

Per quanto riguarda l'interpretazione dei dati di campagna, essa è stata eseguita tramite l'applicazione congiunta e computerizzata del metodo di Palmer e delle intercette.

Il **profilo sismico n.1** ha restituito un modello a tre sismostrati: in affioramento, per uno spessore di 0.5 metri, si rinviene del terreno vegetale caratterizzato da una velocità di 400 m/sec; il secondo sismostrato che presenta uno spessore di 7.0-8.0 metri ha restituito una velocità di 1300 m/sec da ricondurre a delle calcareniti da mediamente a ben cementate; i valori di velocità registrati aumentano con la profondità; a circa 8.0 metri si registrano velocità di 600 m/sec da attribuire a limi sabbiosi.

Il **profilo sismico n.2** ha restituito un modello a tre sismostrati: in affioramento, per uno spessore di 0.4 metri, si rinviene del terreno vegetale, segue il secondo sismostrato che caratterizzato da una velocità di 1400 m/sec da ricondurre a delle calcareniti da mediamente a ben cementate; ad una profondità di 6.5 metri si rinvendono dei limi sabbiosi caratterizzati da una velocità di 700 m/sec.

Il **profilo sismico n.3**, come il numero 2, ha permesso di ricostruire un modello a tre sismostrati, grossomodo gli stessi spessori: in affioramento per pochi decimetri si rinviene del terreno vegetale, seguono delle calcareniti ben cementate, caratterizzate da una velocità di 1400 m/sec; in profondità si hanno dei limi sabbiosi caratterizzati da una velocità di 600 m/sec.

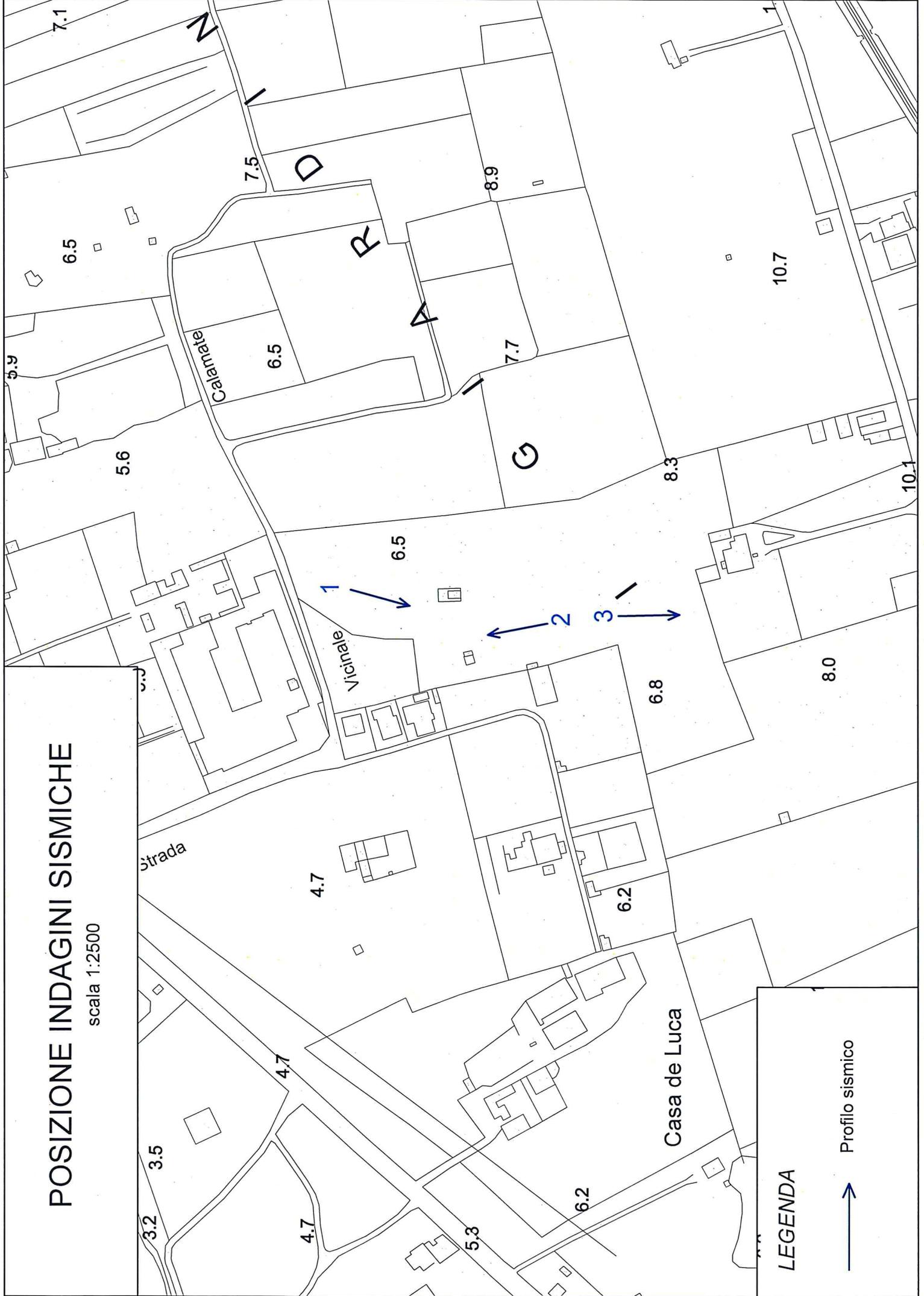
Dalla determinazione delle velocità V_p e V_s , si è risaliti ai seguenti parametri:

Strato	V_p (m/sec)	V_s (m/sec)	ϕ (°)	C_u (kg/cmq)	γ (gr/cm ³)	E (Kg/cmq)	η
1	400	-	-	-	-	-	-
2	1300	384	30	0.0	1.8	41.000	0.45
3	600	202	24	0.14	1.9	12.000	0.46

V_p = vel. longit.; V_s = vel trasv.; ϕ = angolo di attrito; C_u = coesione non drenata;
 γ = peso per unità di volume; E = modulo elastico statico; η = coefficiente di poisson

POSIZIONE INDAGINI SISMICHE

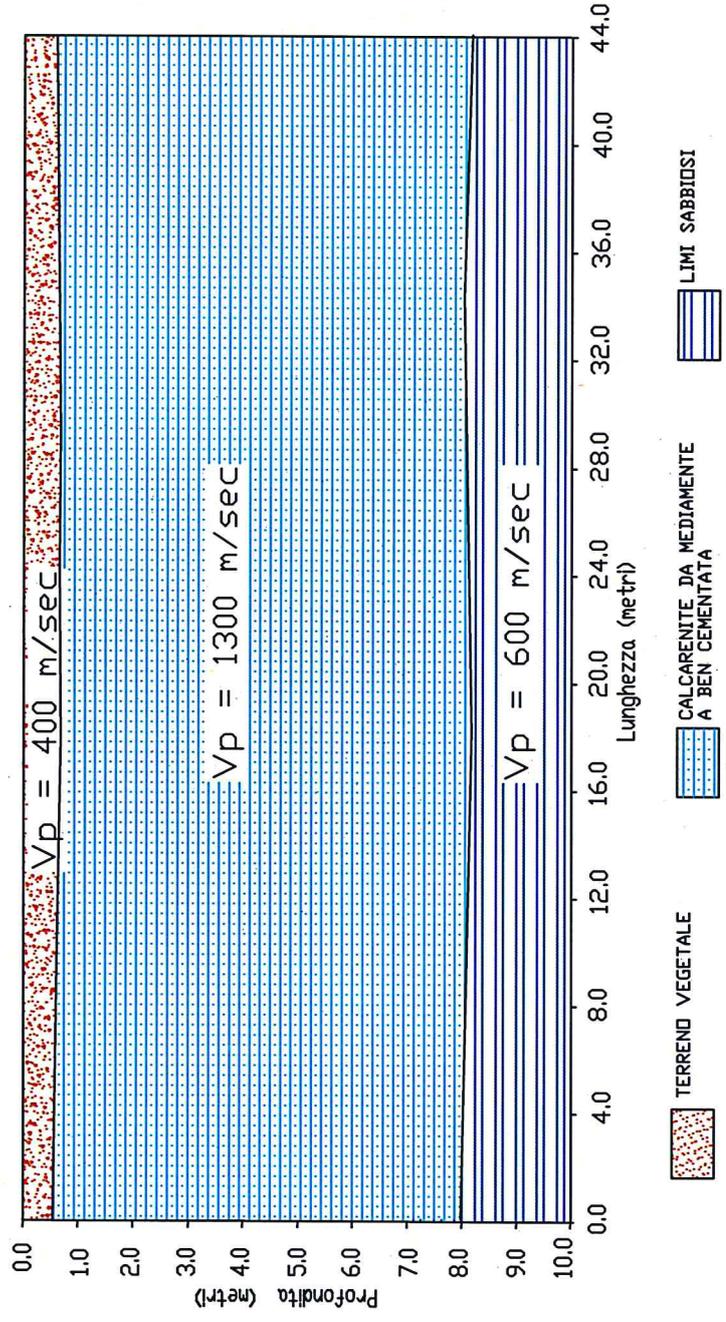
scala 1:2500



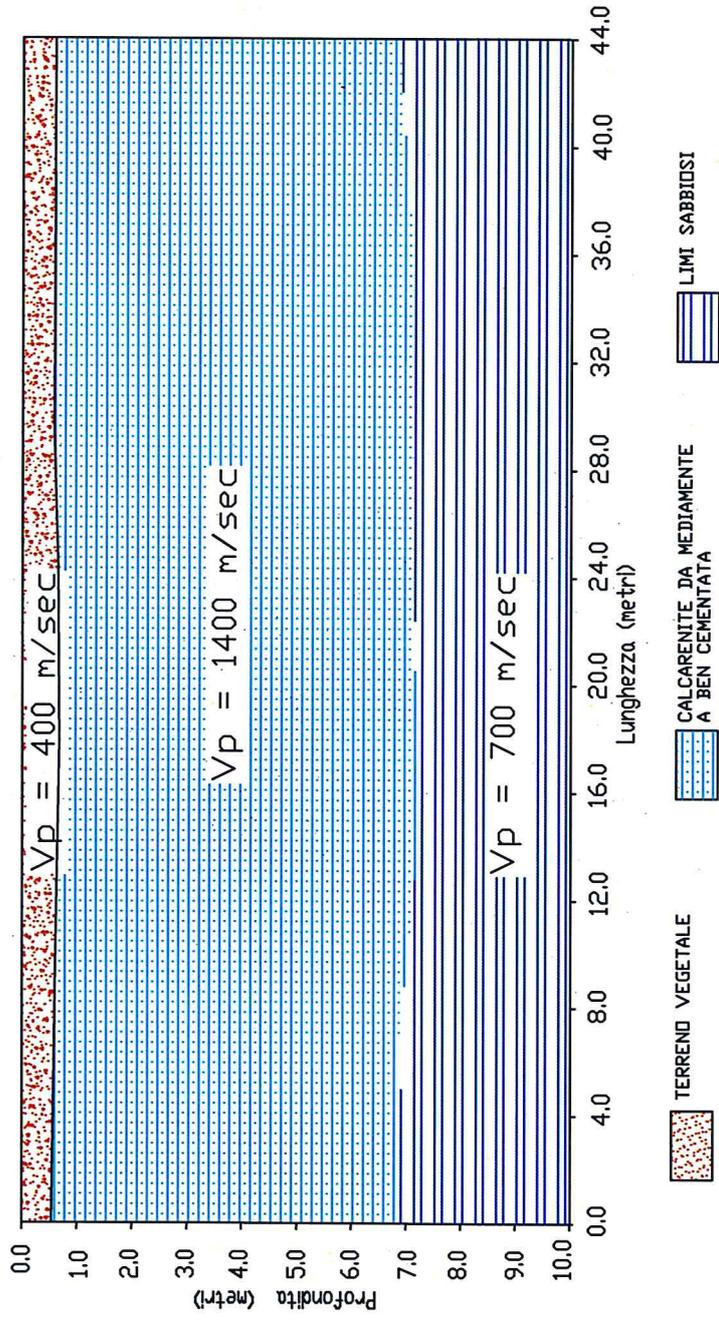
LEGENDA

➔ Profilo sismico

PROFILO SISMICO A RIFRAZIONE 1-1'
 LOCALITA' GALLIPOLI - LOTTIZZAZIONE R3



PROFILO SISMICO A RIFRAZIONE 2-2'
LOCALITA': GALLIPOLI - LOTTIZZAZIONE R3



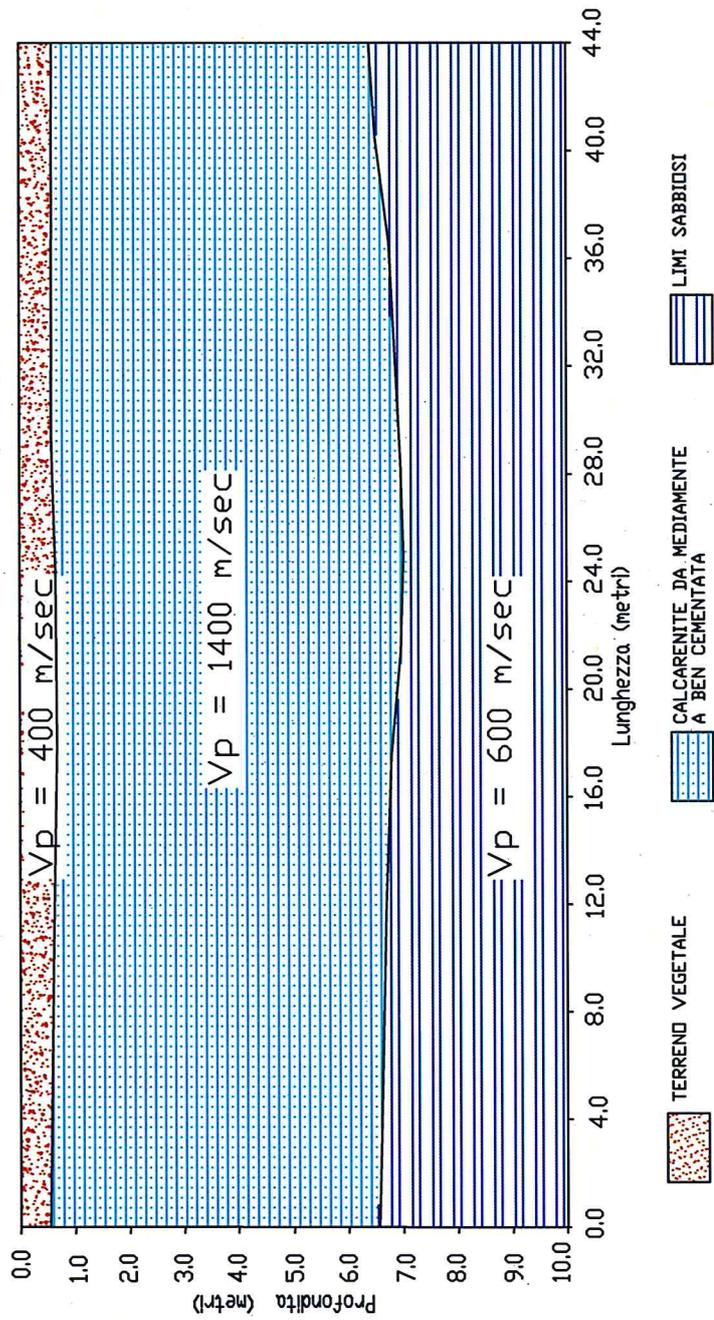


Esecuzione profilo sismico a rifrazione n.1 e ReMi sullo stesso stendimento



Esecuzione profilo sismico a rifrazione n.2 e ReMi sullo stesso stendimento

PROFILLO SISMICO A RIFRAZIONE 3-3'
LOCALITA': GALLIPOLI - LOTTIZZAZIONE R3





Esecuzione profilo sismico a rifrazione n.3 e ReMi sullo stesso stendimento

Sismica con metodologia ReMi (Refraction Microtremor)

