato a bordo strada e si sviluppa ancora parallelamente ai precedenti lungo l'allineamento L2 passante per le coppie di sondaggi S1-S1bis e S4-S4bis. L'ultimo elettrodo è stato posizionato in prossimità della tangenziale a ridosso del cavalcavia riportato nella foto della Figura 1.
- Profilo 4. Questo profilo si sviluppa lungo l'allineamento L3 passante per i sondaggi S4 e S6. Il primo elettrodo è stato posizionato a 90 m dal sondaggio S4, e rispetto a quest'ultimo da parte opposta al sondaggio S6 (la distanza del primo elettrodo da S6 è circa 144 m). L'elettrodo in prossimità del sondaggio S4 è il n° 19, mentre l'elettrodo n° 30 risulta a circa 80 cm dal sondaggio S6.
- Profilo 5. Per questo profilo, gli elettrodi sono stati posizionati lungo l'allineamento L5 passante per i sondaggi S11 e S4bis (a circa 2 m in senso laterale). Il primo elettrodo è stato posizionato a bordo strada a 48 m dal centro della coppia di sondaggi S11-S11bis, mentre l'elettrodo n° 28 è risultato il più vicino al sondaggio 4bis.

I dati sono stati acquisiti con lo strumento Syscal Pro della Iris Instruments (Francia) utilizzando in tutti i casi una configurazione quadripolare di tipo Wenner-Schlumberger. Per ciascun profilo sono stati acquisiti 529 valori di resistività apparente organizzati in pseudosezioni secondo lo schema della Figura 2.1.

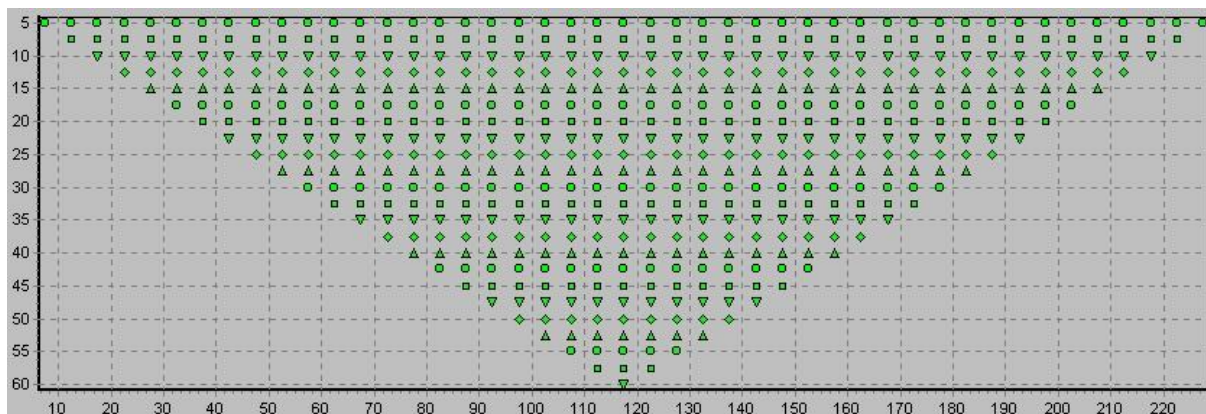


Fig. 2.1 – Schema della disposizione dei valori di resistività apparente sulla pseudosezione secondo la configurazione Wenner-Schlumberger. I valori di resistività apparente sono assegnati a delle posizioni del sottosuolo (le cui proiezioni in superficie coincidono con i punti medi degli elettrodi di potenziale) organizzate su 23 livelli con un numero decrescente di dati a partire dal livello più superficiale, costituito da 45 posizioni, fino al più profondo costituito da un sola posizione.

2.3. Elaborazione ed interpretazione dei risultati

L'inversione 2D delle misure di campagna è stata effettuata con il software Res2dinv.

Prima di procedere all'inversione dei dati, ciascuna pseudosezione è stata accuratamente editata mediante filtraggio o eliminazione dei dati particolarmente rumorosi. Tale operazione è stata eseguita utilizzando sia il software di gestione del Syscal Pro (ProSys), sia il software di inversione Res2dinv. I parametri utilizzati per l'inversione dei dati sono stati fissati sulla base di alcune prove eseguite preliminarmente, e scelti in modo da favorire modelli con anomalie orizzontali e limitare l'influenza sia dei dati particolarmente rumorosi sia delle celle laterali caratterizzate da bassa copertura.

I risultati sono riportati nelle Figure 2.2, 2.3, 2.4, 2.5, e 2.6. In ogni Figura, oltre al modello calcolato sono riportate le pseudosezioni di resistività apparente sperimentale e calcolata. Per la sezione calcolata vengono anche riportati il numero di iterazioni eseguite e l'errore quadratico medio (RMS error) finale, il cui valore fornisce una stima della bontà dell'inversione.

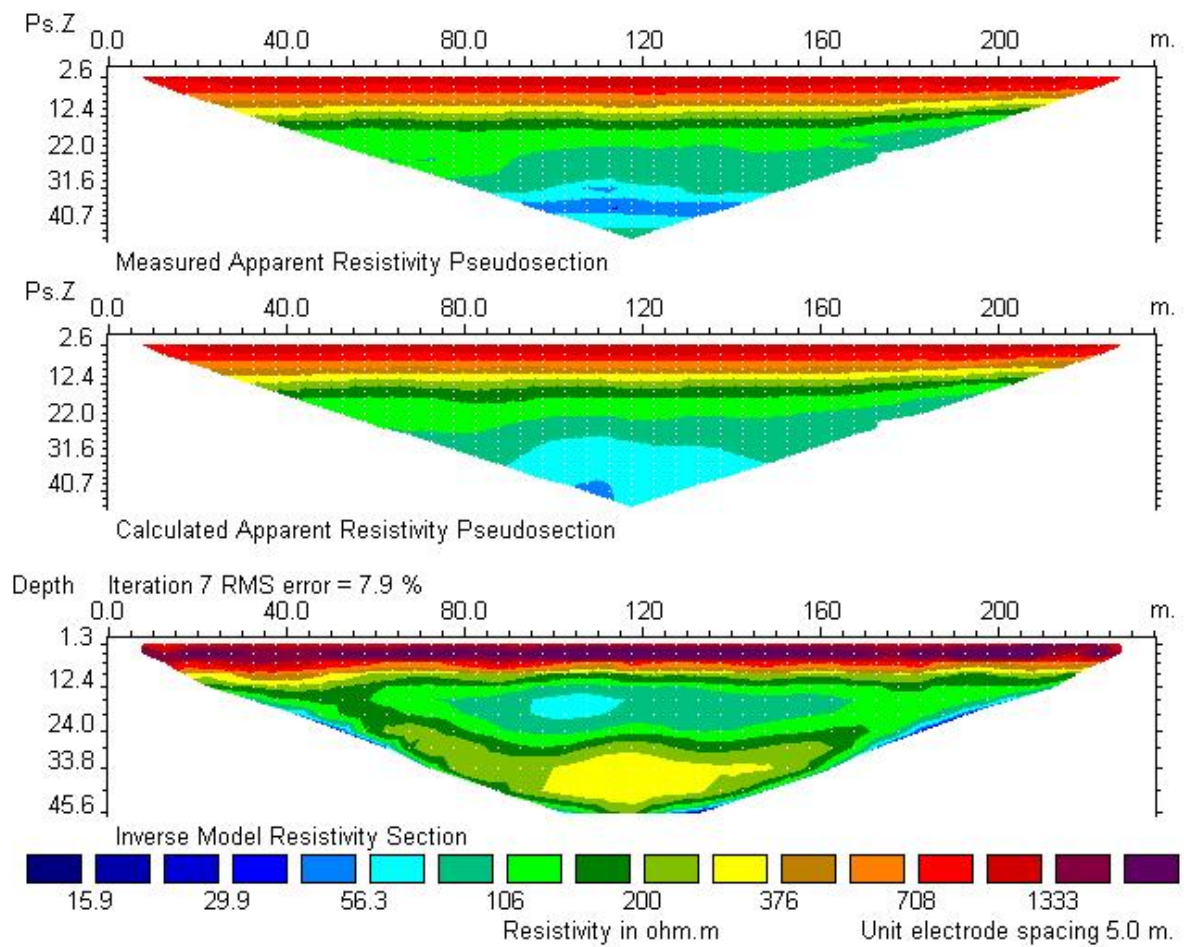


Fig. 2.2 – Tomografia elettrica relativa al profilo 1.

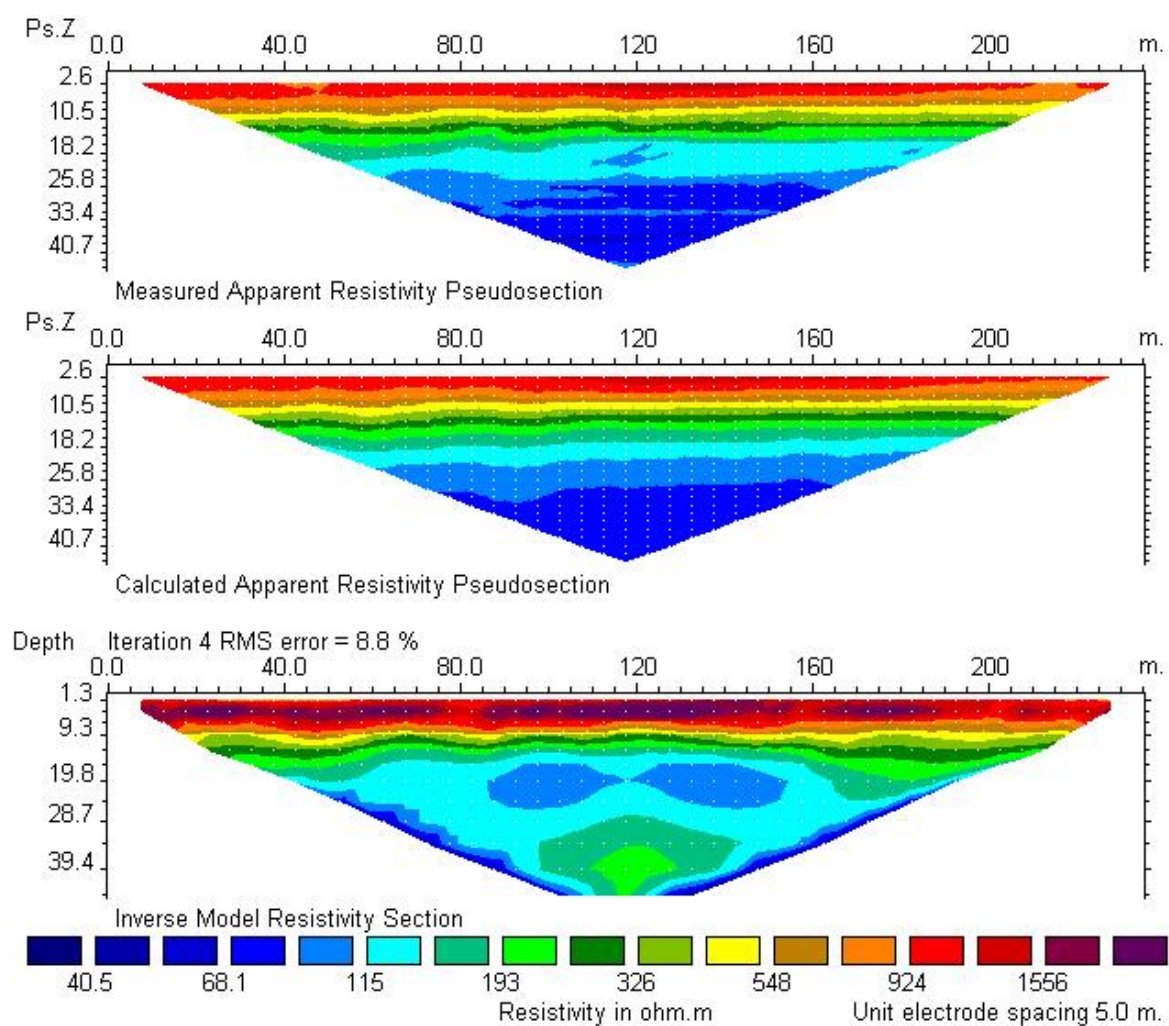


Fig. 2.3 – Tomografia elettrica relativa al profilo 2.

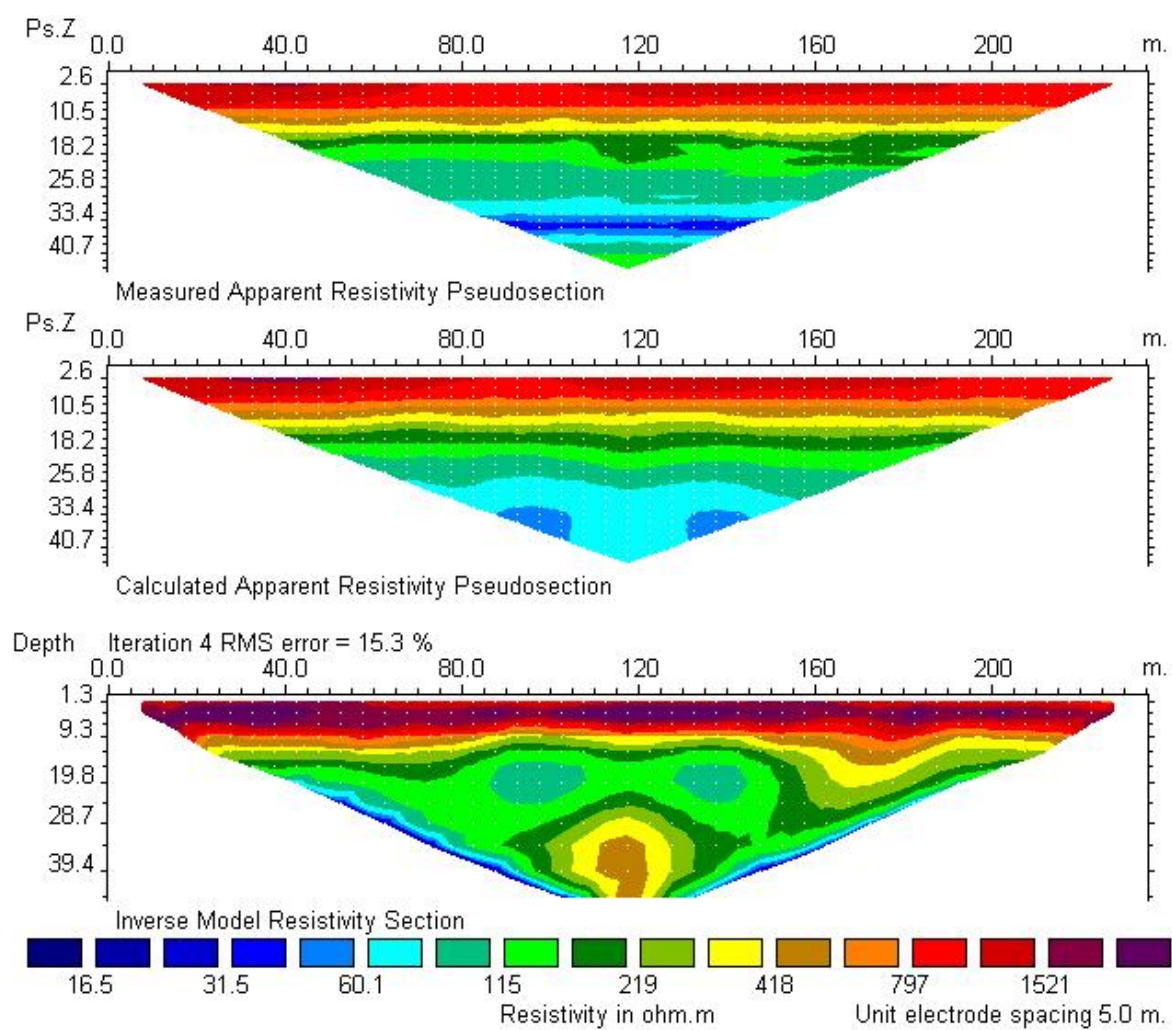


Fig. 2.4 – Tomografia elettrica relativa al profilo 3.

