

Attuazione dell'articolo 11 della legge 24 giugno 2009, n. 77

MICROZONAZIONE SISMICA

RELAZIONE DELLE INDAGINI GEOFISICHE

Regione Toscana Comune di Montemignaio (AR)



Regione	Soggetto realizzatore:	Data
Regione Toscana – Settore Sismica	Comune di Montemignaio /Servizio Assetto del Territorio/RUP Professionisti incaricati: Dott. Geol. Cristian Pieroni Dott. Geol. Francesco Puccetti	Giugno 2022

INDICE RELAZIONE

1 – PREMESSA	2
1.1 UBICAZIONE AREA DI STUDIO	2
1.2 INDAGINI GEOFISICHE ESEGUITE	2
1.3 STRUTTURA DELLA RELAZIONE	2
2 – LE ONDE DI SUPERFICIE	3
2.1 DESCRIZIONE DELLE ONDE DI SUPERFICIE	3
2.2 CENNI TEORICI	4
2.3 PROPRIETA' RIASSUNTIVE DELLE ONDE SUPERFICIALI	7
3 – INDAGINE SISMICA A RIFRAZIONE	9
3.1 PROCEDURE DI CAMPAGNA	9
3.2 METODI DI ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI A RIFRAZIONE	10
4 – BIBLIOGRAFIA	12

ALLEGATI

- ALLEGATO GRAFICO: ELABORAZIONI INDAGINI SISMICA A RIFRAZIONE P/SH
- ALLEGATO GRAFICO: UBICAZIONE DELLE INDAGINI GEOFISICHE

1 – PREMESSA

Il presente documento riguarda la descrizione, l'elaborazione e i risultati delle indagini geofisiche, di tipo sismico attivo e passivo, condotte a supporto degli studi di microzonazione sismica di livello 2 del Comune di Montemignaio (AR).

Lo studio di microzonazione sismica (MS) di livello 2 rappresenta un livello propedeutico a successivi studi di MS (livello 3) e consiste in un approfondimento di indagini al fine di determinare il fattore di amplificazione di ciascuna area individuata nello studio di MS1.

Tale approfondimento quindi è finalizzato alla realizzazione della Carta dei fattori di amplificazione in prospettiva sismica e quindi alla valutazione della pericolosità utile per le scelte di pianificazione attuativa, con l'intento di perseguire ed assicurare la riduzione del rischio sismico, evidenziando le criticità e identificando le aree per le quali sono richiesti studi di approfondimento (MS3).

1.1 – UBICAZIONE AREA DI STUDIO

Le indagini geofisiche integrate, sono state eseguite all'interno del territorio del Comune di Montemignaio sia in aree urbane sia in aree limitrofe per meglio correlare ed interpretare i dati ottenuti.

Per la visualizzazione dell'ubicazione di ciascuna indagine geofisica svolta si rimanda alla cartografia tematica realizzata.

1.2 – INDAGINI GEOFISICHE ESEGUITE

La caratterizzazione dal punto vista sismico del terreno è stata condotta mediante la realizzazione delle seguenti tipologie di prove geofisiche sia attive che passive:

n. 3 indagini sismiche attive P/SH, per la determinazione dei profili sismostratigrafici.

1.3 – STRUTTURA DELLA RELAZIONE

La presente relazione descriverà i metodi di indagine utilizzati, illustrerà la metodologia di acquisizione, la strumentazione utilizzata, le tecniche e modalità di inversione/interpretazione, e verranno mostrati, in allegato, i risultati ottenuti con la campagna di prospezione geofisica sismica integrata, a supporto della caratterizzazione sismica del sottosuolo relativamente alle diverse aree di indagine.

Verranno quindi in un primo momento illustrate e descritte le varie tecniche di acquisizione dei dati geofisiche, successivamente verranno riportate le modalità di elaborazione dei dati ed infine mostrati i risultati ottenuti.

2 – LE ONDE DI SUPERFICIE

2.1 – DESCRIZIONE DELLE ONDE DI SUPERFICIE

Le onde superficiali si generano ogni qual volta esiste una superficie libera.

Vengono a crearsi quindi a causa dell'interazione delle onde di corpo con una superficie di discontinuità fisica, la più studiata delle quali è la superficie libera della Terra.

Queste onde si propagano solo lungo la superficie o nell'interfaccia tra due strati con proprietà fisiche diverse.

La velocità delle onde di superficie è inferiore alla velocità delle onde di volume, per cui il loro arrivo è successivo all'arrivo delle Onde P ed S.

Esistono due tipi di onde di superficie, chiamate coi nomi dei due fisici che per primi le studiarono: Onde di Rayleigh e Onde di Love.

- Onde di Rayleigh

Quando un'onda S (componente SV) assieme ad un'onda P incide sulla superficie libera dalla componente vettoriale delle due si generano onde superficiali che si propagano lungo la superficie stessa.

Queste onde esistono sia in semispazi omogenei (in questo caso la loro velocità è circa 0,92 volte la velocità delle onde S) che disomogenei (in cui risulta essere un'onda dispersa, ossia la sua velocità è anche funzione della sua frequenza).

Il loro moto è vincolato in uno spazio verticale contenente la direzione di propagazione dell'onda.

Si dimostra che una particella investita da questo tipo di onda vicina alla superficie, percorre un moto ellittico retrogrado lungo la direzione di propagazione (Fig. 1).

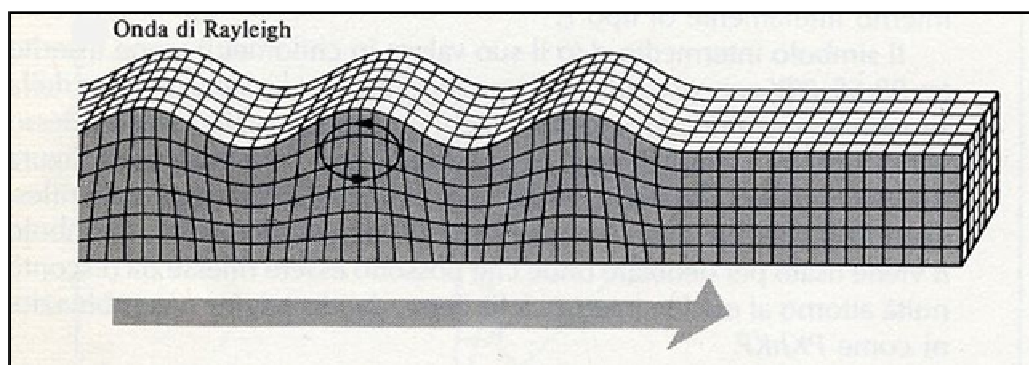


Fig. 1 - Schema di propagazione delle Onde di Rayleigh (fonte immagine www.ingv.it)

- Onde di Love

Le onde di Love sono onde superficiali, anch'esse generate dall'incontro delle Onde S (componente SH) con la superficie libera del terreno, ma vengono generate solo nei mezzi in cui la velocità delle Onde S aumenta con la profondità (un mezzo quindi disomogeneo) di conseguenza sono onde sempre disperse.

Le Onde di Love fanno vibrare il terreno sul piano orizzontale in direzione ortogonale rispetto alla direzione di propagazione dell'onda (Fig. 2).

La velocità delle onde di Love è maggiore di quella delle onde S negli strati più superficiali della crosta, ma minore della stessa negli strati più bassi.

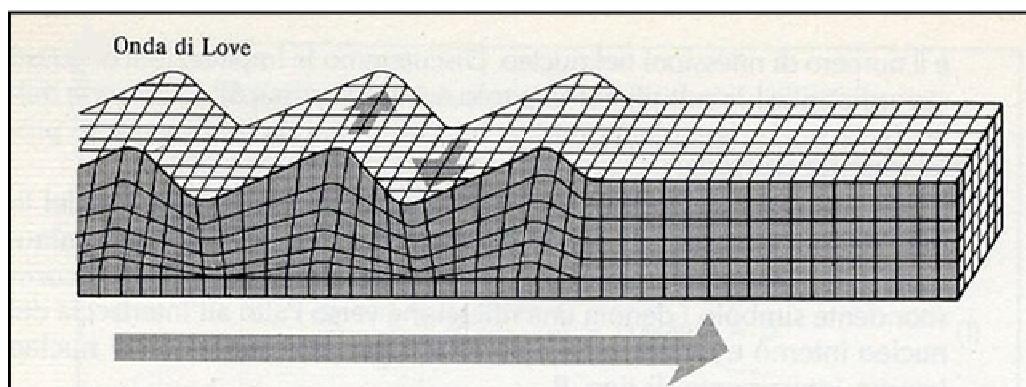


Fig. 2 - Schema di propagazione delle onde di Love (fonte immagine www.ingv.it)

2.2 – CENNI TEORICI

Nella maggior parte delle indagini sismiche di superficie, quando viene utilizzata una sorgente di onde di compressione, oltre due terzi del totale di energia sismica complessivamente generata è trasmessa mediante onde di Rayleigh.

Se consideriamo la variazione di velocità verticale in mezzi eterogenei noteremo che le onde di Rayleigh hanno un comportamento dispersivo, vale a dire che la velocità di gruppo non coincide con la velocità di fase di ciascuna frequenza.

Detto questo all'aumentare della lunghezza d'onda λ aumenta la profondità della parte interessata dalla perturbazione.

Sapendo che la lunghezza d'onda è legata al periodo T dell'onda mediante la relazione:

$$\lambda = V \cdot T$$

se ne deduce che, a parità di velocità (V), la profondità cresce all'aumentare del periodo e al diminuire della frequenza (si ricorda che $T = 1/f$ dove f è la frequenza).

In pratica, al crescere del periodo, aumenta la sensibilità dell'onda a caratteristiche del terreno sempre più profonde.

Il terreno inoltre agisce da filtro passa basso quindi le frequenze più alte possono essere indicative soltanto per gli strati più superficiali.

Nel caso delle onde Rayleigh, lo strato coinvolto nella perturbazione ha uno spessore dell'ordine di circa 0.5λ (Choon B.Park et al, 1997).

L'immagine sottostante (Fig. 3) riassume il concetto per cui considerando due componenti una ad alta frequenza e corta lunghezza d'onda (a sinistra) e una a bassa frequenza e quindi grande lunghezza d'onda (a destra), la velocità di propagazione della prima dipende dal materiale più superficiale (quindi dalle caratteristiche ad esempio del primo strato) mentre la seconda viaggerà ad una velocità che dipende da tutto il materiale fino in profondità (quindi dalle caratteristiche di tutti gli strati che compongono questo ipotetico modello).

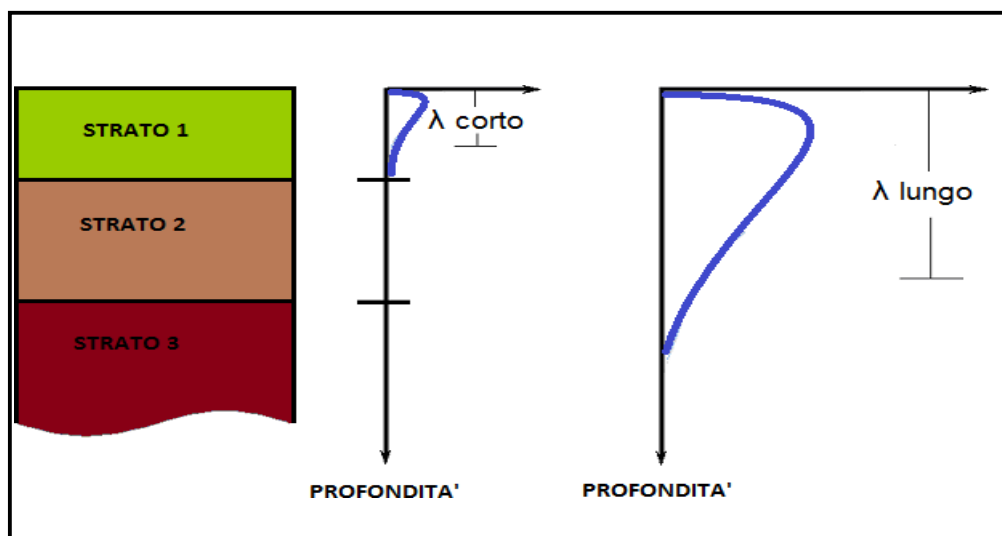


Fig. 3 - Corrispondenza tra lunghezza d'onda e profondità investigata

La distribuzione della velocità di fase in funzione della frequenza prende il nome di curva di dispersione.

E' chiaro quindi che più un modello di terreno è eterogeneo e maggiore sarà il grado di dispersione delle onde superficiali (Fig. 4).

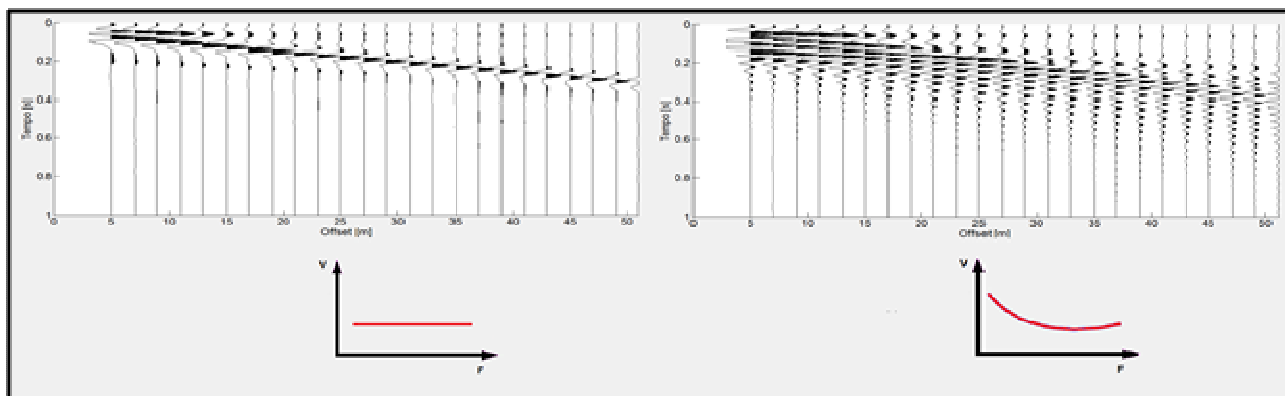


Fig. 4 - A sinistra, sismogramma risultante su terreno non dispersivo con sotto relativo andamento della curva di dispersione. A destra, sismogramma risultante su terreno dispersivo con sotto relativo andamento della curva di dispersione.

Un altro importante aspetto è connesso con la possibilità che questo tipo di onde, in presenza di eterogeneità verticali, manifestino anche una natura multimodale, vale a dire che la loro propagazione può avvenire, per una data frequenza, solo a determinate velocità (modi di propagazione).

Il modo che presenta la velocità di propagazione più bassa è detto modo fondamentale, mentre i restanti costituiscono i modi superiori.

In caso di strati eterogenei e con velocità crescenti il modo fondamentale è quello più energetico.

E' stato osservato che i modi superiori hanno origine in presenza di inversioni di velocità (Fig. 5) o di contrasti di velocità molto forti tra due strati (Cercato, 2008).

In questo caso i modi superiori sono caratterizzati da energia superiore rispetto al modo fondamentale.

Molto spesso può accadere che ci siano dei “salti di modo” tra il fondamentale e i superiori e viceversa quindi il solo basarsi sul modo fondamentale implica in alcuni casi una scorretta inversione dei dati.

I modi superiori vengono sempre più usati infatti il loro utilizzo nelle elaborazioni unitamente al modo fondamentale, può aiutare a vincolare meglio il modello V_s del sottosuolo, soprattutto in profondità. I più comuni software in commercio ne prevedono l'uso.

La dispersione delle onde superficiali quindi, elemento di disturbo negli altri tipi di indagini (sismica a rifrazione e a riflessione), risulta invece, grazie a questa sua proprietà, estremamente utile per calcolare le proprietà elastiche dei mezzi presenti in superficie.

Dalla curva di dispersione, in particolare dallo studio del modo fondamentale, infatti si può ricavare, attraverso l'operazione di inversione dei dati, il profilo di Velocità V_s e gli spessori degli strati indagati, parametri fondamentali sia in ingegneria sia in geofisica di esplorazione.

La stessa curva di dispersione inoltre può essere calcolata a partire dal sismogramma iniziale $x-t$ (offset-tempi) sia in forma generale in un diagramma $F-V$ (frequenze-velocità), sia in un diagramma $F-L$ (frequenze-lentezze dal momento che $L = 1/V$), sia in un diagramma $F-K$ (frequenze-numeri d'onda dal momento che $f=1/T$ quindi $V = \lambda f = 2\pi f / K$) sia in un diagramma $T-V$ o $T-L$ (tempi-velocità o tempi-lentezze).

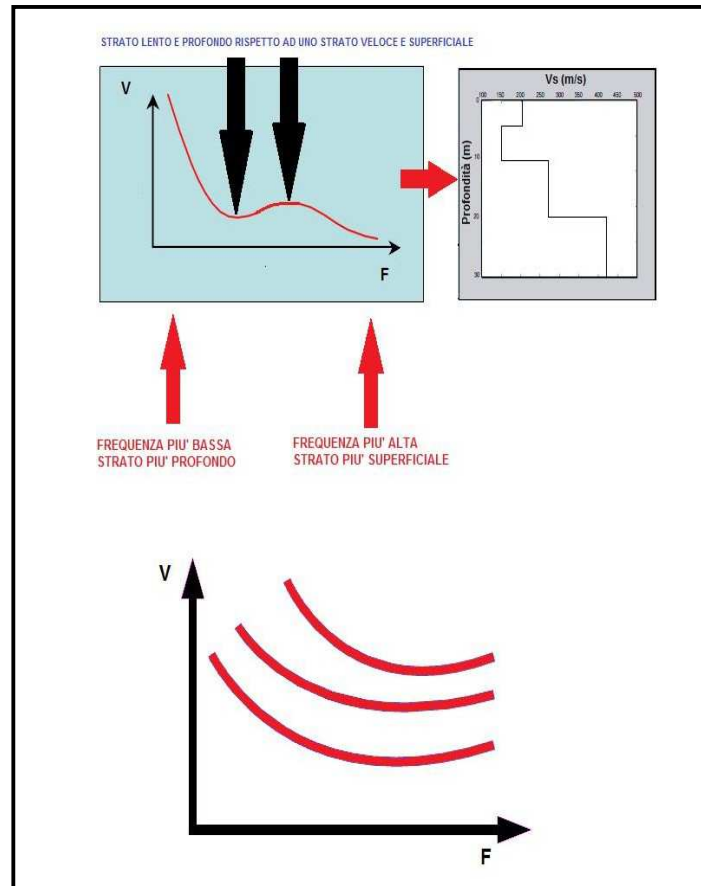


Fig. 5 - In alto, curva di dispersione con la presenza di inversione di velocità. In basso, andamento tipico della curva di dispersione (Modo Fondamentale e Modi Superiori); all'aumentare della frequenza diminuisce la velocità.

2.3 – PROPRIETÀ RIASSUNTIVE DELLE ONDE SUPERFICIALI

1. Circa il 67% dell'energia rilasciata da un qualsiasi tipo di sorgente genera onde di superficie.
2. L'ampiezza delle onde superficiali caratterizzate da un fronte d'onda cilindrico, la cui area risulta $2\pi xz$, è notevolmente maggiore rispetto alle onde di corpo che invece presentano fronte d'onda sferico.

Questo significa che per conservare l'energia (dal momento che l'energia è proporzionale al quadrato dell'ampiezza dell'onda) l'ampiezza dell'onda di superficie alla distanza X deve essere proporzionale a $1/X$. Il fronte d'onda delle onde di corpo invece è sferico (area relativa $4\pi x^2$) quindi

l'ampiezza alla distanza X è proporzionale a X^{-2} il che significa che decade molto più velocemente delle onde superficiali.

3. Lo studio delle onde superficiali non è limitato, a differenza del metodo a rifrazione, dalla presenza di inversioni di velocità in profondità.

4. La propagazione delle onde di Rayleigh è influenzata prevalentemente da V_s e dallo spessore h degli strati mentre le velocità V_p e la densità possono essere trascurate. La velocità delle onde di Rayleigh è circa il 90 % della velocità delle V_s .

5. La proprietà della dispersività permette il calcolo della curva di dispersione dalla quale è possibile ricavare i parametri fondamentali del modello di terreno in superficie. Le indagini geofisiche nell'ambito della seguente relazione sono state svolte utilizzando un sismografo DOREMI prodotto dall'azienda SARA Electronic Instruments s.r.l.

3 – INDAGINE SISMICA A RIFRAZIONE

Le indagini geofisiche nell'ambito della seguente relazione sono state svolte utilizzando un sismografo DOREMI prodotto dall'azienda SARA Electronic Instruments s.r.l.

Di seguito vengono elencate le caratteristiche tecniche:

Classe strumentale: sismografo multicanale per geofisica

Topologia: rete differenziale RS485 half-duplex multipunto

Lunghezza max rete: virtualmente illimitata con l'uso di ripetitori

N. max canali per tratta: 255

Dimensioni elemento: 80x55x18 mm

Peso: 250 g (per elemento con cavo di 5 metri)

Cavo: per geofisica 1x2x0.5 + 1x2x0.25 twisted pair schermato

Memoria: 60 kBytes (30000 campioni)

Frequenze selezionabili: da 500 a 20000 Hz (passi di campionamento da 2 a 0.05 ms)

Convertitore: tipo SAR a 16 bit (96 dB)

Amplificatore: ultra-low noise con ingresso differenziale

Banda passante: 2Hz - 200Hz

Reiezione modo comune: >80dB

Diafonia (crosstalk): zero, la trasmissione è digitale

Dinamica del sistema Risoluzione: 7.6 μ V @ 27dB; 0.076 μ V @ 60dB

Dinamica di base: 96dB (16 bit) S/N ratio fra 0.5 e 30Hz: >94dB (> 150dB con l'uso del PGA)

Alimentazione: batteria ricaricabile interna operativa 10-15Vdc

Consumo di energia: Interfaccia 80 mA, canale 30mA per una stringa da 12 canali: < 500mA

3.1 – PROCEDURE DI CAMPAGNA

I cavi sismici sono stati stesi lungo la zona di interesse e ad essi sono stati collegati i geofoni precedentemente infissi nel terreno alle equidistanze prestabilite.

L'energizzazione del terreno per generare onde elastiche di tipo P è stata effettuata mediante massa battente da 8 Kg: l'impatto rende operativo, tramite un accelerometro posto in prossimità della piastra di battuta (trigger), il sistema di acquisizione dati, permettendo così la registrazione ai geofoni della forma d'onda rappresentativa della velocità di spostamento del suolo.

Per quanto riguarda invece l'energizzazione delle onde SH è stata utilizzata sempre una mazza da 8 Kg e la battuta è stata eseguita all'interno di buche con pareti a 90° colpendo su ambo i lati in maniera trasversale allo stendimento dei geofoni.

Al fine di ottenere una migliore risoluzione della sismo-stratigrafia, i punti di energizzazione, detti punti di scoppio (shot points), sono stati disposti simmetricamente rispetto al profilo: ai suoi estremi, esternamente ed a distanze variabili entro il profilo stesso (in questo caso solo in posizione centrale).

La profondità di investigazione è, in linea teorica direttamente correlata alla lunghezza del profilo, alla distanza dei punti di energizzazione esterni e soprattutto al contrasto di velocità dei mezzi attraversati.

I tempi di arrivo delle onde sismiche nel terreno sono funzione della distanza tra i geofoni, delle caratteristiche meccaniche dei litotipi attraversati e della loro profondità.

3.2 – METODI DI ELABORAZIONE DEI DATI SISMICI A RIFRAZIONE

La procedura d'elaborazione dati consiste di due fasi: la lettura dei tempi d'arrivo ai vari geofoni dello stendimento per ciascuna energizzazione effettuata e la loro successiva elaborazione mediante metodi di calcolo.

I tempi di primo arrivo delle onde sismiche vengono riportati su diagrammi spazio-tempo (dromocrone) nei quali l'asse dei tempi ha l'origine coincidente con l'istante in cui viene prodotta l'onda sismica (to), mentre nelle ascisse si hanno le distanze relative fra i geofoni dello stendimento.

Tali diagrammi consentono di determinare, nei punti di flesso, le variazioni di velocità fra i vari strati attraversati dai raggi sismici e, tramite elaborazioni, le profondità a cui si verificano tali variazioni.

Il procedimento di elaborazione dei tempi d'arrivo per ottenere le profondità dei rifrattori, utilizza più metodi: il Metodo del tempo di ritardo (delay time), il Metodo del tempo di intercetta, il Metodo reciproco generalizzato (G.R.M.) proposto da Palmer (1980) ed il Metodo Tomografico.

Il G.R.M. è un metodo interpretativo che si basa su tempi d'arrivo da energizzazioni coniugate, effettuate cioè da parti opposte del profilo sismico: tramite la determinazione di due funzioni (analisi della velocità e tempo-profondità) si determinano le velocità e quindi le profondità dei rifrattori individuati sulle dromocrone.

La funzione di analisi della velocità corrisponde al tempo necessario al raggio sismico a percorrere un tratto di lunghezza nota sul rifrattore (distanza intergeofonica), per cui la sua determinazione permette di ottenere una precisa stima della velocità delle onde sismiche sul rifrattore stesso.

Tramite un procedimento di migrazione dei dati, sia la funzione tempo-profondità che quella di analisi della velocità vengono calcolate per distanze intergeofoniche crescenti (da 0 a multipli interi dell'equidistanza dei geofoni): viene scelta poi quella distanza per la quale le curve presentano il miglior andamento rettilineo.

Il G.R.M., a differenza del metodo del tempo d'intercetta, permette anche di verificare e di individuare, con metodi di calcoli indiretti, la presenza di eventuali strati nascosti (di limitato spessore e/o basso contrasto di velocità) e strati a bassa velocità nella serie stratigrafica.

Negli strati nascosti si ha sempre un aumento di velocità con la profondità, ma il loro spessore è sottile e/o il contrasto di velocità con lo strato sottostante è piccolo, per cui i raggi sismici che partono da questi strati vengono oscurati dai raggi che partono dallo strato sottostante. Gli strati a bassa velocità presentano invece una velocità sismica minore rispetto allo strato sovrastante (inversione di velocità), per cui alla loro interfaccia non si verifica una rifrazione critica e così non vengono evidenziati sul grafico tempo-distanza.

L'individuazione di eventuali strati nascosti e/o inversioni di velocità viene effettuata attraverso il confronto fra i valori delle funzioni tempo-velocità misurate e quelle ricalcolate in base al valore di XY utilizzata per l'elaborazione (Palmer 1980).

Il Metodo tomografico permette di intervenire sui parametri del modello e di "controllare" le iterazioni successive, al fine di ridurre l'errore quadratico medio (indice della differenza tra i percorsi delle onde sismiche calcolati e quelli misurati).

A partire dal modello con parametri predefiniti dall'operatore (numero di iterazioni da effettuare, intervallo delle velocità sismiche di riferimento, posizione delle celle, dimensione delle celle e forma delle celle), i valori iniziali di velocità sismica relativi alle singole celle vengono modificati mediante iterazioni successive allo scopo di "fittare" i segmenti dei percorsi sismici e renderli compatibili con le misure sperimentali.

L'obiettivo è quindi il calcolo del tempo di transito dell'onda attraverso le celle del modello ed il confronto di tale tempo con quello sperimentale.

Attraverso successivi processi iterativi si determina un modello di velocità sismica finale che permette di soddisfare contemporaneamente le caratteristiche dei vari raggi sismici.

4 – BIBLIOGRAFIA

C. Park, R. Miller, J. Xia. Multichannel Analysis of Surface Waves, *Geophysics*, 64(3), 800-808, 1999.

C. Park, R. Miller, J. Xia and J. Ivanov. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) – active and passive methods, *The Leading Edge* (January 2007).

M. Cercato. Addressing non-uniqueness in linearized multichannel surface wave inversion, *Geophysical Prospecting*, 00, 1-21, 2008.

S. Foti, F. Santucci de Magistris, F. Silvestri, C. Eva. Valutazione degli standard di esecuzione e dell'efficacia delle indagini di sismica attiva e passiva, 2008.

D. Albarello, S. Castellaro. Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola *Ingegneria Sismica Anno XXVIII – n. 2 – 2011*.

M. Bour*, D. Fouissac, P. Dominique & C. Martin. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation (1998).

SESAME European research project. Guidelines for implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations, measurements, processing and interpretation (2004).

ALLEGATI

- **ALLEGATO GRAFICO: ELABORAZIONI INDAGINI SISMICA A RIFRAZIONE P/SH**
- **ALLEGATO GRAFICO: UBICAZIONE DELLE INDAGINI GEOFISICHE**

- **ALLEGATO GRAFICO: ELABORAZIONI SISMICA A RIFRAZIONE P/SH**

SR_1: SISMICA A RIFRAZIONE P-SH

Easy Refract

Le indagini di sismica a rifrazione consentono di interpretare la stratigrafia del sottosuolo attraverso il principio fisico del fenomeno della rifrazione totale di un'onda sismica che incide su una discontinuità, individuata fra due corpi aventi proprietà meccaniche diverse (orizzonte rifrattorio). La condizione fondamentale per eseguire studi di sismica a rifrazione è quella per cui la successione di strati da investigare sia caratterizzata da velocità sismiche crescenti all'aumentare della profondità. In questo modo si possono valutare fino a 4 o 5 orizzonti rifrattori differenti.

Le prove si basano sulla misura dei tempi di percorso delle onde elastiche per le quali, ipotizzando le superfici di discontinuità estese rispetto alla lunghezza d'onda o, comunque, con deboli curvature, i fronti d'onda sono rappresentati mediante i relativi raggi sismici. L'analisi si avvale, poi, del principio di Fermat e della legge di Snell.

Il principio di Fermat stabilisce che il raggio sismico percorre la distanza tra sorgente e rilevatore seguendo il percorso per cui il tempo di tragitto è minimo. Per tale principio, dato un piano che separa due mezzi con caratteristiche elastiche diverse, il raggio sismico è quello che si estende lungo un piano perpendicolare alla discontinuità contenente sia la sorgente che il ricevitore.

La legge di Snell è una formula che descrive le modalità di rifrazione di un raggio sismico nella transizione tra due mezzi caratterizzati da diversa velocità di propagazione delle onde o, equivalentemente, da diversi indici di rifrazione. L'angolo formato tra la superficie di discontinuità e il raggio sismico è chiamato angolo di incidenza θ_i mentre quello formato tra il raggio rifratto e la superficie normale è detto angolo di rifrazione θ_r . La formulazione matematica è:

$$v_2 \sin \theta_i = v_1 \sin \theta_r$$

Dove v_1 e v_2 sono le velocità dei due mezzi separati dalla superficie di discontinuità.

Per $v_1 > v_2$ si ha che $\theta_i > \theta_r$ e la sismica a rifrazione non è attuabile poiché il raggio rifratto andrebbe ad inclinarsi verso il basso. Per $v_1 < v_2$ si ha che $\theta_i < \theta_r$ ed esiste un angolo limite di incidenza per cui $\theta_r = 90^\circ$ ed il raggio rifratto viaggia parallelamente alla superficie di discontinuità. L'espressione che definisce l'angolo limite è:

$$\theta_i = \arcsin(v_1 / v_2)$$

Il modo più semplice per analizzare i dati di rifrazione è quello di costruire un diagramma tempi-distanze in cui l'origine del sistema di riferimento è posto in corrispondenza della sorgente di generazione delle onde elastiche. In ascissa sono rappresentate le posizioni dei geofoni ed in ordinata i tempi dei primi arrivi. Ai geofoni più vicini alla sorgente giungono per primi gli impulsi che hanno seguito il percorso diretto in un tempo T dato dalla relazione

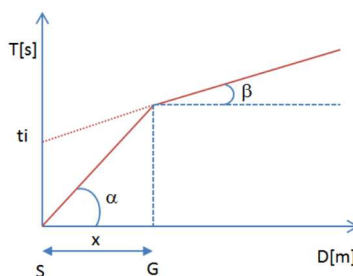
$$T = x_i / V_1$$

dove x_i è la distanza tra il punto di energizzazione e il punto di rilevazione.

L'equazione precedente rappresenta una retta che passa per l'origine degli assi tempi-distanze e il suo coefficiente angolare consente di calcolare la velocità V_1 del primo mezzo come

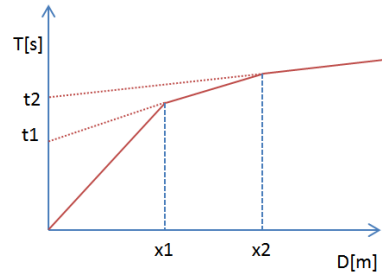
$$V_1 = 1 / \tan \alpha$$

I tempi di arrivo dei raggi rifratti, nel diagramma tempi-distanze, si dispongono secondo una retta che avrà pendenza minore di quella delle onde dirette.



La curva tempi-distanze tende ad avere un andamento regolare secondo una spezzata i cui vertici sono i chiamati *punti di ginocchio* e rappresentano, fisicamente, la condizione in cui si verifica l'arrivo contemporaneo delle onde dirette e rifratte. Per ciascuno di segmenti individuati si determina, dunque, il tempo di ritardo t_i che rappresenta la differenza tra il tempo che il raggio sismico impiega a percorrere un tratto alla velocità propria dello strato in cui si trasmette ed il tempo che impiegherebbe a viaggiare lungo la componente orizzontale di quel tratto alla massima velocità raggiunta in tutto il percorso di rifrazione.