L'analisi dei microtremori viene effettuata utilizzando la strumentazione classica per la prospezione sismica a rifrazione disposta sul terreno con array lineare, a 12 geofoni; per ottenere una buona risoluzione in termine di frequenza, oltre ad utilizzare geofoni con bassa frequenza di risonanza (4-14 Hz raccomandati), è indispensabile allungare il tempo di registrazione (15-30s) rispetto alla sismica a rifrazione tradizionale.

Si possono così registrare onde di superficie il cui contenuto in frequenza copre un range da 25-30 Hz fino a 2 Hz che, in condizioni ottimali, offre una dettagliata ricostruzione dell'andamento delle Vs relativamente ai primi cento metri di profondità.

Si tratta di una modellazione del sottosuolo mediante l'analisi delle onde di Rayleigh.

Per rilevare onde sismiche trasversali, anche la sorgente energizzante deve generare onde a prevalente componente di taglio.

Per tale motivo è stato utilizzato un sismografo della Geometrics “modello GEODE” con geofoni da 4.5 Hz.

Recenti studi hanno consentito di creare un modello matematico anche per trattare le onde S, cercando di godere del vantaggio della elevata energia associata a questo tipo di propagazione.

L'analisi delle onde S mediante tecnica ReMi viene eseguita mediante la trattazione spettrale del sismogramma, cioè a seguito di una trasformata di Fourier, che restituisce lo spettro del segnale. In questo dominio, detto dominio trasformato, è semplice andare a separare il segnale relativo alle onde S da altri tipi di segnale, come onde P, propagazione in aria, ecc.

L'osservazione dello spettro consente di notare che l'onda S si propaga a velocità variabile a seconda della frequenza dell'onda stessa, questo fenomeno è detto dispersione, ed è caratteristico di questo tipo di onde.

La teoria sviluppata suggerisce di caratterizzare tale fenomeno mediante una funzione detta curva di dispersione, che associa ad ogni frequenza la velocità di propagazione dell'onda. Tale curva è facilmente estraibile dallo spettro del segnale poiché essa approssimativamente posa sui massimi del valore assoluto dello spettro.

L'elaborazione del segnale consiste, nell'operare una trasformata bidimensionale “slowness-frequency”(p-f) che analizza l'energia di propagazione del rumore in entrambe le direzioni della linea sismica e nel rappresentarne lo spettro di potenza su un grafico p-f (fig.1).

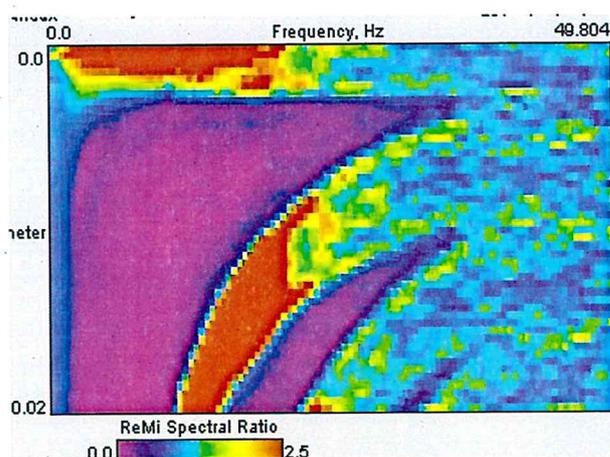


Fig. 1 Esempio di spettro di potenza p-f.

Nell'immagine di figura 1 è possibile un riconoscimento visivo delle onde di Rayleigh, che hanno carattere dispersivo.

A questo punto l'operatore, in maniera arbitraria ed in base all'esperienza, esegue un “picking” (fig.2) attribuendo ad un certo numero di punti una o più slowness (p o 1/velocità di fase) per alcune frequenze.