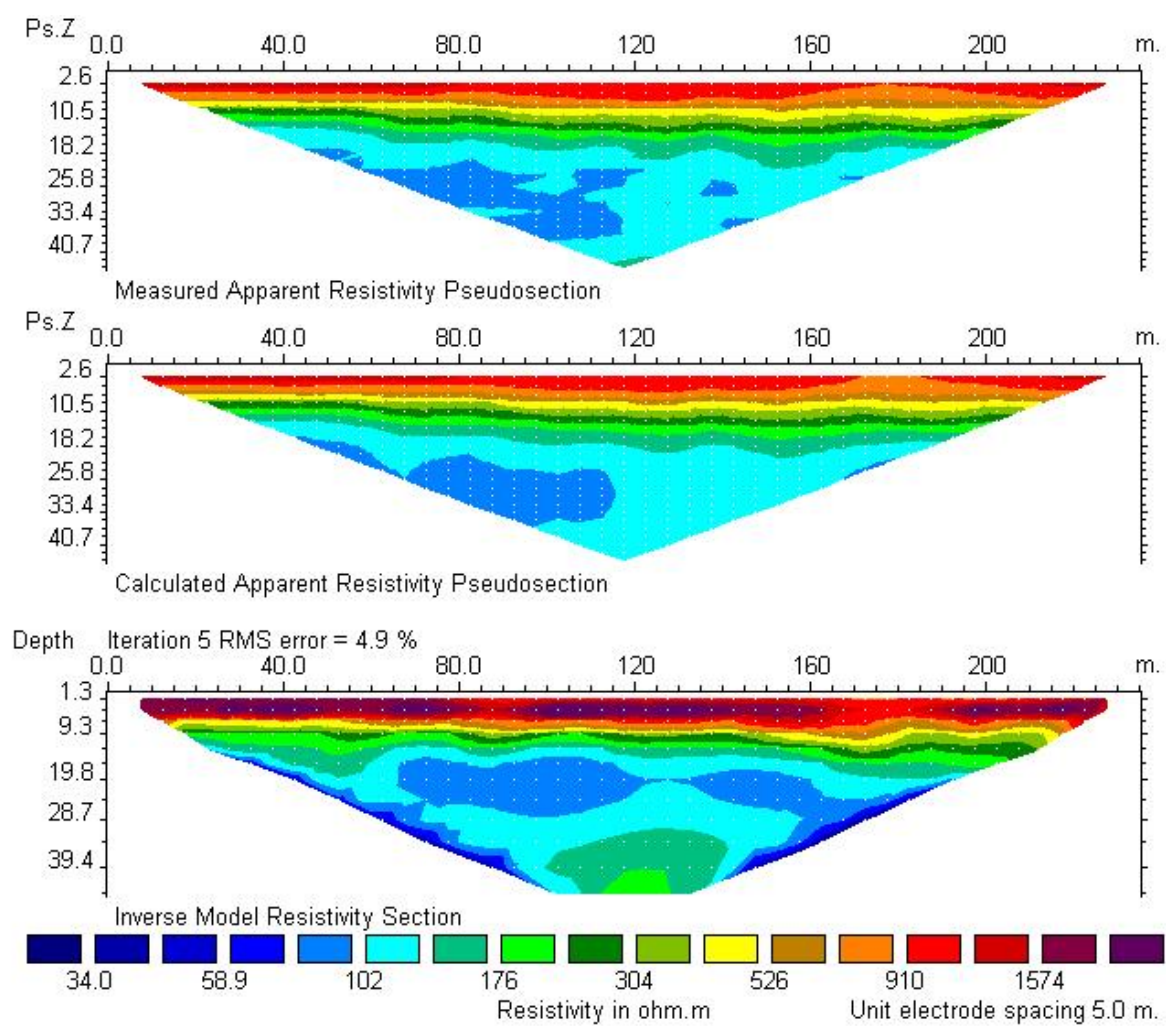


Fig. 2.5 – Tomografia elettrica relativa al profilo 4.

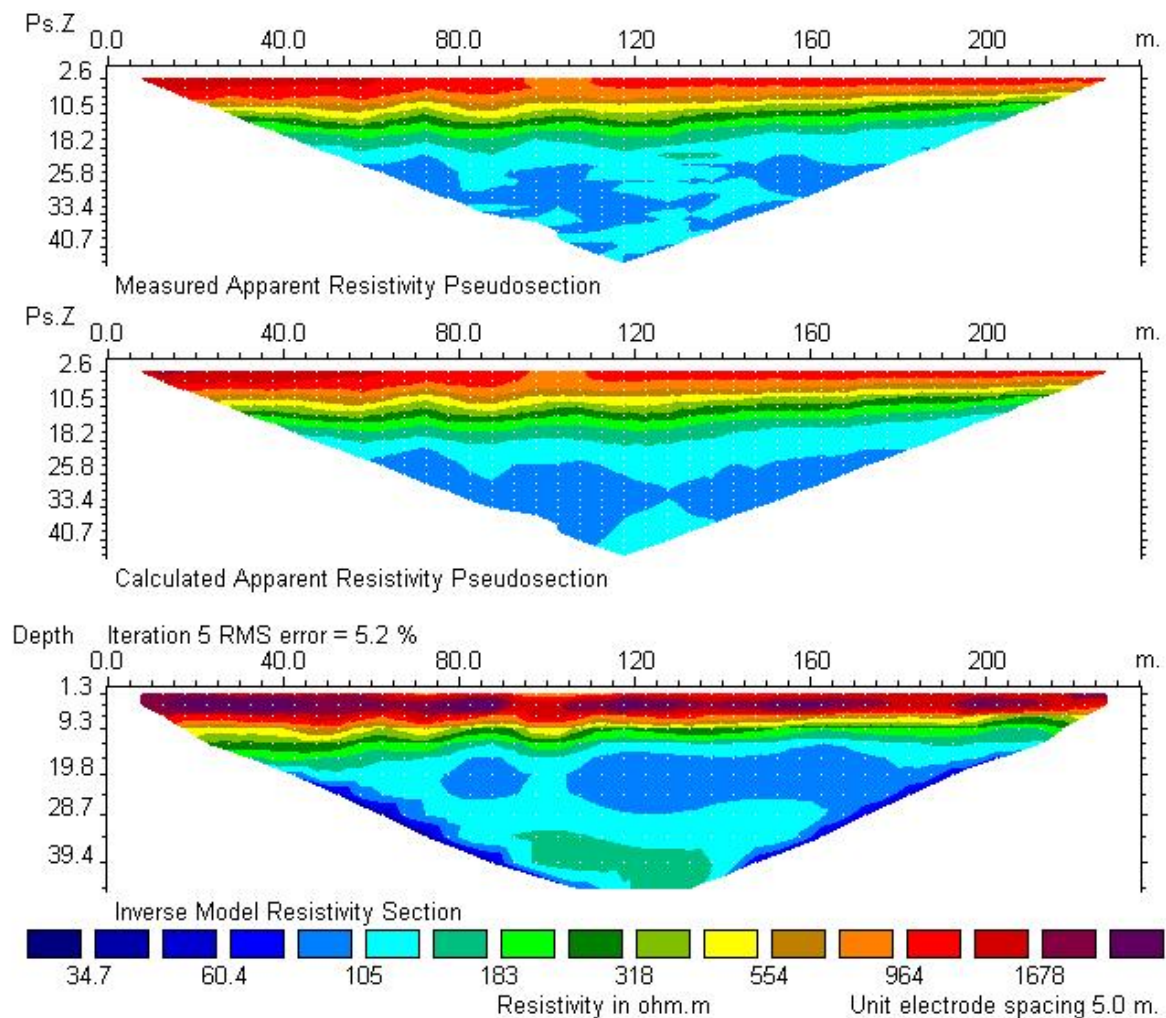


Fig. 2.6 – Tomografia elettrica relativa al profilo 5.

2.4. Descrizione dei Risultati

Le sezioni calcolate, nel complesso, risultano abbastanza simili tra loro. Ciò suggerisce che, dal punto di vista elettrico, i terreni presenti nell'area indagata risultano abbastanza omogenei in senso laterale. Tutte le sezioni mostrano un modello di terreno stratificato con valori di resistività vera variabili quasi esclusivamente lungo la direzione verticale. Tali valori variano numericamente in un ampio intervallo compreso mediamente tra 15 e 1700 Ωm .

Nella parte più superficiale delle sezioni è sempre presente un elettrostrato resistivo con valori che variano tra 1400 e 1700 Ωm , valori che ben rappresentano un materiale sabbioso molto poroso con scarsa saturazione in acqua. Ad una profondità media di 7-9 m dal p.c. è presente uno strato di circa 4 m caratterizzato da un forte gradiente verticale di resistività. La resistività elettrica si abbassa da valori intorno al migliaio di Ωm fino a valori di 30-60 Ωm . La zona caratterizzata da questi ultimi valori, la quale si estende in profondità fino a circa 30 m, è

probabilmente ascrivibile al materiale sabbioso con saturazione in acqua prossima ai valori dell'unità e, localmente, anche alla presenza più consistente di materiali limo-argillosi.

Tale andamento della resistività elettrica conduce a dedurre una quota media della superficie piezometrica, al momento dell'esecuzione dell'indagine geofisica, mediamente attestata intorno alla profondità di circa 7-9 m dal p.c.

Per profondità maggiori di 30 m, su tutte le sezioni, la resistività elettrica aumenta attestandosi su valori compresi tra 200 e 400 Ωm , probabilmente a causa di una locale diminuzione di porosità e/o locale diminuzione della frazione argillosa. Tuttavia, poiché a queste profondità i dati sperimentali sono risultati piuttosto rumorosi, la loro interpretazione ha una maggiore incertezza.

3. SISMICA A RIFRAZIONE CON INTERPRETAZIONE TOMOGRAFICA

3.1. Generalità sul metodo

La tecnica sismica a rifrazione è diffusamente applicata in ambito ingegneristico e trova applicazione nella determinazione delle caratteristiche elastiche dei mezzi naturali e nell'individuazione di variazioni litologico-stratigrafiche e di velocità di propagazione delle onde sismiche. Le velocità di propagazione delle onde sismiche nel sottosuolo e nei materiali in genere sono proporzionali a diversi fattori tra i quali la massa volumica, lo stato tensionale del materiale o della formazione, la porosità primaria o secondaria, dal contenuto (grado di saturazione) in fluidi e dal tipo di fluidi. La conoscenza della distribuzione delle velocità di propagazione consente di assegnare ai campi di variazione di quest'ultima la presenza di materiali differenti o anomalie presenti nelle sezioni o nei volumi indagati.

L'interpretazione tomografica dei dati sismici a rifrazione consente di determinare sezioni bidimensionali di velocità delle onde P o delle onde S (in funzione del tipo di energizzazione) attraverso la misurazione dei tempi di percorrenza di tali onde lungo percorsi tra i punti sorgenti di energia e i ricevitori disposti in superficie.

In generale, il tempo di percorrenza di un'onda sismica lungo un percorso S attraverso un mezzo bidimensionale (2D) può essere scritto come

$$t = \int_S u[\mathbf{r}(x, y)] \quad (2)$$

dove $u(\mathbf{r})$ è il campo delle lentezze (l'inverso delle velocità) e \mathbf{r} è il vettore posizione. Discretizzando il campo delle lentezze $u(\mathbf{r})$ con m celle equidimensionali, ognuna caratterizzata da una lentezza costante u_k ($k=1, 2, \dots, m$), la dromocrona i -esima delle n disponibili può essere scritta come

$$t_i = \sum_{k=1}^m l_{ik} \cdot u_k \quad (3)$$

dove l_{ik} rappresenta la porzione dell' i -esima dromocrona nella cella k -esima. Considerando tutte le dromocrone disponibili si ottiene il seguente sistema

$$\mathbf{t} = \mathbf{M} \cdot \mathbf{u} \quad (4)$$

dove \mathbf{t} è il vettore dei dati sperimentali (tempi di primo arrivo letti sui sismogrammi), \mathbf{M} è la matrice rettangolare contenente le porzioni dei percorsi nelle varie celle, e \mathbf{u} è il vettore delle lentezze (incognite del problema). Il problema inverso da risolvere è pertanto

$$\mathbf{u} = \tilde{\mathbf{M}}^{-1} \cdot \mathbf{t} \quad (5)$$

dove $\tilde{\mathbf{M}}^{-1}$ è la matrice inversa generalizzata. Poiché i percorsi sismici dipendono dalle lentezze, la matrice \mathbf{M} dipende anche dalle lentezze e quindi il problema inverso (4) è un problema non-lineare che deve essere risolto iterativamente partendo da una soluzione iniziale (modello di partenza). L'equazione da considerare è pertanto la seguente

$$\mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{u} = \Delta \mathbf{t} \quad (6)$$

dove $\Delta \mathbf{t} = \mathbf{t} - \mathbf{t}(\mathbf{u}_0)$ è la differenza tra i tempi sperimentali e i tempi calcolati per il modello di lentezze iniziale \mathbf{u}_0 , $\Delta \mathbf{u}$ è la perturbazione del modello iniziale, e \mathbf{J} è la matrice jacobiana contenente le derivate parziali delle dromocrone rispetto alle lentezze nelle celle $\frac{\partial t_i}{\partial u_k}$. Poiché il

problema è parzialmente sovradeterminato (per alcune celle si hanno molti percorsi) e parzialmente sottodeterminato (per alcune celle non è disponibile nessun percorso), esso viene generalmente risolto con la tecnica dei minimi quadrati smorzati, minimizzando cioè la seguente funzione errore

$$\varphi = \|\mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{u} - \Delta \mathbf{t}\|^2 + \lambda \|\mathbf{L}_2 \mathbf{u}\|^2 \quad (7)$$

dove λ è il fattore di smorzamento e la matrice \mathbf{L}_2 è, per esempio, la matrice derivata seconda (operatore laplaciano) se si vuole ottenere una soluzione la più regolare possibile (smoothest solution).

3.2. Acquisizione dei dati

L'indagine è stata realizzata eseguendo 8 linee a rifrazione, 4 per onde P e 4 per onde SH. Sia le linee per onde P che quelle per onde SH sono state posizionate lungo gli allineamenti L1, L2, L3 e L4 della Figura 1.

L'acquisizione dei dati per onde P è stata realizzata utilizzando uno stendimento geofonico costituito da 48 geofoni verticali (frequenza naturale di 10 Hz) tipo L10A della Mark Products, posti ad una distanza di 2 m l'uno dall'altro. Per ogni linea, sono state utilizzate 10 posizioni di sorgente secondo la seguente geometria: 2 posizioni esterne allo stendimento con offset di 20 m; 2 posizioni alle estremità dello stendimento (sui geofoni 1 e 48); le altre sui geofoni 8, 15, 22, 27, 34 e 41. Per energizzare il terreno è stata utilizzata una mazza da 8 kg battuta verticalmente su una piastra metallica. Per ogni posizione della sorgente è stato eseguito uno stacking verticale di almeno 3 registrazioni. I sismogrammi sono stati registrati in formato digitale da un sismografo ABEM Terraloc Mark 6TM a 48 canali, con un convertitore A/D a 18 bit più 3 bit di amplificazione IFP (Instantaneous Floating Point). L'intervallo di campionamento è stato di 0.25 ms mentre la lunghezza di registrazione è stata di 512 ms. Il primo geofono della linea 1, sull'allineamento L1, è stato posizionato a 15 m dal sondaggio S11 verso la strada, e si estende

verso la tangenziale. La linea 2, disposta sull'allineamento L2, è stata posizionata tra le coppie di sondaggi S1-S1bis e S4-S4bis. In particolare il primo geofono è stato posizionato in prossimità del sondaggio S1 mentre il geofono 48° è risultato a circa 17 m oltre il sondaggio S4. La linea 3, a cavallo tra i sondaggi S4 e S6 (allineamento L3), è stata posizionata disponendo il primo ricevitore a 25 m dal primo dei due sondaggi ed il ricevitore 48° a 15 m oltre il secondo. Infine, la linea 4 è stata realizzata lungo l'allineamento L4 congiungente le coppie di sondaggi S1-S1bis e S11-S11bis. Più precisamente, il primo geofono, dalla parte del sondaggio S1, è stato posizionato a 28 m da quest'ultimo mentre il ricevitore 48° è risultato a 6 m oltre il sondaggio S11.

L'acquisizione dei dati per onde SH è stata realizzata utilizzando uno stendimento geofonico costituito da 24 Swyphone (Sambuelli e Deidda, 1998, 1999, 2000, 2001, 2002; Sambuelli et al., 2001) con frequenza naturale di 20 Hz, posti ad una distanza di 2 m l'uno dall'altro. Per ogni linea, sono state utilizzate 7 posizioni di sorgente secondo la seguente geometria: 2 posizioni alle estremità dello stendimento (sui geofoni 1 e 24); le altre sui geofoni 4, 8, 12, 16, e 20.

Tradizionalmente, l'acquisizione dei dati sismici per onde SH viene eseguita utilizzando sorgenti polarizzate secondo lo schema mostrato in Figura 3.1.

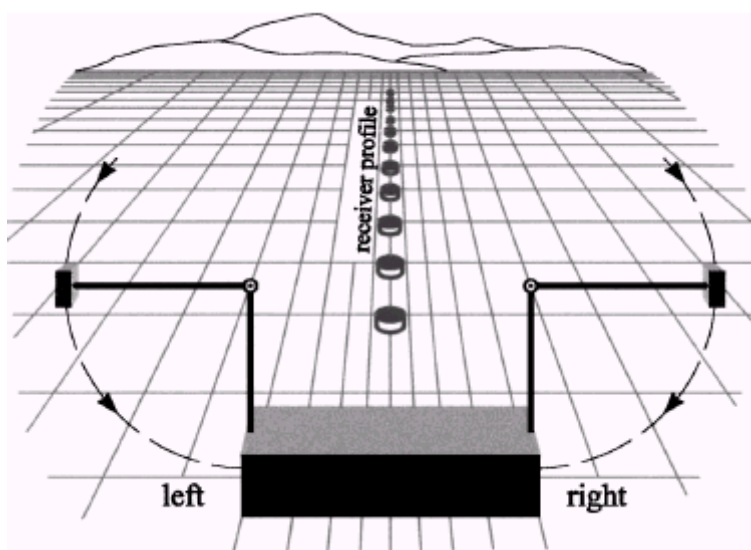


Fig. 3.1 – Schema di sorgente per onde SH. La sorgente deve indurre nel terreno una sollecitazione di taglio in direzione perpendicolare all'allineamento dei ricevitori.

Poiché non è possibile generare una sollecitazione di puro taglio (è sempre presente una qualche componente di compressione), la registrazione delle onde SH prevede l'acquisizione di due distinte registrazioni ottenute, per esempio con riferimento alla Figura 3.1, battendo la piastra in direzione perpendicolare allo stendimento geofonico secondo i due versi destro e sinistro. Sottraendo le due registrazioni si ha una somma in fase delle componenti tangenziali e un'attenuazione delle componenti di compressione. Quest'operazione richiede normalmente

costi di acquisizione maggiori rispetto ad un'acquisizione per onde P, in quanto per ogni posizione della sorgente occorrono almeno due energizzazioni. A ciò si aggiunge l'ulteriore aggravio in fase di elaborazione, poiché una buona attenuazione delle componenti P necessita preliminarmente di un aggiustamento delle ampiezze delle due registrazioni e dell'eliminazione, mediante crosscorrelazione, degli eventuali ritardi temporali relativi.