Graficamente il tempo di ritardo è dato dall'intersezione della retta che comprende un segmento della curva tempi-distanze con l'asse dei tempi.

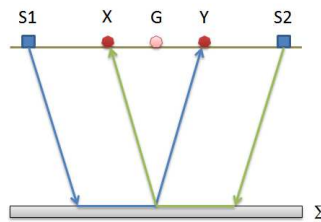


Infine, dalla conoscenza dei tempi t_i è possibile ricavare gli spessori dei rifrattori mediante la relazione:

$$h_{(i-1)} = \frac{V_{(i-1)}V_i}{2\sqrt{V_i^2 - V_{(i-1)}^2}} \left(t_i - \frac{2h_1\sqrt{V_i^2 - V_1^2}}{V_1V_i} - \dots - \frac{2h_{(i-2)}\sqrt{V_i^2 - V_{(i-2)}^2}}{V_1V_{(i-2)}} \right)$$

In situazioni morfologiche complesse può essere utilizzato come metodo di elaborazione il Metodo Reciproco Generalizzato (Generalized Reciprocal Method) discusso da Palmer nel 1980.

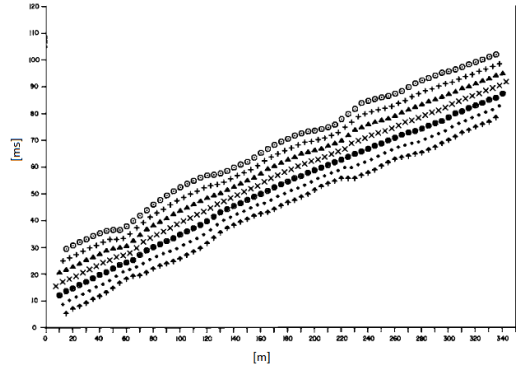
Il metodo è basato sulla ricerca di una distanza intergeofonica virtuale XY tale che i raggi sismici che partono da punti di energizzazione simmetrici rispetto allo stendimento, arrivino al geofono posto in posizione X e a quello posto in posizione Y provenendo da un medesimo punto del rifrattore.



Il primo passo operativo è quello di costruire un diagramma tempi-distanze individuando nei sismogrammi ottenuti dai dati di campagna i primi arrivi delle onde sismiche. Per determinare la distanza XY ottimale è necessario considerare più punti di energizzazione tanto agli estremi quanto all'interno dello stendimento. Ciò permette di individuare con maggiore accuratezza i tempi relativi ad un medesimo rifrattore utili a caratterizzare le dromocrone, fondamentali all'interpretazione. Nelle interpretazioni multi strato, la generazione delle dromocrone può sfruttare tecniche di phantoming per sopperire alla mancanza dei dati per alcuni rifrattori.

Dalla costruzione delle dromocrone è possibile determinare **la funzione velocità** secondo l'equazione

$$T_v = \frac{T_{S_1Y} - T_{S_2X} + T_{S_1S_2}}{2}$$



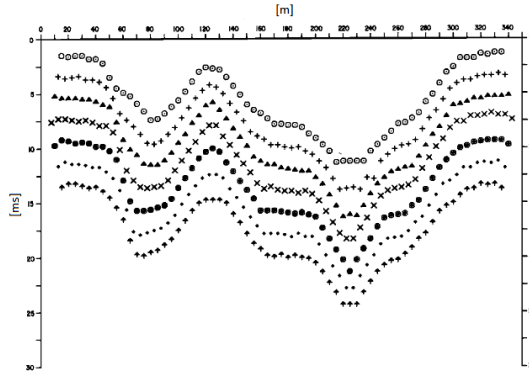
dove T_{S_1Y} e T_{S_2X} sono i tempi di percorrenza dei raggi sismici per giungere, rispettivamente, dalla sorgente S1 ad X e dalla sorgente S2 ad Y mentre $T_{S_1S_2}$ è il tempo di tragitto tra i due punti di scoppio S1 ed S2, esternamente simmetrici rispetto allo stendimento. T_V è il tempo calcolato su un geofono G posto tra X ed Y, non necessariamente coincidente con la posizione di un geofono dello stendimento.

Il calcolo della funzione T_V viene eseguito per ogni valore di XY compreso tra zero e metà dello stendimento con variazione pari alla distanza reale tra i geofoni dello stendimento. La migliore retta di regressione delle funzioni velocità ottenute, permette di determinare l'XY ottimo e la velocità del rifrattore che è ricavata dal coefficiente angolare.

Per mezzo della **funzione tempo-profondità** è possibile trovare la profondità del rifrattore espressa in unità di tempo. L'espressione di tale funzione è:

$$T_G = \frac{T_{S_1Y} + T_{S_2X} - \left(T_{S_1S_2} + \frac{XY}{V_n} \right)}{2}$$

Dove V_n è la velocità del rifrattore.



Analogamente a quanto avviene per la funzione velocità si determinano diverse funzioni tempo-profondità per l'insieme dei valori XY di studio. Tra le funzioni trovate, quella che presenta la maggiore articolazione compete al valore di XY ottimo.

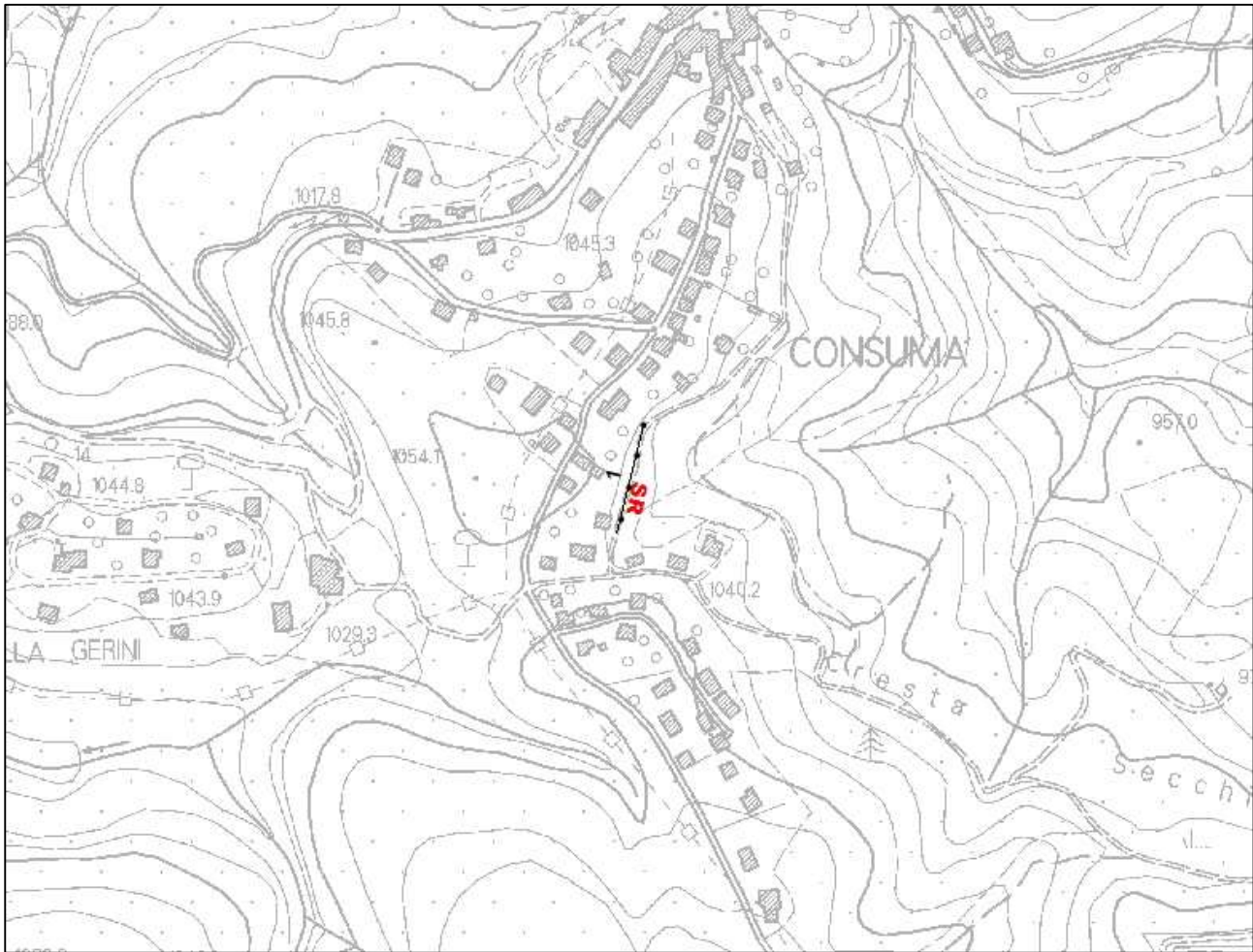
Infine, è possibile determinare lo spessore del rifrattore in corrispondenza delle posizioni dei geofoni G mediante la relazione:

$$h = T_G \sqrt{\frac{V_n XY}{2T_G}}$$

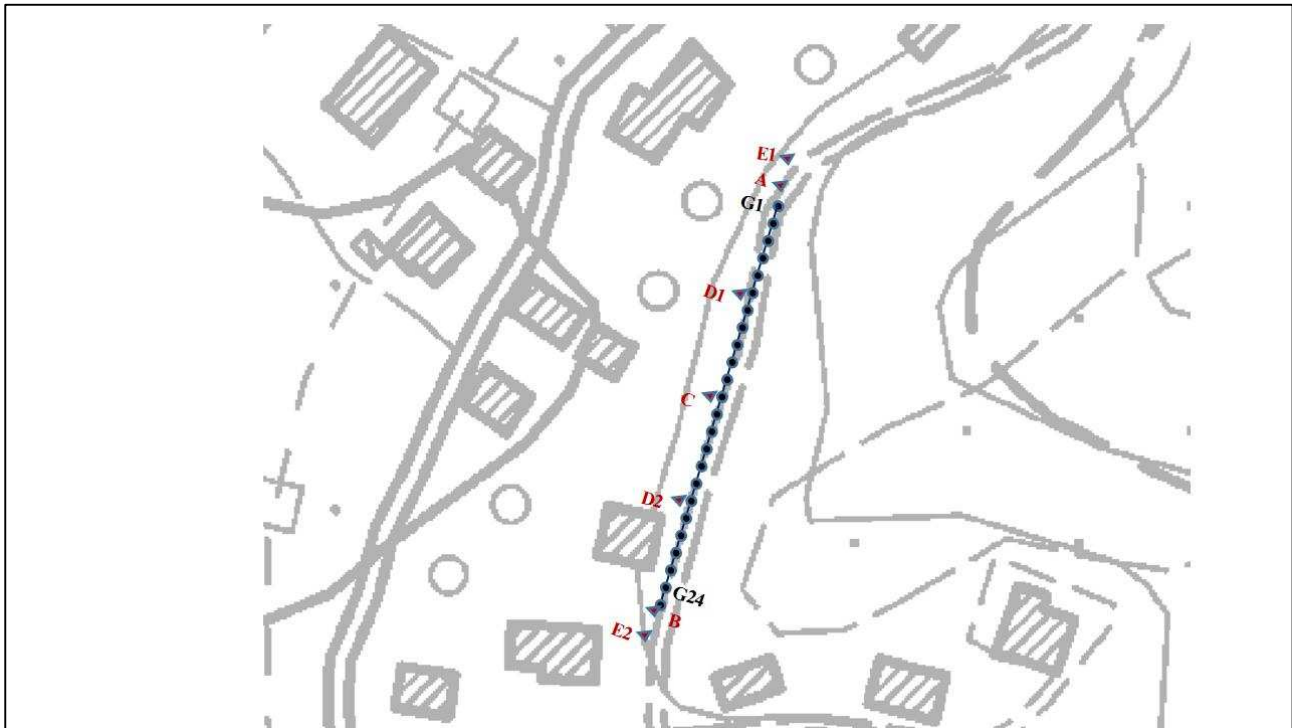
h rappresenta la profondità minima dal geofono G dunque la morfologia del rifrattore è definita dall'involuppo delle semicirconferenze di raggio h .

Uno dei principali vantaggi del G.R.M. è che il fattore di conversione della profondità è relativamente insensibile alle inclinazioni fino a circa 20°

Planimetria Scala 1:5000



Planimetria Scala 1:1000



Geometria dello stendimento

Numero Geofoni: 24

Intervallo (m): 3 m

Lunghezza Stendimento (m): 69 m

Quota (m.s.l.m.): 90

Punti di energizzazione

	E1 Esterno SX	A Estremo SX	D1 Intermedio SX	C Centrale	D2 Intermedio DX	B Estremo DX	E2 Esterno DX
Posizione da Geofono G1 (m)	-12	-1.5	16.5	34.5	52.5	70.5	81

Geometria geofoni

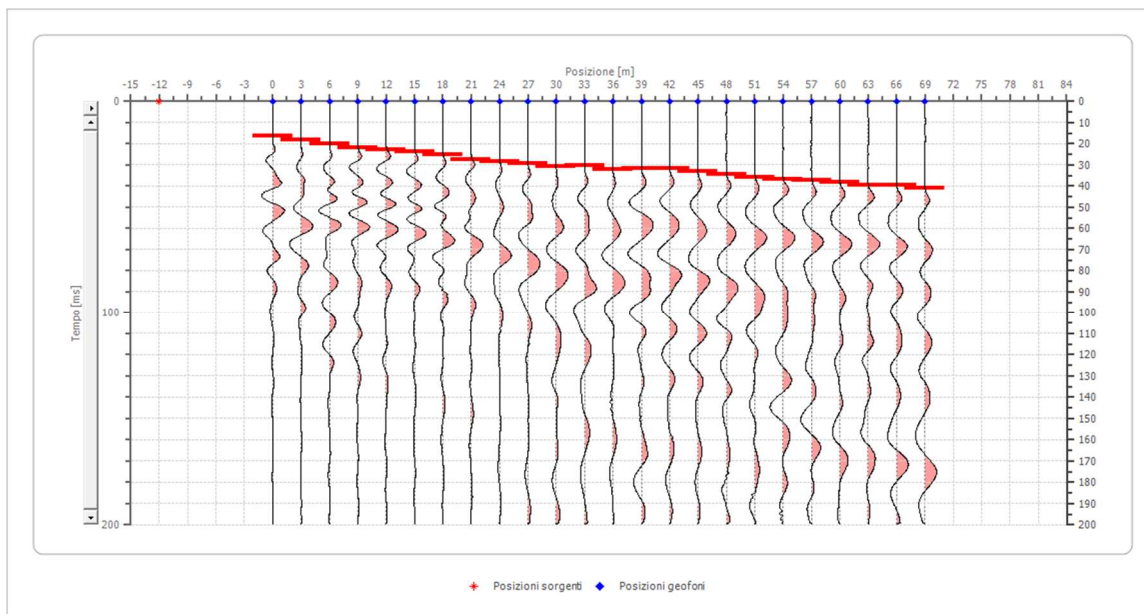
	Posizione X [m]	Posizione Z [m]
1	0.0	0.3
2	3.0	0.5
3	6.0	0.8
4	9.0	1.0
5	12.0	1.3
6	15.0	1.5
7	18.0	1.8
8	21.0	2.0
9	24.0	2.3
10	27.0	2.5
11	30.0	2.8
12	33.0	3.0
13	36.0	3.3
14	39.0	3.5
15	42.0	3.8
16	45.0	4.0
17	48.0	4.3
18	51.0	4.5
19	54.0	4.8
20	57.0	5.0
21	60.0	5.3
22	63.0	5.5
23	66.0	5.8
24	69.0	6.0

Dati battute – ONDE P

Battuta 1

Posizione sorgente X -12 [m]

Posizione sorgente Z -1 [m]

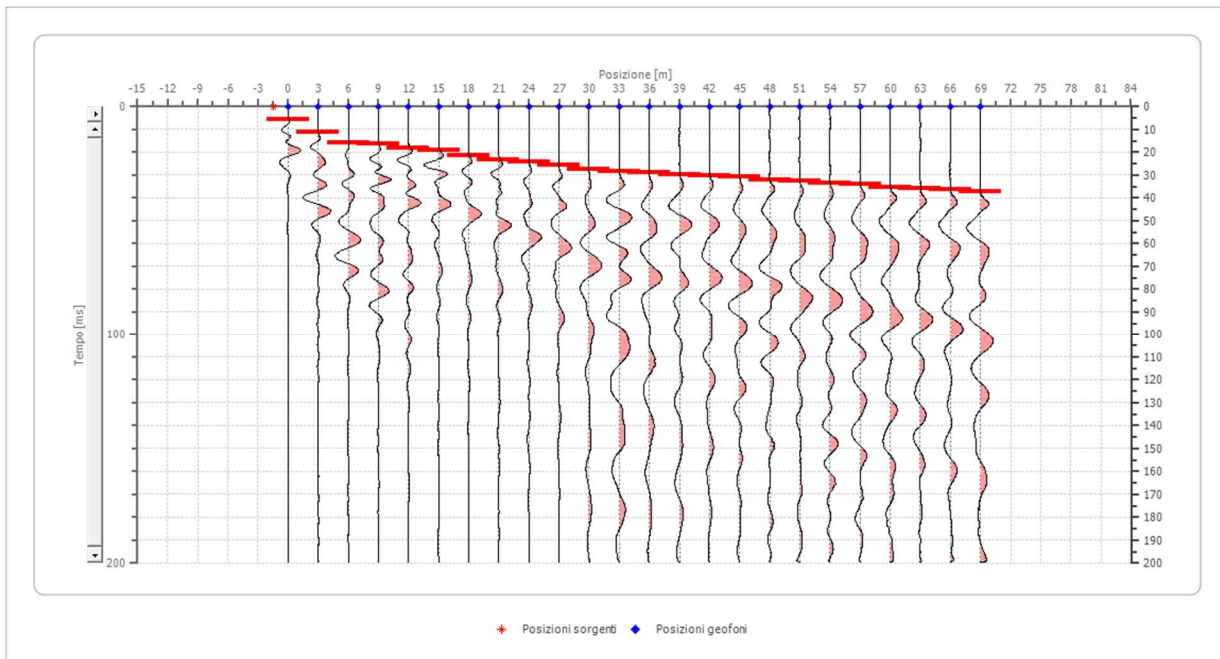


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	16.1678
3.0	18.0699
6.0	19.9720
9.0	21.6730
12.0	22.8251
15.0	23.5741
18.0	25.0951
21.0	27.3764
24.0	28.5314
27.0	29.2500
30.0	30.7500
33.0	30.2500
36.0	32.0000
39.0	31.5000
42.0	31.7500
45.0	33.0000
48.0	34.5000
51.0	35.7414
54.0	36.7500
57.0	37.0000
60.0	38.2500
63.0	39.5000
66.0	39.7500
69.0	41.0000

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

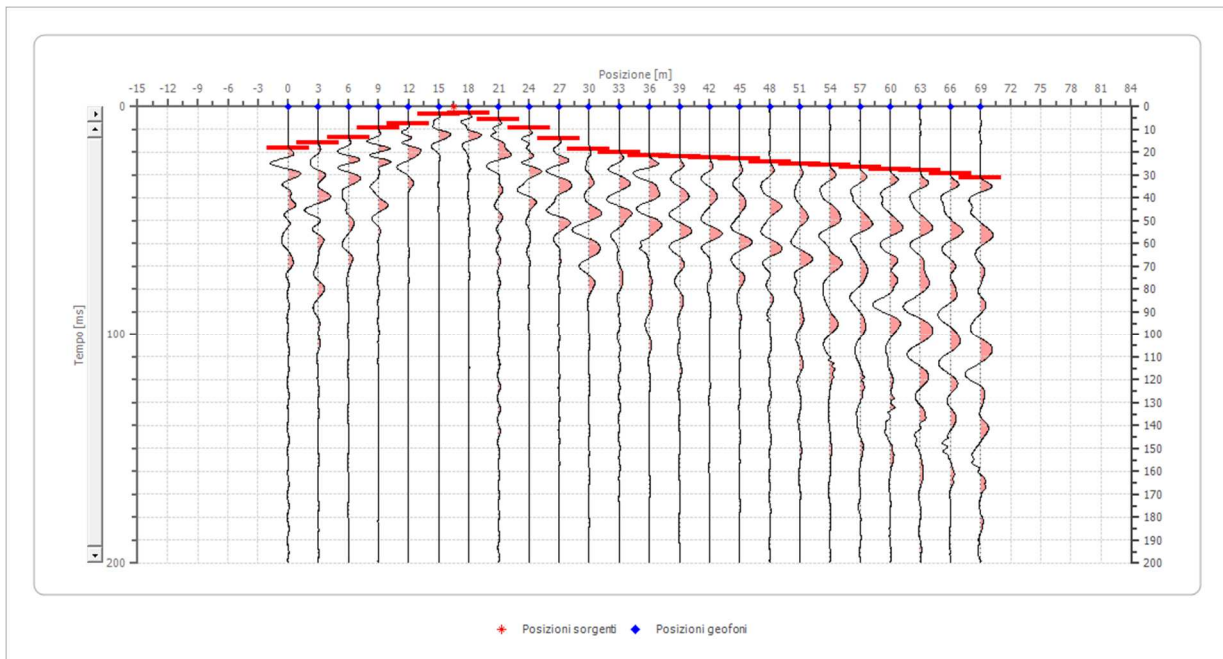
Posizione sorgente Z 0 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	5.7034
3.0	11.0266
6.0	15.5894
9.0	16.3498
12.0	18.2510
15.0	19.0114
18.0	21.2928
21.0	23.1939
24.0	24.3346
27.0	25.5000
30.0	27.3764
33.0	28.2500
36.0	28.8973
39.0	29.6578
42.0	30.0380
45.0	30.7500
48.0	31.9392
51.0	32.6996
54.0	33.5000
57.0	33.8403
60.0	35.2500
63.0	35.7414
66.0	36.5019
69.0	37.2624

Battuta 3

Posizione sorgente X 16.5 [m]
Posizione sorgente Z 2 [m]

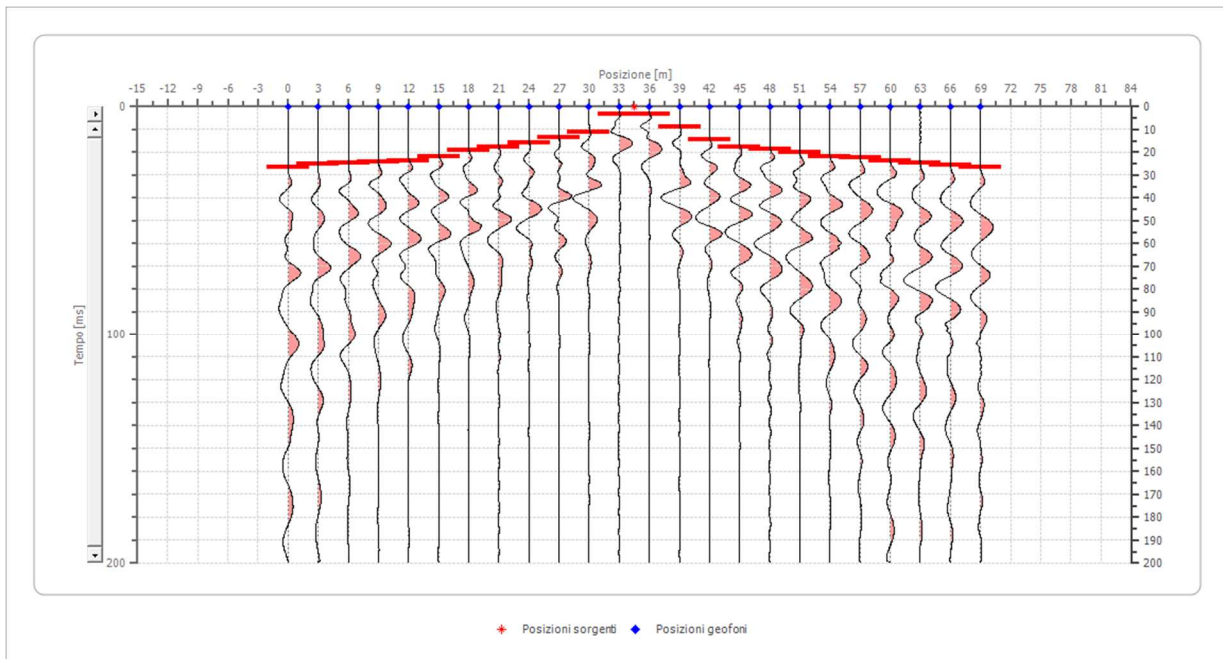


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	18.2510
3.0	15.9696
6.0	13.3080
9.0	9.5057
12.0	7.6046
15.0	3.0418
18.0	2.6616
21.0	5.7034
24.0	9.5057
27.0	14.0684
30.0	18.6312
33.0	20.0000
36.0	21.2928
39.0	22.0532
42.0	22.4335
45.0	22.8137
48.0	24.0000
51.0	25.2500
54.0	25.7500
57.0	26.6160
60.0	27.3764
63.0	28.1369
66.0	29.2776
69.0	31.1787

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]

Posizione sorgente Z 3 [m]

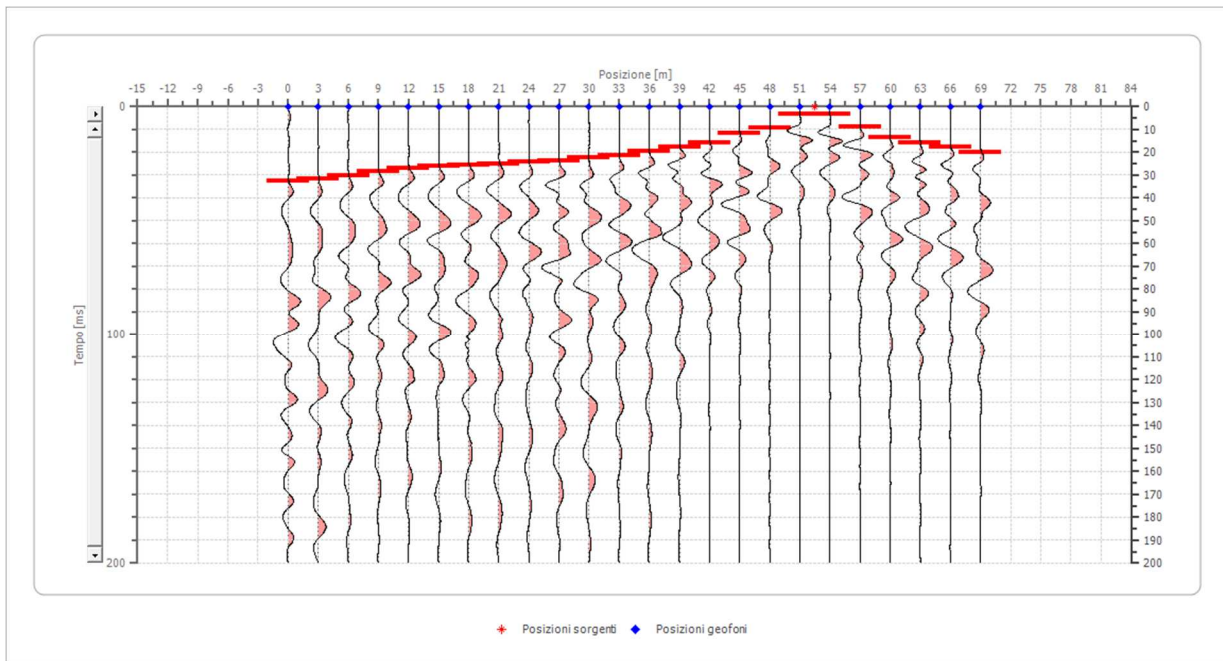


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	26.6160
3.0	25.0951
6.0	24.7148
9.0	23.9544
12.0	23.5741
15.0	21.6730
18.0	19.0114
21.0	17.8707
24.0	15.9696
27.0	13.3080
30.0	11.0266
33.0	3.4221
36.0	3.4221
39.0	8.7452
42.0	14.4487
45.0	17.4905
48.0	18.6312
51.0	20.0000
54.0	21.7500
57.0	22.5000
60.0	23.5741
63.0	24.7148
66.0	25.4753
69.0	26.6160

Battuta 5

Posizione sorgente X 52.5 [m]

Posizione sorgente Z 5 [m]

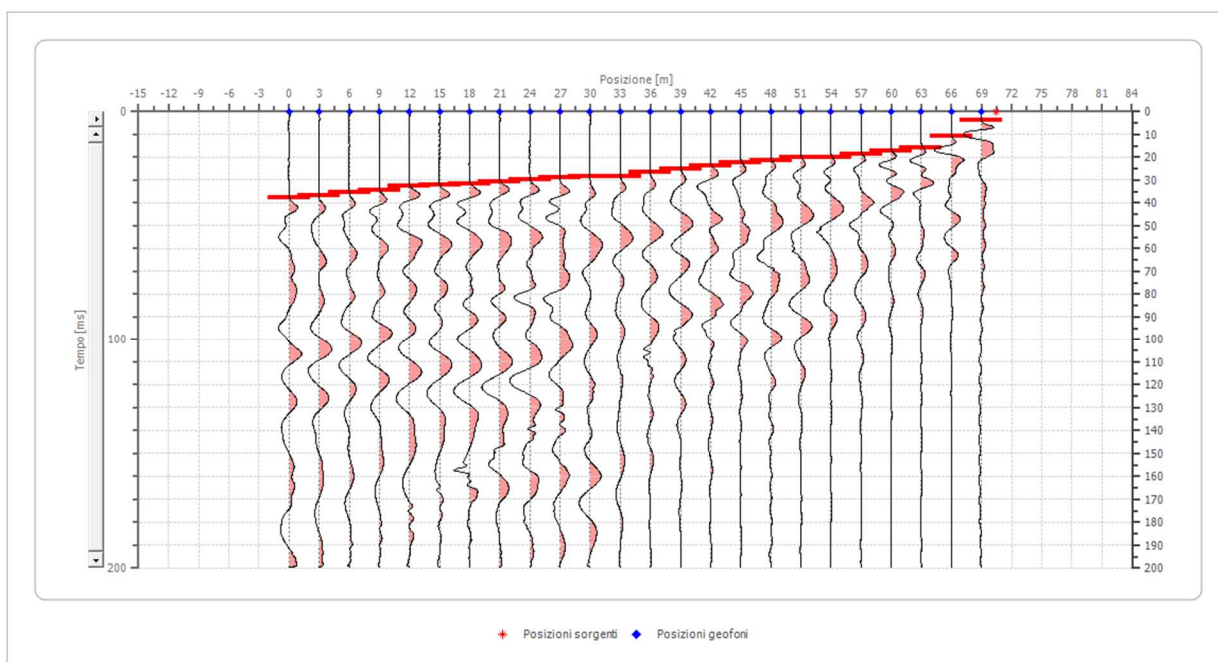


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	32.6996
3.0	31.5589
6.0	30.4183
9.0	28.5171
12.0	26.9962
15.0	26.2357
18.0	25.4753
21.0	25.0951
24.0	23.9544
27.0	23.5741
30.0	22.4335
33.0	21.2928
36.0	19.3916
39.0	17.4905
42.0	15.9696
45.0	11.7871
48.0	9.5057
51.0	3.4221
54.0	3.4221
57.0	8.7452
60.0	13.3080
63.0	15.5894
66.0	17.8707
69.0	20.0000

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

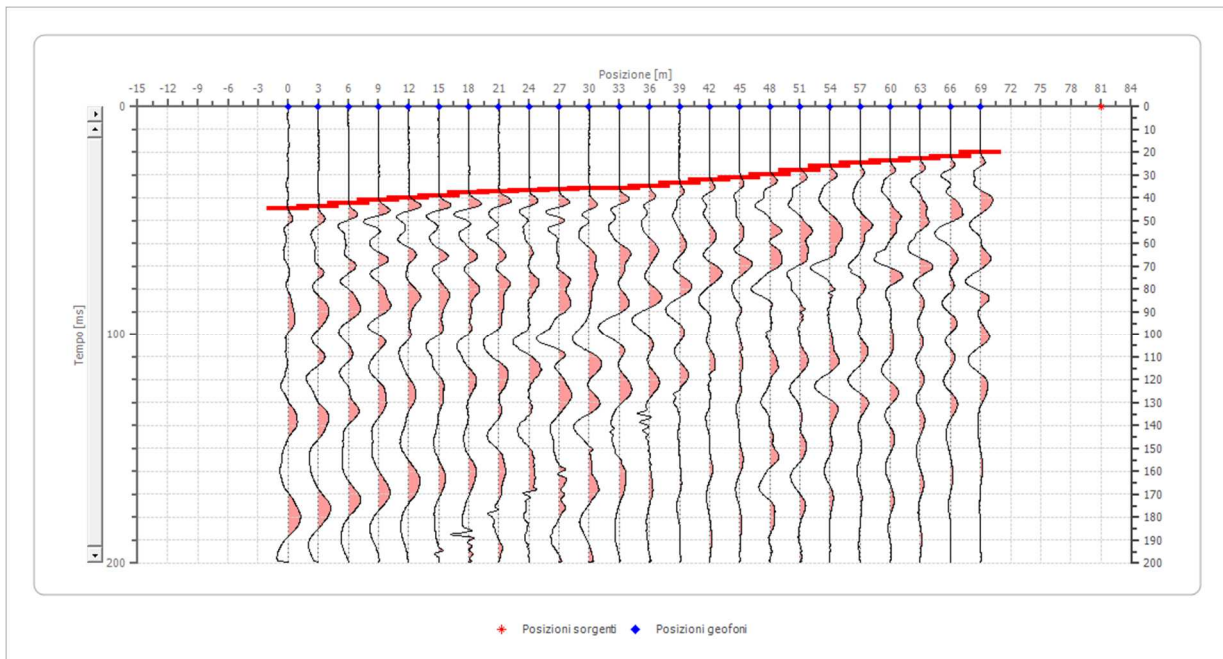
Posizione sorgente Z 6 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	37.6426
3.0	36.8821
6.0	35.2500
9.0	34.2500
12.0	32.7500
15.0	32.3194
18.0	31.5589
21.0	30.5000
24.0	30.0000
27.0	28.8973
30.0	28.5171
33.0	28.2500
36.0	26.5000
39.0	25.0951
42.0	23.5741
45.0	22.4335
48.0	21.2928
51.0	20.0000
54.0	20.0000
57.0	18.6312
60.0	17.1103
63.0	15.5894
66.0	10.6464
69.0	3.8023