Queste operazioni possono essere evitate utilizzando dei ricevitori particolari come lo Swyphone. Questo tipo di ricevitore è costituito da una coppia di ricevitori orizzontali opportunamente combinati sia dal punto di vista meccanico che elettrico (Figura 3.2).

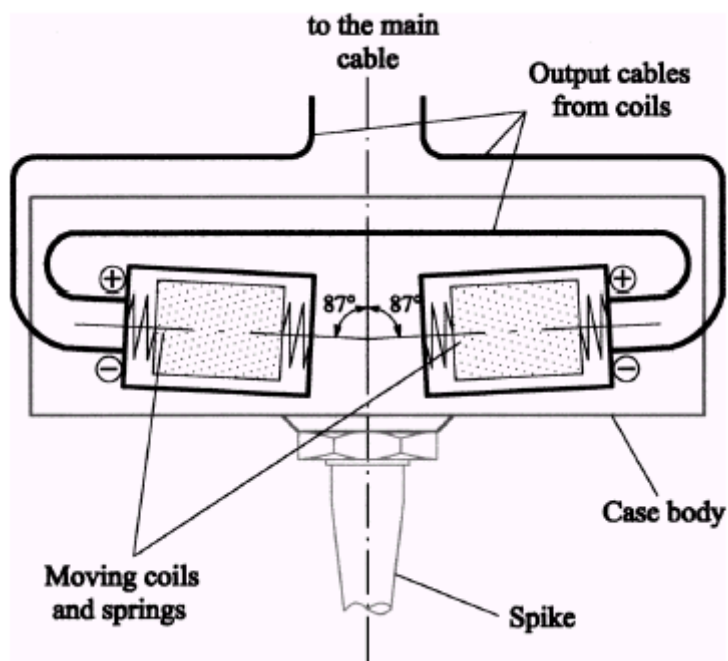


Fig. 3.2 – Schema dello Swyphone. Due ricevitori orizzontali sono montati su un unico supporto con i loro assi su un piano verticale e perpendicolare alla linea sismica. Dal punto di vista elettrico i due ricevitori sono collegati in serie con polarità invertite.

Utilizzando questo tipo di ricevitore è sufficiente energizzare il terreno in un solo verso (con riferimento alla Figura 3.1, solo a destra o solo a sinistra). L'attenuazione delle componenti P viene fatta sui segnali analogici prima della digitalizzazione e registrazione da parte del sismografo.

I sismogrammi SH sono stati registrati in formato digitale da un sismografo ABEM Terraloc Mark 6™ configurato a 24 canali, con un intervallo di campionamento di 1 ms, una lunghezza di registrazione pari a 2048 ms e un tempo di pre-trigger di 200 ms. Questi parametri di registrazione sono stati scelti al fine di acquisire registrazioni sismiche utili anche per l'analisi delle onde superficiali di Love.

Le quattro linee a rifrazione per onde SH sono state posizionate lungo le stesse linee usate per le onde P, e le posizioni dei ricevitori coincidono con le prime 24 posizioni degli stendimenti per onde P.

3.3. Elaborazione dei dati

Per ognuna delle linee sismiche a rifrazione, i sismogrammi sono stati inizialmente controllati al fine di eliminare eventuali ritardi dovuti al non perfetto funzionamento del circuito di trigger. Quindi si è proceduto alla lettura dei tempi di primo arrivo. Tale operazione, probabilmente la più critica di tutto il processo di elaborazione, è stata eseguita più volte sugli stessi sismogrammi allo stato grezzo e dopo l'applicazione di opportuni filtri. I tempi di primo arrivo sono stati inoltre controllati sulla base dei tempi reciproci delle dromocrone coniugate. Nella Figura 3.3 è riportato, come esempio, l'insieme dei tempi di primo arrivo relativi ad una linea sismica.

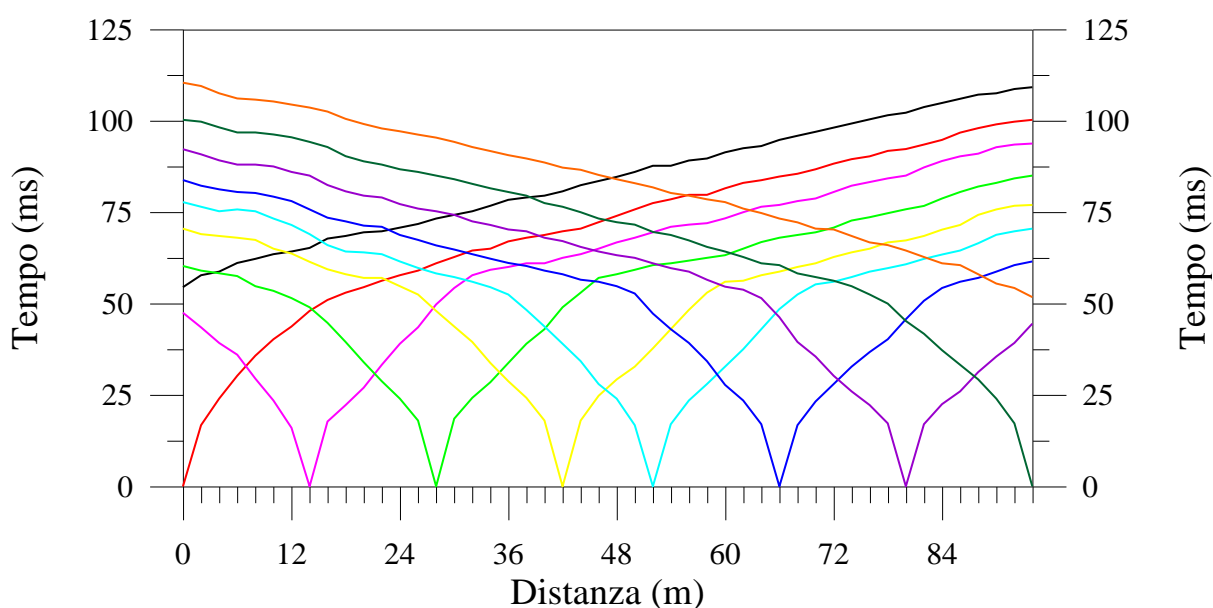


Fig. 3.3 – Dromocrone delle onde P relative alla linea 2.

L'elaborazione tomografica dei tempi di primo arrivo è stata fatta con il software Rayfract (per i dettagli sull'algoritmo di inversione utilizzato si veda l'articolo di Schuster and Quintus-Bosz (1993)). Il modello iniziale di velocità (o meglio delle lentezze) è stato calcolato combinando il metodo Delta t-V, un metodo pseudo-tomografico che fornisce un profilo monodimensionale di velocità per ogni CMP (Common Mid Point), con il metodo plus-minus (un metodo non topografico per l'interpretazione dei dati a rifrazione).

Ciascuna linea è stata quindi invertita utilizzando mediamente 20 iterazioni, e comunque fino a che la diminuzione della funzione di errore (misfit function) tra un'iterazione e la successiva è

risultata trascurabile. Nella Tabella 1 sono riportate alcune informazioni riguardanti l'inversione dei dati.

Linea sismica	Errore medio (ms)	Errore massimo (ms)	“Misfit” (ms)
P1	0.8	4.25	0.6
P2	0.79	4.19	0.56
P3	0.59	2.78	0.31
P4	0.69	3.78	0.41
SH1	1.5	6.56	1.84
SH2	1.69	8.92	2.84
SH3	1.76	7.71	2.80
SH4	1.33	5.70	1.57

Tabella 1

3.4. Descrizione dei Risultati

Nelle Figure dalla 3.4 alla 3.11 sono riportate le sezioni tomografiche di velocità per le 8 linee a rifrazione. In ogni figura, oltre alla sezione tomografica è stata riportata la corrispondente copertura dei raggi sismici (numero di raggi che hanno attraversato le celle con le quali è stato discretizzato il terreno). Il diagramma di copertura fornisce un indicatore dell'attendibilità (matematica) dei dati invertiti. Maggiore è la copertura più affidabili sono i valori calcolati di velocità.

Come per le sezioni elettriche, anche le diverse sezioni sismiche mostrano una certa omogeneità laterale: mediamente la velocità varia in senso laterale per non più del 10-20 %. Essa varia soprattutto in funzione della profondità. Per quanto riguarda le sezioni di velocità delle onde P, tutte mostrano nella parte più superficiale del terreno, dal piano di campagna fino alla profondità di circa 7-9 m, velocità inferiori a 1000 m/s con valori molto bassi di circa 200 m/s in superficie. Al di sotto, in un intervallo di profondità mediamente pari a 4-5 m, è presente una zona caratterizzata da un forte gradiente di velocità: si passa da circa 900-1000 m/s fino a 1500-1600 m/s. Più in profondità, fino a circa 20 m (massima profondità indagata) la velocità raggiunge valori fino 2000-2200 m/s. Il forte aumento di velocità alle profondità comprese tra 7 e 12 m è certamente da attribuire alla presenza della falda che satura i materiali del sottosuolo.

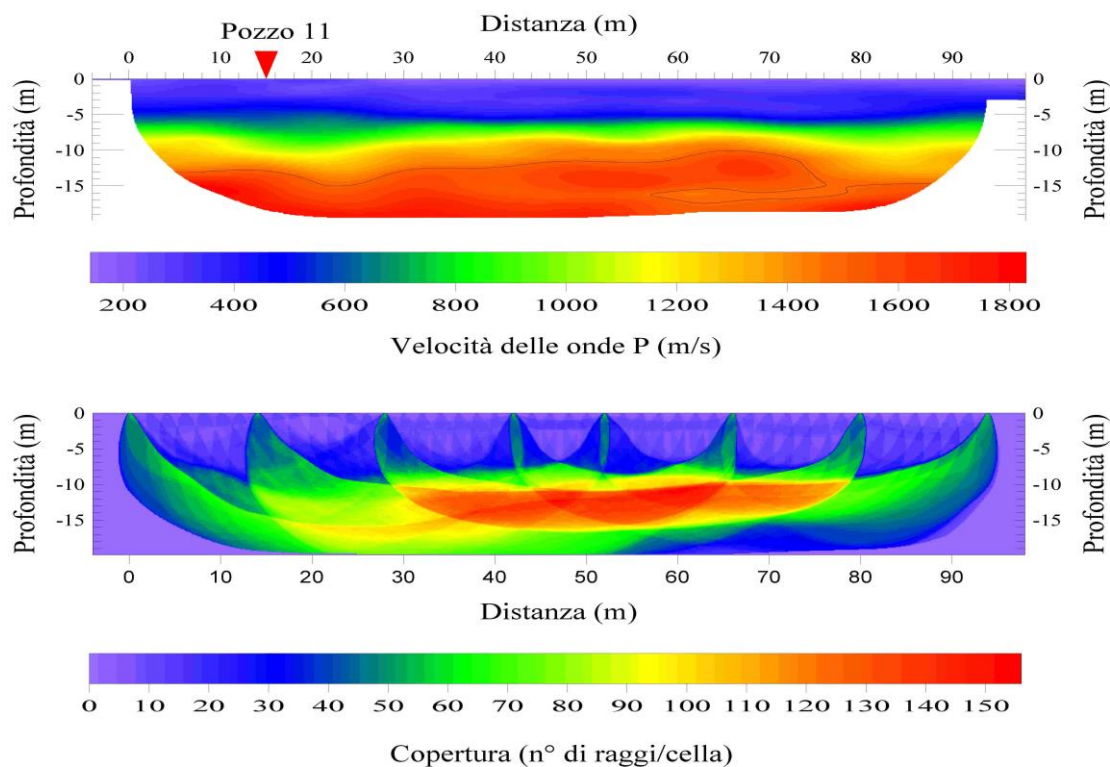


Fig. 3.4 – Sezione tomografica delle velocità delle onde P relativa alla linea 1. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 1500 m/s.

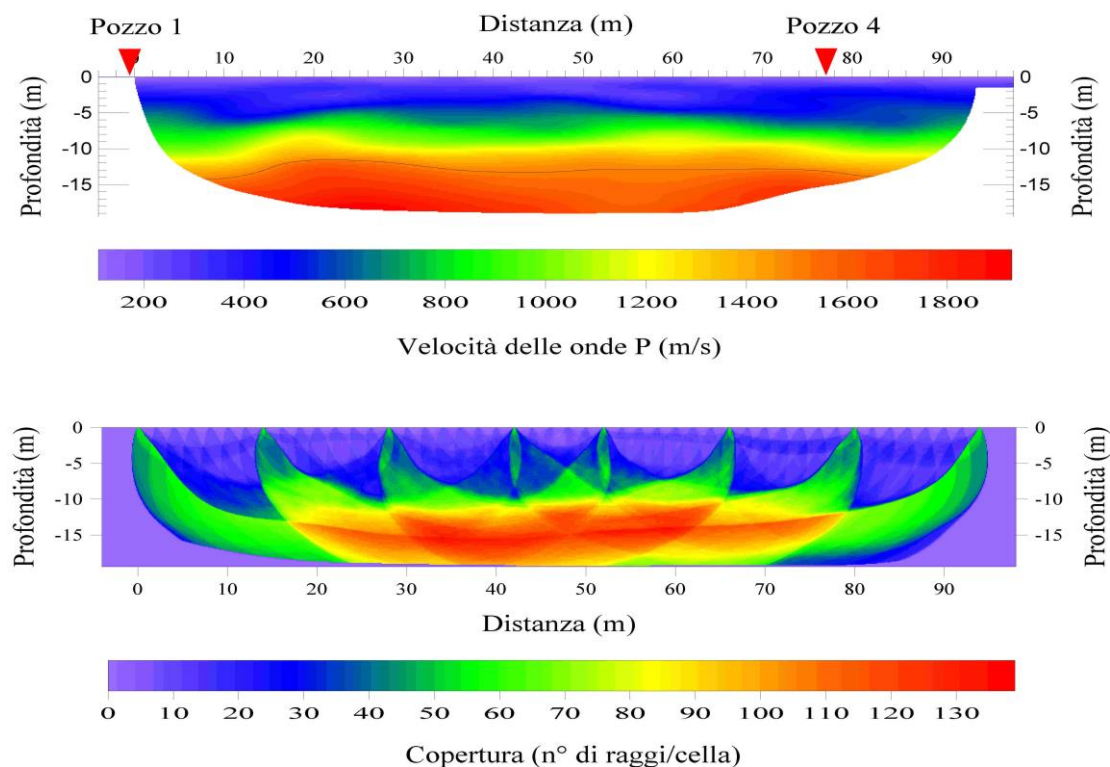


Fig. 3.5 – Sezione tomografica delle velocità delle onde P relativa alla linea 2. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 1500 m/s.

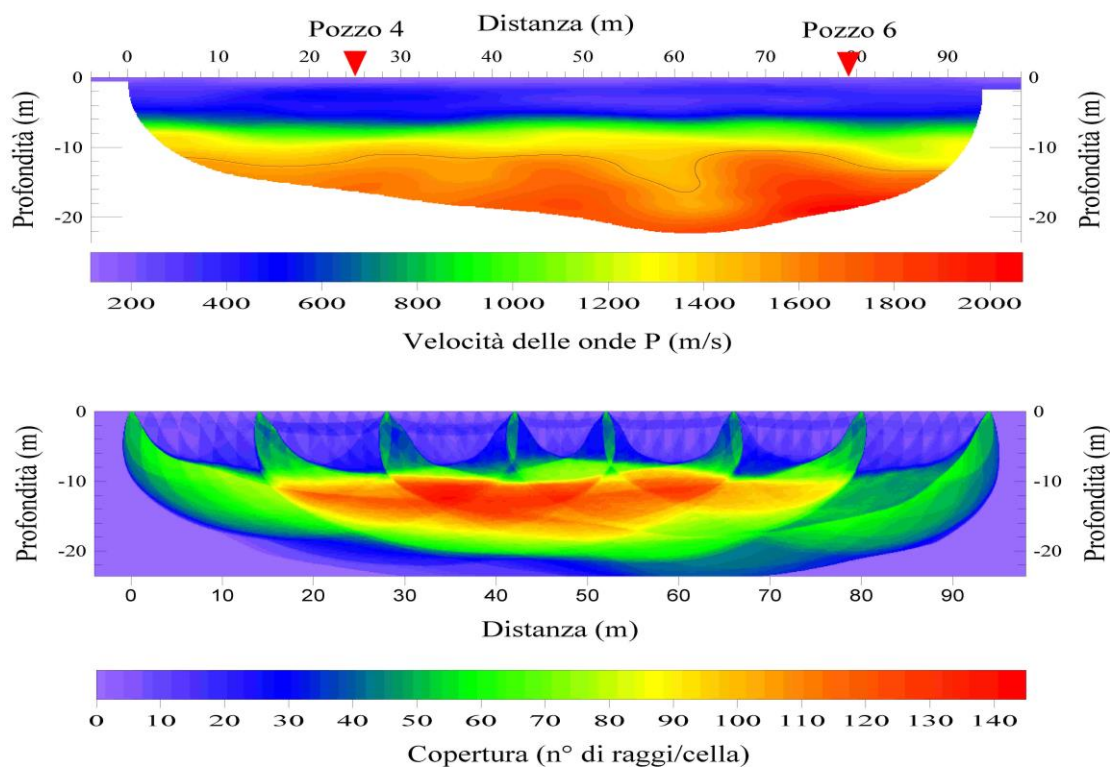


Fig. 3.6 – Sezione tomografica delle velocità delle onde P relativa alla linea 3. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 1500 m/s.

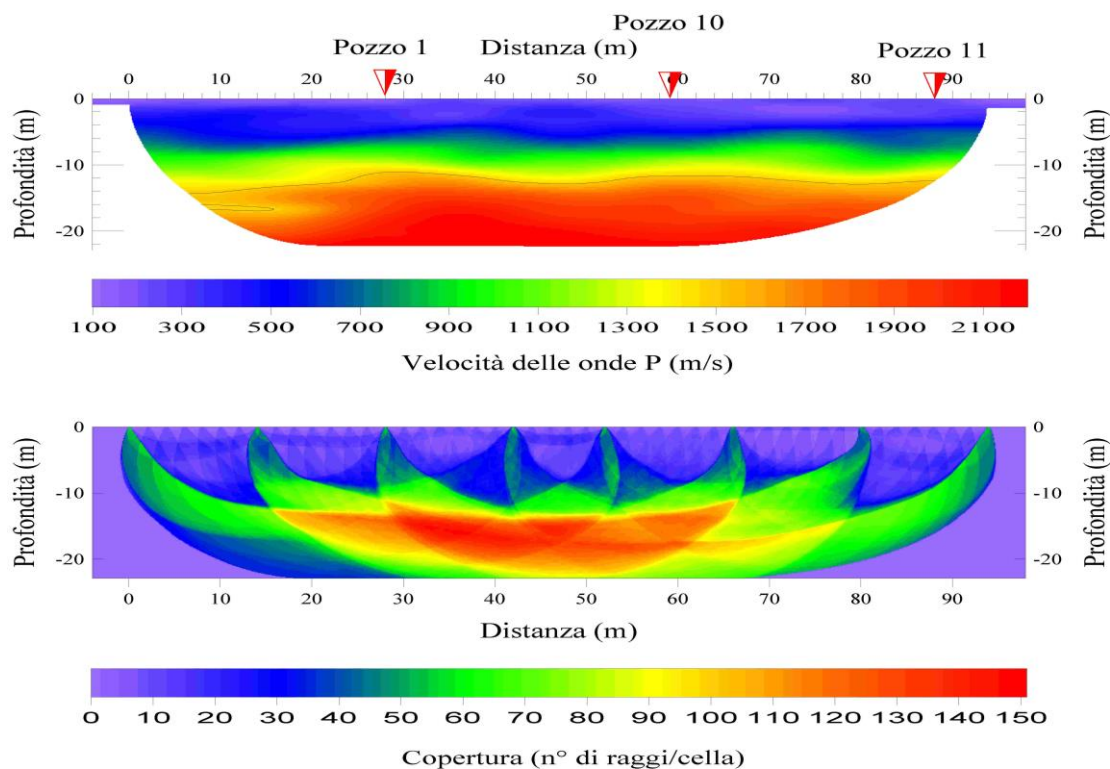


Fig. 3.7 – Sezione tomografica delle velocità delle onde P relativa alla linea 4. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 1500 m/s.

Anche le sezioni di velocità delle onde S mostrano soprattutto variazioni verticali di velocità. Le eterogeneità maggiori in senso laterale si riscontrano nella sezione relativa alla linea 1. In tutte le sezioni è presente uno strato superficiale di spessore pari a circa 1 m in cui la velocità varia tra 70-80 m/s e 120 m/s. Al di sotto, la velocità cresce bruscamente fino a valori di 240 m/s con valori massimi di 280-300 m/s ad una profondità di circa 5 m. Questa struttura sismo-stratigrafica è stata responsabile della generazione delle onde di Love chiaramente visibili sia sui sismogrammi a rifrazione (segnale utile nell'analisi spettrale delle onde superficiali) che sui sismogrammi a riflessione (rumore che interferisce negativamente con le riflessioni più superficiali).

Le profondità di indagine sono risultate molto limitate a causa delle limitate lunghezze degli stendimenti utilizzati. D'altra parte, da alcune prove eseguite con stendimenti più lunghi è stato constatato che, con la sorgente sismica a disposizione, non era possibile registrare segnali di qualità sufficiente per la lettura dei tempi di primo arrivo. A ciò si aggiunge il fatto che informazioni a posteriori (risultati dell'interpretazione delle onde superficiali) hanno evidenziato la presenza di inversioni di velocità, evento che limita l'applicabilità della tecnica a rifrazione. Pertanto, anche utilizzando sorgenti più energetiche non si sarebbero ottenute maggiori informazioni.

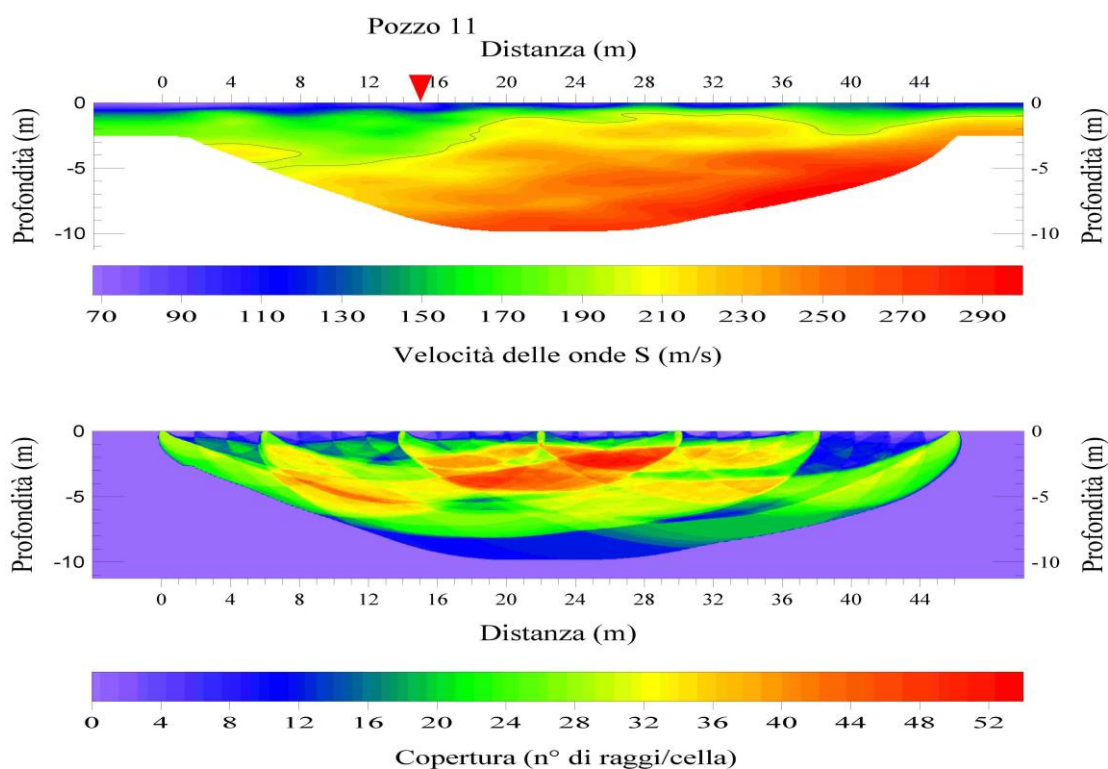


Fig. 3.8 – Sezione tomografica delle velocità delle onde S relativa alla linea 1. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 200 m/s.

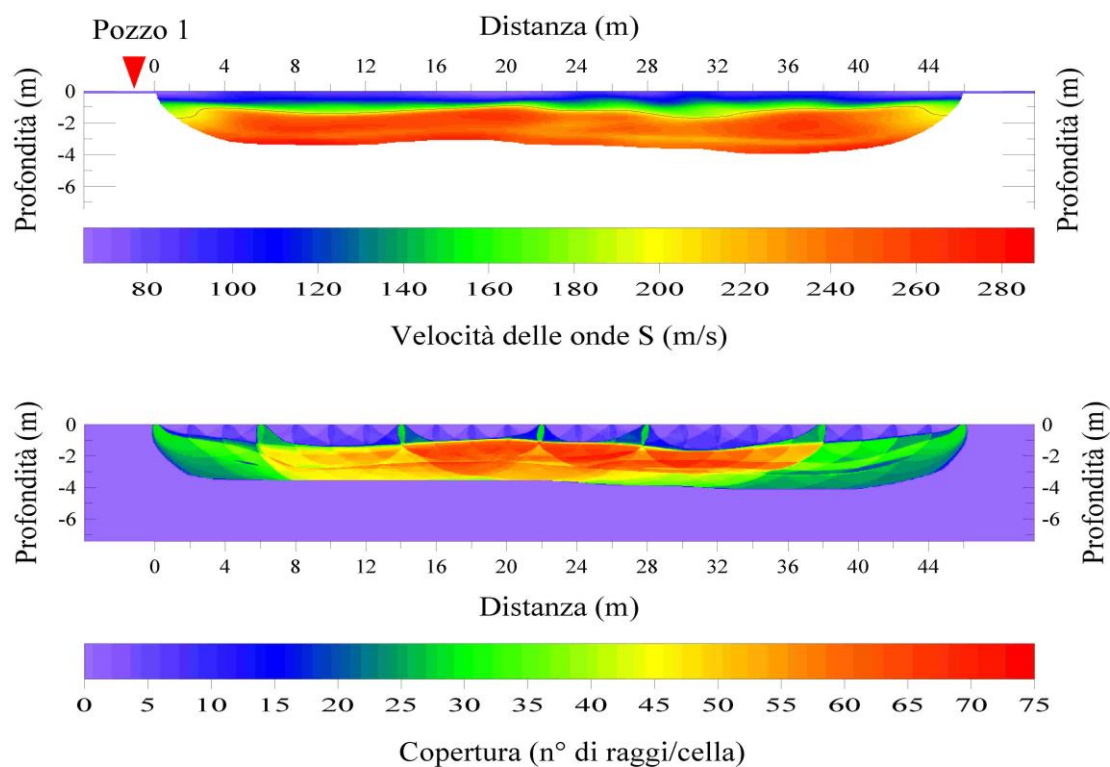


Fig. 3.9 – Sezione tomografica delle velocità delle onde S relativa alla linea 2. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 200 m/s.

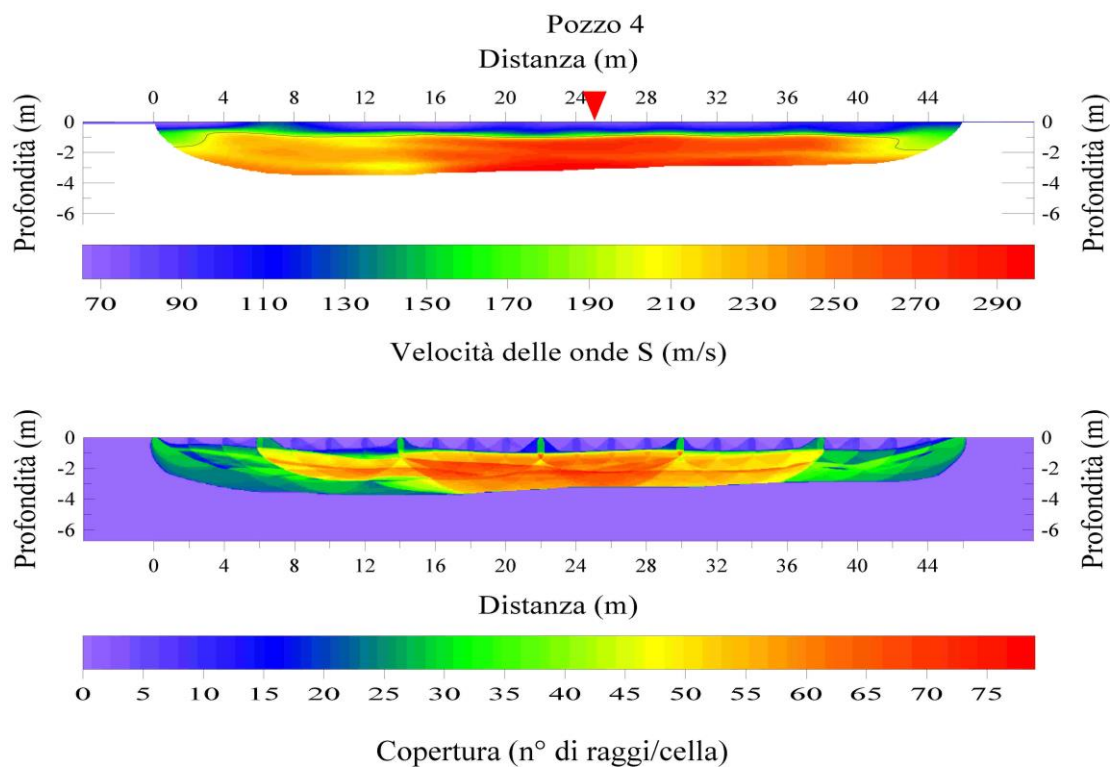


Fig. 3.10 – Sezione tomografica delle velocità delle onde S relativa alla linea 3. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 200 m/s.

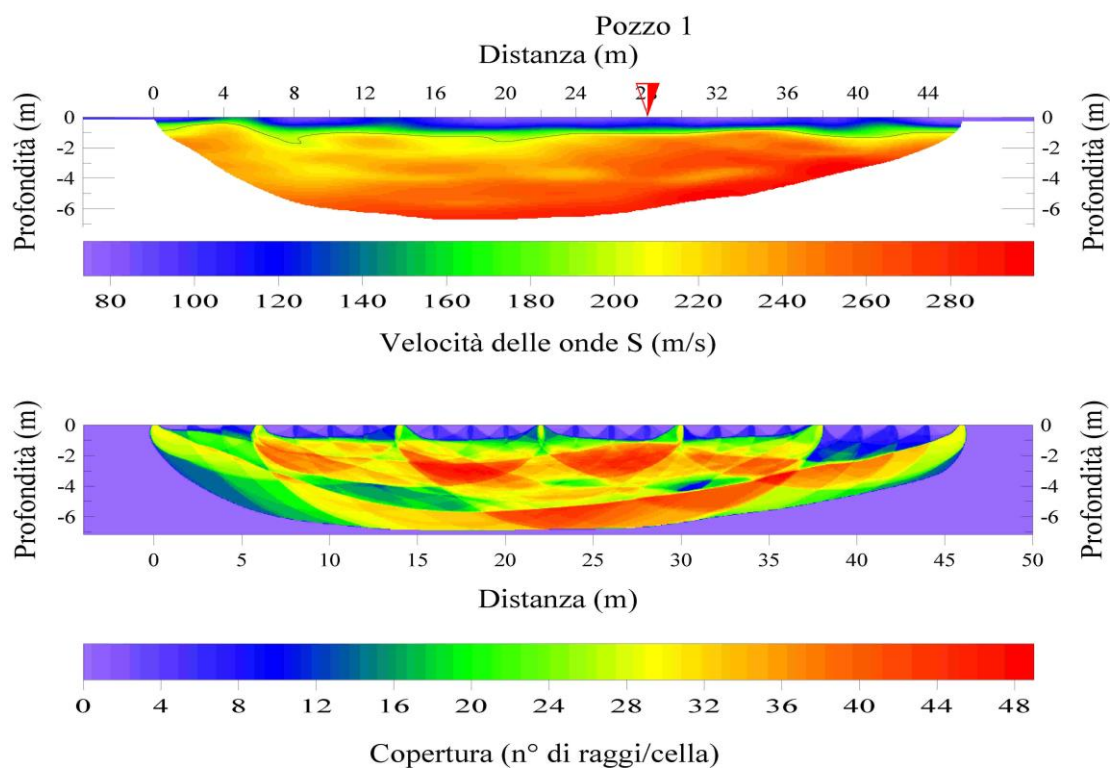


Fig. 3.11 – Sezione tomografica delle velocità delle onde S relativa alla linea 4. Per semplicità di lettura è stata tracciata la isovelocità dei 200 m/s.

4. ONDE SUPERFICIALI

4.1. Generalità sul metodo

Il metodo delle onde superficiali è un metodo sismico che permette la stima in situ della velocità di propagazione delle onde S (onde di taglio). Esso si basa sul fenomeno della dispersione delle onde superficiali di Rayleigh. Quando un'onda di Rayleigh si propaga attraverso un mezzo stratificato la sua velocità di propagazione varia in funzione della frequenza (o della lunghezza d'onda). Le componenti in alta frequenza (o a piccola lunghezza d'onda) si propagano più superficialmente con una velocità maggiormente influenzata dalle caratteristiche elastiche dei materiali superficiali; quelle in bassa frequenza (o a grande lunghezza d'onda) si propagano più in profondità con una velocità maggiormente influenzata dalle caratteristiche elastiche dei materiali più profondi.

La procedura generale per la determinazione del profilo di velocità delle onde S mediante l'analisi spettrale delle onde di Rayleigh consiste di tre fasi: 1) acquisizione delle onde superficiali di Rayleigh; 2) costruzione della curva di dispersione (velocità di fase delle onde di Rayleigh in funzione della frequenza); 3) calcolo della velocità delle onde S mediante inversione della curva di dispersione delle onde di Rayleigh.