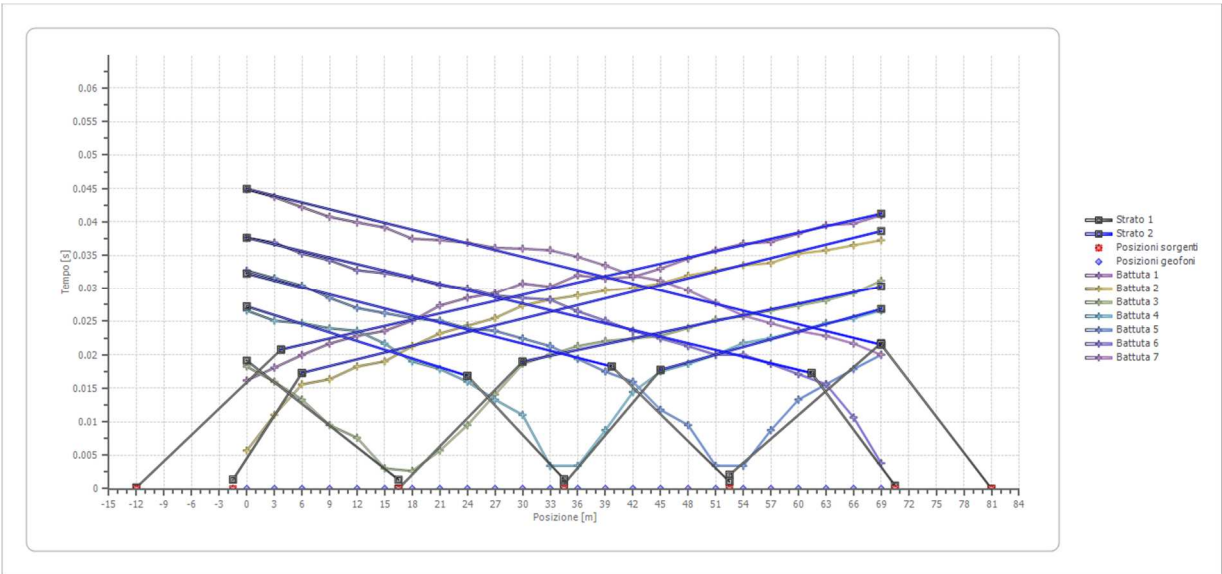
Battuta 7

Posizione sorgente X 81 [m]
Posizione sorgente Z 6 [m]

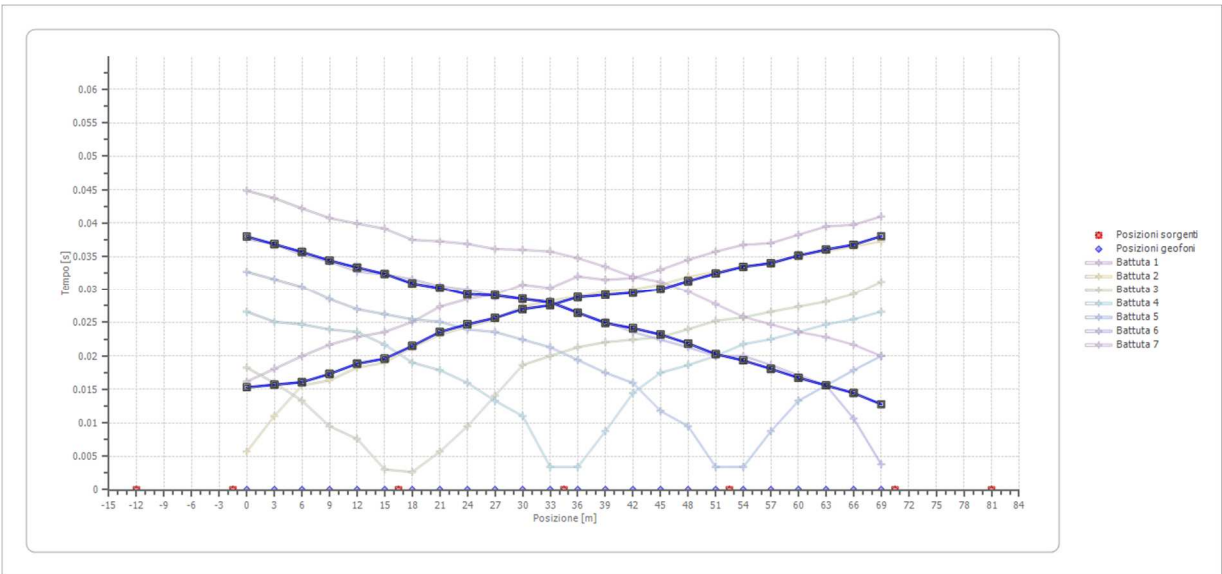


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	44.8669
3.0	43.7262
6.0	42.2053
9.0	40.7500
12.0	39.9240
15.0	39.1635
18.0	37.5000
21.0	37.2624
24.0	36.8821
27.0	36.1217
30.0	36.0000
33.0	35.7500
36.0	34.7500
39.0	33.4601
42.0	31.9392
45.0	31.1787
48.0	29.6578
51.0	27.7567
54.0	25.8555
57.0	24.7148
60.0	23.5741
63.0	22.8137
66.0	21.6730
69.0	20.0000

Dromocrone



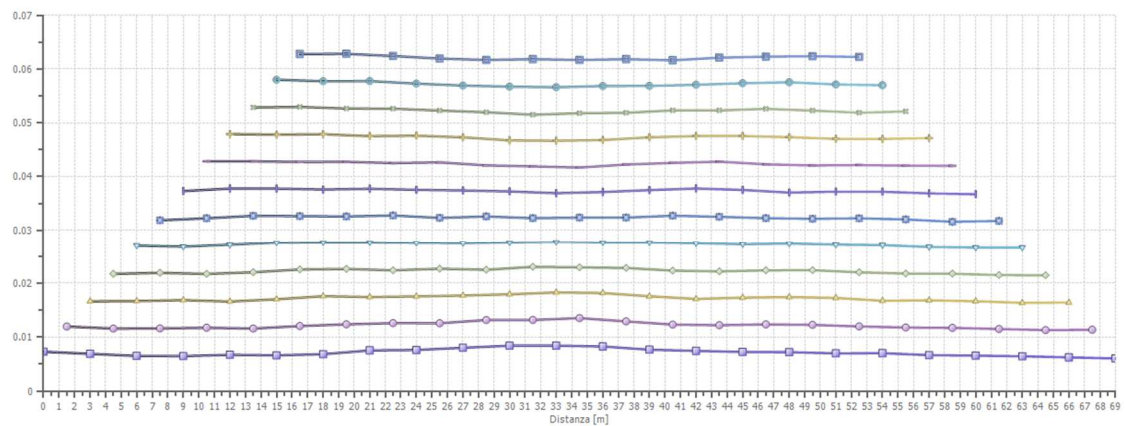
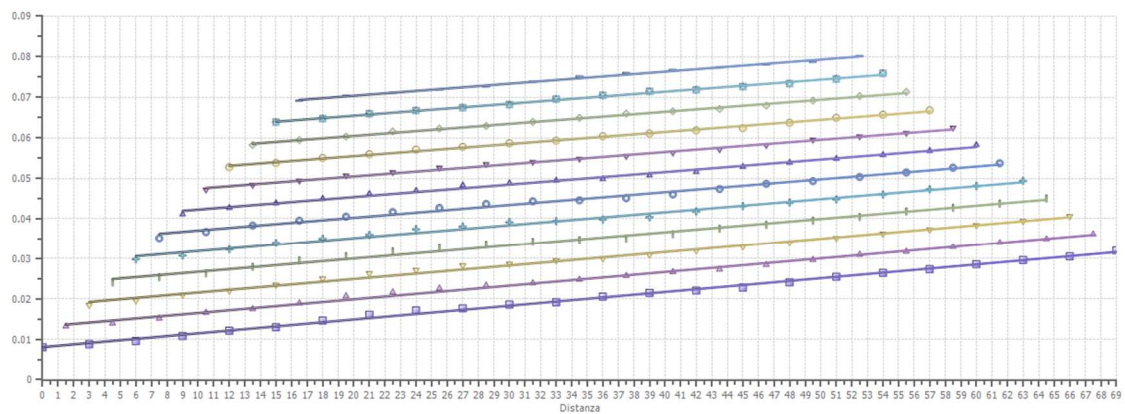
Dromocrone traslate



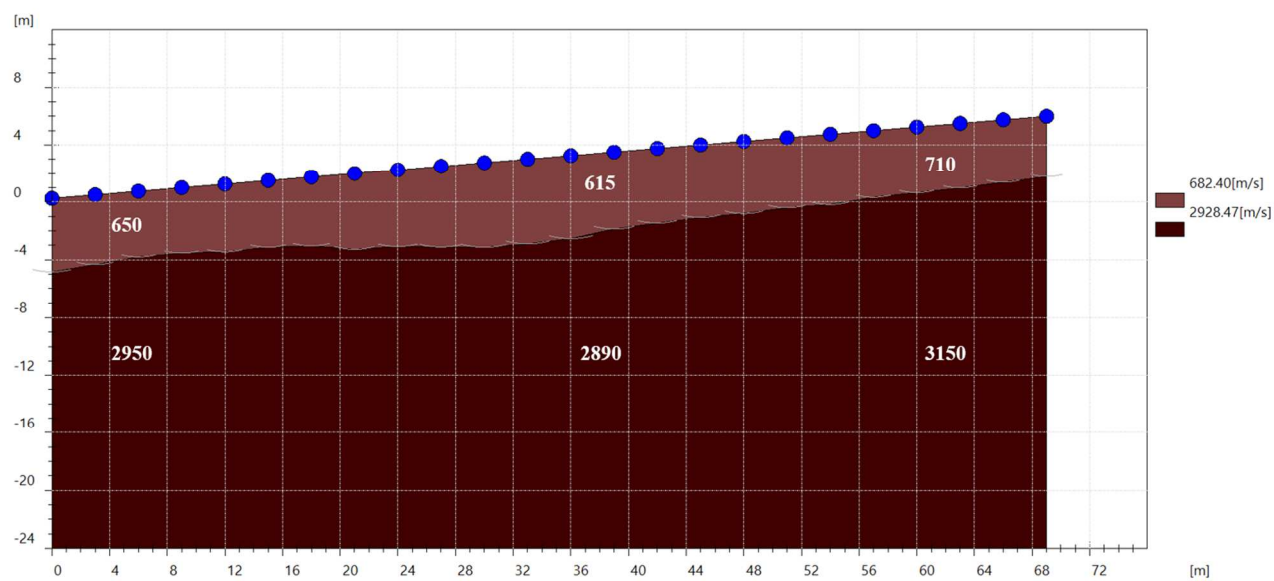
Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	5.1	--
G= 3.0 [m]	4.8	--
G= 6.0 [m]	4.6	--
G= 9.0 [m]	4.5	--
G= 12.0 [m]	4.7	--
G= 15.0 [m]	4.6	--
G= 18.0 [m]	4.8	--
G= 21.0 [m]	5.3	--
G= 24.0 [m]	5.3	--
G= 27.0 [m]	5.6	--
G= 30.0 [m]	5.9	--
G= 33.0 [m]	5.9	--
G= 36.0 [m]	5.8	--
G= 39.0 [m]	5.4	--
G= 42.0 [m]	5.2	--
G= 45.0 [m]	5.1	--
G= 48.0 [m]	5.1	--
G= 51.0 [m]	4.9	--
G= 54.0 [m]	4.9	--
G= 57.0 [m]	4.7	--
G= 60.0 [m]	4.6	--
G= 63.0 [m]	4.5	--
G= 66.0 [m]	4.4	--
G= 69.0 [m]	4.2	--
Velocità [m/sec]	682.4	2928.5
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE P

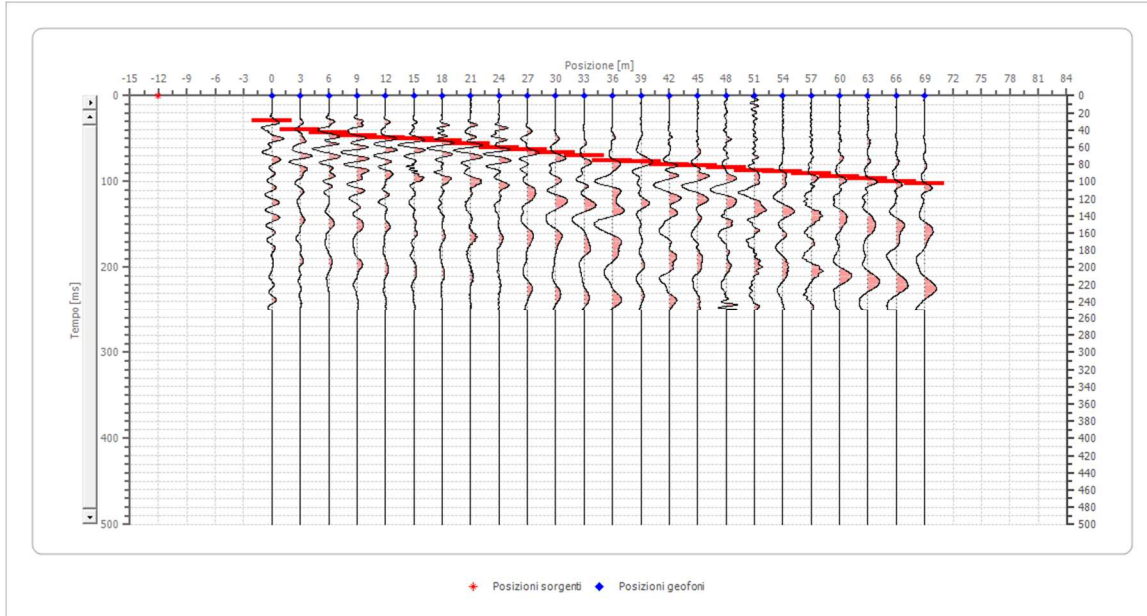


Dati battute – ONDE SH

Battuta 1

Posizione sorgente X -12 [m]

Posizione sorgente Z -1 [m]

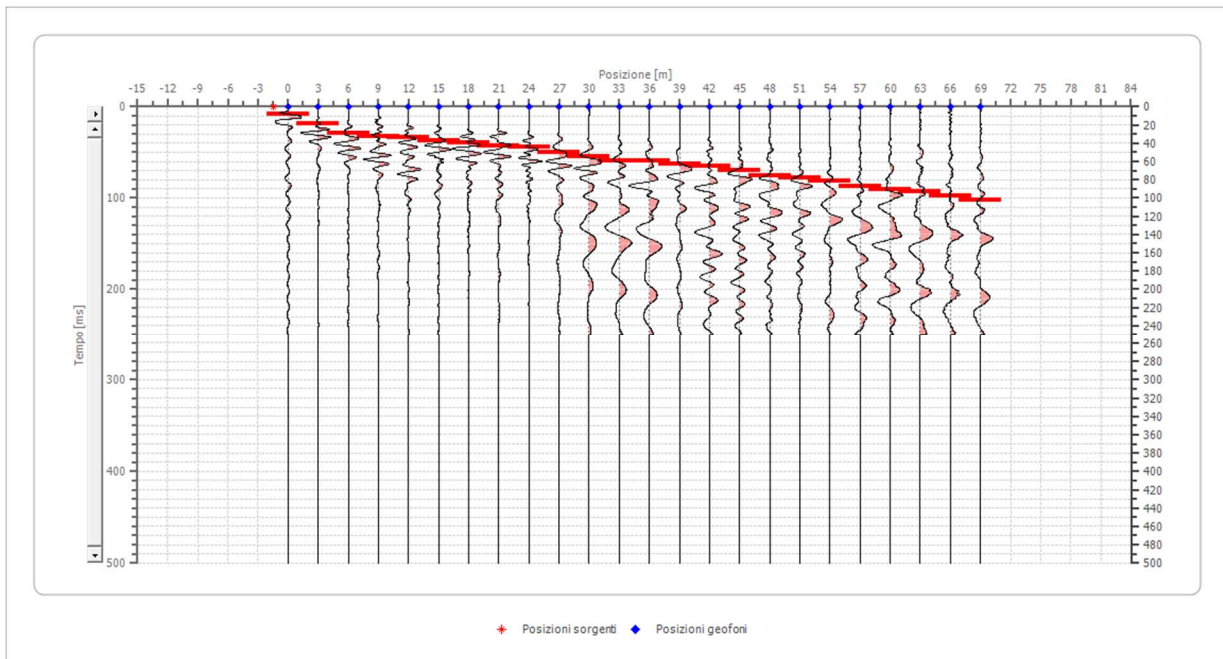


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	28.5314
3.0	38.9929
6.0	42.7971
9.0	46.6012
12.0	48.5033
15.0	50.4054
18.0	52.3075
21.0	56.1117
24.0	59.9159
27.0	62.7690
30.0	66.5732
33.0	70.3774
36.0	75.1326
39.0	77.0347
42.0	80.8389
45.0	81.7899
48.0	83.6920
51.0	87.4962
54.0	88.4473
57.0	91.3004
60.0	94.1535
63.0	96.0556
66.0	99.8598
69.0	102.7129

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

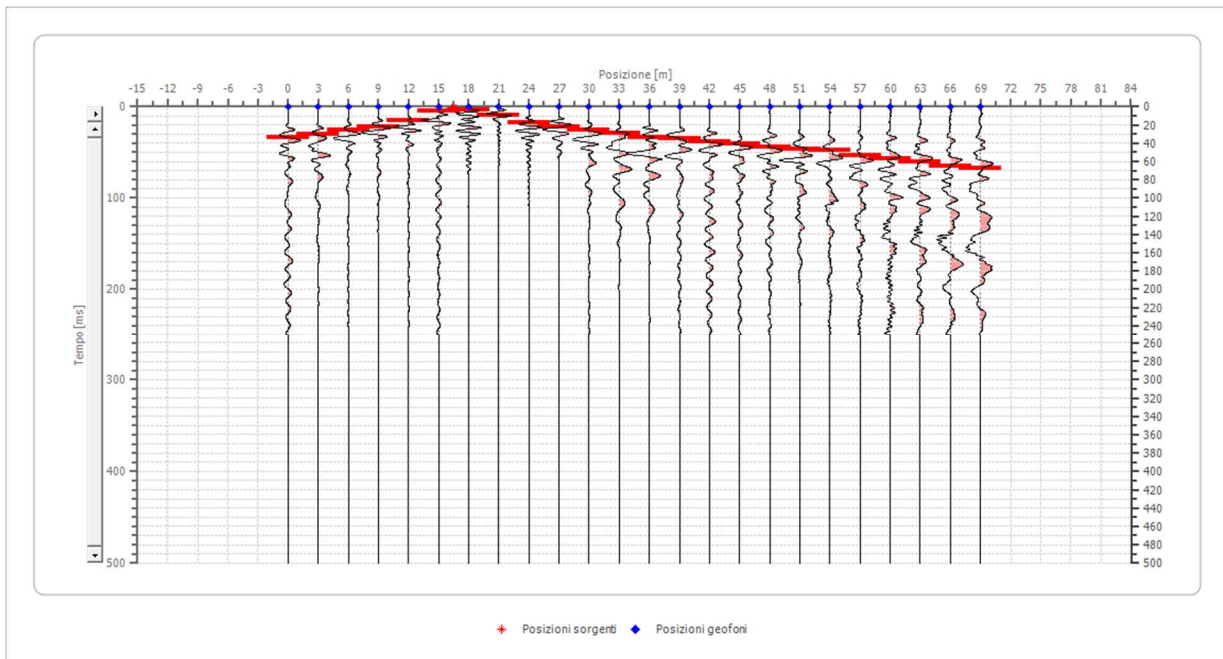
Posizione sorgente Z 0 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	8.5594
3.0	18.0699
6.0	28.5314
9.0	32.3356
12.0	34.2376
15.0	37.0908
18.0	38.9929
21.0	42.7971
24.0	44.6991
27.0	49.4544
30.0	55.1607
33.0	58.9648
36.0	58.9648
39.0	62.7690
42.0	65.6222
45.0	69.4263
48.0	75.1326
51.0	77.9857
54.0	81.7899
57.0	87.4962
60.0	90.3493
63.0	93.2025
66.0	97.9577
69.0	102.7129

Battuta 3

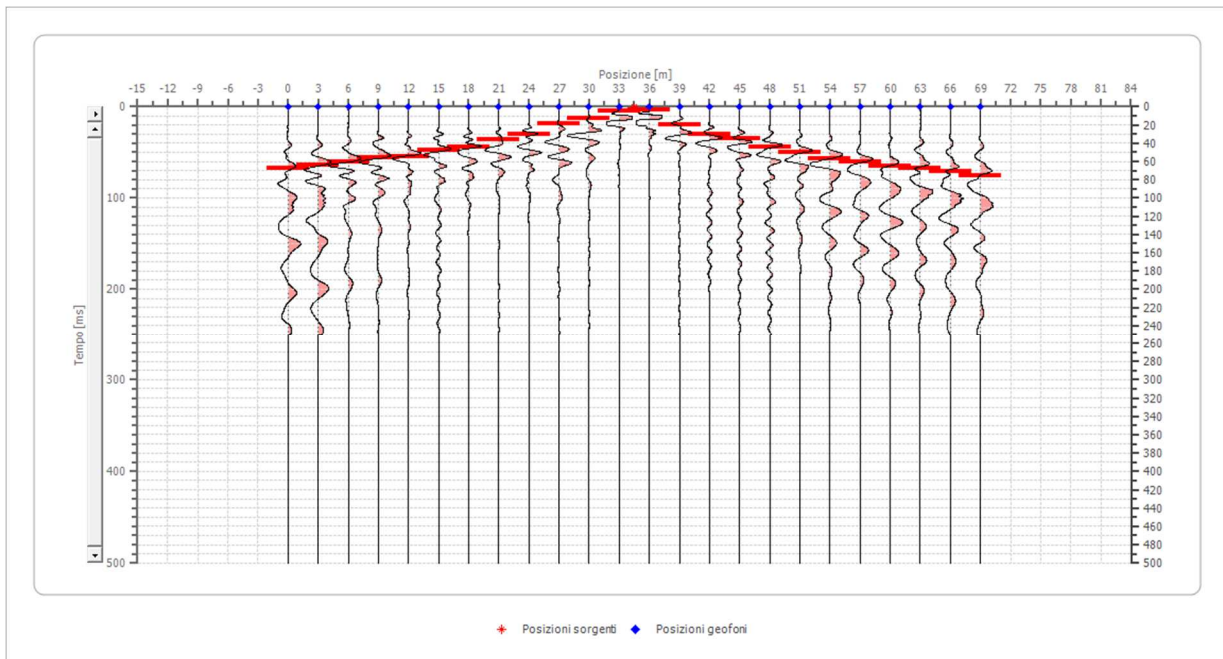
Posizione sorgente X 16.5 [m]
Posizione sorgente Z 2 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	34.2376
3.0	30.4335
6.0	25.6782
9.0	21.8741
12.0	15.2167
15.0	4.7552
18.0	3.8042
21.0	9.5105
24.0	17.1188
27.0	21.8741
30.0	25.6782
33.0	28.5314
36.0	33.2866
39.0	35.1887
42.0	38.0418
45.0	40.8950
48.0	43.7481
51.0	46.6012
54.0	47.5523
57.0	53.2586
60.0	57.0627
63.0	59.9159
66.0	64.6711
69.0	67.5242

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]
Posizione sorgente Z 3 [m]

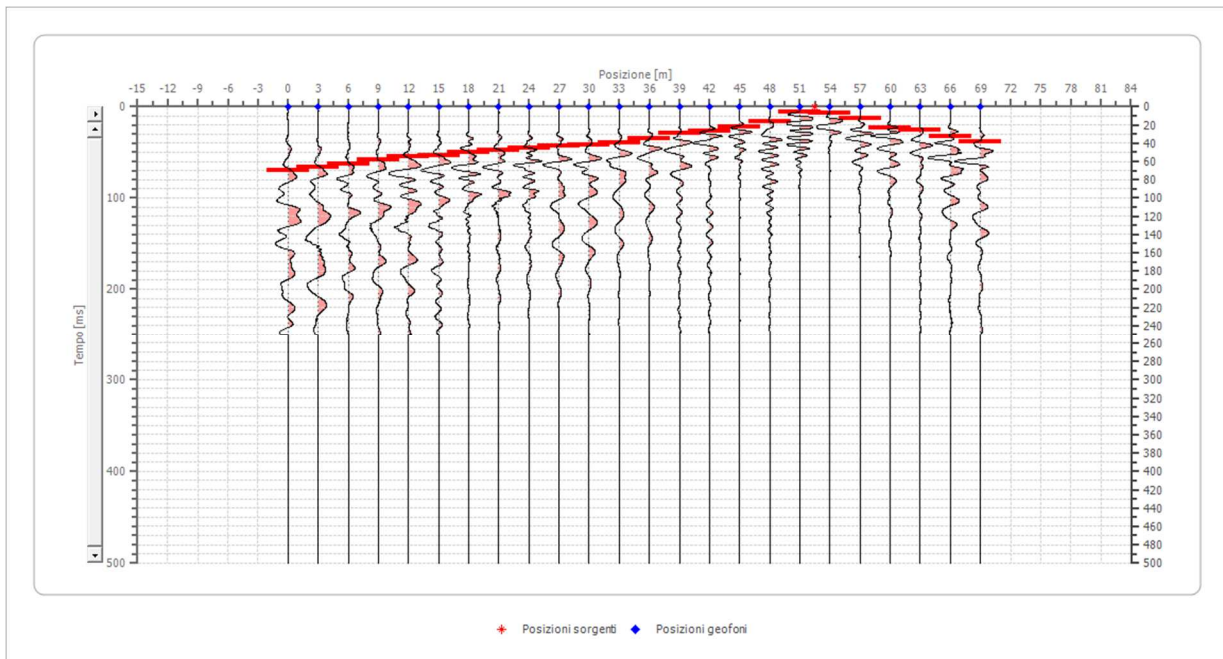


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	67.5242
3.0	63.7201
6.0	60.8669
9.0	56.1117
12.0	54.2096
15.0	47.5523
18.0	43.7481
21.0	36.1397
24.0	30.4335
27.0	18.0699
30.0	13.3146
33.0	4.7552
36.0	3.8042
39.0	19.9720
42.0	30.4335
45.0	35.1887
48.0	43.7481
51.0	50.4054
54.0	57.0627
57.0	60.8669
60.0	64.6711
63.0	67.5242
66.0	71.3284
69.0	76.0837

Battuta 5

Posizione sorgente X 52.5 [m]

Posizione sorgente Z 5 [m]

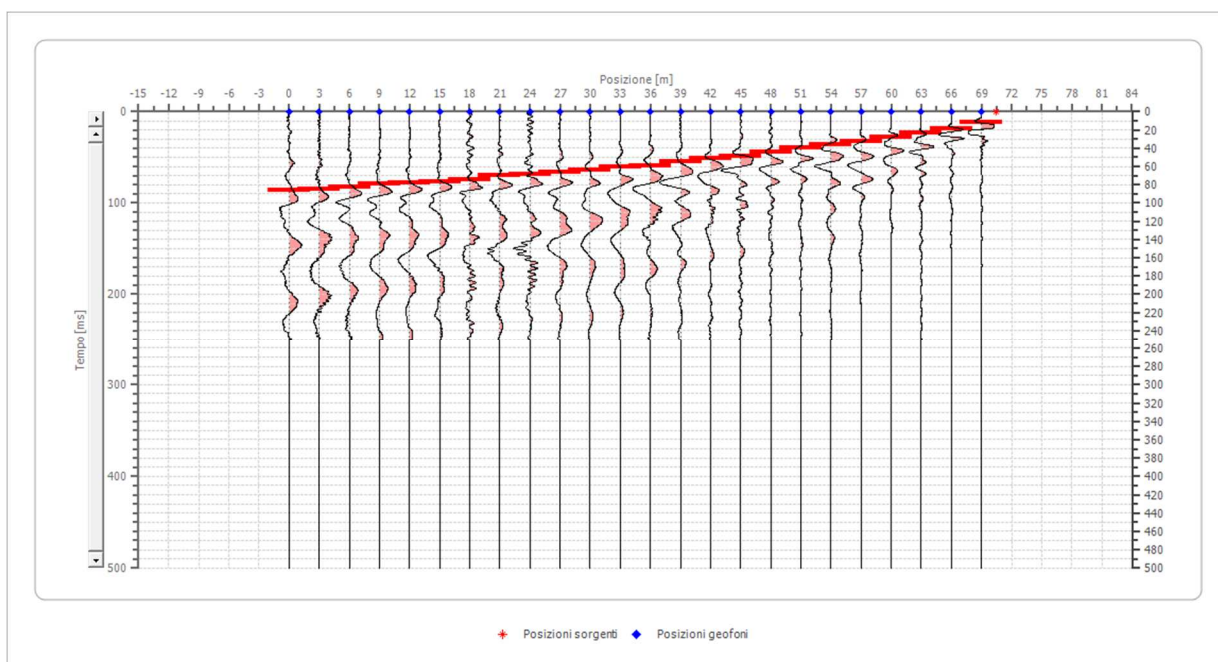


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	69.4263
3.0	66.5732
6.0	62.7690
9.0	58.0138
12.0	55.1607
15.0	53.2586
18.0	50.4054
21.0	47.5523
24.0	45.6502
27.0	42.7971
30.0	41.8460
33.0	38.9929
36.0	35.1887
39.0	29.4824
42.0	26.6293
45.0	21.8741
48.0	16.1678
51.0	5.7063
54.0	6.6573
57.0	13.3146
60.0	22.8251
63.0	25.6782
66.0	32.3356
69.0	38.0418

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

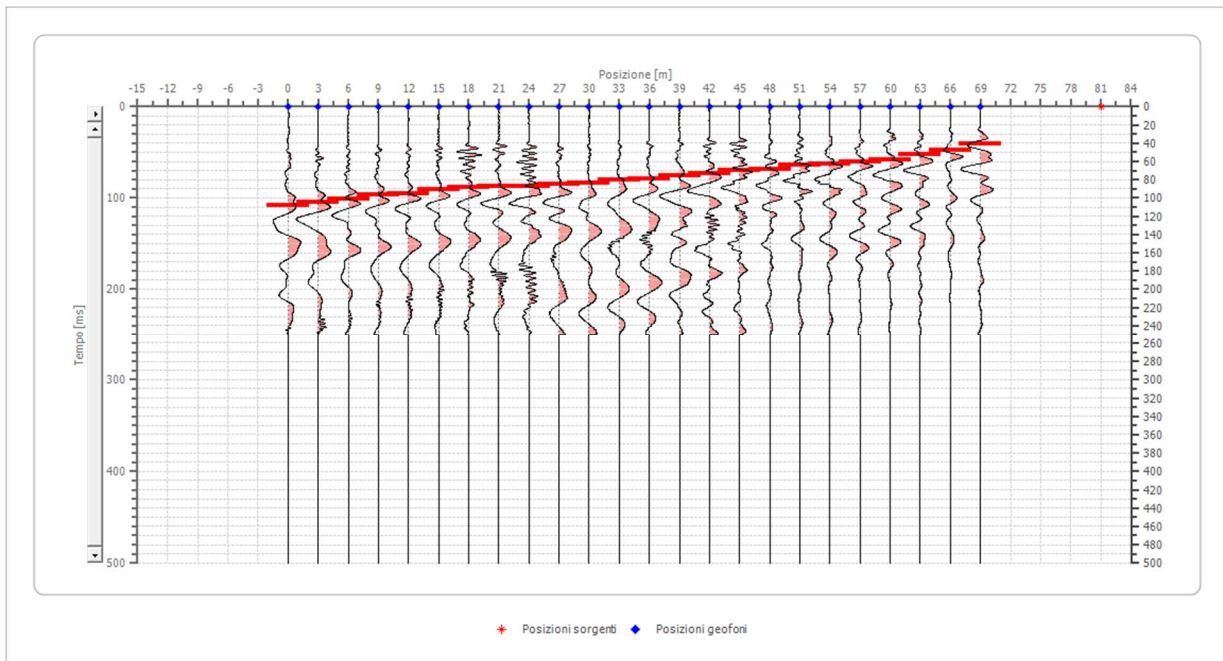
Posizione sorgente Z 6 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	86.5452
3.0	84.6431
6.0	82.7410
9.0	78.9368
12.0	77.9857
15.0	77.0347
18.0	74.1816
21.0	70.3774
24.0	68.4753
27.0	66.5732
30.0	63.7201
33.0	60.8669
36.0	58.9648
39.0	55.1607
42.0	51.3565
45.0	48.5033
48.0	43.7481
51.0	38.9929
54.0	36.1397
57.0	32.3356
60.0	27.5803
63.0	23.7761
66.0	19.0209
69.0	11.4125

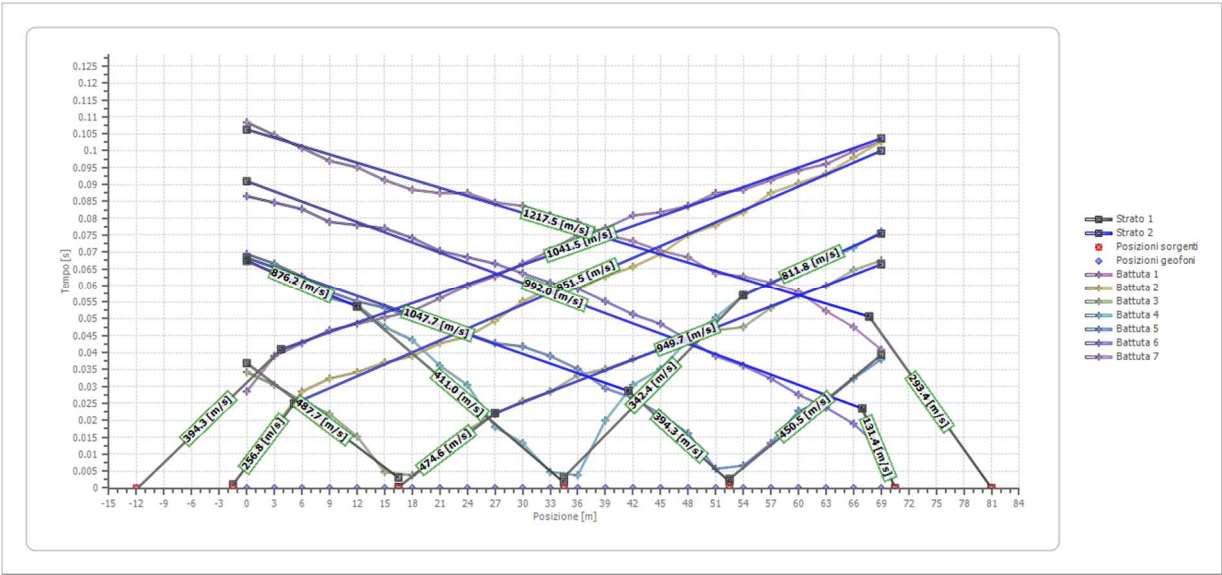
Battuta 7

Posizione sorgente X 81 [m]
Posizione sorgente Z 6 [m]

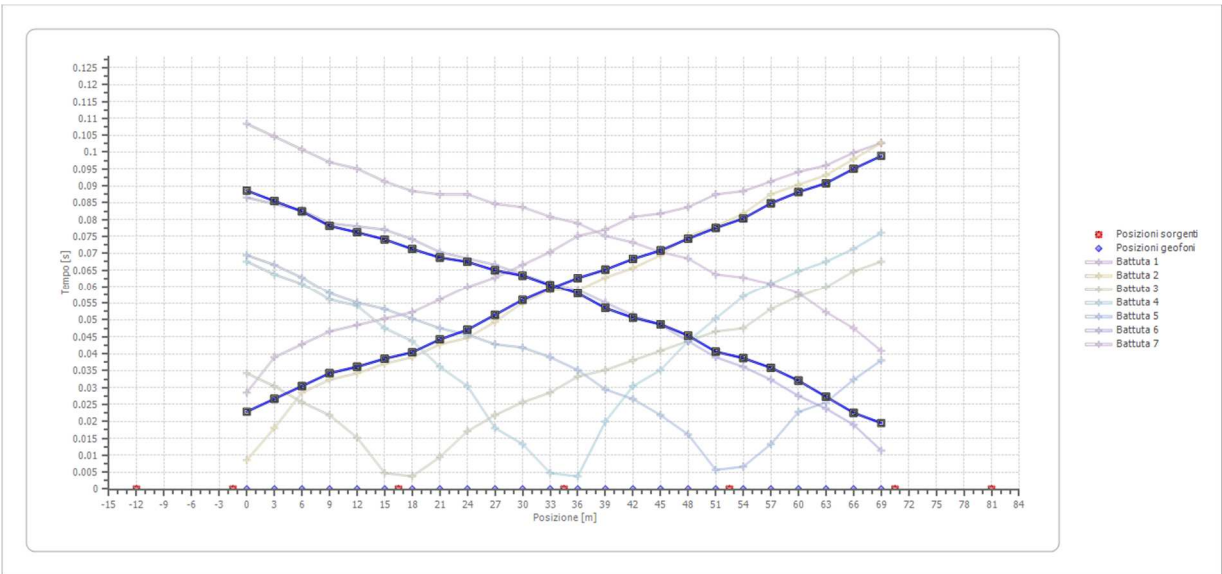


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	108.4192
3.0	104.6150
6.0	100.8108
9.0	97.0067
12.0	95.1046
15.0	91.3004
18.0	88.4473
21.0	87.4962
24.0	87.4962
27.0	84.6431
30.0	83.6920
33.0	80.8389
36.0	78.9368
39.0	75.1326
42.0	73.2305
45.0	70.3774
48.0	68.4753
51.0	63.7201
54.0	62.7690
57.0	60.8669
60.0	58.0138
63.0	52.3075
66.0	47.5523
69.0	40.8950

Dromocrone



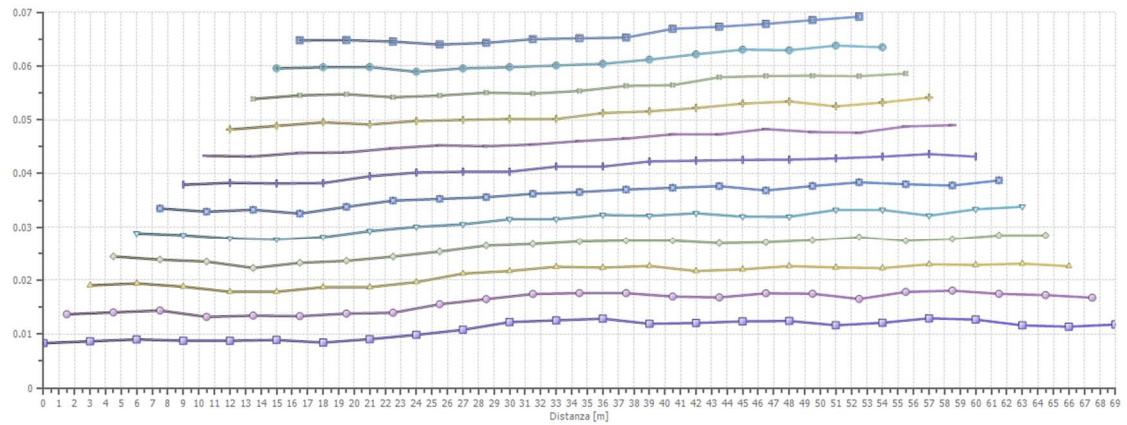
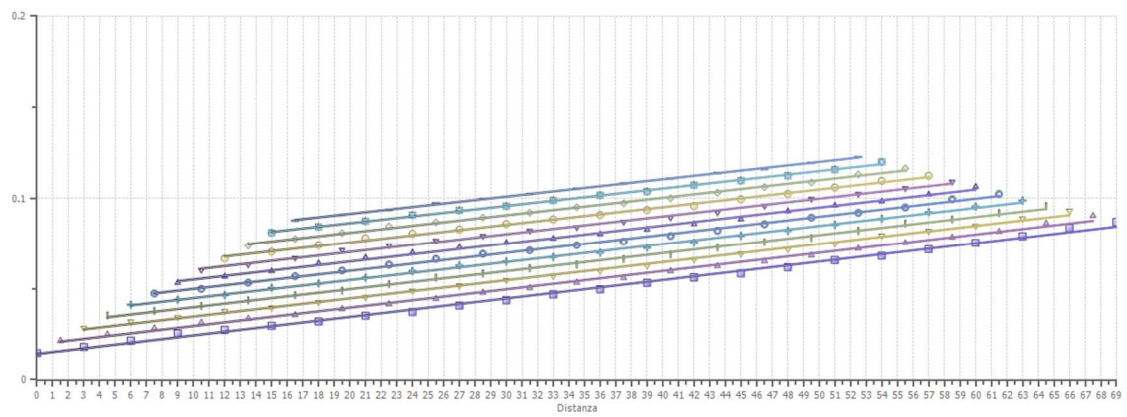
Dromocrone traslate



Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	3.3	--
G= 3.0 [m]	3.4	--
G= 6.0 [m]	3.5	--
G= 9.0 [m]	3.4	--
G= 12.0 [m]	3.4	--
G= 15.0 [m]	3.5	--
G= 18.0 [m]	3.3	--
G= 21.0 [m]	3.5	--
G= 24.0 [m]	3.9	--
G= 27.0 [m]	4.2	--
G= 30.0 [m]	4.8	--
G= 33.0 [m]	4.9	--
G= 36.0 [m]	5.0	--
G= 39.0 [m]	4.7	--
G= 42.0 [m]	4.7	--
G= 45.0 [m]	4.8	--
G= 48.0 [m]	4.9	--
G= 51.0 [m]	4.6	--
G= 54.0 [m]	4.7	--
G= 57.0 [m]	5.1	--
G= 60.0 [m]	5.0	--
G= 63.0 [m]	4.5	--
G= 66.0 [m]	4.5	--
G= 69.0 [m]	4.6	--
Velocità [m/sec]	363.6	980.9
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE SH

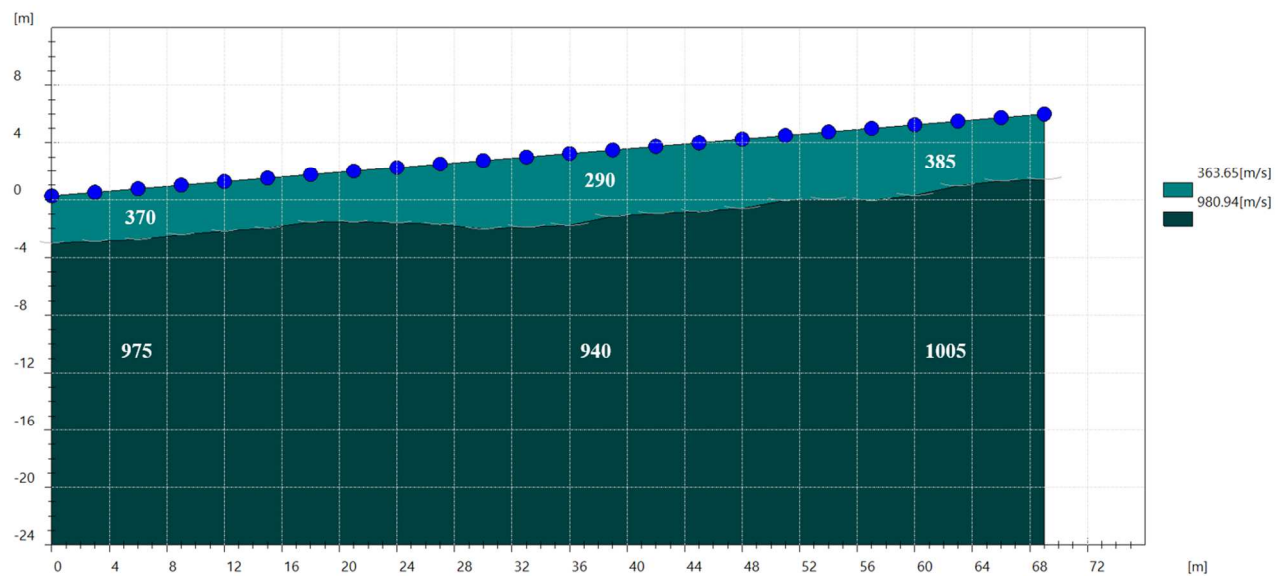




Foto – Indagine sismica a rifrazione SR_1

SR_2: SISMICA A RIFRAZIONE P-SH

Easy Refract

Le indagini di sismica a rifrazione consentono di interpretare la stratigrafia del sottosuolo attraverso il principio fisico del fenomeno della rifrazione totale di un'onda sismica che incide su una discontinuità, individuata fra due corpi aventi proprietà meccaniche diverse (orizzonte rifrattorio). La condizione fondamentale per eseguire studi di sismica a rifrazione è quella per cui la successione di strati da investigare sia caratterizzata da velocità sismiche crescenti all'aumentare della profondità. In questo modo si possono valutare fino a 4 o 5 orizzonti rifrattori differenti.

Le prove si basano sulla misura dei tempi di percorso delle onde elastiche per le quali, ipotizzando le superfici di discontinuità estese rispetto alla lunghezza d'onda o, comunque, con deboli curvature, i fronti d'onda sono rappresentati mediante i relativi raggi sismici. L'analisi si avvale, poi, del principio di Fermat e della legge di Snell.

Il principio di Fermat stabilisce che il raggio sismico percorre la distanza tra sorgente e rilevatore seguendo il percorso per cui il tempo di tragitto è minimo. Per tale principio, dato un piano che separa due mezzi con caratteristiche elastiche diverse, il raggio sismico è quello che si estende lungo un piano perpendicolare alla discontinuità contenente sia la sorgente che il ricevitore.

La legge di Snell è una formula che descrive le modalità di rifrazione di un raggio sismico nella transizione tra due mezzi caratterizzati da diversa velocità di propagazione delle onde o, equivalentemente, da diversi indici di rifrazione. L'angolo formato tra la superficie di discontinuità e il raggio sismico è chiamato angolo di incidenza θ_i mentre quello formato tra il raggio rifratto e la superficie normale è detto angolo di rifrazione θ_r . La formulazione matematica è:

$$v_2 \sin \theta_i = v_1 \sin \theta_r$$

Dove v_1 e v_2 sono le velocità dei due mezzi separati dalla superficie di discontinuità.

Per $v_1 > v_2$ si ha che $\theta_i > \theta_r$ e la sismica a rifrazione non è attuabile poiché il raggio rifratto andrebbe ad inclinarsi verso il basso. Per $v_1 < v_2$ si ha che $\theta_i < \theta_r$ ed esiste un angolo limite di incidenza per cui $\theta_r = 90^\circ$ ed il raggio rifratto viaggia parallelamente alla superficie di discontinuità. L'espressione che definisce l'angolo limite è:

$$\theta_i = \arcsin(v_1 / v_2)$$

Il modo più semplice per analizzare i dati di rifrazione è quello di costruire un diagramma tempi-distanze in cui l'origine del sistema di riferimento è posto in corrispondenza della sorgente di generazione delle onde elastiche. In ascissa sono rappresentate le posizioni dei geofoni ed in ordinata i tempi dei primi arrivi. Ai geofoni più vicini alla sorgente giungono per primi gli impulsi che hanno seguito il percorso diretto in un tempo T dato dalla relazione

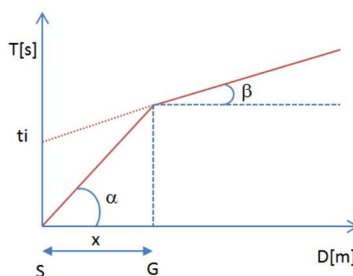
$$T = x_i / V_1$$

dove x_i è la distanza tra il punto di energizzazione e il punto di rilevazione.

L'equazione precedente rappresenta una retta che passa per l'origine degli assi tempi-distanze e il suo coefficiente angolare consente di calcolare la velocità V_1 del primo mezzo come

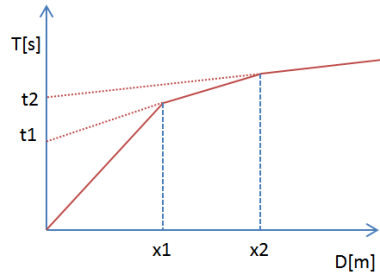
$$V_1 = 1 / \tan \alpha$$

I tempi di arrivo dei raggi rifratti, nel diagramma tempi-distanze, si dispongono secondo una retta che avrà pendenza minore di quella delle onde dirette.



La curva tempi-distanze tende ad avere un andamento regolare secondo una spezzata i cui vertici sono i chiamati *punti di ginocchio* e rappresentano, fisicamente, la condizione in cui si verifica l'arrivo contemporaneo delle onde dirette e rifratte. Per ciascuno di segmenti individuati si determina, dunque, il tempo di ritardo t_i che rappresenta la differenza tra il tempo che il raggio sismico impiega a percorrere un tratto alla velocità propria dello strato in cui si trasmette ed il tempo che impiegherebbe a viaggiare lungo la componente orizzontale di quel tratto alla massima velocità raggiunta in tutto il percorso di rifrazione.

Graficamente il tempo di ritardo è dato dall'intersezione della retta che comprende un segmento della curva tempi-distanze con l'asse dei tempi.

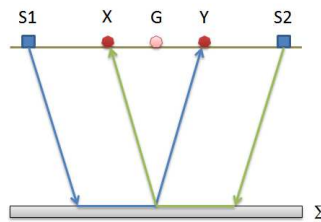


Infine, dalla conoscenza dei tempi t_i è possibile ricavare gli spessori dei rifrattori mediante la relazione:

$$h_{(i-1)} = \frac{V_{(i-1)}V_i}{2\sqrt{V_i^2 - V_{(i-1)}^2}} \left(t_i - \frac{2h_1\sqrt{V_i^2 - V_1^2}}{V_1V_i} - \dots - \frac{2h_{(i-2)}\sqrt{V_i^2 - V_{(i-2)}^2}}{V_1V_{(i-2)}} \right)$$

In situazioni morfologiche complesse può essere utilizzato come metodo di elaborazione il Metodo Reciproco Generalizzato (Generalized Reciprocal Method) discusso da Palmer nel 1980.

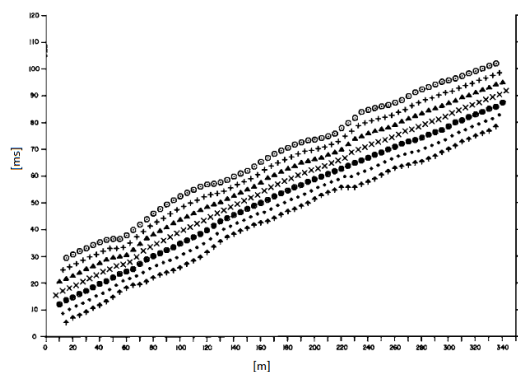
Il metodo è basato sulla ricerca di una distanza intergeofonica virtuale XY tale che i raggi sismici che partono da punti di energizzazione simmetrici rispetto allo stendimento, arrivino al geofono posto in posizione X e a quello posto in posizione Y provenendo da un medesimo punto del rifrattore.



Il primo passo operativo è quello di costruire un diagramma tempi-distanze individuando nei sismogrammi ottenuti dai dati di campagna i primi arrivi delle onde sismiche. Per determinare la distanza XY ottimale è necessario considerare più punti di energizzazione tanto agli estremi quanto all'interno dello stendimento. Ciò permette di individuare con maggiore accuratezza i tempi relativi ad un medesimo rifrattore utili a caratterizzare le dromocrone, fondamentali all'interpretazione. Nelle interpretazioni multi strato, la generazione delle dromocrone può sfruttare tecniche di phantoming per sopperire alla mancanza dei dati per alcuni rifrattori.

Dalla costruzione delle dromocrone è possibile determinare **la funzione velocità** secondo l'equazione

$$T_v = \frac{T_{S_1Y} - T_{S_2X} + T_{S_1S_2}}{2}$$



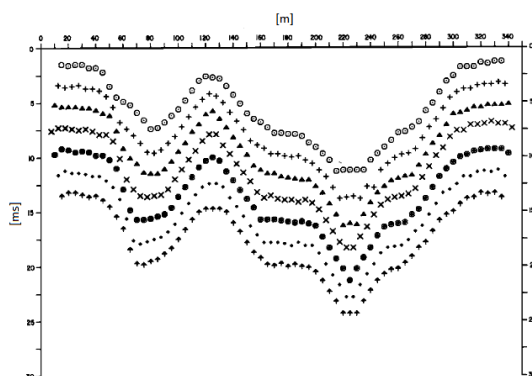
dove T_{S1Y} e T_{S2X} sono i tempi di percorrenza dei raggi sismici per giungere, rispettivamente, dalla sorgente S1 ad X e dalla sorgente S2 ad Y mentre T_{S1S2} è il tempo di tragitto tra i due punti di scoppio S1 ed S2, esternamente simmetrici rispetto allo stendimento. T_V è il tempo calcolato su un geofono G posto tra X ed Y, non necessariamente coincidente con la posizione di un geofono dello stendimento.

Il calcolo della funzione T_V viene eseguito per ogni valore di XY compreso tra zero e metà dello stendimento con variazione pari alla distanza reale tra i geofoni dello stendimento. La migliore retta di regressione delle funzioni velocità ottenute, permette di determinare l'XY ottimo e la velocità del rifrattore che è ricavata dal coefficiente angolare.

Per mezzo della **funzione tempo-profondità** è possibile trovare la profondità del rifrattore espressa in unità di tempo. L'espressione di tale funzione è:

$$T_G = \frac{T_{S1Y} + T_{S2X} - \left(T_{S1S2} + \frac{XY}{V_n} \right)}{2}$$

Dove V_n è la velocità del rifrattore.



Analogamente a quanto avviene per la funzione velocità si determinano diverse funzioni tempo-profondità per l'insieme dei valori XY di studio. Tra le funzioni trovate, quella che presenta la maggiore articolazione compete al valore di XY ottimo.

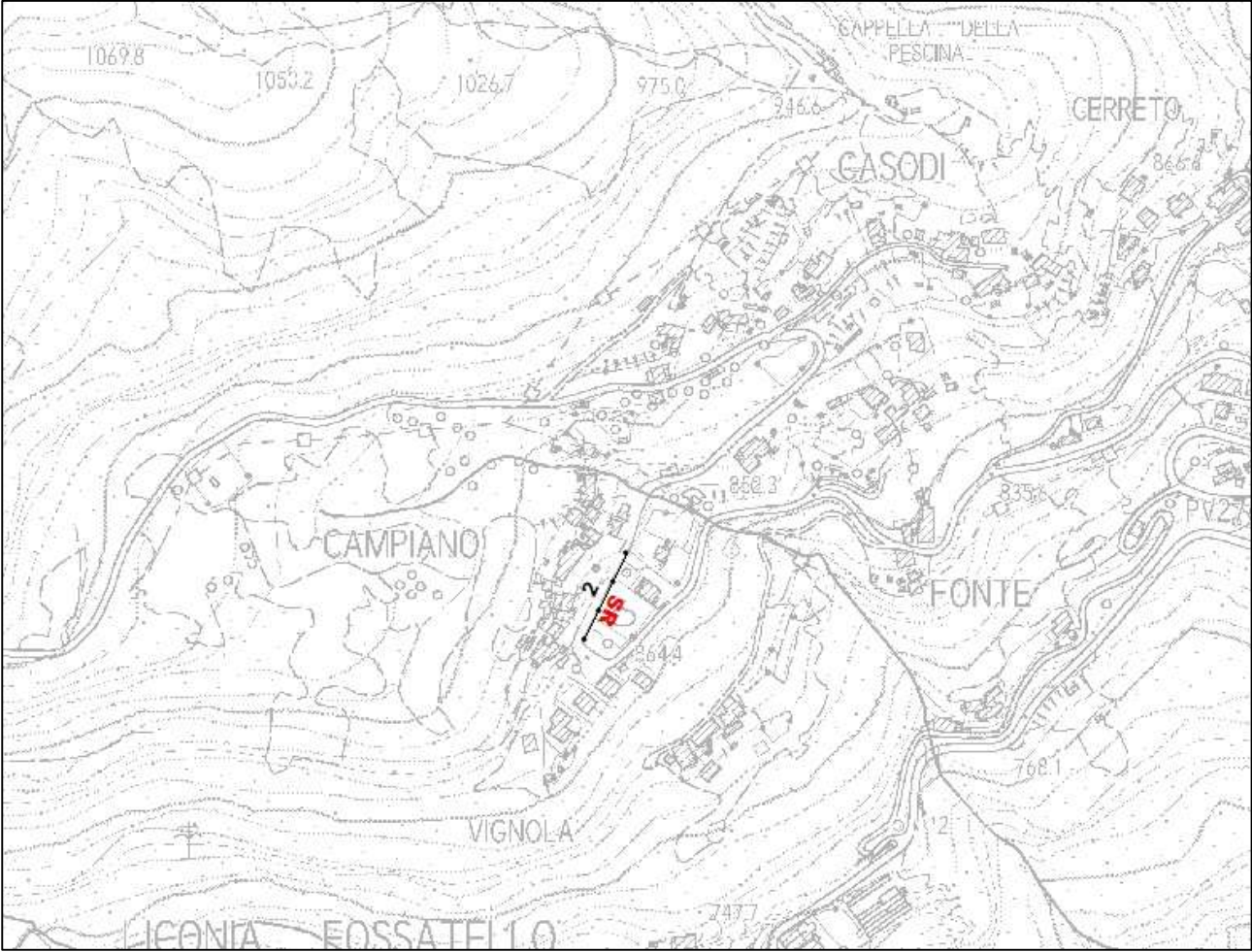
Infine, è possibile determinare lo spessore del rifrattore in corrispondenza delle posizioni dei geofoni G mediante la relazione:

$$h = T_G \sqrt{\frac{V_n XY}{2T_G}}$$

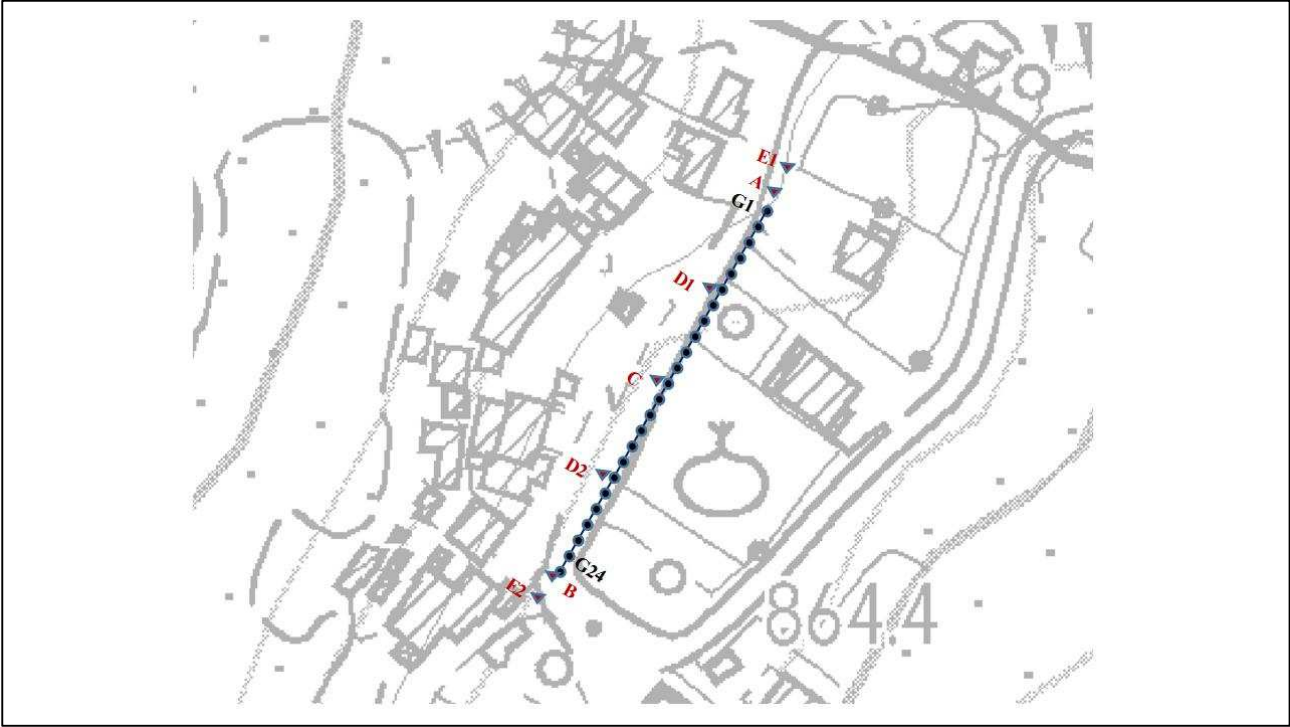
h rappresenta la profondità minima dal geofono G dunque la morfologia del rifrattore è definita dall'involuppo delle semicirconferenze di raggio h .

Uno dei principali vantaggi del G.R.M. è che il fattore di conversione della profondità è relativamente insensibile alle inclinazioni fino a circa 20°

Planimetria Scala 1:5000



Planimetria Scala 1:1000



Geometria dello stendimento

Numero Geofoni: 24

Intervallo (m): 3 m

Lunghezza Stendimento (m): 69 m

Quota (m.s.l.m.): 95

Punti di energizzazione

	E1 Esterno SX	A Estremo SX	D1 Intermedio SX	C Centrale	D2 Intermedio DX	B Estremo DX	E2 Esterno DX
Posizione da Geofono G1 (m)	-6	-1.5	16.5	34.5	52.5	70.5	75

Geometria geofoni

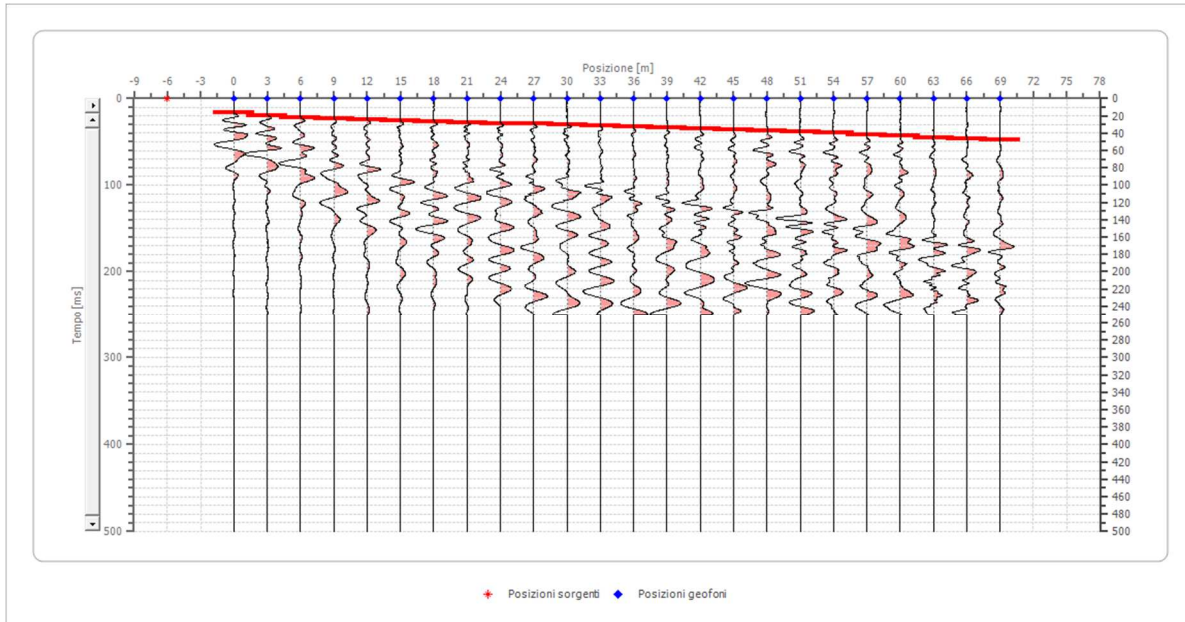
	Posizione X [m]	Posizione Z [m]
1	0.0	3.6
2	3.0	3.5
3	6.0	3.3
4	9.0	3.2
5	12.0	3.0
6	15.0	2.9
7	18.0	2.7
8	21.0	2.6
9	24.0	2.4
10	27.0	2.3
11	30.0	2.1
12	33.0	2.0
13	36.0	1.8
14	39.0	1.7
15	42.0	1.5
16	45.0	1.4
17	48.0	1.2
18	51.0	1.1
19	54.0	0.9
20	57.0	0.8
21	60.0	0.6
22	63.0	0.5
23	66.0	0.3
24	69.0	0.2

Dati battute – ONDE P

Battuta 1

Posizione sorgente X -6 [m]

Posizione sorgente Z 4 [m]