Per un terreno stratificato (strati piani e paralleli alla superficie del suolo) la velocità di fase delle onde R, c_R , è una funzione non lineare di quattro parametri: velocità delle onde S, velocità delle onde P, massa volumica e spessore degli strati. In particolare:

$$G(f_j, c_{Rj}, \mathbf{v}_S, \mathbf{v}_P, \mathbf{\rho}, \mathbf{h}) = 0 \quad j = 1, 2, \dots, m \quad (8)$$

dove f_j è la frequenza, in Hz; c_{Rj} è la velocità di fase dell'onda R alla frequenza f_j ; $\mathbf{v}_S = (v_{S1}, v_{S2}, \dots, v_{Sn})^T$ è il vettore velocità delle onde S, con v_{Si} la velocità delle onde S del i -esimo strato e n è il numero degli strati; $\mathbf{v}_P = (v_{P1}, v_{P2}, \dots, v_{Pn})^T$ è il vettore velocità delle onde P, con v_{Pi} la velocità delle onde P per il i -esimo strato; $\mathbf{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_n)^T$ è il vettore massa volumica, con ρ_i la massa volumica dell' i -esimo strato; e $\mathbf{h} = (h_1, h_2, \dots, h_{n-1})^T$ è il vettore degli spessori, con h_i lo spessore dell' i -esimo strato.

Poiché in pratica la velocità delle onde P e la massa volumica hanno influenza trascurabile sulla velocità delle onde R, la velocità delle onde S può essere determinata mediante inversione della curva di dispersione (dati sperimentali) rispetto alla velocità delle onde S (incognita del problema), supponendo assegnato il numero degli strati e il loro spessore.

L'inversione viene eseguita mediante un processo iterativo basato su un algoritmo ai minimi quadrati opportunamente regolarizzato. Il calcolo viene avviato partendo da una soluzione di

tentativo ottenuta assumendo un modello di n strati con valori assegnati di spessore, velocità delle onde S, velocità delle onde P e massa volumica. L'algoritmo di calcolo, quindi, modifica il modello iniziale (essenzialmente la velocità delle onde S per gli n strati) fino a che la curva di dispersione calcolata approssima al meglio (nel senso dei minimi quadrati) la curva di dispersione sperimentale.

4.2. Acquisizione dei dati e determinazione delle curve di dispersione

Sono state eseguite 5 prove lungo gli allineamenti L1, L2, L3 e L4 mostrati nella Figura 1. Ogni prova è stata eseguita con uno stendimento lineare di 24 geofoni (geofoni verticali SENSOR tipo SM-6/U-B con frequenza naturale di 4.5 Hz) disposti con spaziatura di 2 m l'uno dall'altro, coincidente sempre con le posizioni dei primi 24 geofoni utilizzati per le prove a rifrazione per onde P. Lungo l'allineamento L2 sono state eseguite 2 prove chiamate di seguito linea 2 e linea 2bis: la prima coincidente con le posizioni 1-24 della prova a rifrazione P e l'altra con le posizioni 25-48. L'energizzazione è stata eseguita alle due estremità di ciascuno stendimento battendo con una mazza da 8 kg su una piastra metallica. Al fine di valutare statisticamente la qualità dei dati ed eventualmente migliorarne a posteriori il rapporto segnale/rumore mediante stacking, per ogni posizione della sorgente sono state acquisite 10 registrazioni. I dati sono stati registrati in formato SEG 2 con l'apparato digitale ABEM Terraloc Mark 6TM utilizzando i seguenti parametri:

Intervallo di campionamento:	1 ms
Lunghezza di registrazione:	2048 ms
Pre-trigger	200 ms

Per la ricostruzione della curva di dispersione delle onde superficiali sono stati calcolati gli spettri $f-k$, cioè i dati sismici sono stati trasformati secondo Fourier (trasformata bidimensionale di Fourier) dal dominio tempo-spazio ($t-x$) al dominio frequenza temporale–numero d'onda ($f-k$). Dagli spettri $f-k$, leggendo i valori di frequenza e numero d'onda in corrispondenza dei massimi dello spettro e utilizzando la relazione

$$v = \frac{2\pi \cdot f}{k}, \quad (9)$$

sono stati ricavati i valori della velocità di fase delle onde di Rayleigh in funzione della frequenza (curva di dispersione).

Nelle Figure 4.1 (a e b), 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5 sono mostrate per ciascuna prova il sismogramma, mediato tra le diverse registrazioni, lo spettro $f-k$, rappresentato in vera ampiezza e normalizzato, e la curva di dispersione.

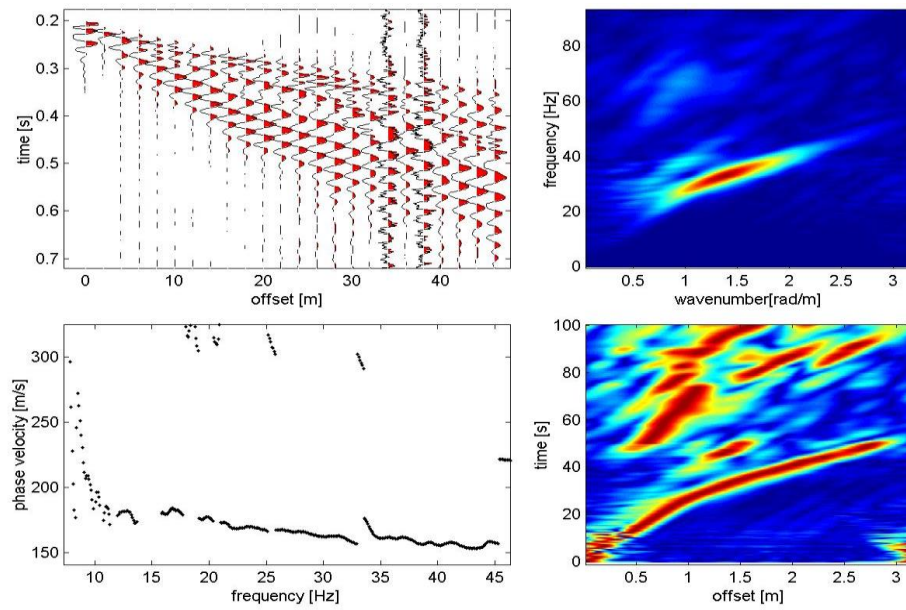


Fig. 4.1a – Sismogramma ottenuto mediando le diverse registrazioni grezze relative alla prova lungo l'allineamento L1; spettri f - k in ampiezza vera e normalizzata; curva di dispersione.

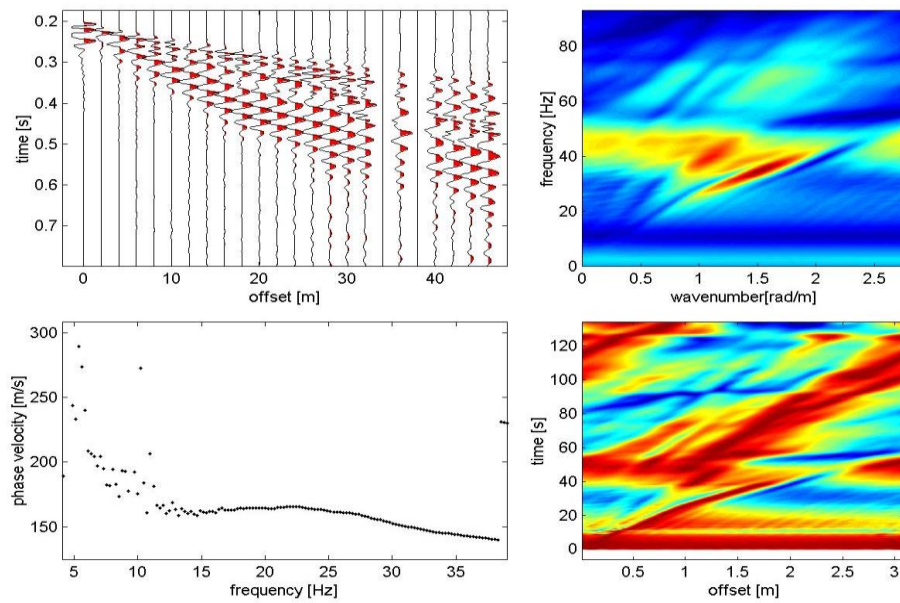


Fig. 4.1b – Stessi dati della figura dopo filtraggio in f - k mediante filtro dipendente dalla qualità dei dati valutata mediante funzione di coerenza (miglioramento dei dati tra 5 e 15 Hz).

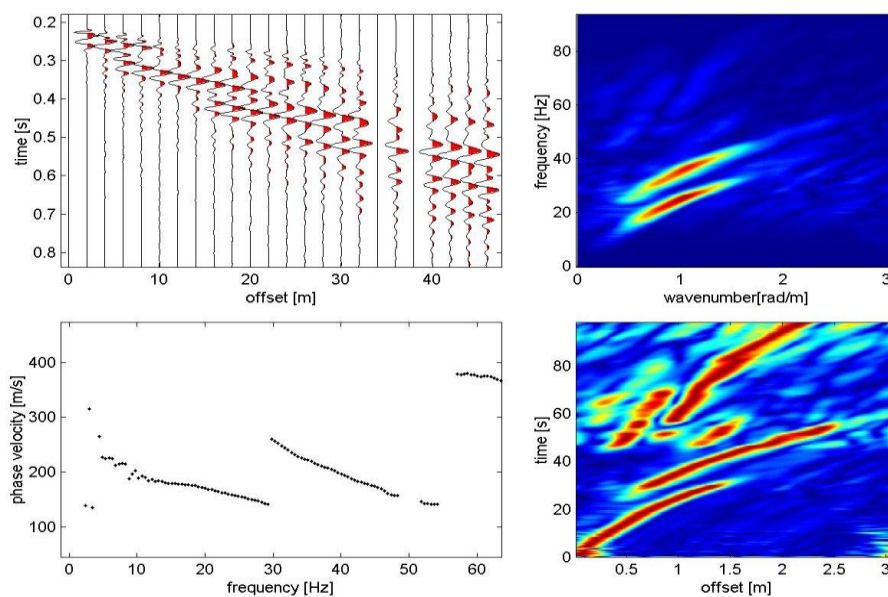


Fig. 4.2 – Sismogramma ottenuto mediando le diverse registrazioni grezze relative alla prova lungo l'allineamento L2; spettri $f-k$ in ampiezza vera e normalizzata; curva di dispersione.

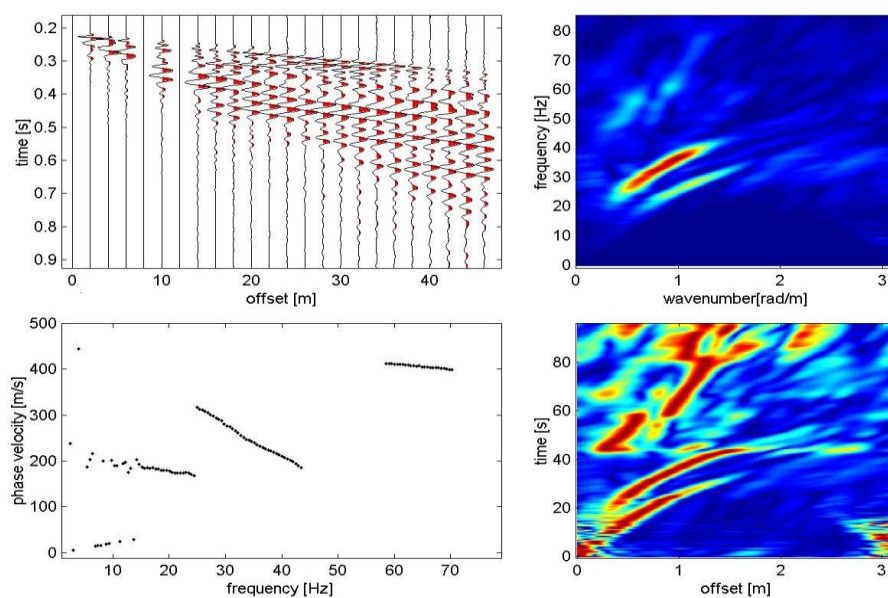


Fig. 4.3 – Sismogramma ottenuto mediando le diverse registrazioni grezze relative alla prova lungo l'allineamento L2bis; spettri $f-k$ in ampiezza vera e normalizzata; curva di dispersione.

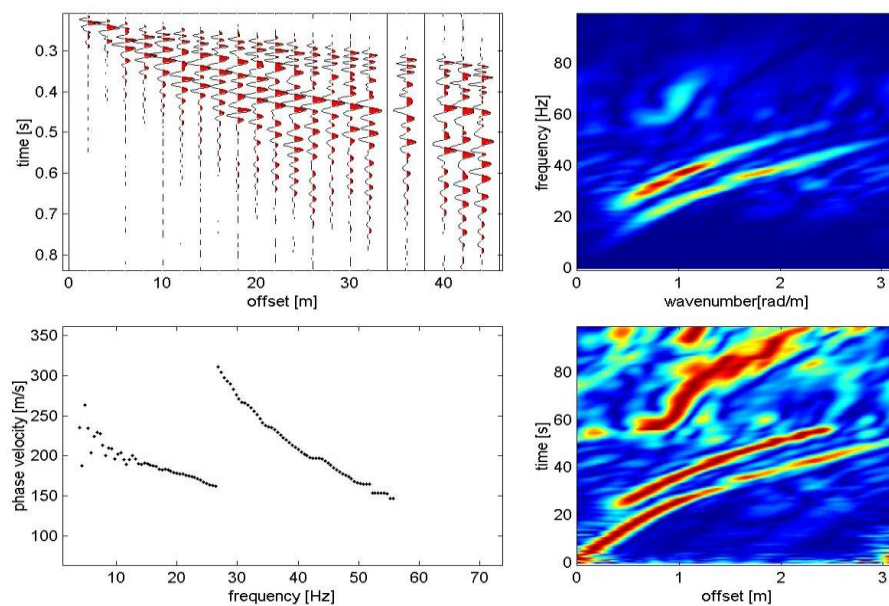


Fig. 4.4 – Sismogramma ottenuto mediando le diverse registrazioni grezze relative alla prova lungo l'allineamento L3; spettri $f-k$ in ampiezza vera e normalizzata; curva di dispersione.

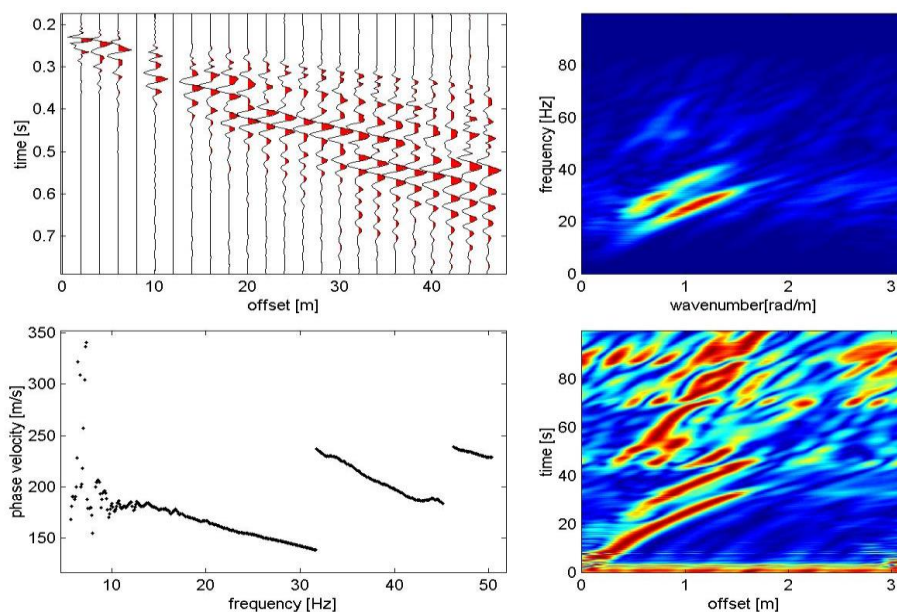


Fig. 4.5 – Sismogramma ottenuto mediando le diverse registrazioni grezze relative alla prova lungo l'allineamento L4; spettri $f-k$ in ampiezza vera e normalizzata; curva di dispersione.

La qualità dei dati è buona in un ampio intervallo di frequenze; le onde superficiali sono facilmente individuabili come evento dominante su tutta la banda di frequenza di interesse. La velocità di propagazione delle onde di Rayleigh varia tra meno di 150 m/s alle frequenze più alte sino a oltre 300 m/s per le basse frequenze. In tutte le registrazioni è importante la presenza dei modi superiori: in particolare nelle linee 2, 2bis, e 3 i massimi di energia sono associati a modi superiori, anche se il primo modo resta chiaramente individuabile. La diminuzione del gradiente

di velocità al di sotto dei 20 Hz e/o la diminuzione della velocità apparente è sintomo di una chiara inversione di velocità. Tale inversione di velocità risulta evidente nelle linee 1, 2a e 4, mentre sembra assente nelle linee 2b e 3. Dall'analisi generale dei dati, tuttavia, risulta un'elevata omogeneità laterale del sito. Ciò sembrerebbe vero soprattutto nei primi 10 m di profondità come mostrato dal confronto in Figura 4.6. Le lunghezze d'onda di circa 10 m ricavabili dalle curve di dispersione delle diverse linee presentano differenze in velocità al 10%.

A profondità maggiori le caratteristiche di omogeneità sembrano diminuire.