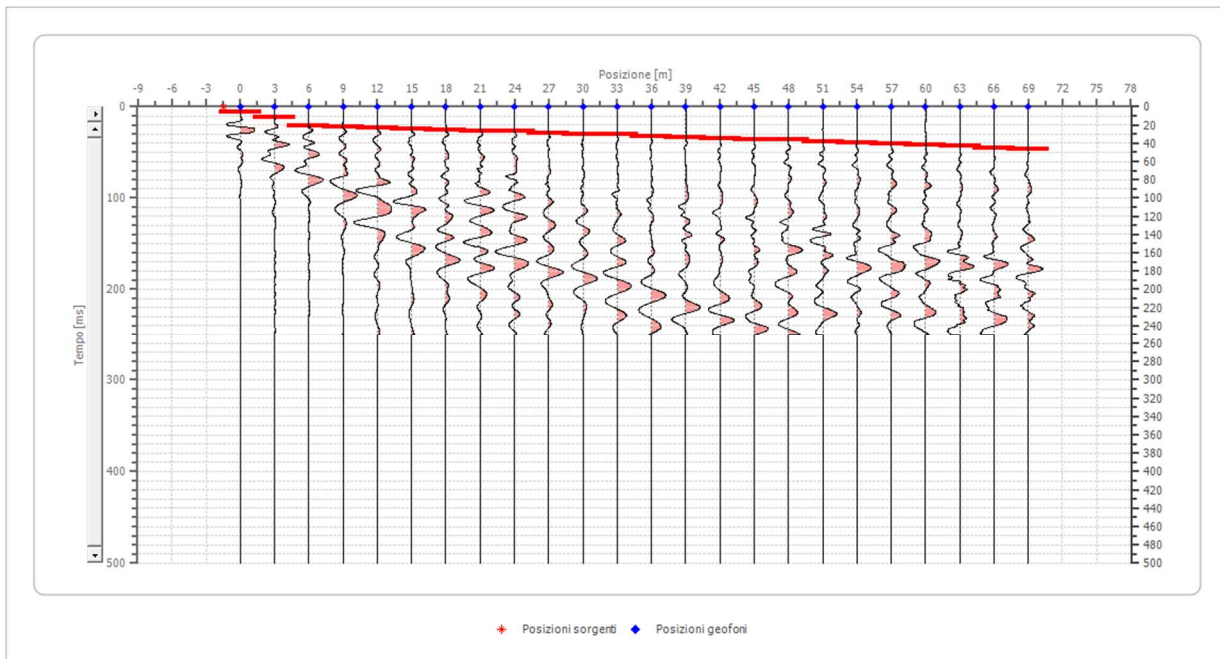


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	16.3498
3.0	19.3916
6.0	21.6730
9.0	22.8137
12.0	24.3346
15.0	25.4753
18.0	26.2357
21.0	27.3764
24.0	28.5171
27.0	29.2776
30.0	30.0380
33.0	31.1787
36.0	32.3194
39.0	33.4601
42.0	34.9810
45.0	36.1217
48.0	37.6426
51.0	38.7833
54.0	39.9240
57.0	41.4449
60.0	42.9658
63.0	44.8669
66.0	46.0076
69.0	47.9087

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

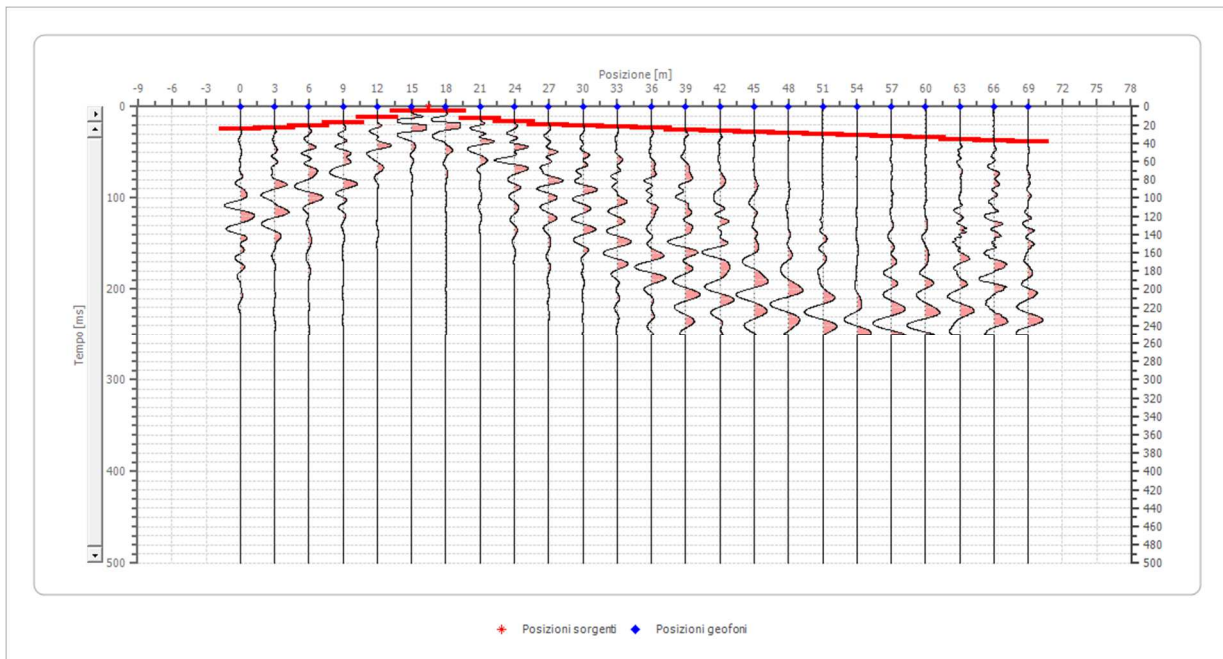
Posizione sorgente Z 4 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	5.7034
3.0	11.4068
6.0	20.9125
9.0	22.4335
12.0	23.5741
15.0	24.7148
18.0	25.4753
21.0	26.2357
24.0	26.9962
27.0	28.5171
30.0	29.6578
33.0	30.7985
36.0	32.3194
39.0	33.4601
42.0	34.6008
45.0	35.7414
48.0	36.5019
51.0	38.4030
54.0	39.5437
57.0	40.6844
60.0	41.8251
63.0	43.3460
66.0	44.8669
69.0	46.0076

Battuta 3

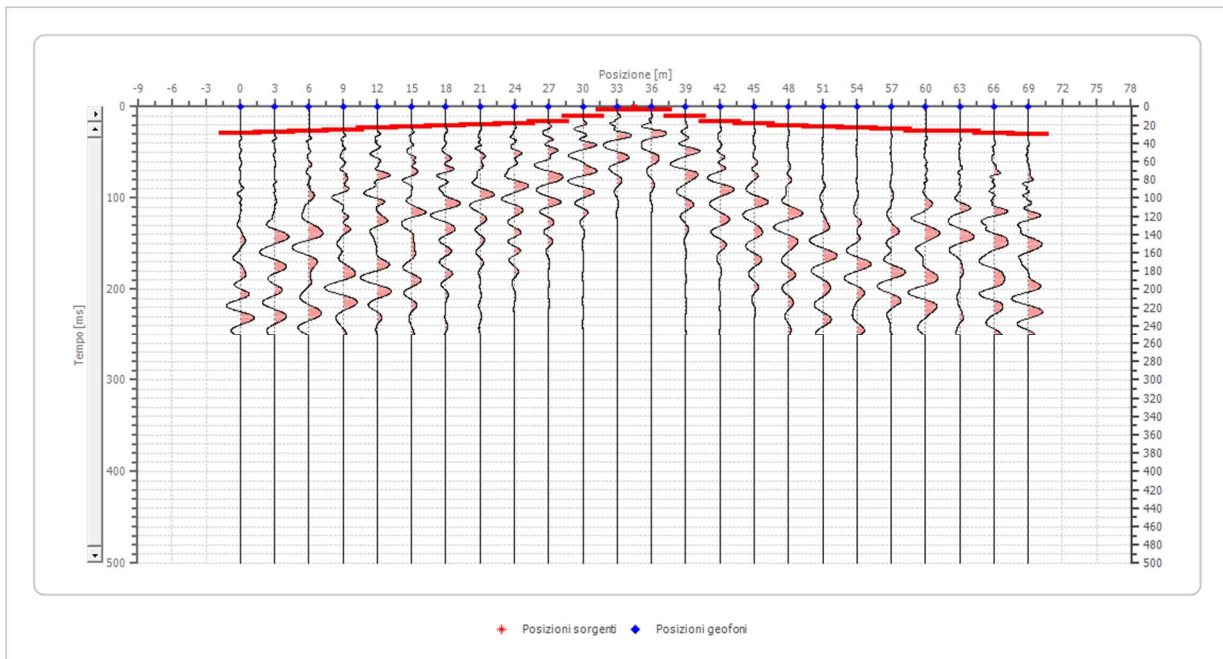
Posizione sorgente X 16.5 [m]
Posizione sorgente Z 3 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	23.9544
3.0	22.8137
6.0	21.2928
9.0	17.1103
12.0	11.4068
15.0	4.5627
18.0	4.5627
21.0	12.5475
24.0	16.3498
27.0	19.3916
30.0	20.9125
33.0	22.0532
36.0	23.5741
39.0	25.0951
42.0	26.2357
45.0	27.7567
48.0	28.8973
51.0	30.0380
54.0	31.5589
57.0	33.0798
60.0	34.2205
63.0	36.1217
66.0	37.2624
69.0	38.7833

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]
Posizione sorgente Z 2 [m]

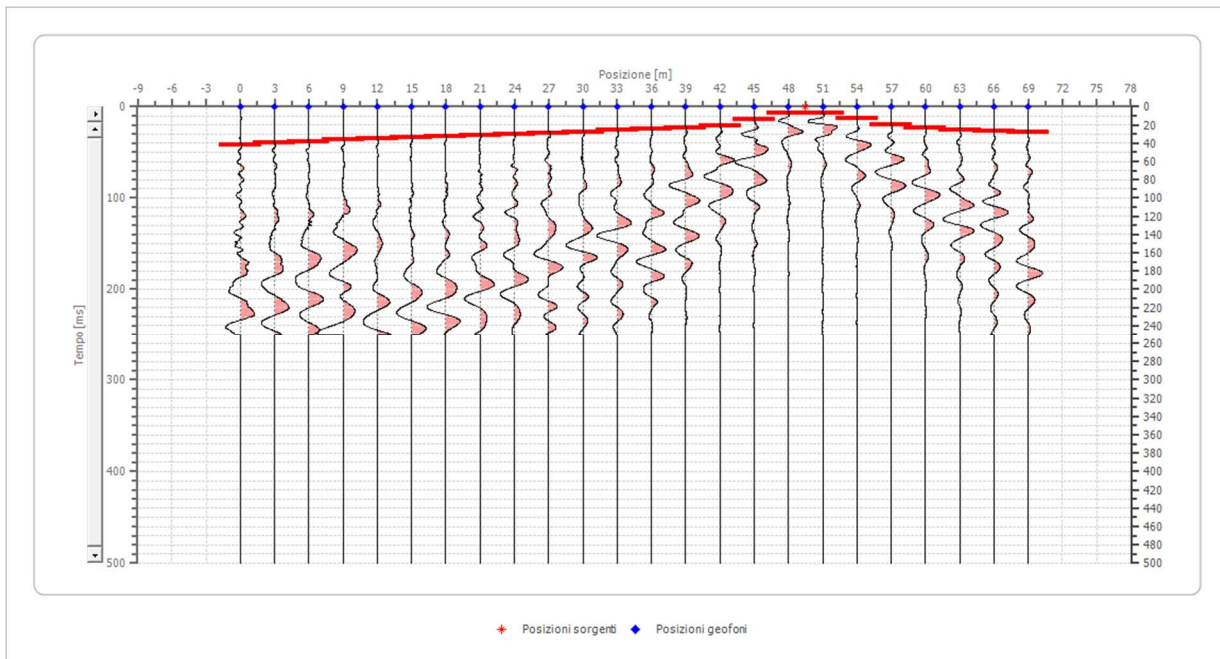


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	28.8973
3.0	27.3764
6.0	26.2357
9.0	25.0951
12.0	23.5741
15.0	22.4335
18.0	21.2928
21.0	19.3916
24.0	18.2510
27.0	16.3498
30.0	11.0266
33.0	3.8023
36.0	3.8023
39.0	11.0266
42.0	16.7300
45.0	19.0114
48.0	20.5323
51.0	21.6730
54.0	23.1939
57.0	24.7148
60.0	26.2357
63.0	26.9962
66.0	28.5171
69.0	30.0380

Battuta 5

Posizione sorgente X 49.5 [m]

Posizione sorgente Z 1 [m]

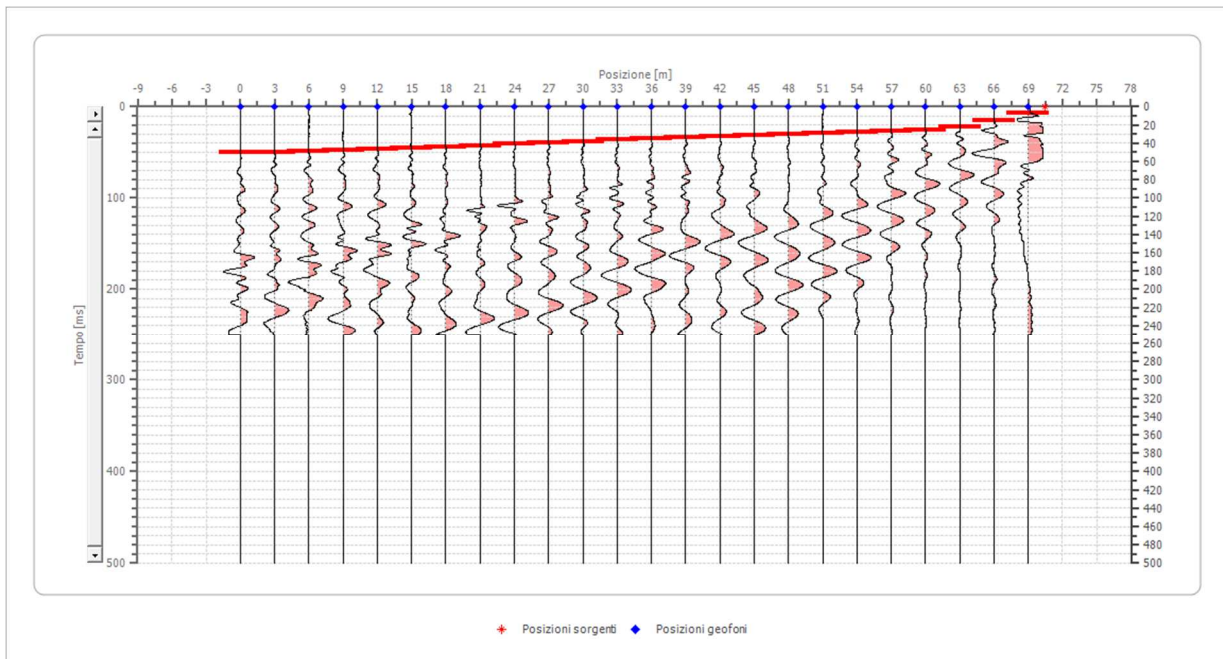


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	41.8251
3.0	39.9240
6.0	38.0228
9.0	36.5019
12.0	34.9810
15.0	33.8403
18.0	32.3194
21.0	31.1787
24.0	30.0380
27.0	28.5171
30.0	27.3764
33.0	25.8555
36.0	24.7148
39.0	23.5741
42.0	20.9125
45.0	13.6882
48.0	7.2243
51.0	7.2243
54.0	13.3080
57.0	19.3916
60.0	23.5741
63.0	25.0951
66.0	26.2357
69.0	27.7567

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

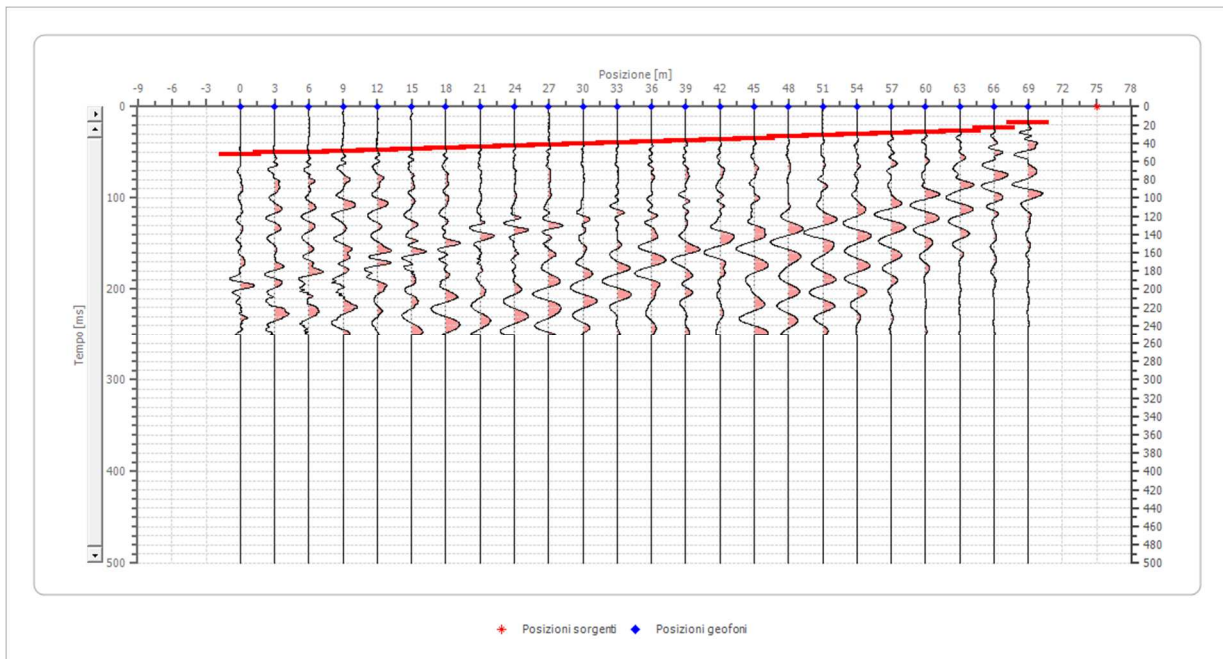
Posizione sorgente Z 0 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	50.1901
3.0	49.4297
6.0	48.2890
9.0	47.1483
12.0	46.0076
15.0	44.8669
18.0	43.7262
21.0	42.5856
24.0	41.0646
27.0	39.9240
30.0	38.4030
33.0	36.5019
36.0	34.9810
39.0	33.8403
42.0	32.3194
45.0	31.1787
48.0	29.6578
51.0	28.5171
54.0	27.3764
57.0	26.2357
60.0	25.0951
63.0	21.6730
66.0	15.2091
69.0	7.2243

Battuta 7

Posizione sorgente X 75 [m]
Posizione sorgente Z 0 [m]

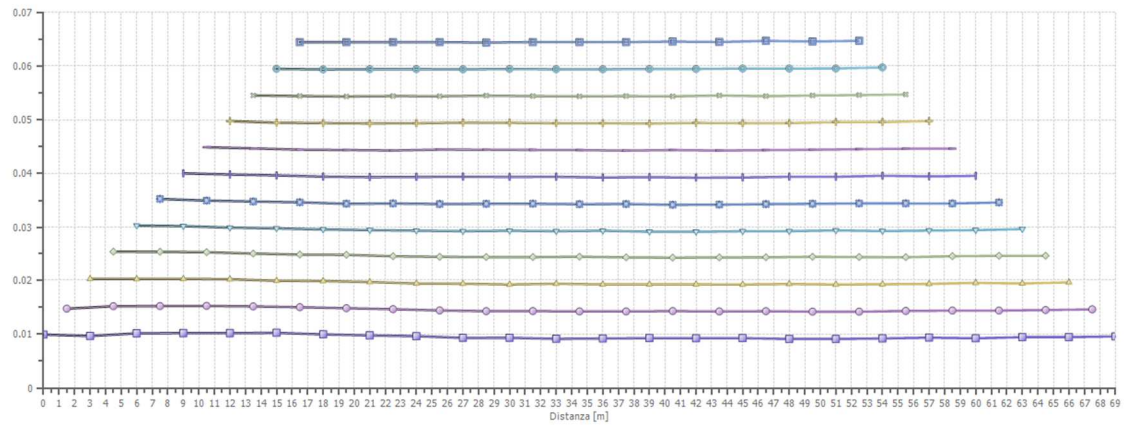
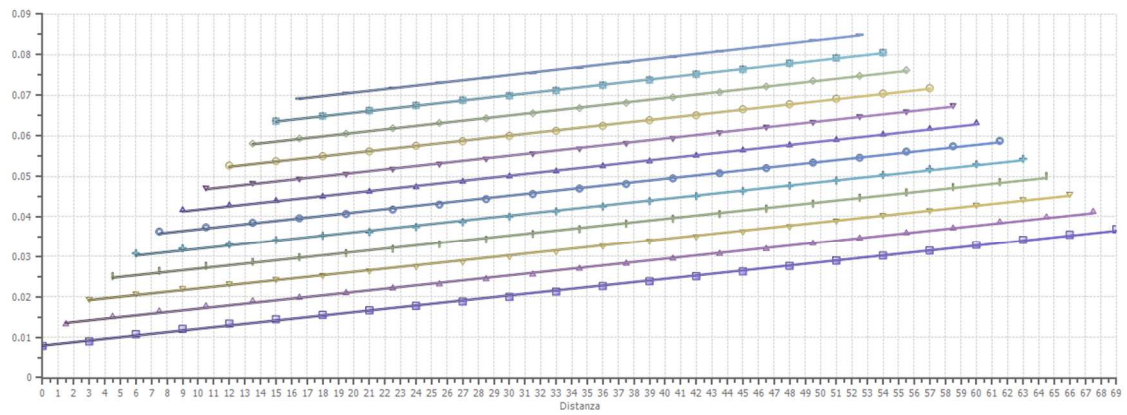


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	52.0913
3.0	50.5703
6.0	49.8099
9.0	48.2890
12.0	47.1483
15.0	46.3878
18.0	44.8669
21.0	43.7262
24.0	42.5856
27.0	41.4449
30.0	40.3042
33.0	39.1635
36.0	38.0228
39.0	36.8821
42.0	35.7414
45.0	34.6008
48.0	33.0798
51.0	31.5589
54.0	30.4183
57.0	29.2776
60.0	27.3764
63.0	26.2357
66.0	23.1939
69.0	17.8707

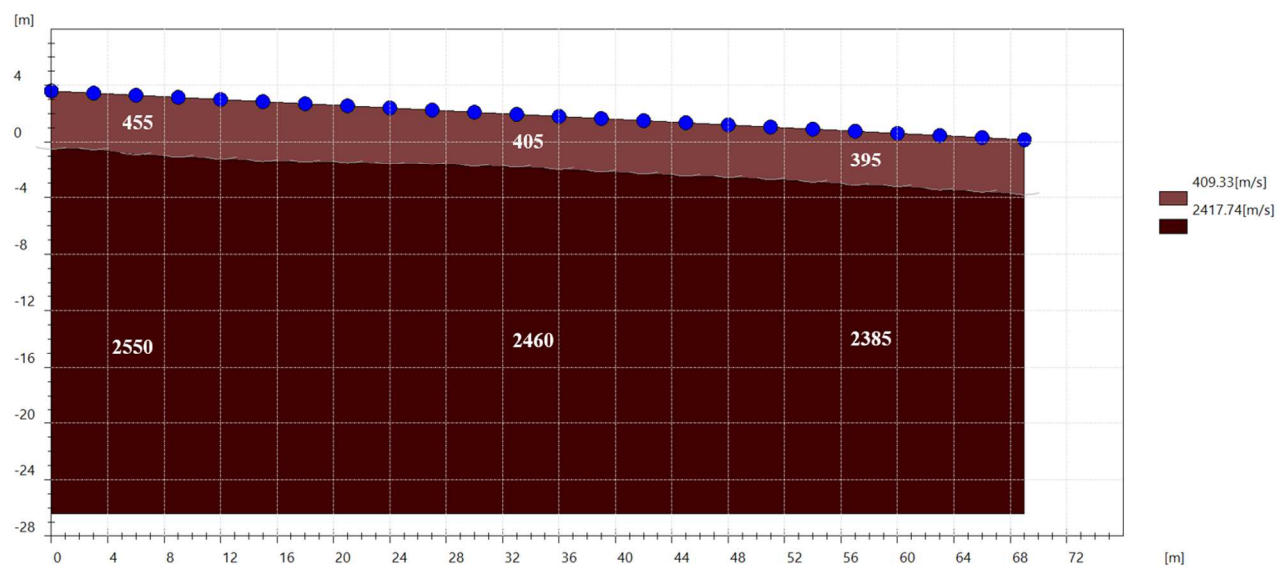
Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	4.1	--
G= 3.0 [m]	4.0	--
G= 6.0 [m]	4.2	--
G= 9.0 [m]	4.2	--
G= 12.0 [m]	4.2	--
G= 15.0 [m]	4.3	--
G= 18.0 [m]	4.1	--
G= 21.0 [m]	4.1	--
G= 24.0 [m]	4.0	--
G= 27.0 [m]	3.9	--
G= 30.0 [m]	3.9	--
G= 33.0 [m]	3.8	--
G= 36.0 [m]	3.8	--
G= 39.0 [m]	3.8	--
G= 42.0 [m]	3.8	--
G= 45.0 [m]	3.8	--
G= 48.0 [m]	3.8	--
G= 51.0 [m]	3.8	--
G= 54.0 [m]	3.8	--
G= 57.0 [m]	3.9	--
G= 60.0 [m]	3.8	--
G= 63.0 [m]	3.9	--
G= 66.0 [m]	3.9	--
G= 69.0 [m]	4.0	--
Velocità [m/sec]	409.3	2417.7
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE P

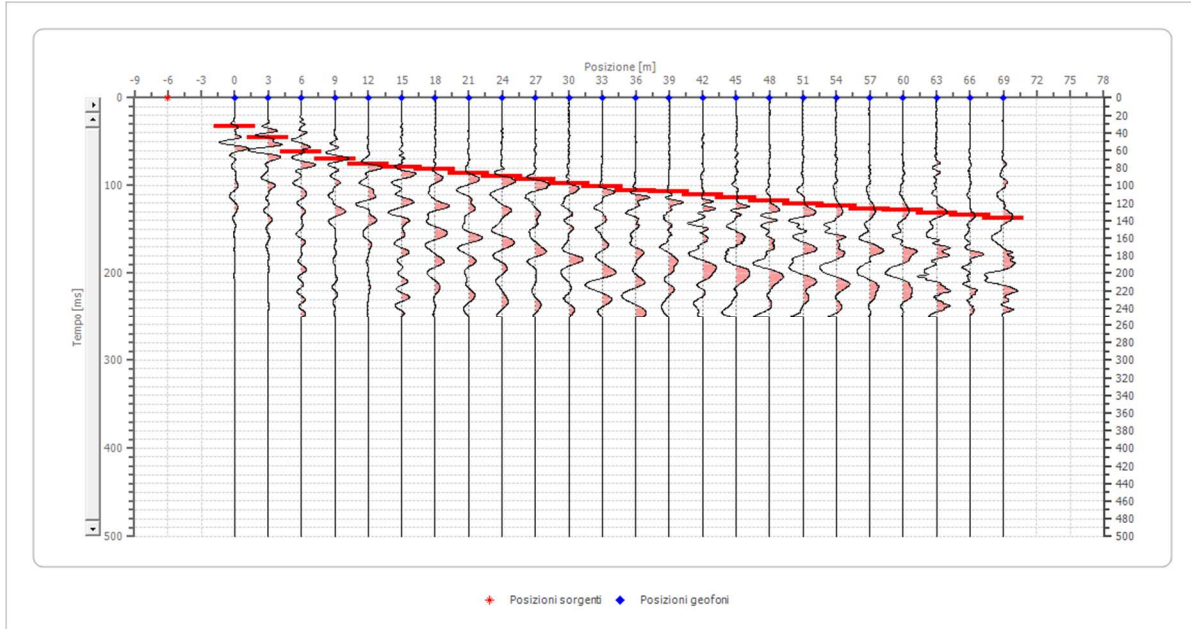


Dati battute – ONDE SH

Battuta 1

Posizione sorgente X -6 [m]

Posizione sorgente Z 4 [m]

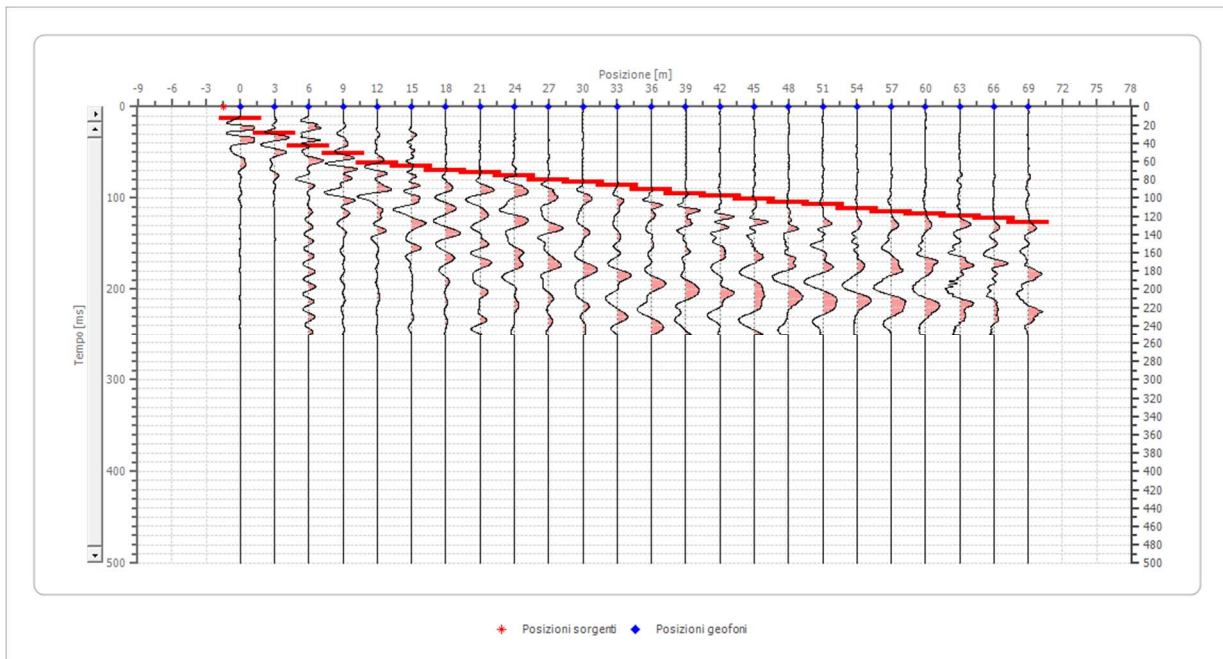


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	32.3356
3.0	45.6502
6.0	61.8180
9.0	69.4263
12.0	75.1326
15.0	78.9368
18.0	81.7899
21.0	85.5941
24.0	89.3983
27.0	93.2025
30.0	97.9577
33.0	101.7619
36.0	105.5661
39.0	107.4682
42.0	110.3213
45.0	114.1255
48.0	116.9786
51.0	120.7828
54.0	123.6359
57.0	126.4891
60.0	128.3912
63.0	131.2443
66.0	134.0974
69.0	136.9506

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

Posizione sorgente Z 4 [m]

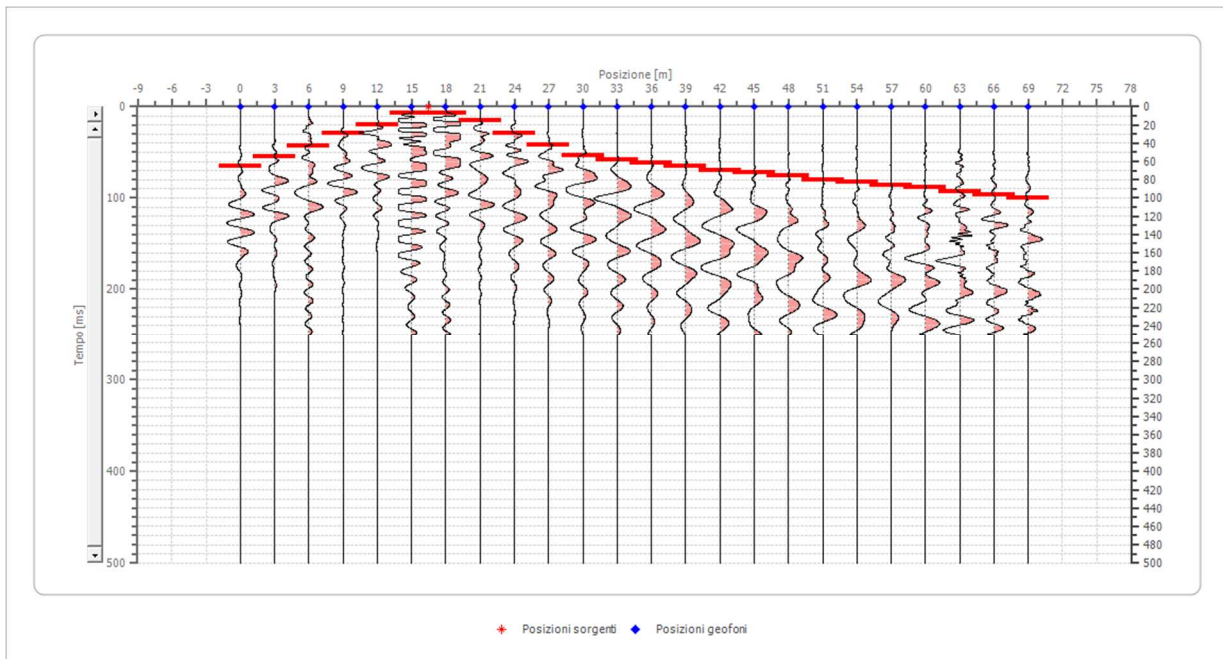


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	12.3636
3.0	29.4824
6.0	42.7971
9.0	51.3565
12.0	61.8180
15.0	65.6222
18.0	69.4263
21.0	72.2795
24.0	76.0837
27.0	79.8878
30.0	82.7410
33.0	86.5452
36.0	91.3004
39.0	95.1046
42.0	97.9577
45.0	101.7619
48.0	104.6150
51.0	107.4682
54.0	111.2723
57.0	115.0765
60.0	117.9297
63.0	119.8318
66.0	122.6849
69.0	126.4891

Battuta 3

Posizione sorgente X 16.5 [m]

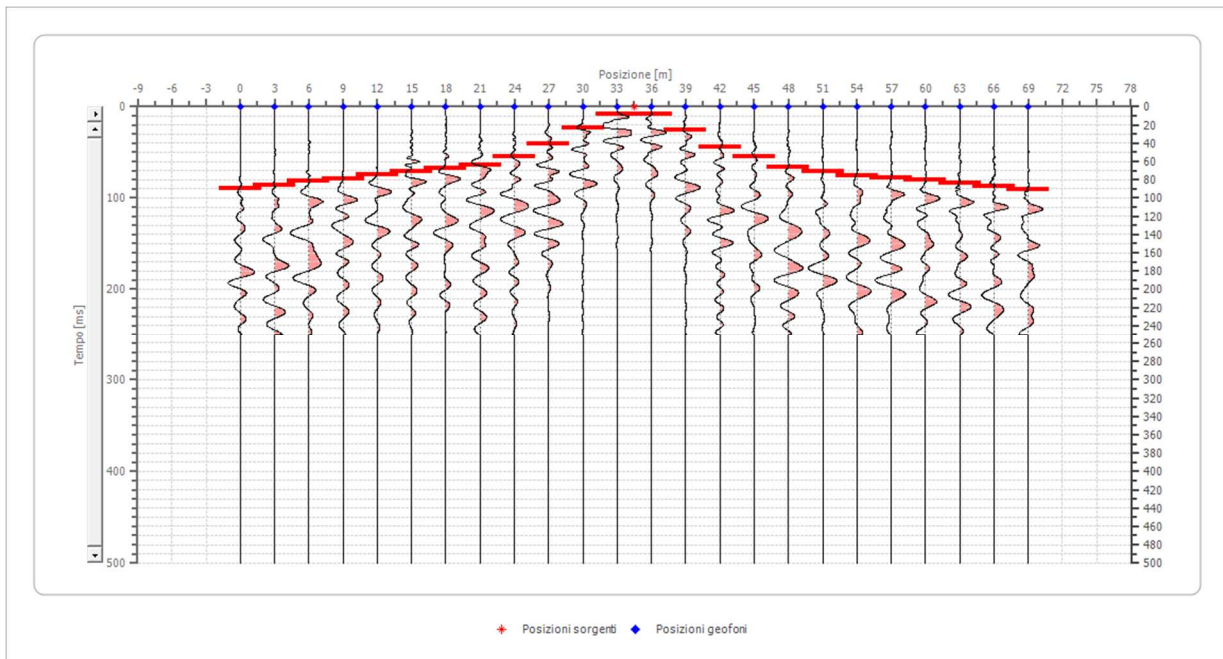
Posizione sorgente Z 3 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	64.6711
3.0	55.1607
6.0	42.7971
9.0	29.4824
12.0	19.9720
15.0	6.6573
18.0	6.6573
21.0	15.2167
24.0	28.5314
27.0	41.8460
30.0	53.2586
33.0	58.0138
36.0	61.8180
39.0	65.6222
42.0	69.4263
45.0	72.2795
48.0	76.0837
51.0	79.8878
54.0	82.7410
57.0	85.5941
60.0	88.4473
63.0	93.2025
66.0	97.0067
69.0	99.8598

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]
Posizione sorgente Z 2 [m]

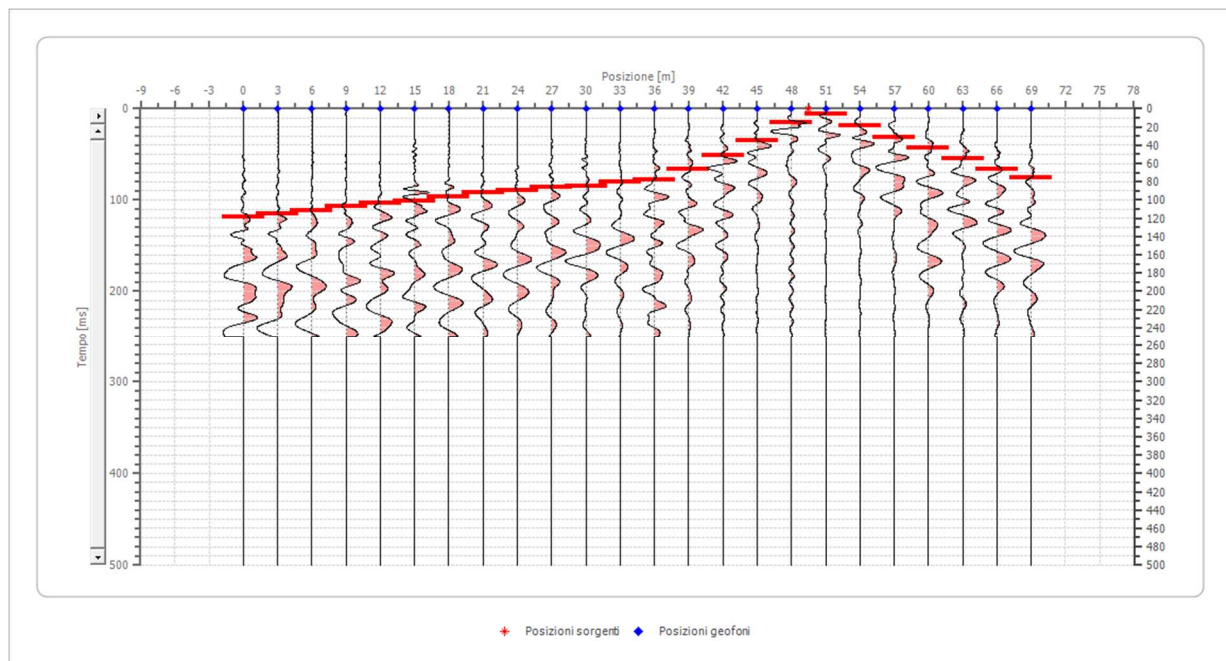


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	89.3983
3.0	85.5941
6.0	81.7899
9.0	78.9368
12.0	74.1816
15.0	71.3284
18.0	67.5242
21.0	63.7201
24.0	54.2096
27.0	40.8950
30.0	23.7761
33.0	7.6084
36.0	8.5594
39.0	25.6782
42.0	43.7481
45.0	55.1607
48.0	66.5732
51.0	71.3284
54.0	75.1326
57.0	77.9857
60.0	80.8389
63.0	83.6920
66.0	87.4962
69.0	90.3493

Battuta 5

Posizione sorgente X 49.5 [m]

Posizione sorgente Z 1 [m]

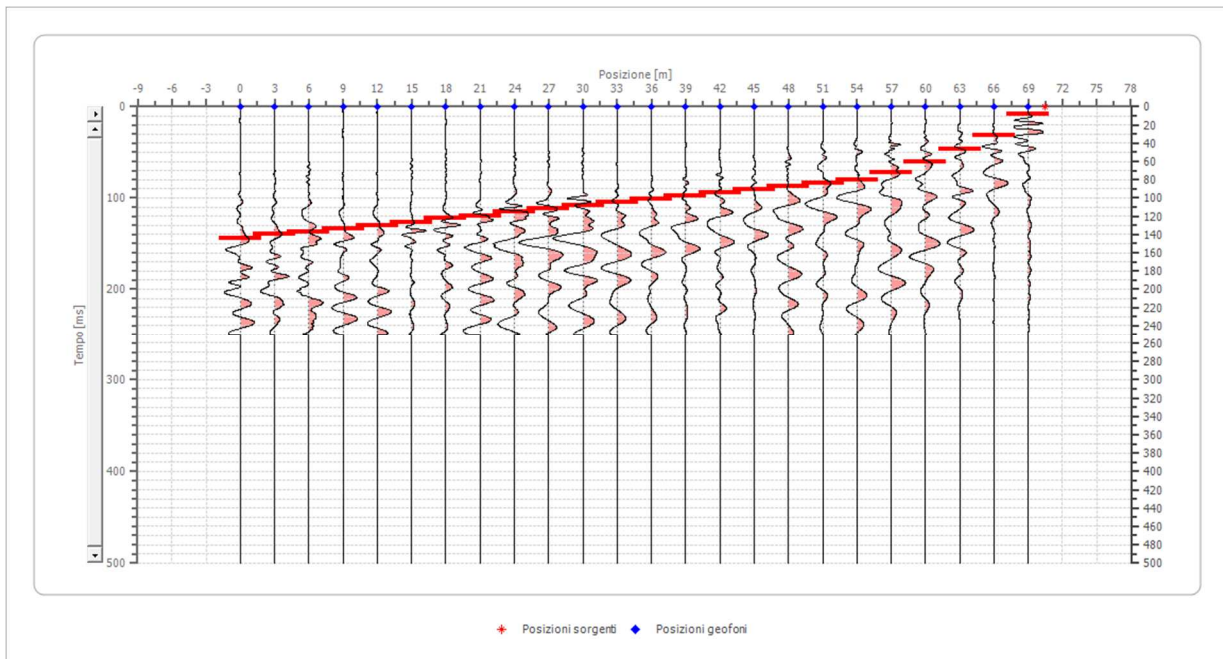


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	118.8807
3.0	115.0765
6.0	111.2723
9.0	107.4682
12.0	103.6640
15.0	100.8108
18.0	97.0067
21.0	92.2514
24.0	89.3983
27.0	86.5452
30.0	84.6431
33.0	80.8389
36.0	77.9857
39.0	66.5732
42.0	51.3565
45.0	35.1887
48.0	15.2167
51.0	5.7063
54.0	18.0699
57.0	31.3845
60.0	42.7971
63.0	55.1607
66.0	66.5732
69.0	76.0837

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

Posizione sorgente Z 0 [m]

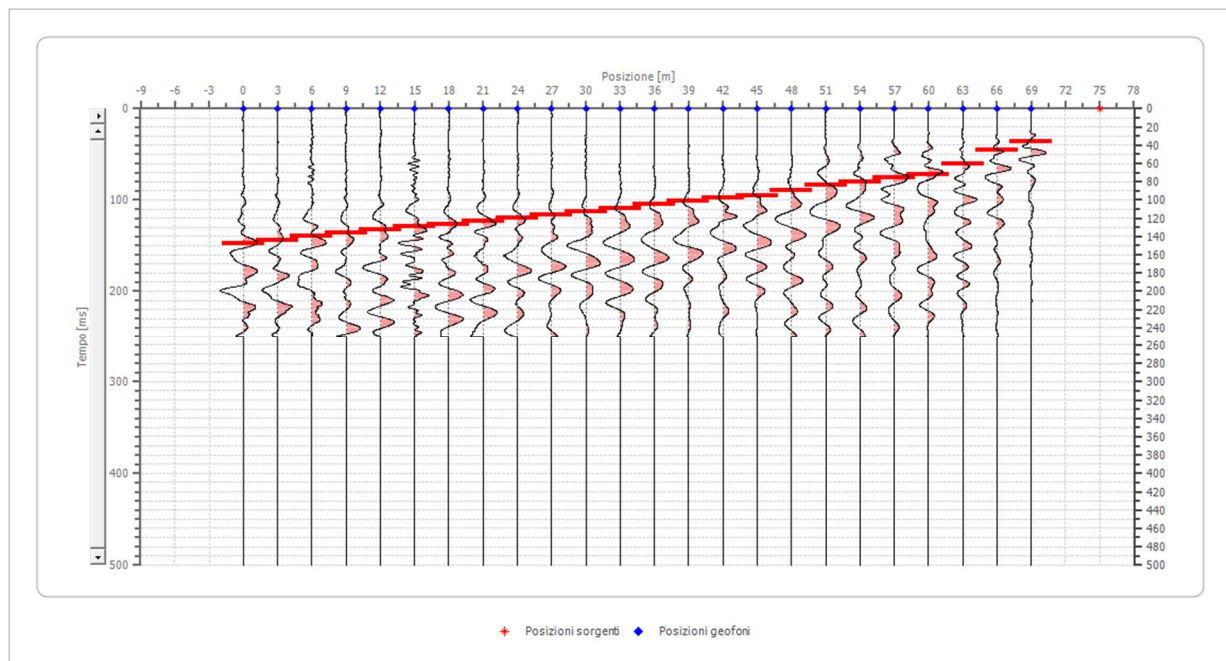


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	144.5589
3.0	139.8037
6.0	136.9506
9.0	134.0974
12.0	130.2933
15.0	126.4891
18.0	122.6849
21.0	119.8318
24.0	115.0765
27.0	111.2723
30.0	108.4192
33.0	104.6150
36.0	101.7619
39.0	97.9577
42.0	94.1535
45.0	90.3493
48.0	87.4962
51.0	83.6920
54.0	79.8878
57.0	72.2795
60.0	59.9159
63.0	46.6012
66.0	31.3845
69.0	7.6084

Battuta 7

Posizione sorgente X 75 [m]

Posizione sorgente Z 0 [m]

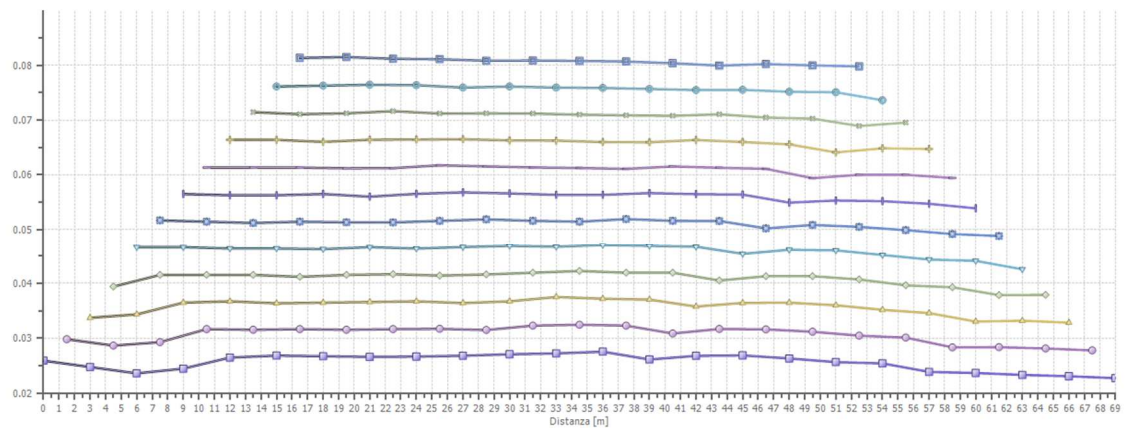
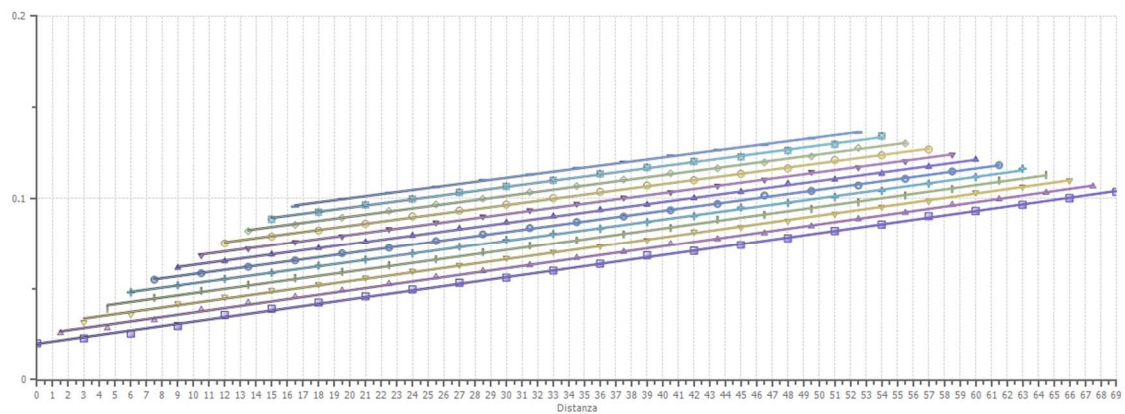


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	147.4121
3.0	144.5589
6.0	139.8037
9.0	135.9995
12.0	132.1954
15.0	129.3422
18.0	126.4891
21.0	123.6359
24.0	119.8318
27.0	116.0276
30.0	113.1744
33.0	109.3703
36.0	104.6150
39.0	101.7619
42.0	97.9577
45.0	95.1046
48.0	89.3983
51.0	83.6920
54.0	79.8878
57.0	75.1326
60.0	72.2795
63.0	59.9159
66.0	45.6502
69.0	36.1397

Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	5.5	--
G= 3.0 [m]	5.3	--
G= 6.0 [m]	5.0	--
G= 9.0 [m]	5.2	--
G= 12.0 [m]	5.7	--
G= 15.0 [m]	5.7	--
G= 18.0 [m]	5.7	--
G= 21.0 [m]	5.7	--
G= 24.0 [m]	5.7	--
G= 27.0 [m]	5.7	--
G= 30.0 [m]	5.8	--
G= 33.0 [m]	5.8	--
G= 36.0 [m]	5.9	--
G= 39.0 [m]	5.6	--
G= 42.0 [m]	5.7	--
G= 45.0 [m]	5.7	--
G= 48.0 [m]	5.6	--
G= 51.0 [m]	5.5	--
G= 54.0 [m]	5.4	--
G= 57.0 [m]	5.1	--
G= 60.0 [m]	5.0	--
G= 63.0 [m]	5.0	--
G= 66.0 [m]	4.9	--
G= 69.0 [m]	4.8	--
Velocità [m/sec]	206.6	816.5
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE SH

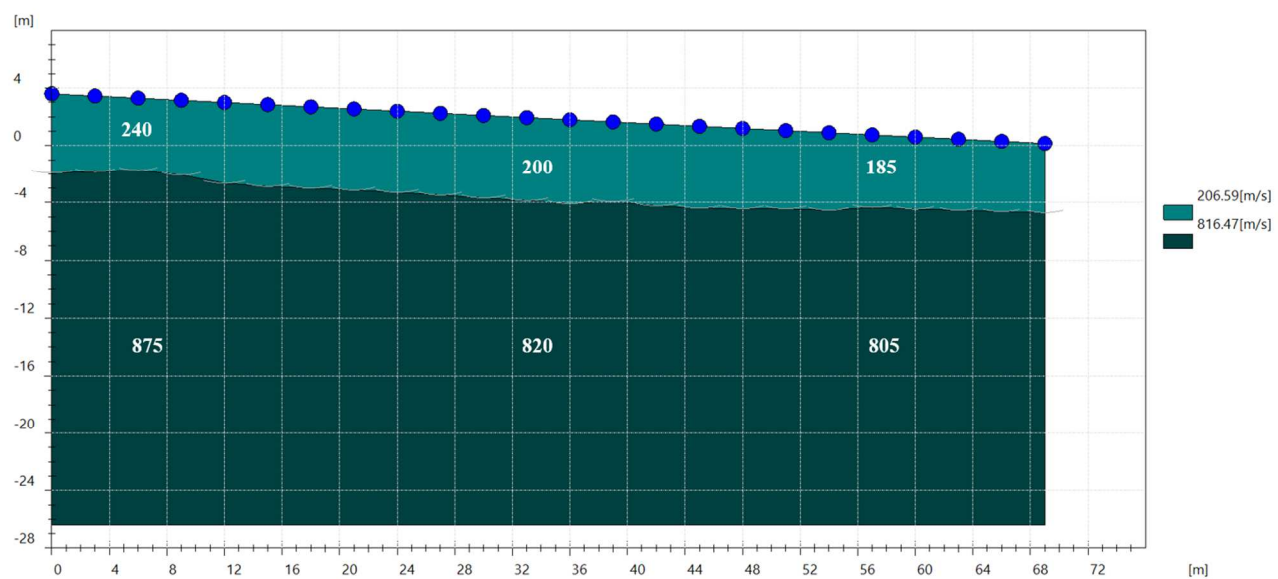




Foto – Indagine sismica a rifrazione SR_2

SR_3: SISMICA A RIFRAZIONE P-SH

Easy Refract

Le indagini di sismica a rifrazione consentono di interpretare la stratigrafia del sottosuolo attraverso il principio fisico del fenomeno della rifrazione totale di un'onda sismica che incide su una discontinuità, individuata fra due corpi aventi proprietà meccaniche diverse (orizzonte rifrattorio). La condizione fondamentale per eseguire studi di sismica a rifrazione è quella per cui la successione di strati da investigare sia caratterizzata da velocità sismiche crescenti all'aumentare della profondità. In questo modo si possono valutare fino a 4 o 5 orizzonti rifrattori differenti.

Le prove si basano sulla misura dei tempi di percorso delle onde elastiche per le quali, ipotizzando le superfici di discontinuità estese rispetto alla lunghezza d'onda o, comunque, con deboli curvature, i fronti d'onda sono rappresentati mediante i relativi raggi sismici. L'analisi si avvale, poi, del principio di Fermat e della legge di Snell.

Il principio di Fermat stabilisce che il raggio sismico percorre la distanza tra sorgente e rilevatore seguendo il percorso per cui il tempo di tragitto è minimo. Per tale principio, dato un piano che separa due mezzi con caratteristiche elastiche diverse, il raggio sismico è quello che si estende lungo un piano perpendicolare alla discontinuità contenente sia la sorgente che il ricevitore.

La legge di Snell è una formula che descrive le modalità di rifrazione di un raggio sismico nella transizione tra due mezzi caratterizzati da diversa velocità di propagazione delle onde o, equivalentemente, da diversi indici di rifrazione. L'angolo formato tra la superficie di discontinuità e il raggio sismico è chiamato angolo di incidenza θ_i mentre quello formato tra il raggio rifratto e la superficie normale è detto angolo di rifrazione θ_r . La formulazione matematica è:

$$v_2 \sin \theta_i = v_1 \sin \theta_r$$

Dove v_1 e v_2 sono le velocità dei due mezzi separati dalla superficie di discontinuità.

Per $v_1 > v_2$ si ha che $\theta_i > \theta_r$ e la sismica a rifrazione non è attuabile poiché il raggio rifratto andrebbe ad inclinarsi verso il basso. Per $v_1 < v_2$ si ha che $\theta_i < \theta_r$ ed esiste un angolo limite di incidenza per cui $\theta_r = 90^\circ$ ed il raggio rifratto viaggia parallelamente alla superficie di discontinuità. L'espressione che definisce l'angolo limite è:

$$\theta_i = \arcsin(v_1 / v_2)$$

Il modo più semplice per analizzare i dati di rifrazione è quello di costruire un diagramma tempi-distanze in cui l'origine del sistema di riferimento è posto in corrispondenza della sorgente di generazione delle onde elastiche. In ascissa sono rappresentate le posizioni dei geofoni ed in ordinata i tempi dei primi arrivi. Ai geofoni più vicini alla sorgente giungono per primi gli impulsi che hanno seguito il percorso diretto in un tempo T dato dalla relazione

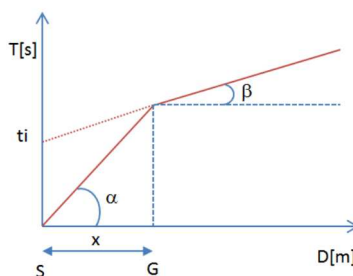
$$T = x_i / V_1$$

dove x_i è la distanza tra il punto di energizzazione e il punto di rilevazione.

L'equazione precedente rappresenta una retta che passa per l'origine degli assi tempi-distanze e il suo coefficiente angolare consente di calcolare la velocità V_1 del primo mezzo come

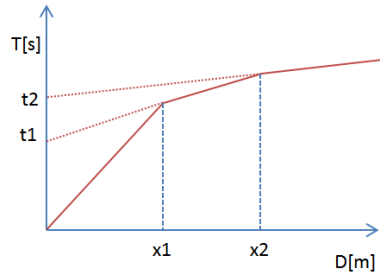
$$V_1 = 1 / \tan \alpha$$

I tempi di arrivo dei raggi rifratti, nel diagramma tempi-distanze, si dispongono secondo una retta che avrà pendenza minore di quella delle onde dirette.



La curva tempi-distanze tende ad avere un andamento regolare secondo una spezzata i cui vertici sono i chiamati *punti di ginocchio* e rappresentano, fisicamente, la condizione in cui si verifica l'arrivo contemporaneo delle onde dirette e rifratte. Per ciascuno di segmenti individuati si determina, dunque, il tempo di ritardo t_i che rappresenta la differenza tra il tempo che il raggio sismico impiega a percorrere un tratto alla velocità propria dello strato in cui si trasmette ed il tempo che impiegherebbe a viaggiare lungo la componente orizzontale di quel tratto alla massima velocità raggiunta in tutto il percorso di rifrazione.

Graficamente il tempo di ritardo è dato dall'intersezione della retta che comprende un segmento della curva tempi-distanze con l'asse dei tempi.

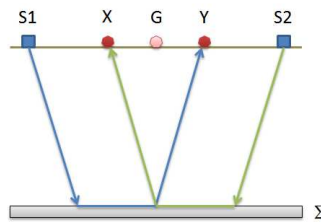


Infine, dalla conoscenza dei tempi t_i è possibile ricavare gli spessori dei rifrattori mediante la relazione:

$$h_{(i-1)} = \frac{V_{(i-1)}V_i}{2\sqrt{V_i^2 - V_{(i-1)}^2}} \left(t_i - \frac{2h_1\sqrt{V_i^2 - V_1^2}}{V_1V_i} - \dots - \frac{2h_{(i-2)}\sqrt{V_i^2 - V_{(i-2)}^2}}{V_1V_{(i-2)}} \right)$$

In situazioni morfologiche complesse può essere utilizzato come metodo di elaborazione il Metodo Reciproco Generalizzato (Generalized Reciprocal Method) discusso da Palmer nel 1980.

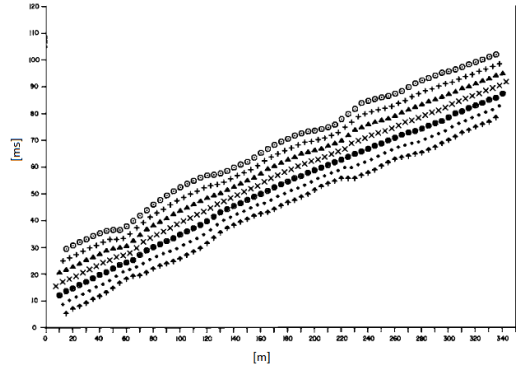
Il metodo è basato sulla ricerca di una distanza intergeofonica virtuale XY tale che i raggi sismici che partono da punti di energizzazione simmetrici rispetto allo stendimento, arrivino al geofono posto in posizione X e a quello posto in posizione Y provenendo da un medesimo punto del rifrattore.



Il primo passo operativo è quello di costruire un diagramma tempi-distanze individuando nei sismogrammi ottenuti dai dati di campagna i primi arrivi delle onde sismiche. Per determinare la distanza XY ottimale è necessario considerare più punti di energizzazione tanto agli estremi quanto all'interno dello stendimento. Ciò permette di individuare con maggiore accuratezza i tempi relativi ad un medesimo rifrattore utili a caratterizzare le dromocrone, fondamentali all'interpretazione. Nelle interpretazioni multi strato, la generazione delle dromocrone può sfruttare tecniche di phantoming per sopperire alla mancanza dei dati per alcuni rifrattori.

Dalla costruzione delle dromocrone è possibile determinare **la funzione velocità** secondo l'equazione

$$T_v = \frac{T_{S_1Y} - T_{S_2X} + T_{S_1S_2}}{2}$$



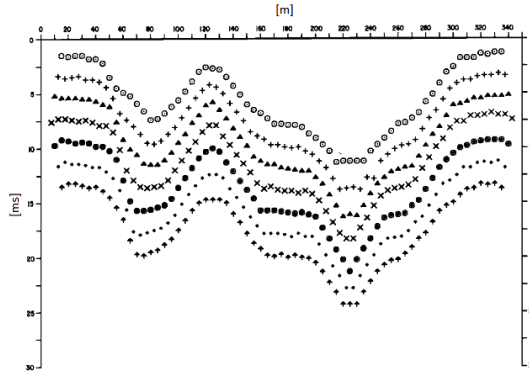
dove T_{S_1Y} e T_{S_2X} sono i tempi di percorrenza dei raggi sismici per giungere, rispettivamente, dalla sorgente S1 ad X e dalla sorgente S2 ad Y mentre $T_{S_1S_2}$ è il tempo di tragitto tra i due punti di scoppio S1 ed S2, esternamente simmetrici rispetto allo stendimento. T_V è il tempo calcolato su un geofono G posto tra X ed Y, non necessariamente coincidente con la posizione di un geofono dello stendimento.

Il calcolo della funzione T_V viene eseguito per ogni valore di XY compreso tra zero e metà dello stendimento con variazione pari alla distanza reale tra i geofoni dello stendimento. La migliore retta di regressione delle funzioni velocità ottenute, permette di determinare l'XY ottimo e la velocità del rifrattore che è ricavata dal coefficiente angolare.

Per mezzo della **funzione tempo-profondità** è possibile trovare la profondità del rifrattore espressa in unità di tempo. L'espressione di tale funzione è:

$$T_G = \frac{T_{S_1Y} + T_{S_2X} - \left(T_{S_1S_2} + \frac{XY}{V_n} \right)}{2}$$

Dove V_n è la velocità del rifrattore.



Analogamente a quanto avviene per la funzione velocità si determinano diverse funzioni tempo-profondità per l'insieme dei valori XY di studio. Tra le funzioni trovate, quella che presenta la maggiore articolazione compete al valore di XY ottimo.

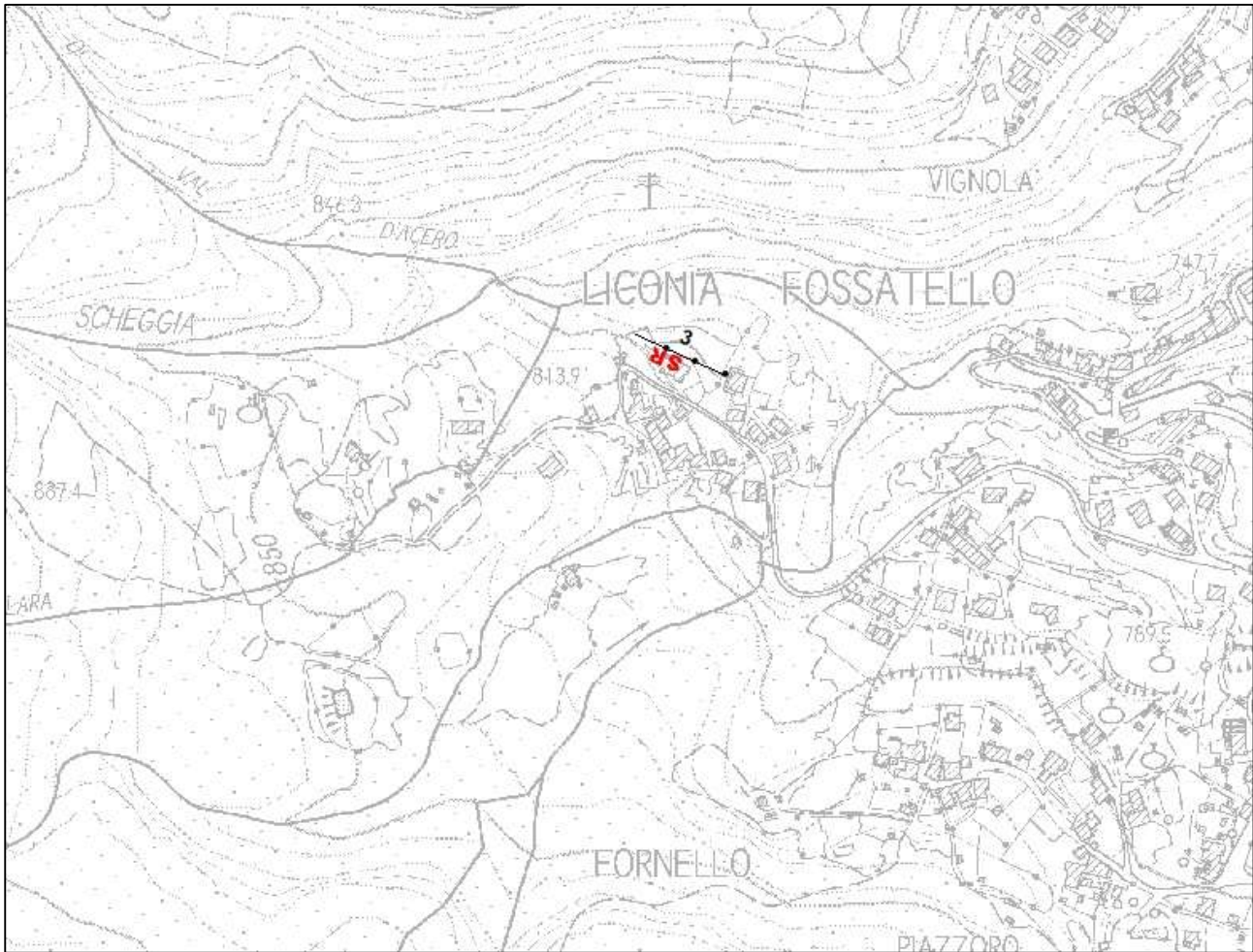
Infine, è possibile determinare lo spessore del rifrattore in corrispondenza delle posizioni dei geofoni G mediante la relazione:

$$h = T_G \sqrt{\frac{V_n XY}{2T_G}}$$

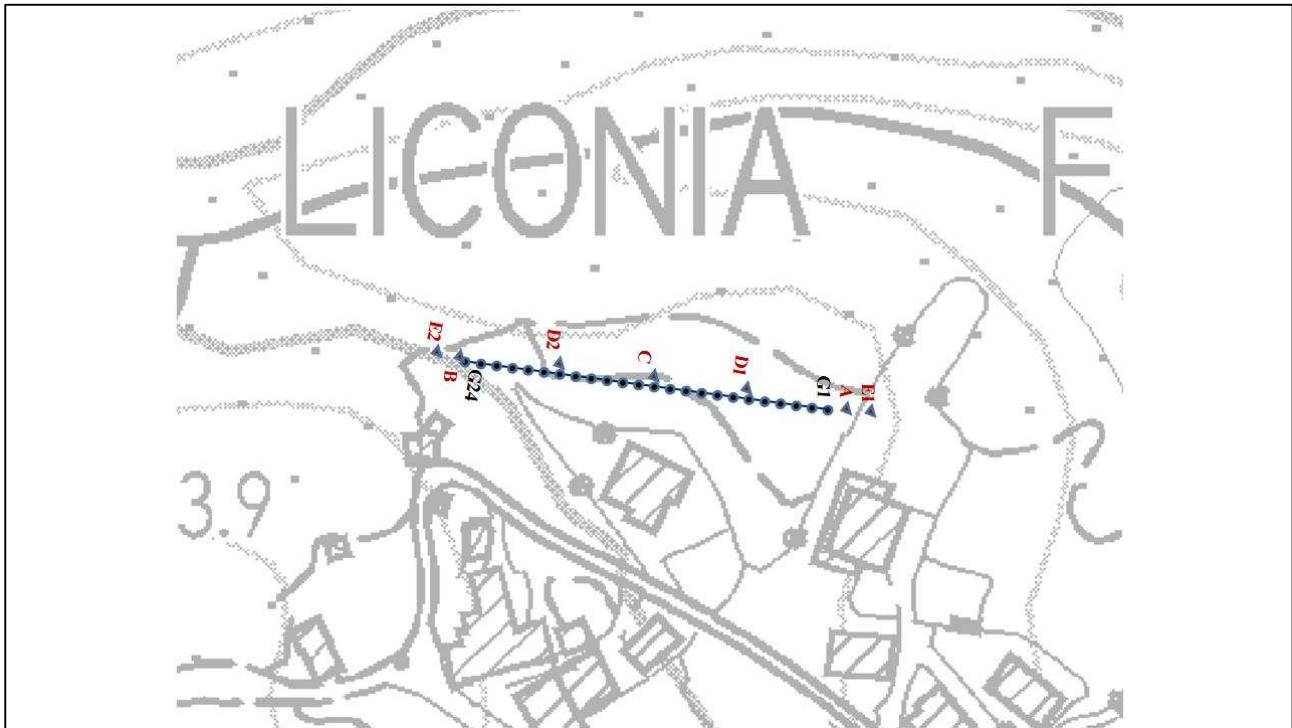
h rappresenta la profondità minima dal geofono G dunque la morfologia del rifrattore è definita dall'involuppo delle semicirconferenze di raggio h .