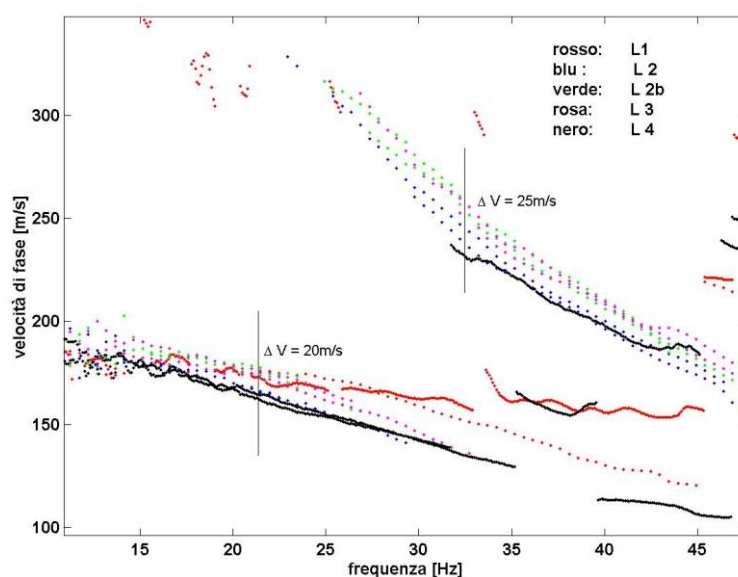


Fig. 4.6 – Confronto tra le curve di dispersione.

4.3. Inversione delle curve di dispersione

Le curve di dispersione (dati sperimentali di ingresso) sono state invertite con un algoritmo ai minimi quadrati che minimizza l'errore tra le velocità di fase sperimentali e le velocità di fase calcolate a partire da un modello di terreno monodimensionale (terreno stratificato orizzontalmente con variazione dei parametri unicamente lungo la verticale).

In Figura 4.7 sono riportati i profili monodimensionali di velocità delle onde S ricavati dalle quattro prove eseguite. In tutti i profili è presente uno strato superficiale di 1-2 m caratterizzato da velocità basse (circa 120 m/s). Più in profondità, a parte l'inversione di velocità presente tra gli 8 e 10 m (linee 1, 2, 4), la velocità aumenta in modo monotono sino al valore di 350 m/s. Quest'ultimo valore è stato imposto come valore di velocità del semispazio nel processo di inversione.

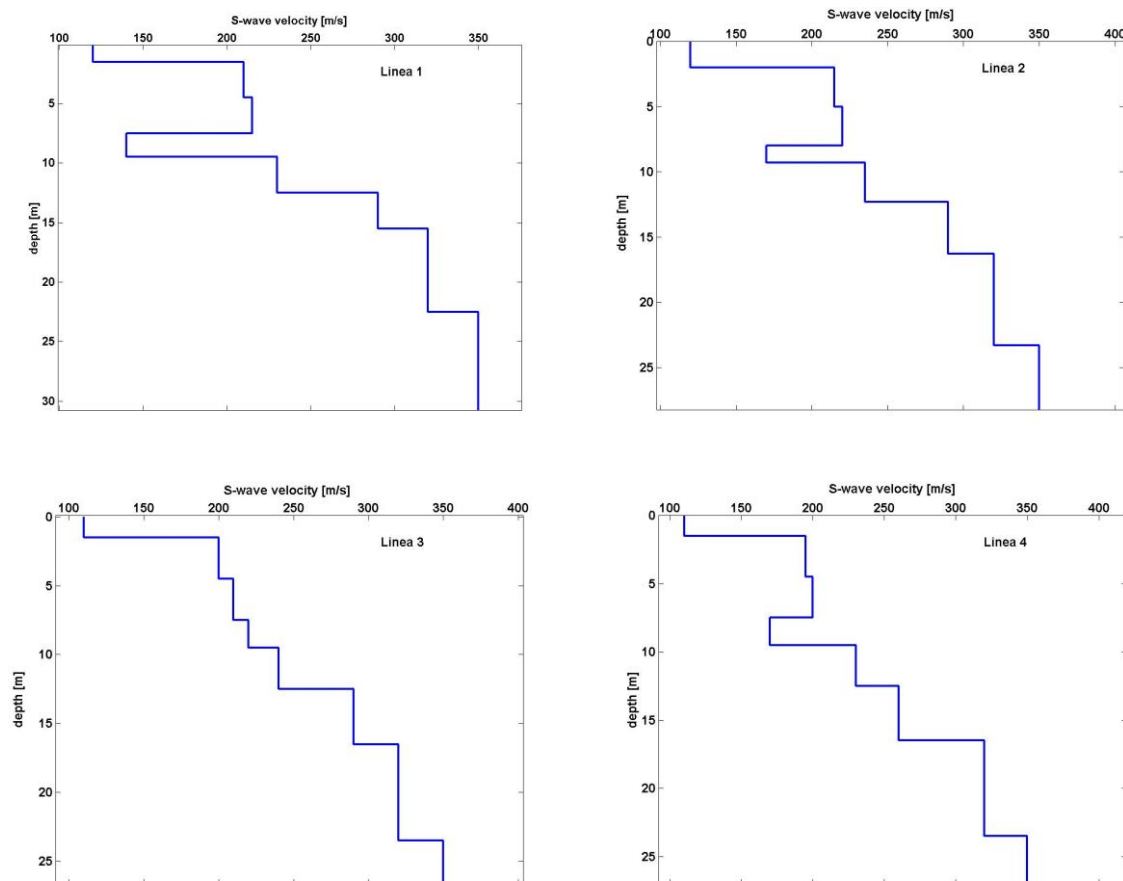


Fig. 4.7 – Profili monodimensionali di velocità delle onde S rappresentativi dei terreni al di sotto degli allineamenti L1, L2, L3 e L4.

4.4. Onde di Love

I dati acquisiti per la rifrazione SH sono stati analizzati anche per l'estrazione delle onde di Love. Dall'analisi spettrale dei sismogrammi si è rilevata la presenza di uno strato superficiale molto lento che produce onde di Love di ampiezza notevole. La Figura 4.8 mostra il sismogramma, gli spettri e la curva di dispersione relativi alla linea 3. Più in particolare, si evidenzia uno strato superficiale molto lento, con velocità delle onde S inferiore a 100 m/s (80 m/s per lunghezze d'onda inferiori a 2m), su un materiale sostanzialmente omogeneo fino a profondità di una decina di metri, con velocità di poco superiore ai 200 m/s (220 m/s con lunghezze d'onda di 15m).

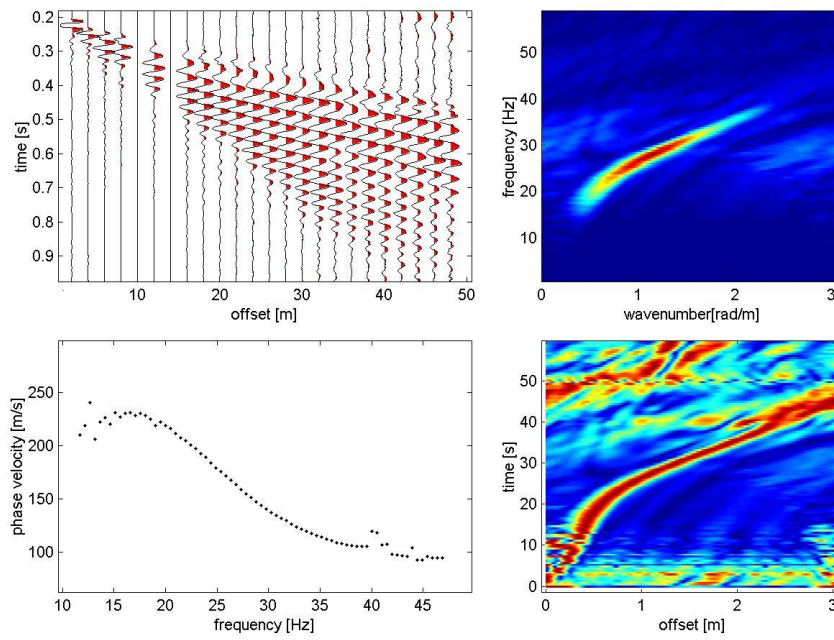


Fig. 4.8 – Sismogramma, spettri (in ampiezza vera e normalizzata) e curva di dispersione lungo la linea 3.

Dal confronto dei dati (Figura 4.9) relativi alle diverse linee si può constatare che il sito mostra una sostanziale omogeneità. Solo la linea 1 mostra un andamento delle velocità leggermente differente dagli altri.

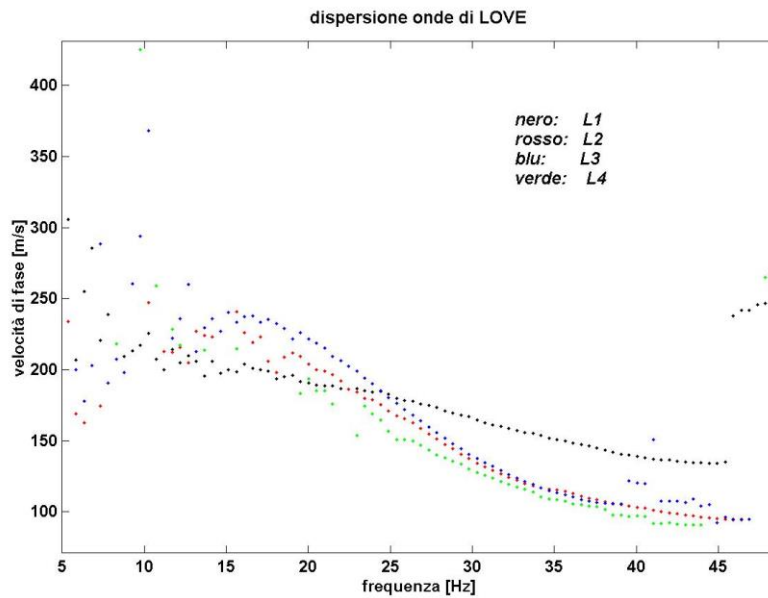


Fig. 4.9 – Confronto tra le curve di dispersione delle onde di Love.

5. SISMICA A RIFLESSIONE PER ONDE SH

Per una breve descrizione del metodo della sismica a riflessione si può far riferimento all'articolo di Steeples (2000) e a testi generali quali per esempio Dobrin and Savit (1988). Per un maggior dettaglio sull'analisi di velocità e sulle correzioni statiche residue si può far riferimento a Yilmaz (1987).

5.1. Acquisizione ed elaborazione

Sono state eseguite due linee sismiche a riflessione per onde SH, Rifl_SH2 e Rifl_SH3, rispettivamente lungo gli allineamenti L2 e L3 (vedi Figura 1). I dati sono stati acquisiti in copertura multipla (modalità CDP) utilizzando la seguente geometria:

tipo di stendimento	off-end
canali di registrazione	24
intervallo tra i ricevitori	1 m
intervallo tra i punti scoppio	1 m
minima distanza punto di scoppio-ricevitore	1 m

con una copertura CDP massima del 1200%.

L'energizzazione è stata eseguita secondo la stessa modalità utilizzata per l'acquisizione dei dati SH a rifrazione. Anche in questo caso sono stati utilizzati dei ricevitori Swyphone ma con una frequenza naturale di 100 Hz. Tale scelta è stata fatta al fine di attenuare già in fase di acquisizione le onde di Love, le quali, come è noto, in riflessione costituiscono spesso un serio problema, poiché interferiscono con le riflessioni provenienti dagli orizzonti più superficiali.

I dati sono stati registrati in formato SEG 2 con un sismografo digitale ABEM Mark VI configurato con i seguenti parametri:

lunghezza di registrazione	1024 ms
intervallo di campionamento	0.25 ms
filtri analogici	

- antialias (impostato automaticamente dal sismografo in funzione dell'intervallo di campionamento prescelto);
- filtro notch a 50 Hz (per attenuare il disturbo elettrico generato dal vicino elettrodotto).

Lungo la linea Rifl_SH2 il primo punto di energizzazione è stato posizionato a 5.5 m dal sondaggio S1 (verso la strada) e si è proceduto verso il sondaggio S4, con lo stendimento

geofonico in avanti, acquisendo 85 registrazioni; lungo la linea Rifl_SH3 il primo punto di energizzazione è stato posizionato a 3 m dal sondaggio S4 - da parte opposta al sondaggio S6 - e si è proceduto verso quest'ultimo acquisendo 80 registrazioni. Pertanto, le lunghezze totali delle due linee sono risultate in superficie rispettivamente di 109 e 104 m.

Nelle Figure 5.1 e 5.2 sono mostrate, come esempio, 4 registrazioni rappresentative rispettivamente delle linee Rifl_SH2 e Rifl_SH3.

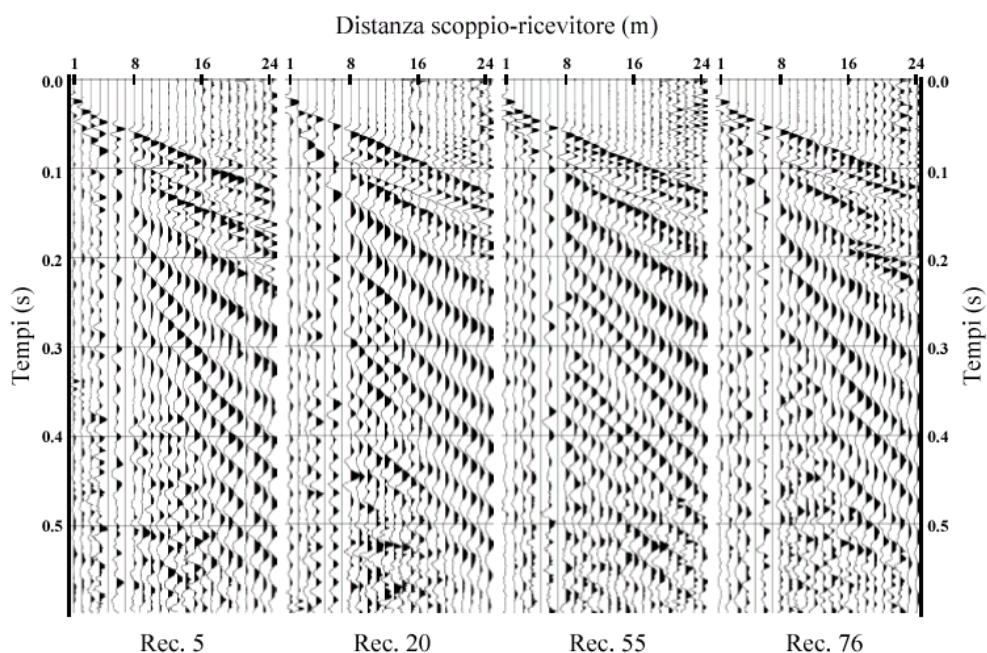


Fig. 5.1 – Esempi di registrazioni grezze (è stato applicato solo un guadagno AGC con una finestra di 125ms) lungo la linea Rifl_SH2. In figura sono visualizzati solo i primi 600 ms di registrazione.

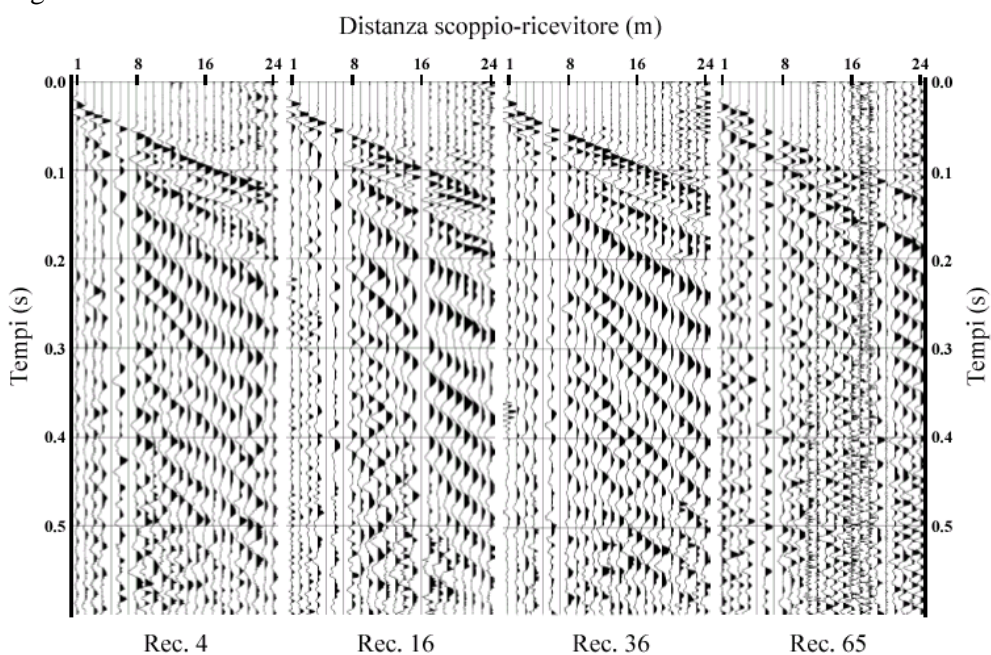


Fig. 5.2 – Esempi di registrazioni grezze (è stato applicato solo un guadagno AGC con una finestra di 125ms) lungo la linea Rifl_SH3. In figura sono visualizzati solo i primi 600 ms di registrazione.

Da un'analisi visiva delle registrazioni si nota in generale un rapporto segnale/disturbo piuttosto basso. Gli unici eventi sismici chiaramente visibili sono l'onda diretta, l'onda rifratta criticamente (la cosiddetta headwave) e le onde superficiali di Love. Queste ultime, nonostante l'utilizzo dei ricevitori in alta frequenza, costituiscono l'evento sismico dominante. Non si notano eventi riflessi chiari. Sulla maggior parte delle registrazioni la velocità dell'onda diretta, stimabile dalle tracce più vicine (le prime tre o quattro) allo scoppio, è mediamente compresa tra 80 e 100 m/s; la velocità dell'onda rifratta varia mediamente tra 240 m/s e 270 m/s; la velocità apparente delle onde di Love (misurata nella finestra temporale tra 200 e 400 ms) varia invece tra 90 m/s e 180 m/s. Nella porzione di sismogramma al di sopra dei primi arrivi è evidente il rumore casuale (amplificato nei sismogrammi delle figure 5.1 e 5.2 dall'operatore AGC utilizzato) generato probabilmente dal traffico stradale della vicina rete viaria.

La fase iniziale dell'elaborazione ha riguardato la trasformazione delle registrazioni di campagna dal formato SEG 2 al formato gestibile dal pacchetto software utilizzato per l'elaborazione (Seismic Processing Workshop della Parallel Geoscience Corporation), e l'assegnazione della geometria di acquisizione. I sismogrammi grezzi sono stati esaminati uno per uno al fine di eliminare le tracce particolarmente rumorose e azzerare (muting) quei segmenti di traccia interessati da forti disturbi transitori. In quasi tutte le registrazioni, le tracce n° 5 e n° 7 contengono solo rumore strumentale a causa di un malfunzionamento dei canali di registrazione corrispondenti. Queste tracce sono state completamente azzerate e successivamente, per non perdere copertura, sono state ricostruite mediante interpolazione in dominio τ -p.

Dopo l'esame preliminare di tutte le registrazioni è stata eseguita una correzione di ampiezza delle tracce, sia per tener conto dell'attenuazione dovuta alla divergenza geometrica, sia per compensare il diverso accoppiamento della sorgente e dei ricevitori con il terreno lungo le linee sismiche. Successivamente è stata eseguita l'analisi spettrale dei dati. In Figura 5.3 sono riportati gli spettri di ampiezza delle tracce 1, 12 e 24 dei sismogrammi riportati in Figura 5.1. Il segnale sismico è presente nella banda spettrale compresa tra 15-20 Hz e circa 140-150 Hz. Solo sulle tracce vicine alla sorgente sono stati registrati segnali con frequenze maggiori di 150 Hz. Mediamente, le frequenze dominanti risultano nella banda tra 20 e 40 Hz, in cui si concentra l'energia delle onde di Love. Alle frequenze maggiori di 150 Hz è evidente solo rumore di fondo con ampiezze normalmente inferiori a 30-40 dB rispetto all'ampiezza massima.

Al fine di migliorare il rapporto S/N, dopo alcuni test di filtraggio in frequenza mirati all'attenuazione delle onde di Love, tutte le registrazioni sono state filtrate con un filtro passabanda di tipo Butterworth con frequenze di cut-off di 60 e 150 Hz, e pendenze pari a 24

dB/ottava. Nelle Figure 5.4 e 5.5 sono riportati rispettivamente i risultati del filtraggio eseguito sui sismogrammi delle Figure 5.1 e 5.2.

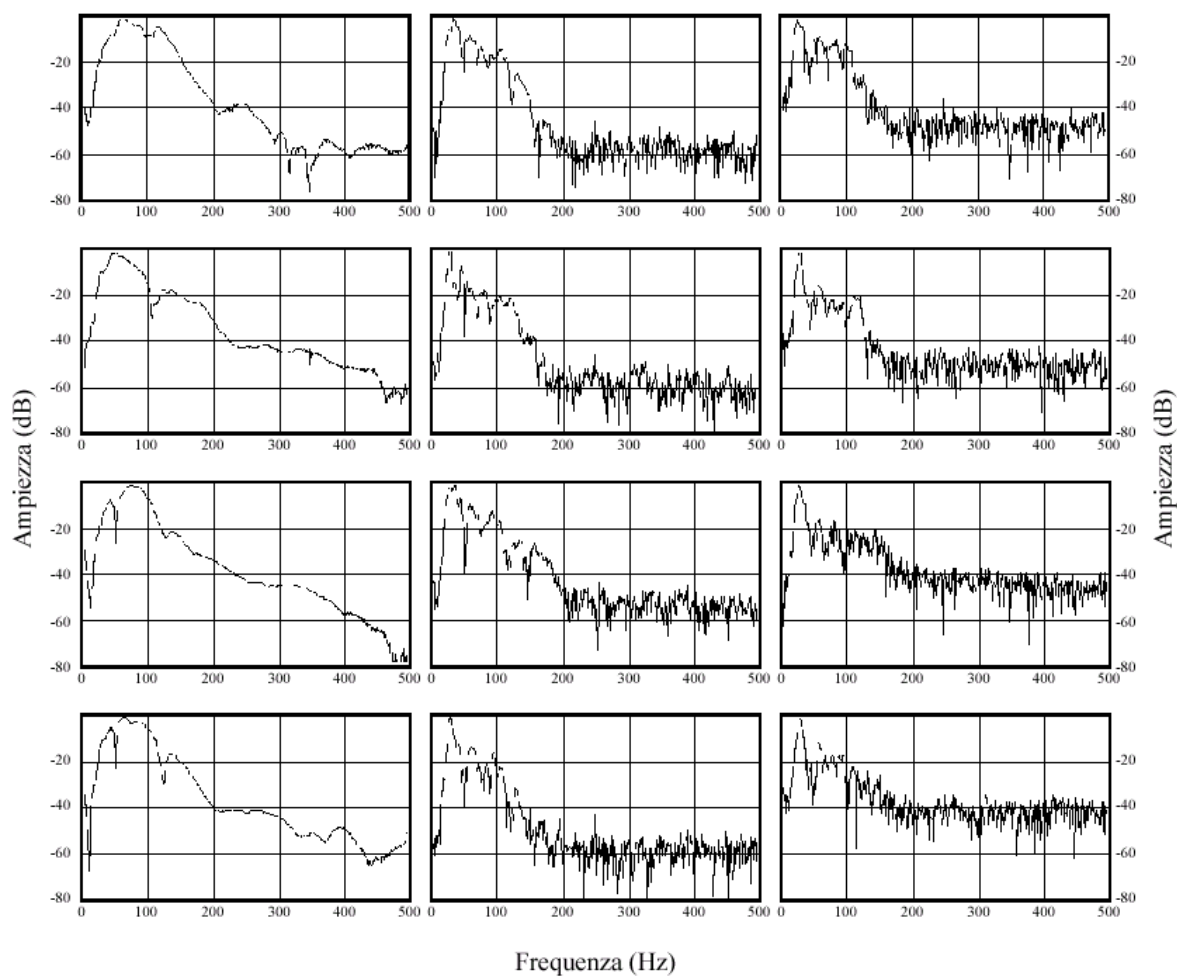


Fig. 5.3 – Spettri di ampiezza delle tracce 1, 12 e 24 (da sinistra a destra) delle registrazioni (dall'alto verso il basso) 5, 20, 55 e 76 relative alla linea Rifl_SH2.

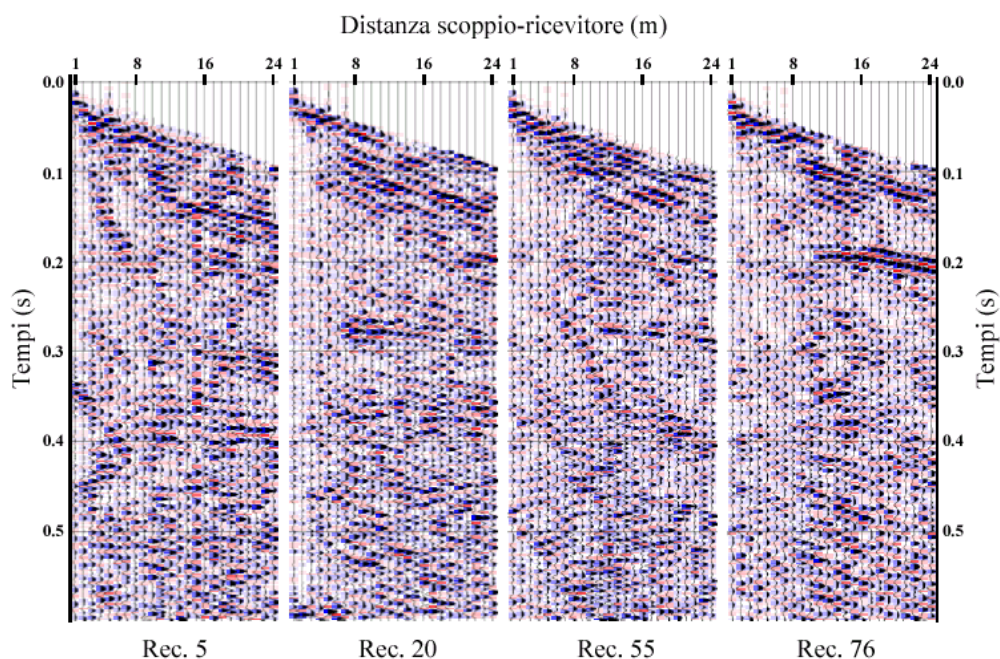


Fig. 5.4 – Regrazioni della linea Rifl_SH2 filtrate in frequenza.

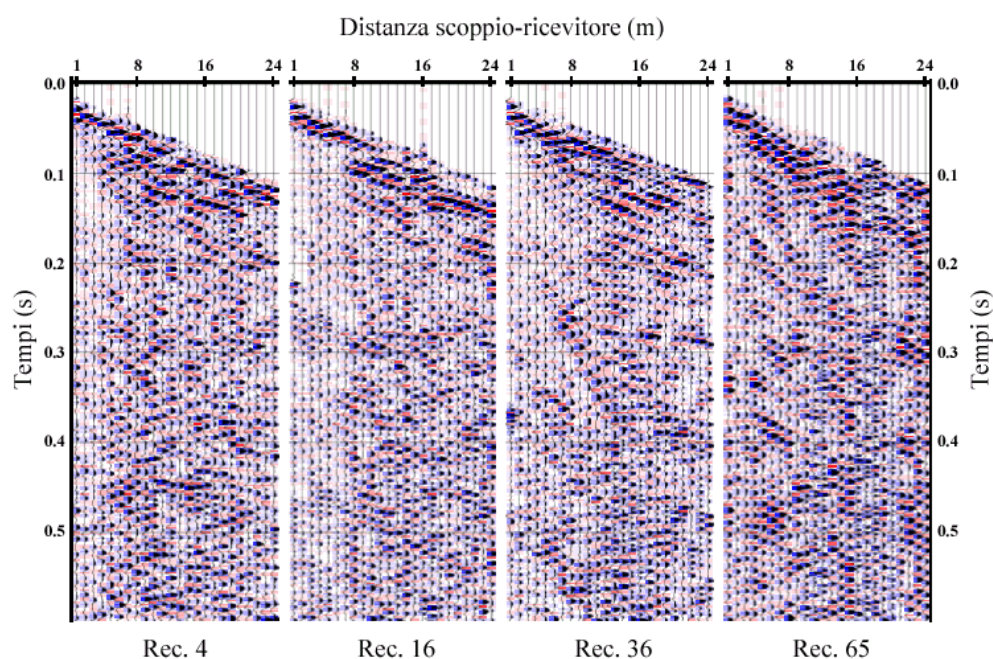


Fig. 5.5 – Regrazioni della linea Rifl_SH3 filtrate in frequenza.

L'applicazione del filtro ha sufficientemente attenuato le onde di Love anche se le componenti in alta frequenza (è evidente anche l'aliasing spaziale di queste componenti) continuano ad essere visibili soprattutto nei primi 200 ms. Il rapporto segnale/disturbo è stato sicuramente migliorato come dimostrato dalla visibilità di alcuni segnali riflessi. Tale miglioramento è abbastanza generalizzato per le registrazioni della linea Rifl_SH2 mentre non altrettanto si può dire per le registrazioni della linea Rifl_SH3. Nel primo caso sono visibili (non

solo nelle registrazioni della Figura 5.4), con buona continuità da una registrazione all'altra, delle riflessioni nella finestra temporale compresa tra circa 180 e 400 ms, mentre nel secondo caso solo sporadicamente si notano chiari eventi riflessi. Questi sono presenti soprattutto nelle registrazioni relative alla prima metà della linea (in prossimità del sondaggio S4) e normalmente visibili anch'essi in una finestra temporale compresa tra 180 e 400 ms. Per entrambe le linee, per tempi di registrazione inferiori a 150 ms, alcuni eventi, che potrebbero essere riflessioni, non hanno sufficiente continuità laterale a causa di interferenze con le componenti residue delle onde di Love.

Dopo il filtraggio in frequenza, i dati sono stati amplificati in ampiezza mediante l'applicazione di un operatore AGC (Automatic Gain Control), cioè mediante un programma di amplificazione a finestre variabili la cui funzione matematica viene calcolata in base al valore quadratico medio (RMS) delle ampiezze sismiche di ogni singola finestra. Ciò è stato fatto al fine di mettere maggiormente in evidenza i segnali riflessi, in vista soprattutto delle successive fasi di elaborazione: analisi di velocità e stacking dei dati.

A questo punto è stato eseguito il "CMP sorting", cioè le tracce sismiche con la stessa coordinata CMP (Common Mid Point = punto medio tra la posizione della sorgente e la posizione del ricevitore relative ad una determinata traccia) o, nel caso di riflettori orizzontali, caratterizzate da uno stesso CDP (Common Depth Point), sono state riunite creando le cosiddette "famiglie CMP". Le tracce di ciascuna famiglia CMP (in numero pari alla copertura CDP) una volta corrette per normal moveout (operazione che elimina l'effetto della diversa distanza tra sorgente e ricevitori) vengono sommate (stacking) tra loro per ottenere le tracce CDP, le quali, affiancate l'una all'altra, producono la sezione sismica. Per poter eseguire la correzione per normal moveout (NMO) è necessaria la conoscenza delle velocità di stack (un'approssimazione delle velocità quadratiche medie che meglio convertono le iperboli di riflessione in eventi orizzontali). A tale scopo viene eseguita l'analisi di velocità.

L'analisi di velocità è una delle fasi più critiche di tutto il processo di elaborazione, soprattutto quando, come nel presente caso, il rapporto S/N dei dati è basso. Tale analisi è stata condotta con il metodo delle CVS (Constant Velocity Stack = Sezioni a velocità costante), sicuramente il più adatto nei casi come il presente. Le velocità di stack ottimali sono state stimate facendo variare le velocità di stack tra i valori di 100 m/s e 350 m/s con passo di 5 m/s e valutando il miglior stack sulle sezioni risultanti. Dopo aver determinato una funzione preliminare di velocità, è stata eseguita una prima correzione per NMO. Sulle famiglie corrette è stato quindi fatto il calcolo delle correzioni statiche residue (le correzioni statiche residue vengono calcolate e applicate per eliminare le distorsioni delle iperboli di riflessione dovute

soprattutto a variazioni laterali di velocità, con lunghezza d'onda inferiore alla lunghezza dello stendimento) da applicare alle famiglie CMP prima della correzione per NMO. Il processo – stima di una funzione di velocità, correzione per NMO, calcolo e applicazione delle statiche residue – viene normalmente iterato diverse volte fino al raggiungimento di una funzione di velocità soddisfacente. Il calcolo delle statiche residue è stato eseguito statisticamente con una tecnica ai minimi quadrati, assegnando i seguenti parametri di ingresso: finestra di correlazione (finestra temporale in cui sono presenti chiari eventi riflessi) pari 300 ms compresa tra 150 e 450 ms; massimo valore ammissibile per la statica pari a 4 ms. In Figura 5.6 viene riportato il campo di velocità di stack relativo alla linea Rifl_SH2. Occorre sottolineare il fatto che l'analisi di velocità può essere fatta laddove siano visibili delle riflessioni: individuata un'iperbole di riflessione è possibile determinare la velocità di stack (che può essere considerata una buona approssimazione della velocità quadratica media dei materiali al di sopra dell'orizzonte che ha prodotto la riflessione) che meglio la corregge per NMO. Laddove non sia possibile individuare iperboli di riflessione, nessuna funzione di velocità può essere determinata. Nel caso in esame, è stato possibile determinare sufficientemente bene il campo di velocità per la linea Rifl_SH2; per la linea Rifl_SH3, solo nella prima parte è stato possibile determinare alcune funzioni di velocità.