Uno dei principali vantaggi del G.R.M. è che il fattore di conversione della profondità è relativamente insensibile alle inclinazioni fino a circa 20°

Planimetria Scala 1:5000



Planimetria Scala 1:1000



Geometria dello stendimento

Numero Geofoni: 24

Intervallo (m): 3 m

Lunghezza Stendimento (m): 69 m

Quota (m.s.l.m.): 95

Punti di energizzazione

	E1 Esterno SX	A Estremo SX	D1 Intermedio SX	C Centrale	D2 Intermedio DX	B Estremo DX	E2 Esterno DX
Posizione da Geofono G1 (m)	-6	-1.5	16.5	34.5	52.5	70.5	75

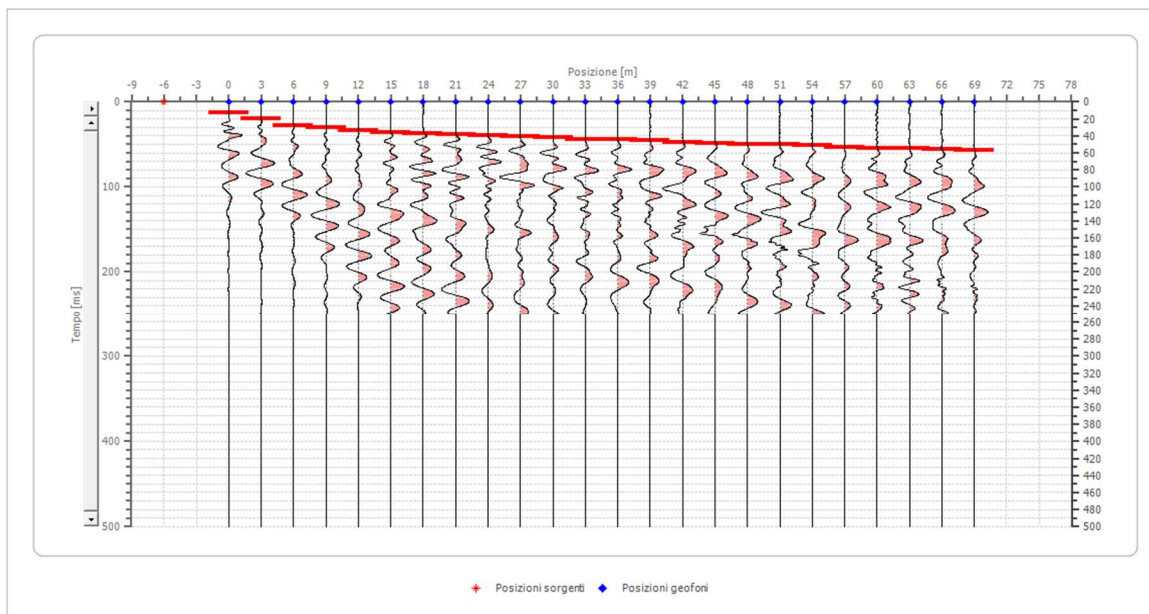
Geometria geofoni

	Posizione X [m]	Posizione Z [m]
1	0.0	0.0
2	3.0	0.1
3	6.0	0.3
4	9.0	0.3
5	12.0	0.4
6	15.0	0.5
7	18.0	0.6
8	21.0	0.6
9	24.0	0.8
10	27.0	0.9
11	30.0	1.0
12	33.0	1.1
13	36.0	1.2
14	39.0	1.4
15	42.0	1.6
16	45.0	1.8
17	48.0	1.9
18	51.0	2.1
19	54.0	2.4
20	57.0	2.3
21	60.0	1.9
22	63.0	1.7
23	66.0	1.3
24	69.0	1.1

Dati battute – ONDE P

Battuta 1

Posizione sorgente X -6 [m]
 Posizione sorgente Z 0 [m]

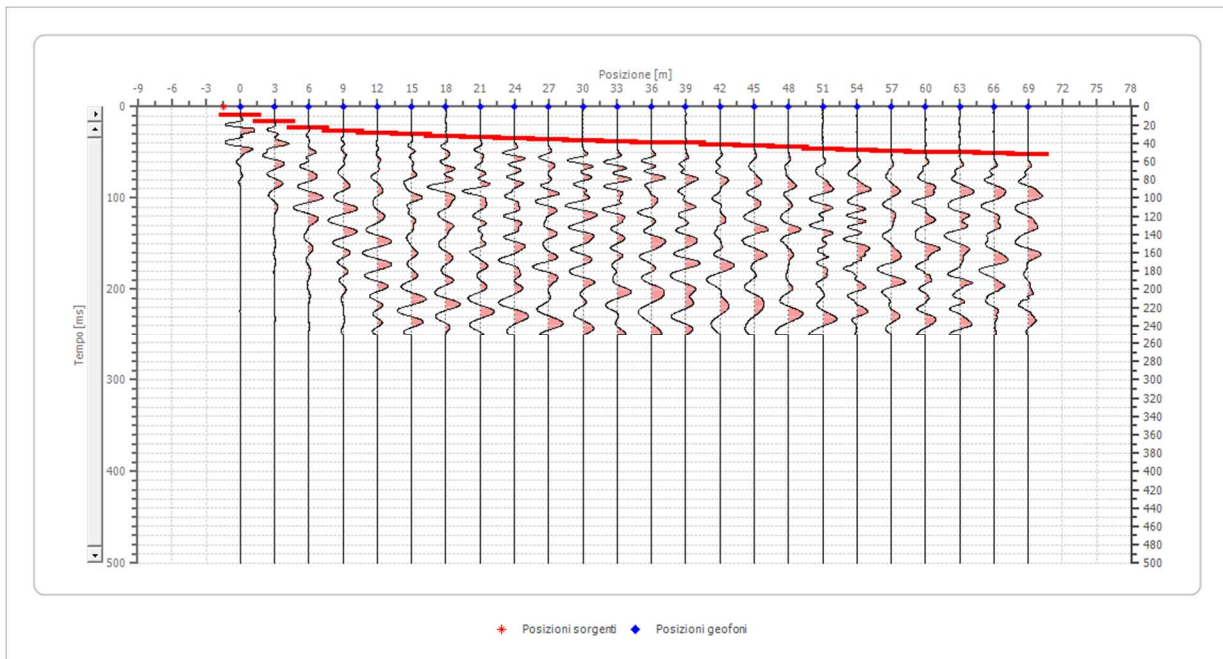


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	12.3636
3.0	19.9720
6.0	27.5803
9.0	30.4335
12.0	34.2376
15.0	36.1397
18.0	37.0908
21.0	38.0418
24.0	39.9439
27.0	40.8950
30.0	41.8460
33.0	43.7481
36.0	44.6991
39.0	45.6502
42.0	47.5523
45.0	48.5033
48.0	49.4544
51.0	50.4054
54.0	51.3565
57.0	53.2586
60.0	54.2096
63.0	55.1607
66.0	56.1117
69.0	57.0627

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

Posizione sorgente Z 0 [m]

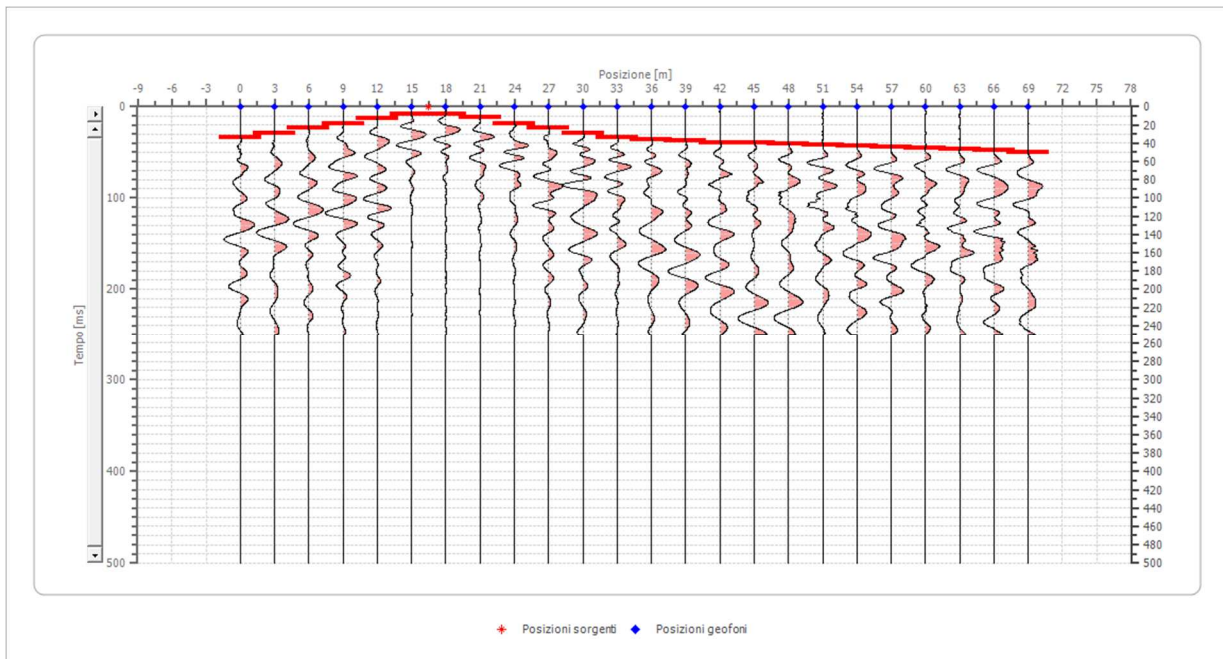


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	9.5105
3.0	16.1678
6.0	23.7761
9.0	26.6293
12.0	28.5314
15.0	30.4335
18.0	32.3356
21.0	34.2376
24.0	35.1887
27.0	36.1397
30.0	37.0908
33.0	38.0418
36.0	38.9929
39.0	39.9439
42.0	41.8460
45.0	42.7971
48.0	44.6991
51.0	46.6012
54.0	47.5523
57.0	48.5033
60.0	49.4544
63.0	50.4054
66.0	51.3565
69.0	52.3075

Battuta 3

Posizione sorgente X 16.5 [m]

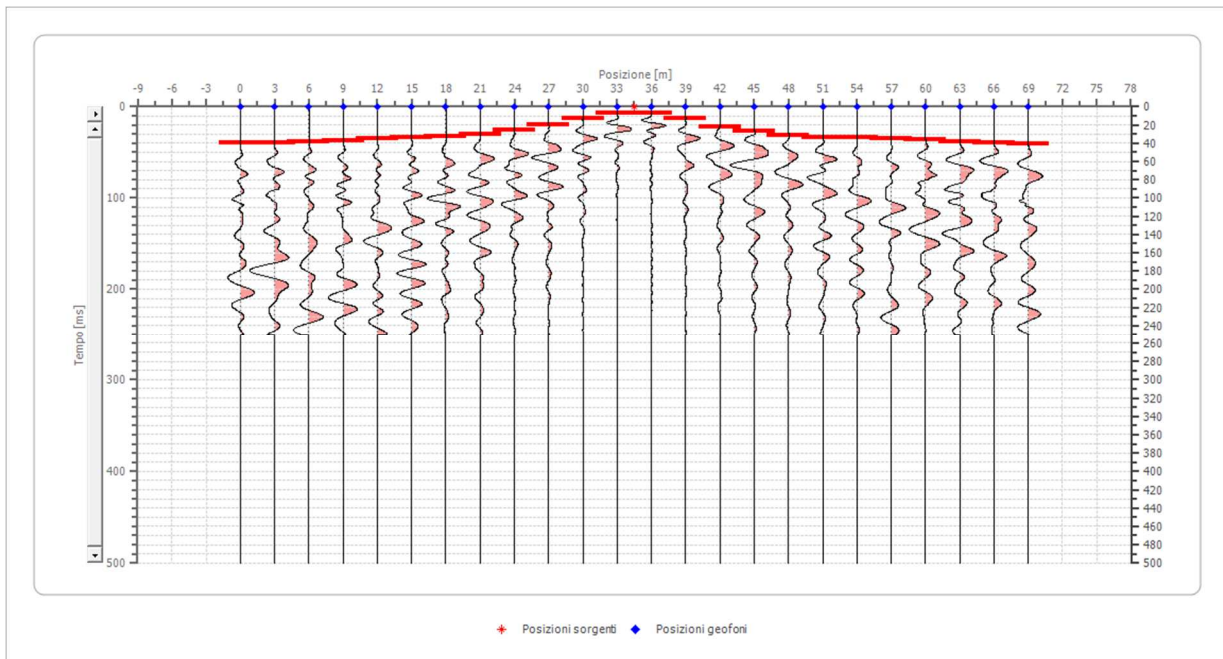
Posizione sorgente Z 0 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	33.2866
3.0	29.4824
6.0	22.8251
9.0	19.0209
12.0	12.3636
15.0	7.6084
18.0	7.6084
21.0	11.4125
24.0	18.0699
27.0	23.7761
30.0	29.4824
33.0	33.2866
36.0	36.1397
39.0	37.0908
42.0	38.9929
45.0	39.9439
48.0	40.8950
51.0	41.8460
54.0	42.7971
57.0	44.6991
60.0	45.6502
63.0	46.6012
66.0	47.5523
69.0	49.4544

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]
Posizione sorgente Z 1 [m]

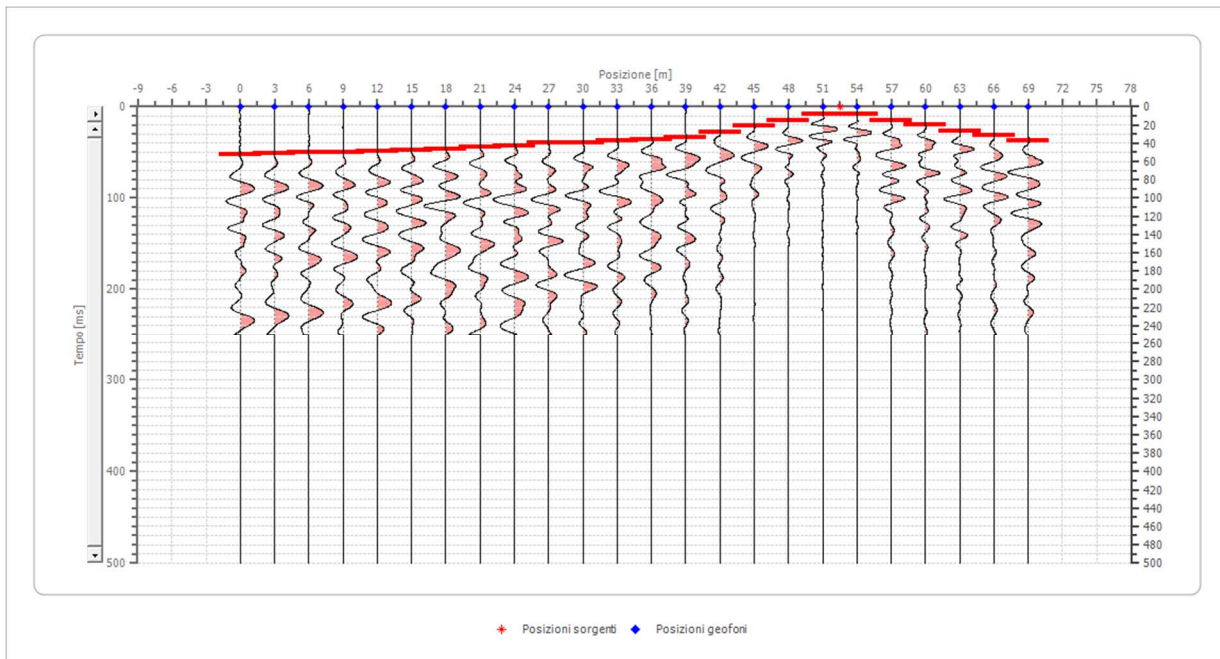


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	39.9439
3.0	38.9929
6.0	38.0418
9.0	37.0908
12.0	35.1887
15.0	34.2376
18.0	32.3356
21.0	30.4335
24.0	25.6782
27.0	19.9720
30.0	12.3636
33.0	6.6573
36.0	6.6573
39.0	13.3146
42.0	21.8741
45.0	26.6293
48.0	31.3845
51.0	33.2866
54.0	34.2376
57.0	35.1887
60.0	36.1397
63.0	38.0418
66.0	38.9929
69.0	40.8950

Battuta 5

Posizione sorgente X 52.5 [m]

Posizione sorgente Z 2 [m]

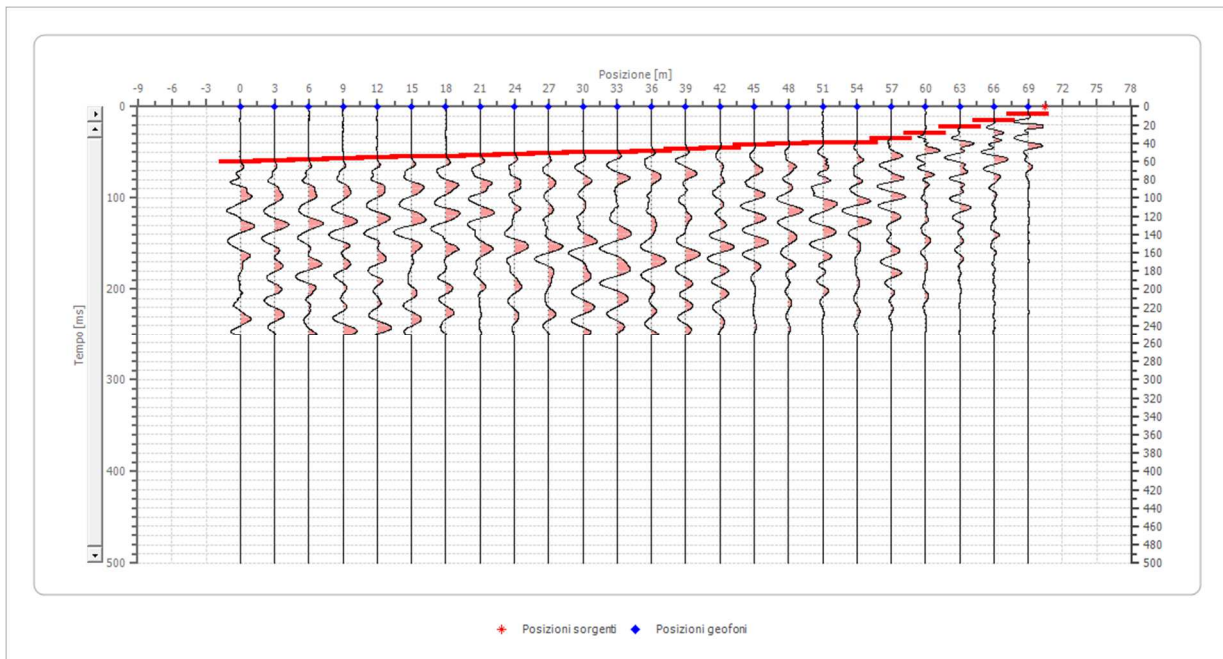


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	52.3075
3.0	51.3565
6.0	50.4054
9.0	49.4544
12.0	48.5033
15.0	47.5523
18.0	46.6012
21.0	44.6991
24.0	42.7971
27.0	39.9439
30.0	38.9929
33.0	37.0908
36.0	36.1397
39.0	33.2866
42.0	27.5803
45.0	20.9230
48.0	15.2167
51.0	8.5594
54.0	8.5594
57.0	15.2167
60.0	19.9720
63.0	26.6293
66.0	31.3845
69.0	37.0908

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

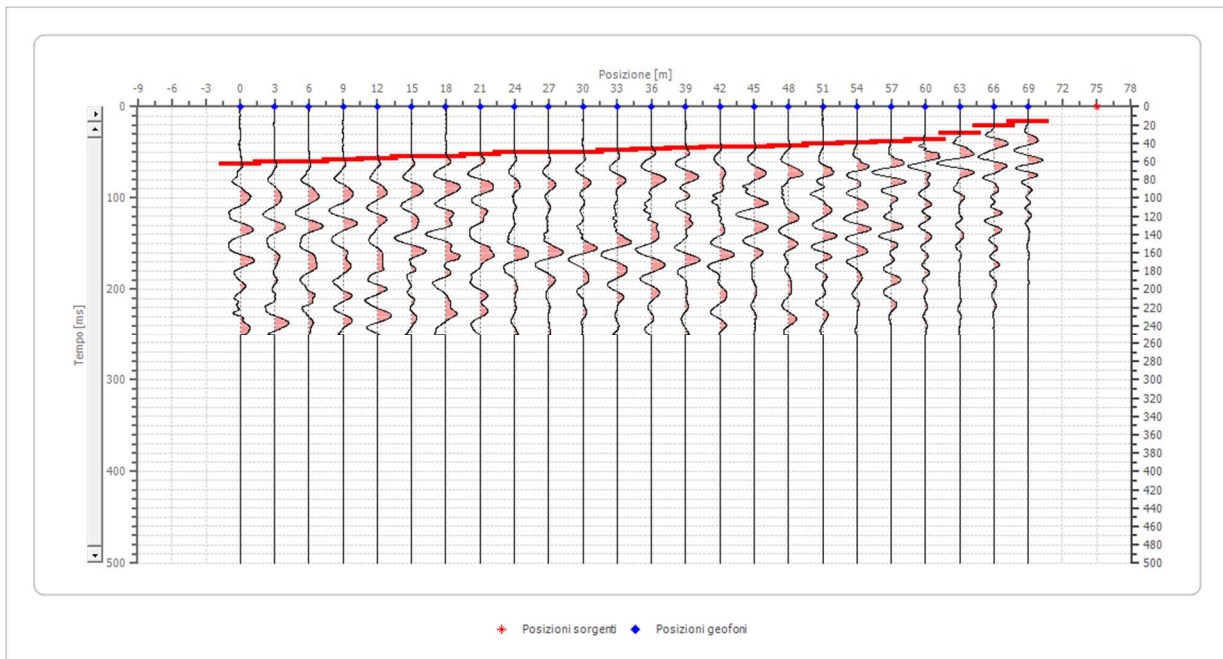
Posizione sorgente Z 1 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	59.9159
3.0	58.9648
6.0	58.0138
9.0	57.0627
12.0	56.1117
15.0	55.1607
18.0	54.2096
21.0	53.2586
24.0	52.3075
27.0	51.3565
30.0	50.4054
33.0	49.4544
36.0	48.5033
39.0	46.6012
42.0	45.6502
45.0	41.8460
48.0	40.8950
51.0	39.9439
54.0	38.9929
57.0	35.1887
60.0	28.5314
63.0	21.8741
66.0	15.2167
69.0	8.5594

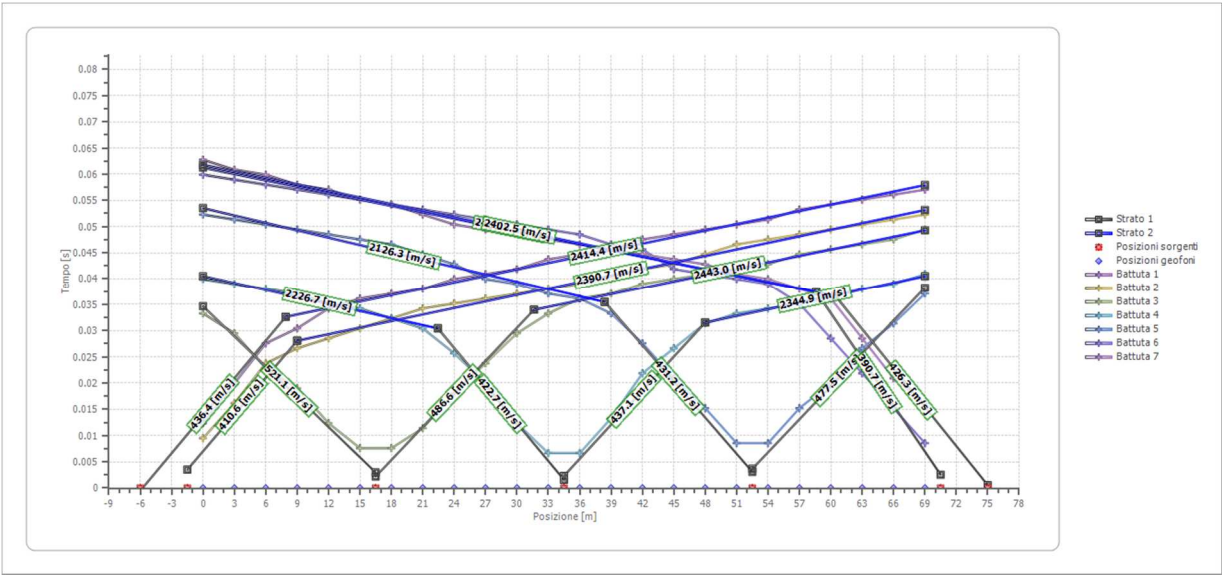
Battuta 7

Posizione sorgente X 75 [m]
Posizione sorgente Z 1 [m]

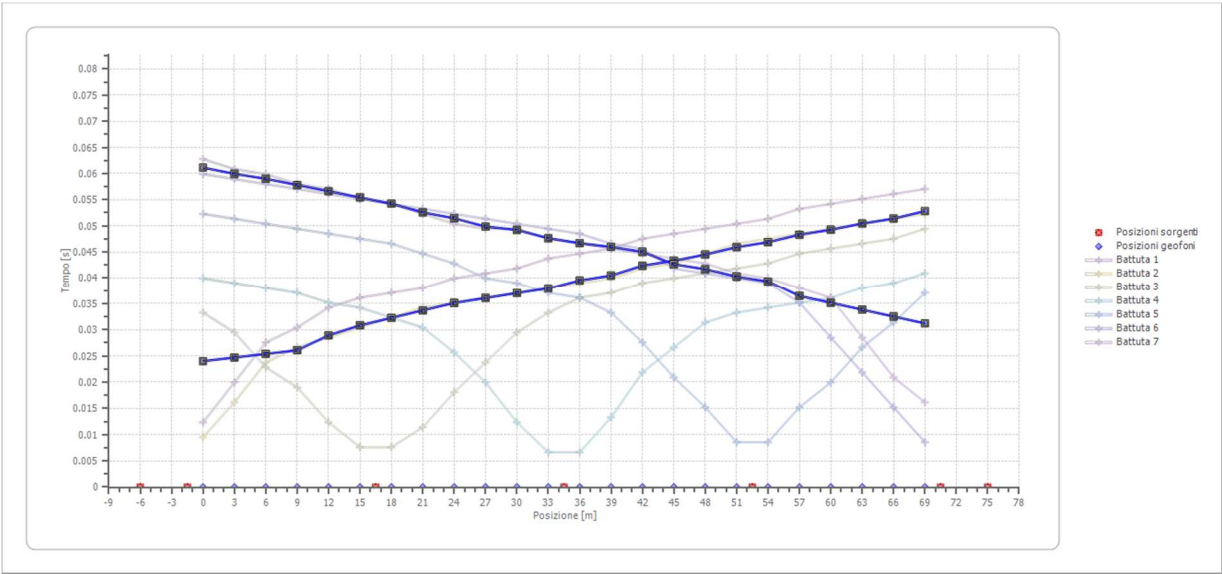


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	62.7690
3.0	60.8669
6.0	59.9159
9.0	58.0138
12.0	57.0627
15.0	55.1607
18.0	54.2096
21.0	52.3075
24.0	50.4054
27.0	49.4544
30.0	49.4544
33.0	47.5523
36.0	46.6012
39.0	45.6502
42.0	44.6991
45.0	43.7481
48.0	42.7971
51.0	40.8950
54.0	39.9439
57.0	38.0418
60.0	36.1397
63.0	28.5314
66.0	20.9230
69.0	16.1678

Dromocrone



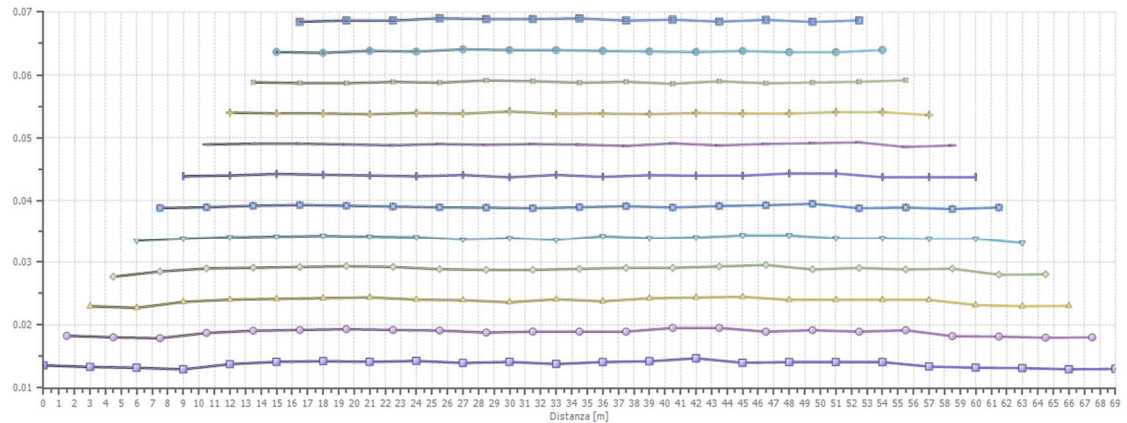
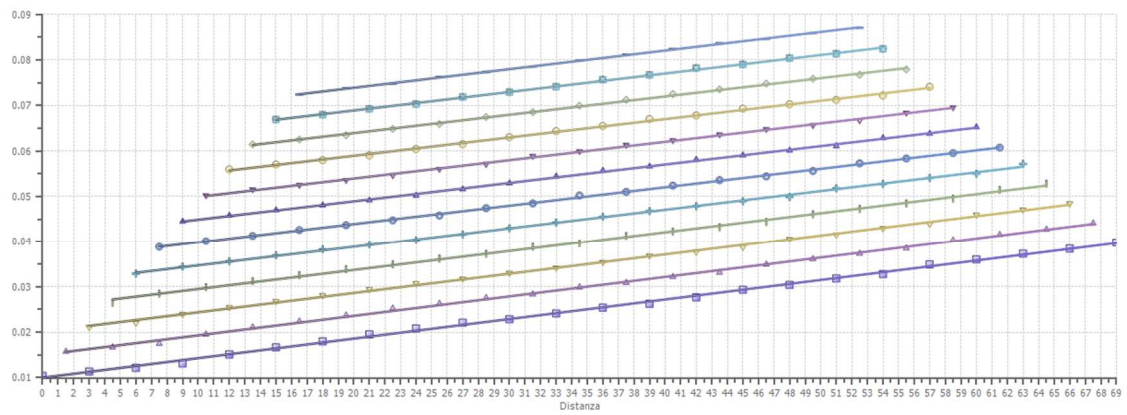
Dromocrone traslate



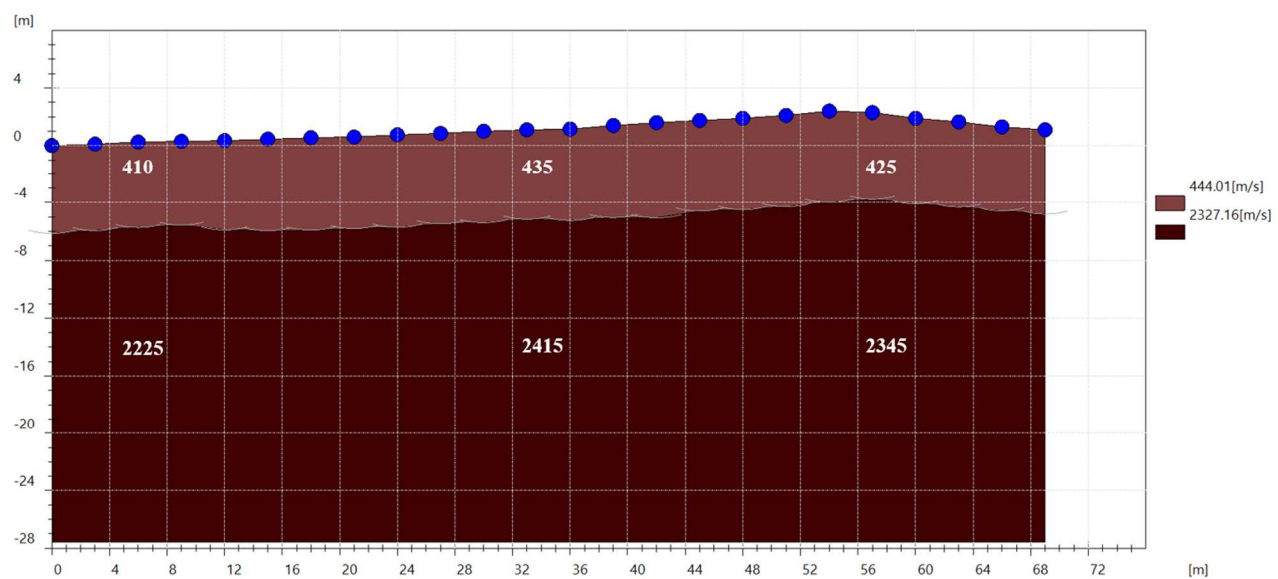
Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	6.1	--
G= 3.0 [m]	6.0	--
G= 6.0 [m]	6.0	--
G= 9.0 [m]	5.9	--
G= 12.0 [m]	6.2	--
G= 15.0 [m]	6.4	--
G= 18.0 [m]	6.5	--
G= 21.0 [m]	6.4	--
G= 24.0 [m]	6.5	--
G= 27.0 [m]	6.3	--
G= 30.0 [m]	6.4	--
G= 33.0 [m]	6.2	--
G= 36.0 [m]	6.4	--
G= 39.0 [m]	6.4	--
G= 42.0 [m]	6.7	--
G= 45.0 [m]	6.3	--
G= 48.0 [m]	6.4	--
G= 51.0 [m]	6.4	--
G= 54.0 [m]	6.4	--
G= 57.0 [m]	6.1	--
G= 60.0 [m]	6.0	--
G= 63.0 [m]	6.0	--
G= 66.0 [m]	5.9	--
G= 69.0 [m]	5.9	--
Velocità [m/sec]	444.0	2327.2
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE P

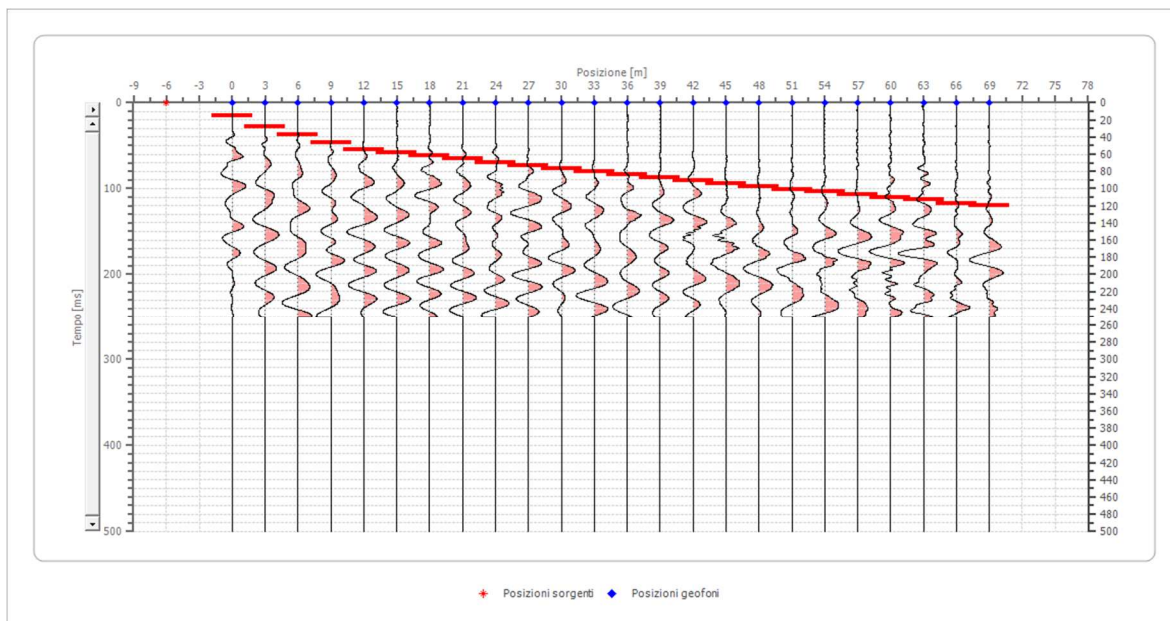


Dati battute – ONDE SH

Battuta 1

Posizione sorgente X -6 [m]

Posizione sorgente Z 0 [m]

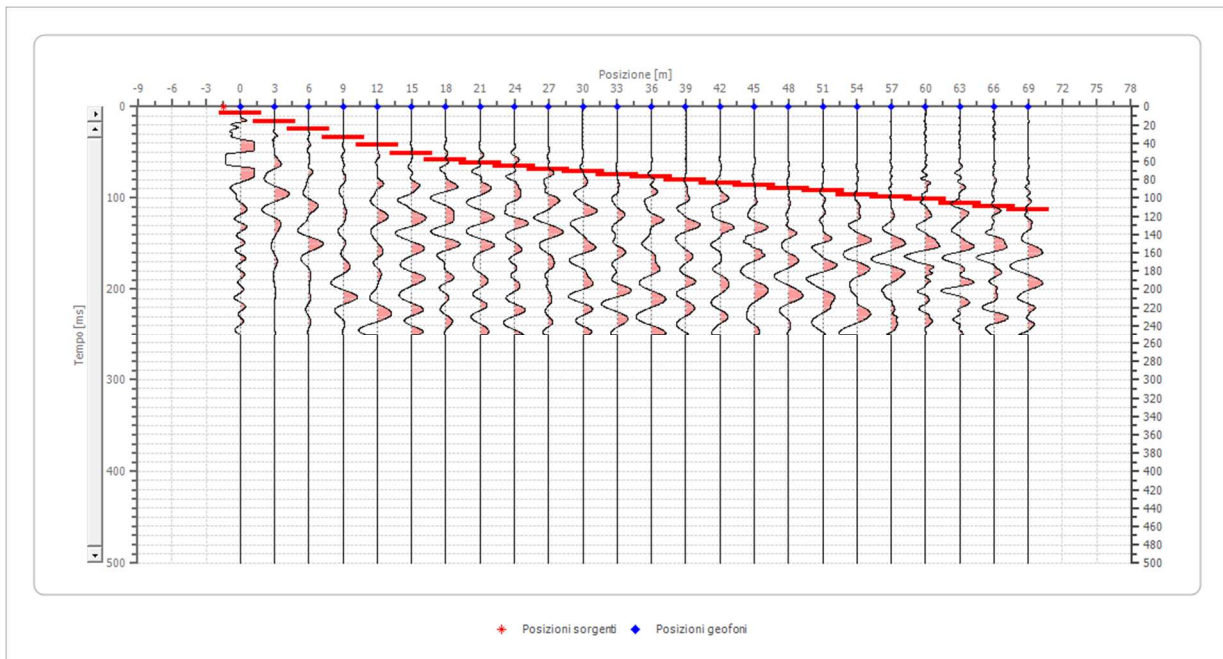


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	15.2167
3.0	27.5803
6.0	37.0908
9.0	46.6012
12.0	54.2096
15.0	58.0138
18.0	61.8180
21.0	65.6222
24.0	69.4263
27.0	73.2305
30.0	77.0347
33.0	80.8389
36.0	83.6920
39.0	87.4962
42.0	90.3493
45.0	94.1535
48.0	97.9577
51.0	100.8108
54.0	103.6640
57.0	107.4682
60.0	110.3213
63.0	113.1744
66.0	116.9786
69.0	119.8318

Battuta 2

Posizione sorgente X -1.5 [m]

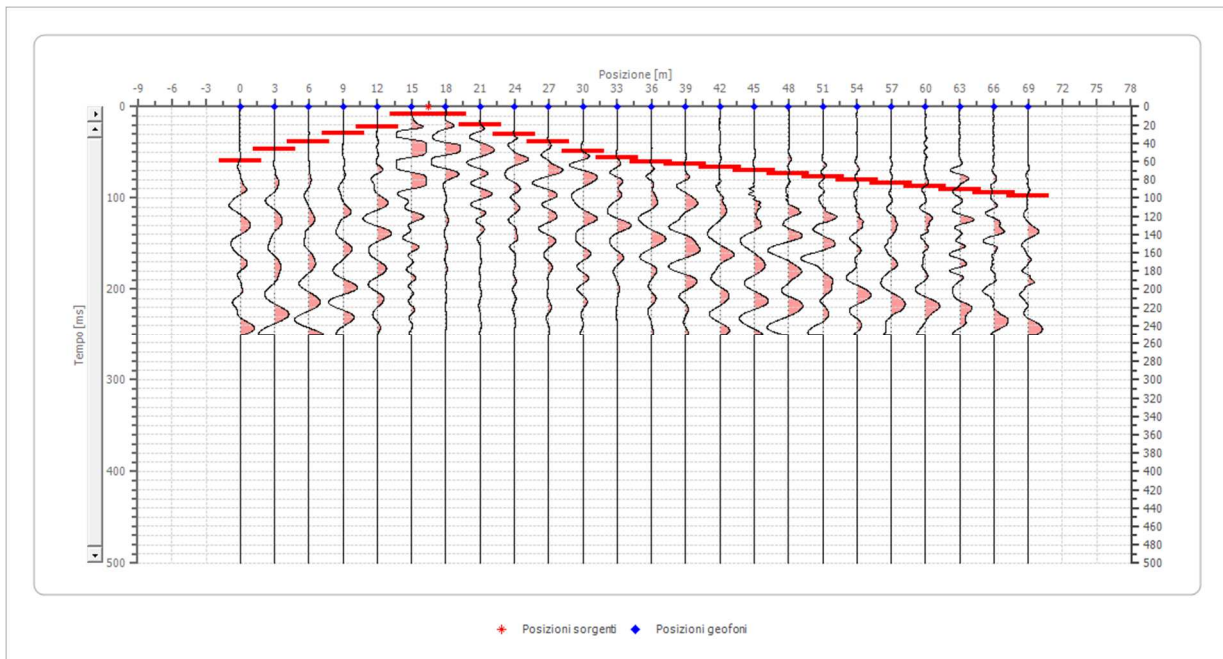
Posizione sorgente Z 0 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	6.6573
3.0	16.1678
6.0	24.7272
9.0	33.2866
12.0	41.8460
15.0	51.3565
18.0	58.0138
21.0	61.8180
24.0	65.6222
27.0	68.4753
30.0	71.3284
33.0	74.1816
36.0	77.0347
39.0	80.8389
42.0	83.6920
45.0	86.5452
48.0	89.3983
51.0	92.2514
54.0	96.0556
57.0	98.9088
60.0	101.7619
63.0	105.5661
66.0	109.3703
69.0	113.1744

Battuta 3

Posizione sorgente X 16.5 [m]
Posizione sorgente Z 0 [m]

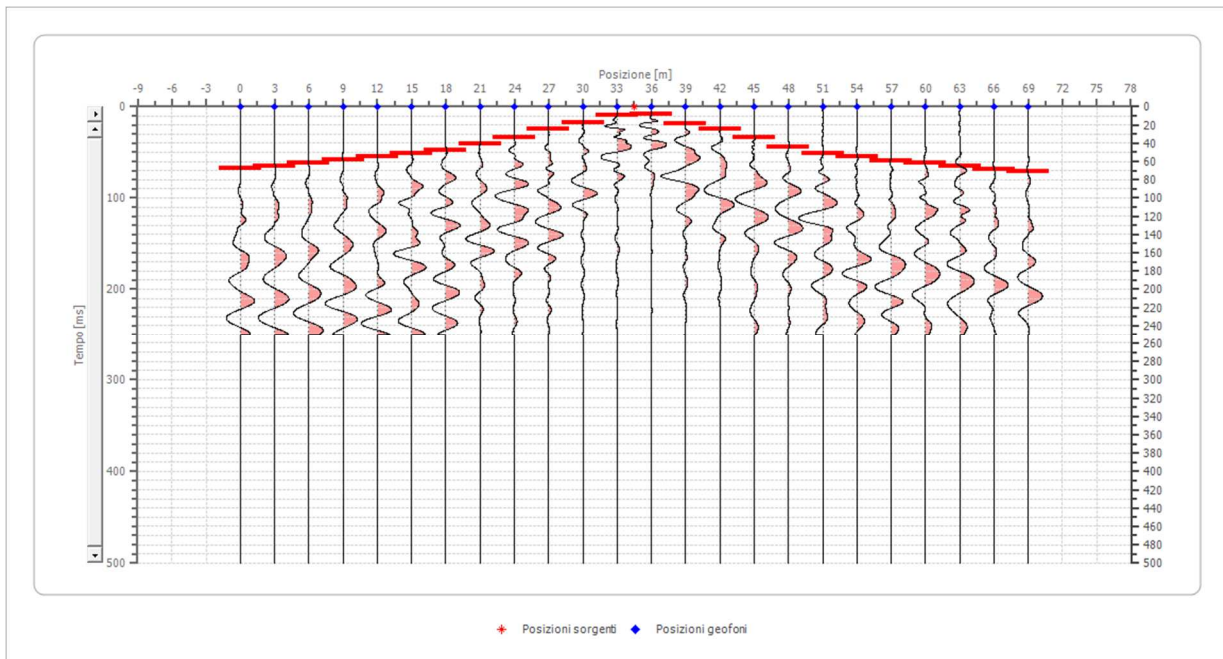


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	58.9648
3.0	46.6012
6.0	38.0418
9.0	28.5314
12.0	21.8741
15.0	8.5594
18.0	7.6084
21.0	19.9720
24.0	30.4335
27.0	38.0418
30.0	48.5033
33.0	56.1117
36.0	59.9159
39.0	62.7690
42.0	66.5732
45.0	70.3774
48.0	73.2305
51.0	77.0347
54.0	79.8878
57.0	83.6920
60.0	87.4962
63.0	90.3493
66.0	94.1535
69.0	97.9577

Battuta 4

Posizione sorgente X 34.5 [m]

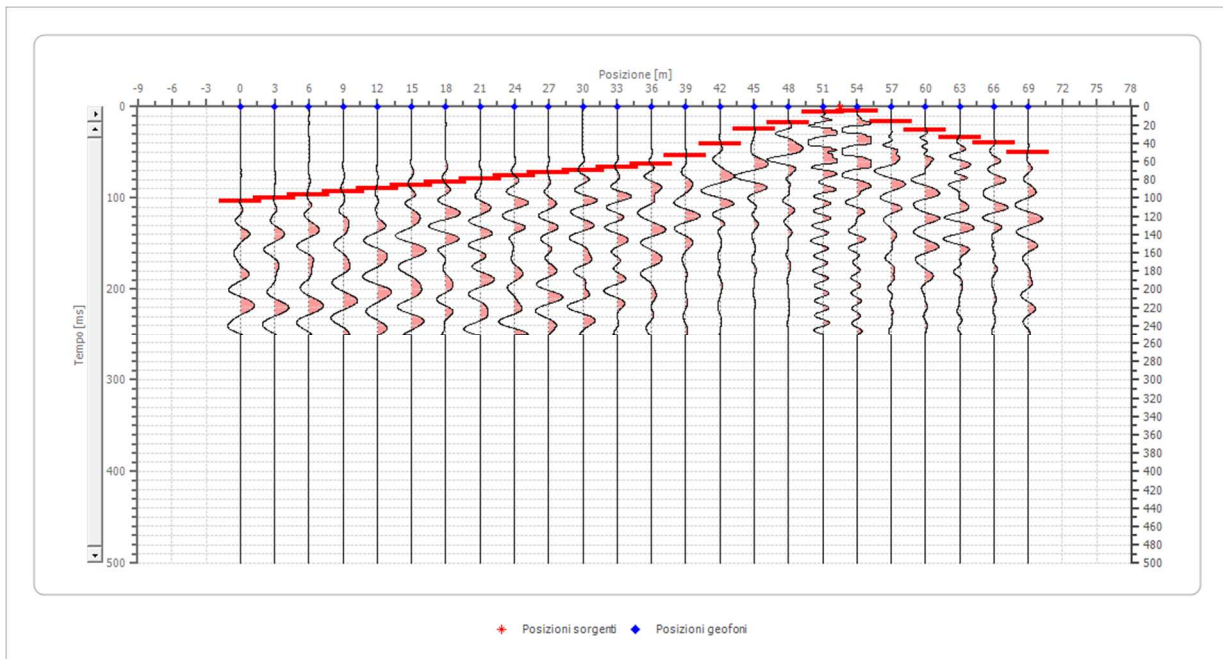
Posizione sorgente Z 1 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	67.5242
3.0	64.6711
6.0	61.8180
9.0	58.0138
12.0	54.2096
15.0	51.3565
18.0	47.5523
21.0	40.8950
24.0	33.2866
27.0	24.7272
30.0	17.1188
33.0	9.5105
36.0	8.5594
39.0	19.0209
42.0	24.7272
45.0	34.2376
48.0	44.6991
51.0	51.3565
54.0	55.1607
57.0	58.9648
60.0	61.8180
63.0	65.6222
66.0	68.4753
69.0	71.3284

Battuta 5

Posizione sorgente X 52.5 [m]
 Posizione sorgente Z 2 [m]

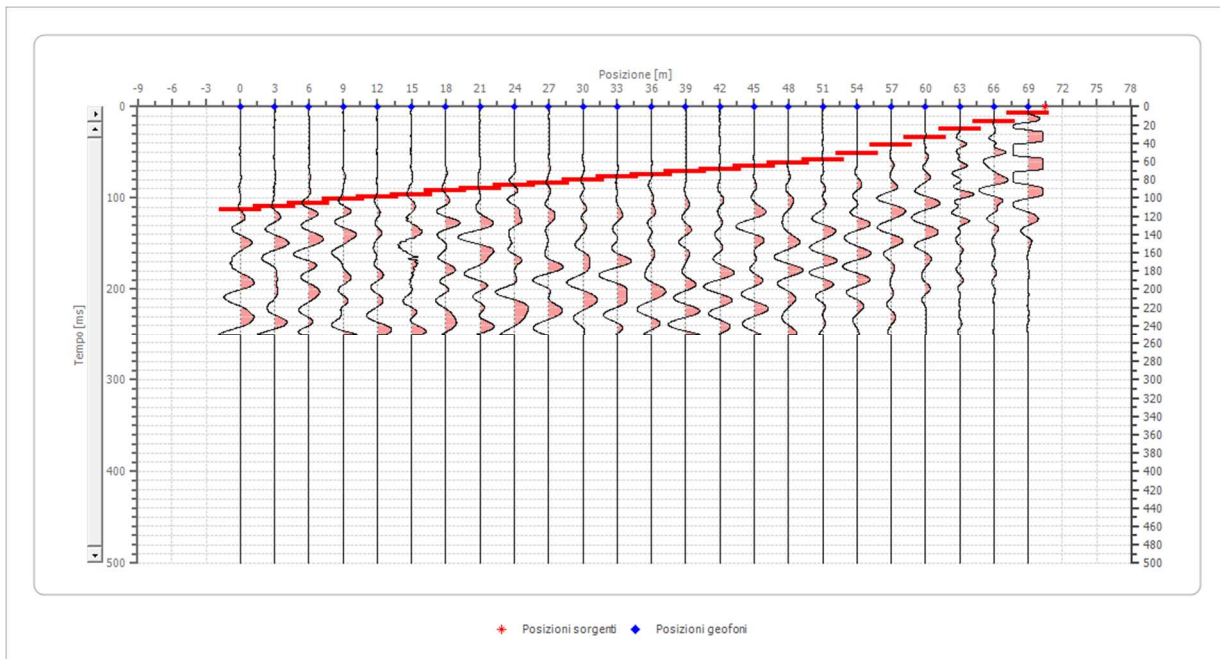


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	103.6640
3.0	99.8598
6.0	96.0556
9.0	93.2025
12.0	89.3983
15.0	85.5941
18.0	82.7410
21.0	78.9368
24.0	76.0837
27.0	72.2795
30.0	69.4263
33.0	66.5732
36.0	62.7690
39.0	53.2586
42.0	40.8950
45.0	24.7272
48.0	17.1188
51.0	5.7063
54.0	4.7552
57.0	16.1678
60.0	25.6782
63.0	33.2866
66.0	39.9439
69.0	49.4544

Battuta 6

Posizione sorgente X 70.5 [m]

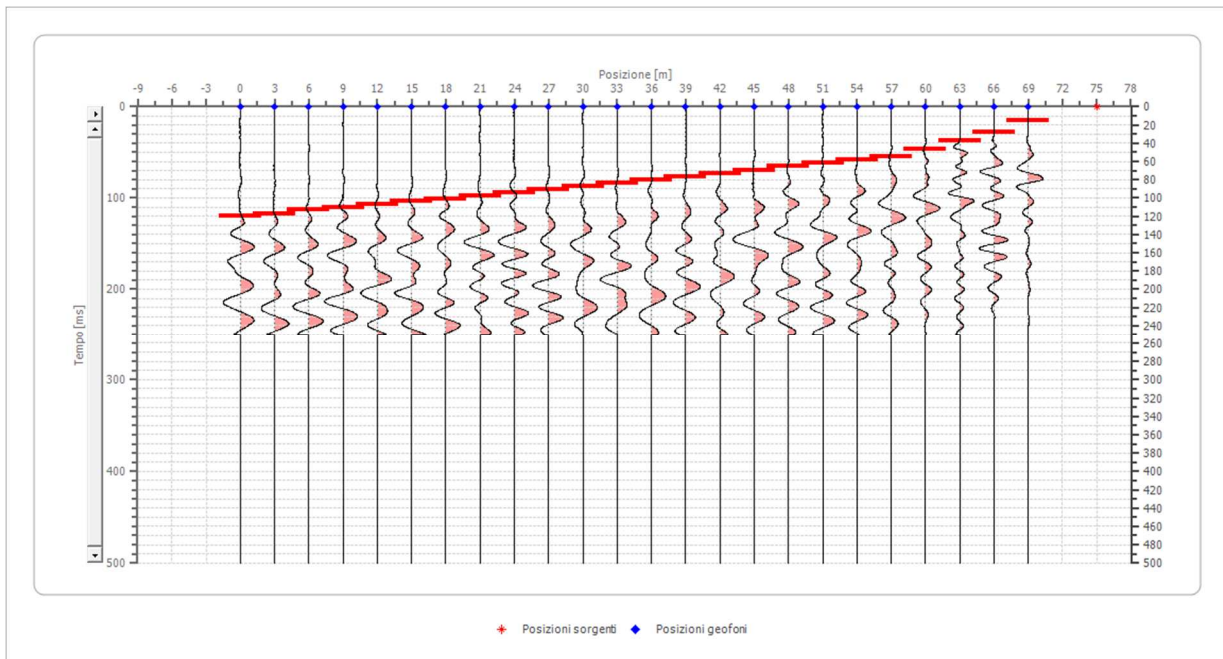
Posizione sorgente Z 1 [m]



Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	113.1744
3.0	109.3703
6.0	105.5661
9.0	101.7619
12.0	98.9088
15.0	96.0556
18.0	92.2514
21.0	89.3983
24.0	86.5452
27.0	83.6920
30.0	80.8389
33.0	77.0347
36.0	74.1816
39.0	71.3284
42.0	68.4753
45.0	65.6222
48.0	61.8180
51.0	58.0138
54.0	51.3565
57.0	41.8460
60.0	33.2866
63.0	24.7272
66.0	16.1678
69.0	6.6573

Battuta 7

Posizione sorgente X 75 [m]
Posizione sorgente Z 1 [m]

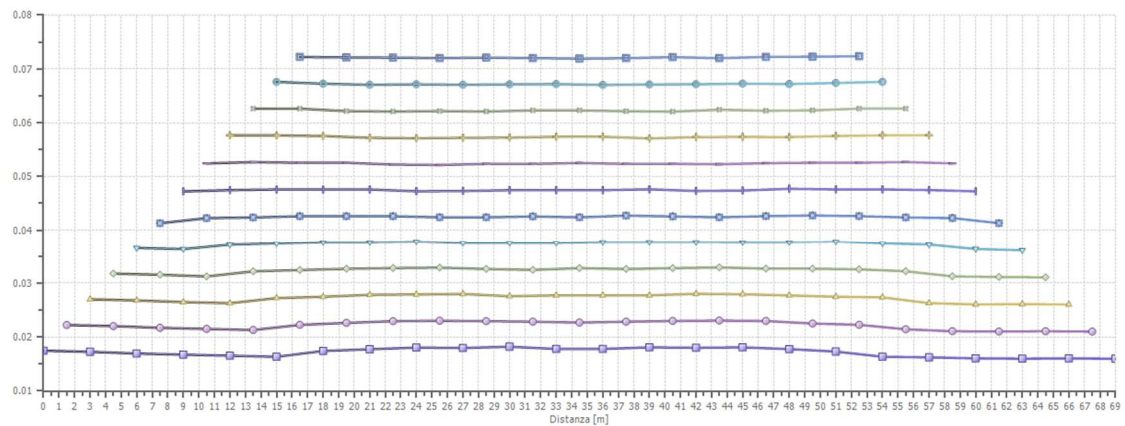
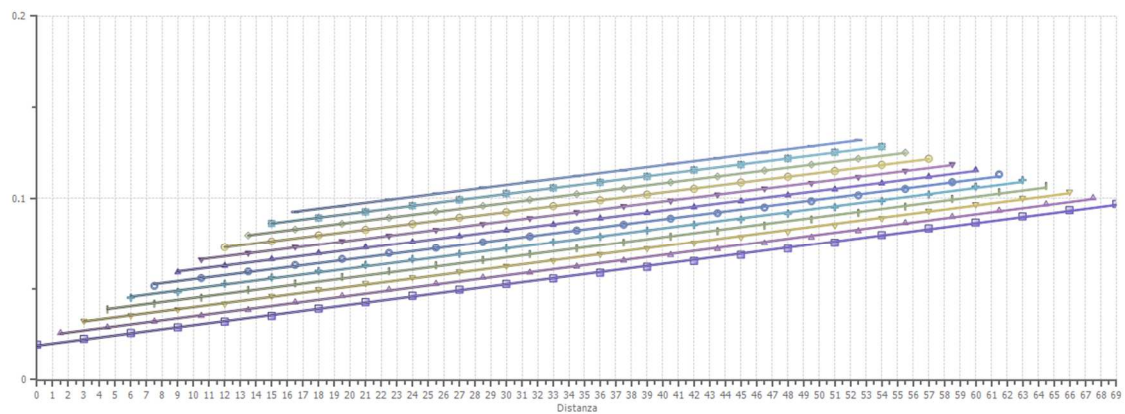


Posizione geofono [m]	Tempo [ms]
0.0	119.8318
3.0	116.9786
6.0	113.1744
9.0	110.3213
12.0	107.4682
15.0	103.6640
18.0	100.8108
21.0	97.9577
24.0	94.1535
27.0	90.3493
30.0	87.4962
33.0	83.6920
36.0	80.8389
39.0	77.0347
42.0	73.2305
45.0	69.4263
48.0	65.6222
51.0	61.8180
54.0	58.0138
57.0	54.2096
60.0	46.6012
63.0	37.0908
66.0	27.5803
69.0	15.2167

Interpretazione col metodo G.,R.M.

XY: 0

	Strato n. 1	Strato n. 2
G= 0.0 [m]	5.9	--
G= 3.0 [m]	5.8	--
G= 6.0 [m]	5.7	--
G= 9.0 [m]	5.7	--
G= 12.0 [m]	5.6	--
G= 15.0 [m]	5.5	--
G= 18.0 [m]	5.9	--
G= 21.0 [m]	6.0	--
G= 24.0 [m]	6.1	--
G= 27.0 [m]	6.1	--
G= 30.0 [m]	6.2	--
G= 33.0 [m]	6.0	--
G= 36.0 [m]	6.0	--
G= 39.0 [m]	6.1	--
G= 42.0 [m]	6.1	--
G= 45.0 [m]	6.1	--
G= 48.0 [m]	6.0	--
G= 51.0 [m]	5.9	--
G= 54.0 [m]	5.5	--
G= 57.0 [m]	5.5	--
G= 60.0 [m]	5.4	--
G= 63.0 [m]	5.4	--
G= 66.0 [m]	5.4	--
G= 69.0 [m]	5.4	--
Velocità [m/sec]	315.9	885.2
Descrizione		



SEZIONE SISMOSTRATIGRAFICA – ONDE SH

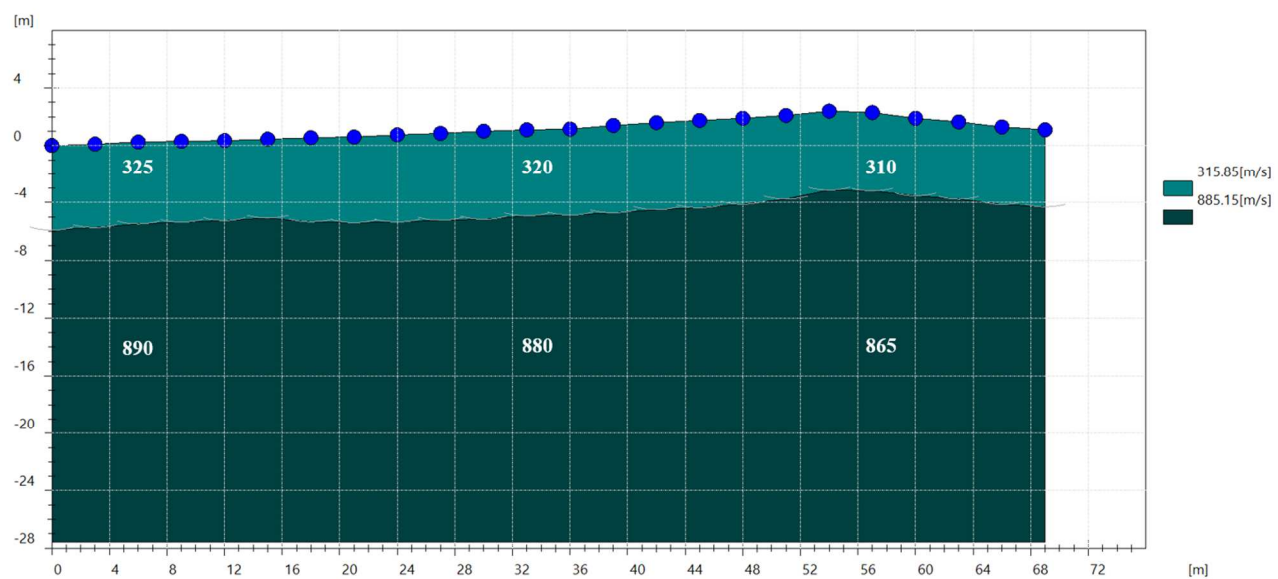


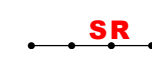


Foto – Indagine sismica a rifrazione SR_3

- **ALLEGATO GRAFICO: UBICAZIONE DELLE INDAGINI**

TAVOLA 1 – UBICAZIONE DELLE INDAGINI

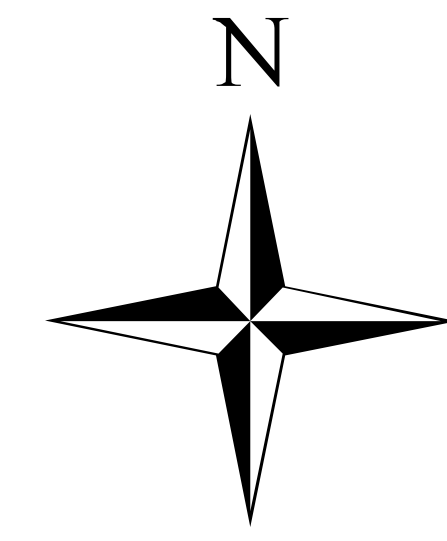
Legenda



Sismica a Rifrazione in onde P-Sh



Via Andrea Del Castagno,8
50132 Firenze (FI)
Tel/Fax: 055571393



A number line representing distance in kilometers. The line starts at 0 and ends at 1,1 Kilometers. There are major tick marks at 0, 0,275, 0,55, and 1,1. There are also minor tick marks at intervals of 0,165, specifically at 0,165, 0,33, 0,495, 0,66, 0,825, and 0,99. The line is divided into 8 equal intervals.

Esecutori indagini geofisiche e geognostiche:
Dott. Geol. Francesco Puccetti
Dott. Geol. Cristian Pieroni