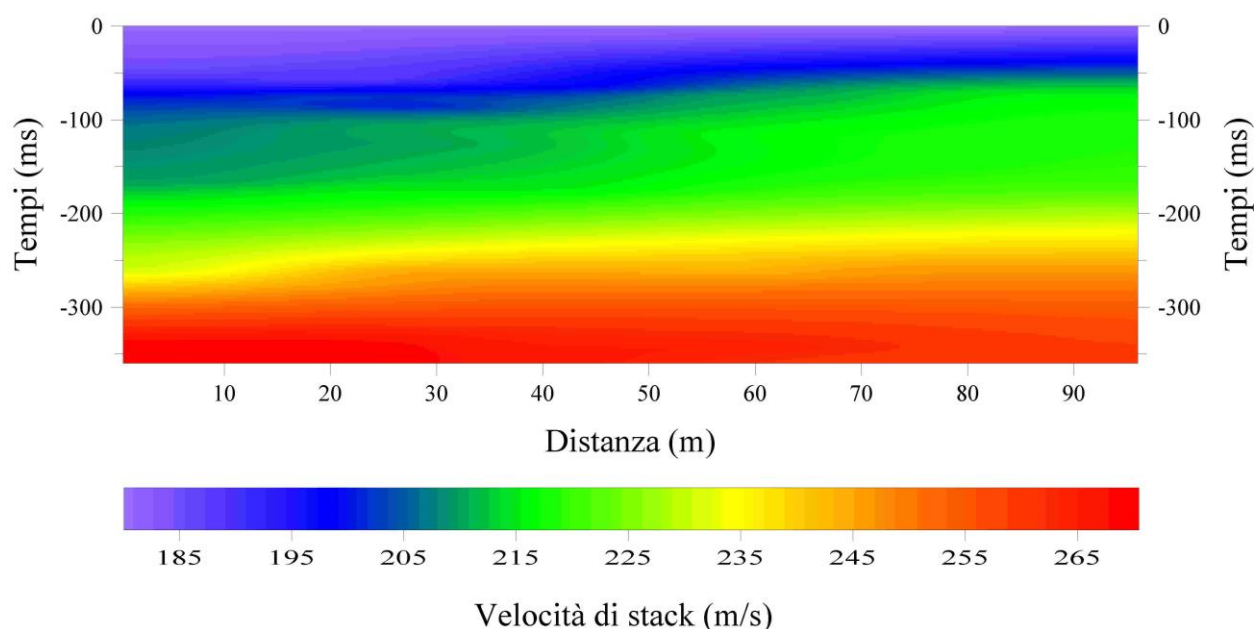


Fig. 5.6 – Campo di velocità di stack utilizzato per la correzione di NMO dei dati della linea Rifl_SH2. Esso è stato ottenuto interpolando le funzioni di velocità ricavate da 18 famiglie CMP equispaziate lungo la linea sismica.

5.2. Risultati

Le famiglie CMP corrette per NMO con le funzioni finali di velocità hanno fornito le sezioni sismiche mostrate nelle Figure 5.7 e 5.8. La prima sezione tempi (linea Rifl_SH2) è sicuramente di qualità superiore rispetto alla seconda (linea Rifl_SH3). In essa sono chiaramente visibili 4 riflettori sub-orizzontali alcuni dei quali mostrano un'elevata continuità laterale.

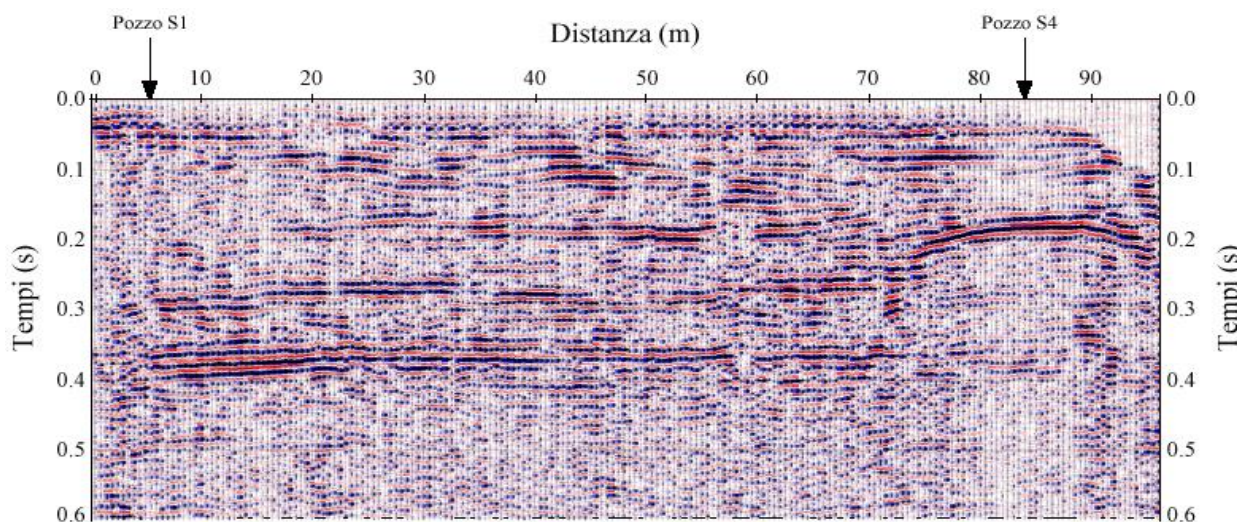


Fig. 5.7 – Sezione tempi Rifl_SH2 ottenuta utilizzando il campo di velocità mostrato in Figura 5.6. La spaziatura tra le tracce CDP è di 0.5 m.

In particolare, andando dall'alto verso il basso, possono essere distinti:

- 1- Un riflettore al tempo T_0 (tempo di andata e ritorno) di circa 80 ms. La continuità laterale non è molto buona e a tratti sembra avere ondulazioni. Queste caratteristiche sono dovute molto probabilmente alle interferenze con le componenti in alta frequenza (non del tutto eliminate in fase elaborazione) delle onde di Love.
- 2- Un riflettore al tempo T_0 di circa 180 ms con una buona continuità laterale soprattutto tra le progressive 20 e 70 m. Dalla progressiva 74 m fino all'estremità della sezione è presente una forte riflessione – diffrazione centrata sulla posizione del sondaggio S4. Probabilmente si tratta di un segnale derivante dalla perforazione del sondaggio.
- 3- Un riflettore con un tempo T_0 intorno a 260 – 270 ms, anch'esso con una buona continuità laterale sino alla progressiva di 70 m.
- 4- Infine, un quarto riflettore con un tempo T_0 intorno a 350-360 ms, le cui caratteristiche di continuità laterale e intensità sono certamente le migliori.

Analizzando le ampiezze dei suddetti riflettori, e soprattutto per i due più profondi, si nota una lenta ma continua diminuzione di intensità andando dall'inizio alla fine della sezione, che suggerisce una corrispondente graduale diminuzione dei contrasti di velocità.

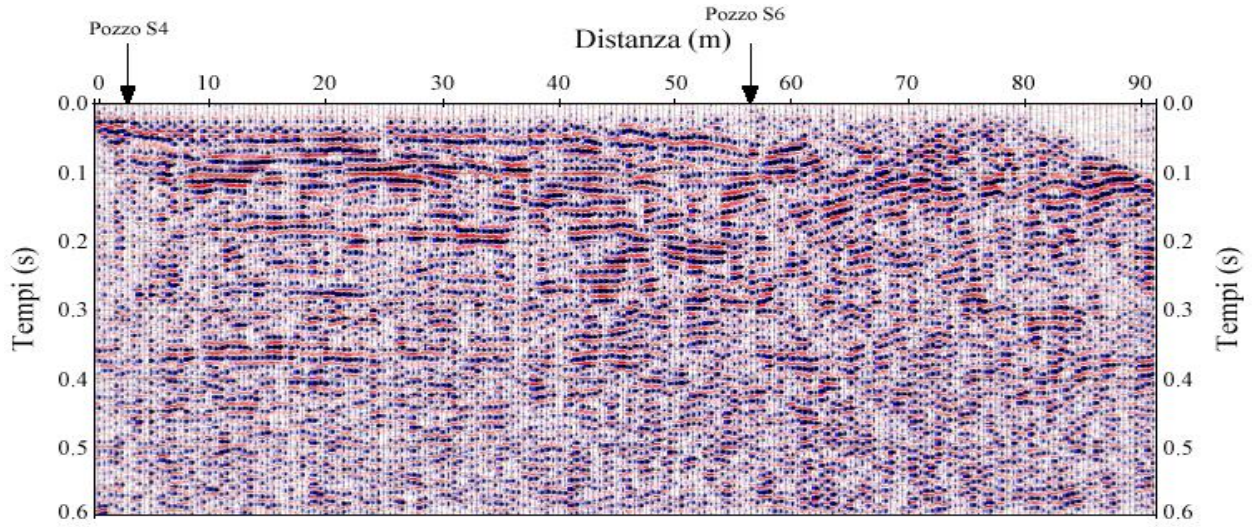


Fig. 5.8 – Sezione tempi Rifl_SH3. La spaziatura tra le tracce CDP è di 0.5 m.

Sulla sezione Rifl_SH3 si intravedono dei riflettori (peraltro gli stessi presenti sulla prima sezione) solo nella prima parte della sezione, tra la progressiva 0 m e la progressiva di circa 40m. L'intensità delle riflessioni è notevolmente inferiore a quella riscontrata nella sezione Rifl_SH2. Dalla progressiva 40-45 m in poi i segnali riflessi spariscono quasi del tutto (si riesce a seguire, seppure con difficoltà, solo il riflettore più profondo) sia per l'elevata rumorosità dei dati, sia per la probabile diminuzione dei contrasti di velocità lungo le interfacce interessate, insufficienti per generare riflessioni registrabili.

In Figura 5.9 è mostrata la sezione profondità relativa alla linea Rifl_SH2. Tale sezione è stata ottenuta dalla sezione tempi (Figura 5.7) convertendo i tempi di riflessione in profondità mediante le velocità di intervallo (Figura 5.10) calcolate con la formula di Dix (1955):

$$V_k = \sqrt{\frac{1}{\Delta t_k} \left(V_{RMS(k)}^2 \sum_{i=1}^k \Delta t_i - V_{RMS(k-1)}^2 \sum_{i=1}^{k-1} \Delta t_i \right)} \quad (10)$$

dove V_k è la velocità di intervallo dello strato compreso tra il k -esimo riflettore e il $(k-1)$ -esimo; $V_{RMS(k)}$ è la velocità quadratica media (che viene considerata uguale alla velocità di stack) al riflettore k -esimo; e Δt_k è la differenza tra i tempi di riflessione ai riflettori k e $k-1$.

Il modello di terreno ricavabile dalla sezione profondità è costituito da un insieme di strati individuati da interfacce suborizzontali; più in particolare si ha:

- 1- uno strato superficiale compreso tra il piano di campagna e la profondità di circa 7-10 m caratterizzato da velocità mediamente minori di 200 m/s;
- 2- da circa 10 m fino a circa 18-20 m è presente uno strato in cui la velocità delle onde S varia tra 200 e 240 m/s. Nella parte iniziale della sezione il contrasto di velocità all'interfaccia di base è meno marcato che nelle altre parti;

- 3- sotto i 20 m, e per spessori di circa 10-12 m, è presente uno strato in cui la velocità delle onde di taglio varia tra 240 e 300 m/s. Con riferimento alla Figura 5.9, i valori aumentano dalla parte sinistra verso la parte della sezione.
- 4- Infine, è presente uno strato, che si estende fino a circa 46 m, caratterizzato da velocità superiori a 300 m/s con valori massimi di 380-400 m/s nella parte iniziale della sezione.

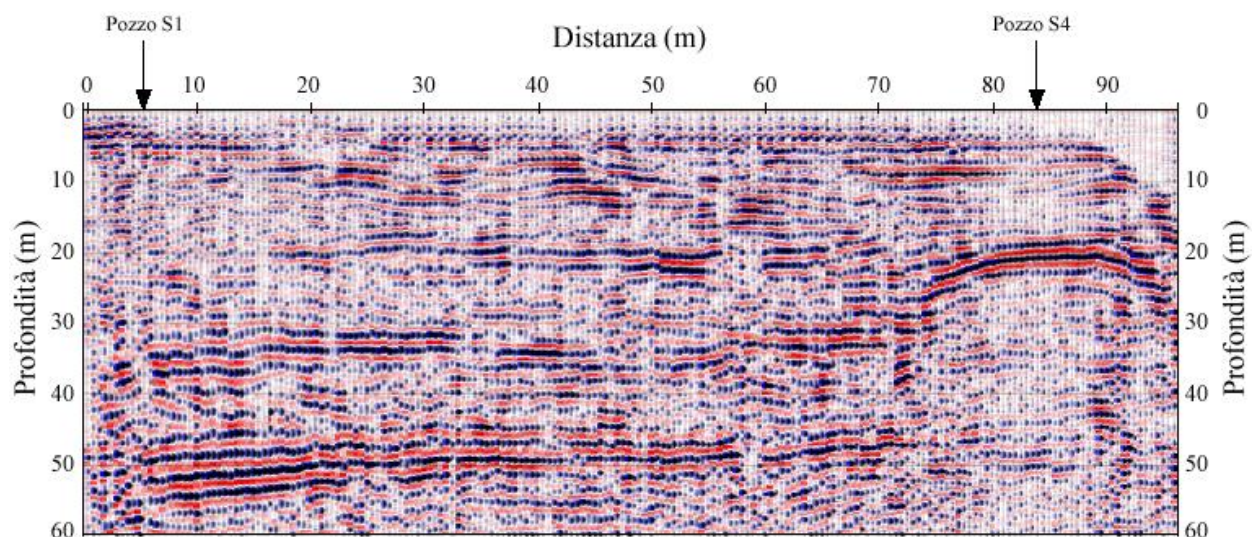


Fig. 5.9 – Sezione profondità Rifl_SH2.

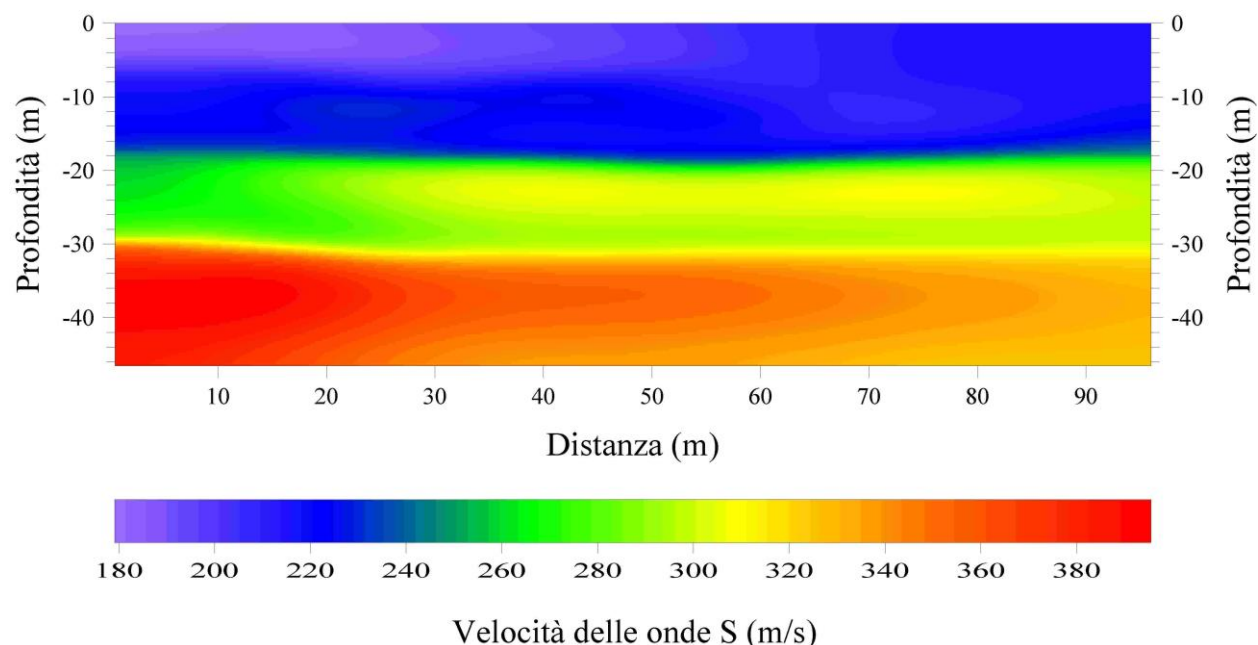


Fig. 5.10 – Velocità di intervallo ottenute trasformando con la formula di Dix le velocità di stack della Figura 5.6. L'apparente inversione di velocità intorno ai 30 m (colore verde al di sotto del giallo in figura) in realtà non è presente nei dati ed è esclusivamente dovuto ad una non perfetta interpolazione. Si ha solo un graduale avvicinamento dei valori di velocità.

Per i materiali presenti a maggiori profondità non si ha nessuna informazione. Occorre inoltre osservare che, a causa dei possibili errori presenti nelle velocità di stack, e quindi nelle velocità di intervallo, le profondità stimate dei riflettori possono avere un errore di circa il 10%.

Per la sezione Rifl_SH3 non è stata fatta la conversione in profondità data l'elevata rumorosità dei dati e l'elevata incertezza sulle velocità stimate. Tuttavia, per la porzione di sezione in cui sono visibili i riflettori, e supponendo gli stessi valori di velocità stimati sui dati della linea Rifl_SH2, le profondità dovrebbero essere simili a quelle ricavate per l'altra sezione.

BIBLIOGRAFIA

- Dobrin, M.B., and Savit, C.H., 1988. Introduction to Geophysical prospecting. McGraw-Hill Book Co.
- Dix, C.H., 1955, Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, 20, 68-86.
- Loke, M.H., 2001. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys. www.geoelectrical.com
- Sambuelli, L., and Deidda, G.P., 1998. Trasduttore di onde elastiche con sensibilità incrementata alle onde di taglio. Brevetto italiano TO98A000030.
- Sambuelli, L., and Deidda, G.P.. Geophone and method for the study of elastic wave phenomena. European patent WO9936799 (1999), Australian patent AU1885399 (2000), Canadian patent CA2318036 (2001), US Patent US 6366537B1 (2002).
- Sambuelli, L., Deidda, G.P., Albis, G., Giorcelli, E., and Tristano, G., 2001. Comparison of standard horizontal geophones and newly designed horizontal detectors. *Geophysics*, 66, 1827-1837.
- Schuster, G.T., and Quintus-Bosz, A., 1993. Wavepath eikonal traveltime inversion: Theory. *Geophysics*, 58, 1314-1323.
- Steeple, D.W., 2000. A review of shallow seismic methods. *Annali di Geofisica*, vol. 43, N. 6, 1021-1044.
- Yilmaz, O., 1987. Seismic data processing. SEG, Society of Exploration Geophysicists.