

UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

SCUOLA DI SCIENZE

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Ch.mo Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**CARATTERIZZAZIONE SISMICO-
DEPOSIZIONALE DELLA FASCIA
PEDEMONTANA ORIENTALE DELLA PROVINCIA
DI TREVISO**

SEISMIC AND DEPOSITIONAL CHARACTERIZATION IN THE
ORIENTAL FOOTHILLS OF THE PROVINCE OF TREVISO

Relatore: Prof. Aldino Bondesan
Correlatore: Prof. Roberto Francese

Laureanda: Silvia Greggio

Anno Accademico 2015/2016

Le conclusioni potrebbero evidenziare la possibilità di caratterizzare il sottosuolo con una relazione tra l'andamento dei modi fondamentali delle onde superficiali e le litologie dei terreni, e quindi del corretto sviluppo di un modello geologico locale. Invece, le indagini tomografiche e le linee sismiche potrebbero evidenziare la presenza della faglia del Cansiglio.

INDICE

INTRODUZIONE.....	5
 CAPITOLO I – INQUADRAMENTO GEOLOGICO- GEOMORFOLOGICO.....	 7
1. Inquadramento Geografico.....	7
1.1. Inquadramento Geodinamico e Strutturale.....	8
1.2. Inquadramento Geomorfologico	10
1.3 Il Modello Geologico Locale.....	12
 CAPITOLO II – LE MISURE GEOFISICHE.....	 15
2. Misure Remi	15
2.1 Elaborazione dei dati.....	18
 CAPITOLO III – LE UNITÀ MORFO-DEPOSIZIONALI.....	 23
3.1 Unità dell’alta pianura alluvionale pedemontana.....	25
3.2. Unità torrentizia pedemontana	29
3.3 Unità delle ghiaie pleistoceniche del conoide Cervada-Meschio	31
3.4 Unità superiore del fiume Meschio	40
3.5 Unità di transizione del fiume Meschio	44
3.6 Unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio	51
3.7 Osservazioni conclusive sulle unità morfo-deposizionali.....	60
 CAPITOLO IV – CONCLUSIONI.....	 63
 APPENDICE A.....	 65
STRALCIO DELLA CARTA GEOLOGICO – GEOMORFOLOGICA.....	65
 APPENDICE B.....	 67
LA TECNICA GEOFISICA ReMi.....	67

APPENDICE C	75
CORRELAZIONE DEI SONDAGGI GEOGNOSTICI.....	75
 APPENDICE D	 85
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELL' ALTA PIANURA ALLUVIONALE PEDEMONTANA	85
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ TORRENTIZIA PEDEMONTANA	88
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELLE GHIAIE PLEISTOCENICHE DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO.....	90
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ SUPERIORE DEL FIUME MESCHIO.....	99
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DI TRANSIZIONE DEL FIUME MESCHIO.....	101
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELLA MEDIA PIANURA DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO.....	102
 APPENDICE E	 109
LA MICROZONAZIONE SISMICA.....	109
 BIBLIOGRAFIA	 117

INTRODUZIONE

Lo scopo di questo lavoro di tesi è quello di analizzare ed approfondire le relazioni che intercorrono tra architettura deposizionale dei depositi quaternari superficiali e caratteristiche spettrali delle onde di Rayleigh misurate con la tecnica geofisica ReMi (Refraction Microtremors).

Il modo fondamentale di vibrazione delle onde di Rayleigh è stato confrontato con il modello geologico locale ricostruito sulla base di carotaggi meccanici e manuali, rilievi di superficie e altre misure geofisiche.

L'area oggetto di studio, che si colloca nell'alta provincia di Treviso, ricade nel territorio dei comuni di Cordignano, Godega di Sant'Urbano, Orsago e San Fior. Quest'area è stata interessata dalla tettonica alpina e dall'evoluzione della pianura Veneto-Friulana pre- e post-LGM.

Lo studio ha chiaramente evidenziato come nella maggior parte dei casi le varie tipologie di deposito abbiano delle firme spettrali specifiche e ben definite. La forma spettrale, in condizioni controllate, può quindi essere utilizzata come *marker* di particolari architetture deposizionali. La misura dello spettro è rapida e poco costosa e la tecnica può essere quindi applicata all'analisi di aree vaste introducendo una nuova opportunità di correlazione tridimensionale delle unità morfo-sedimentarie. Questa opportunità, tra le altre cose, ha anche una ricaduta immediata sugli studi di microzonazione sismica che possono beneficiare di queste nuove conoscenze nella definizione della risposta sismica locale.

CAPITOLO I

INQUADRAMENTO GEOLOGICO- GEOMORFOLOGICO

1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

L'area analizzata si trova nel comprensorio trevigiano delle Prealpi Venete; i comuni interessati sono Orsago, Godega di Sant'Urbano, San Fior e Cordignano, che si estendono sul margine orientale della provincia (Figura 1). Essi interessano, in parte, l'Altopiano del Cansiglio-Cavallo (ubicato al confine con il Friuli-Venezia Giulia), la parte collinare dello stesso, l'alta e media pianura veneto-friulana.

Di seguito vengono descritte la geodinamica e la geomorfologia della provincia di Treviso, soffermandosi sull'area in cui insistono i comuni medesimi.

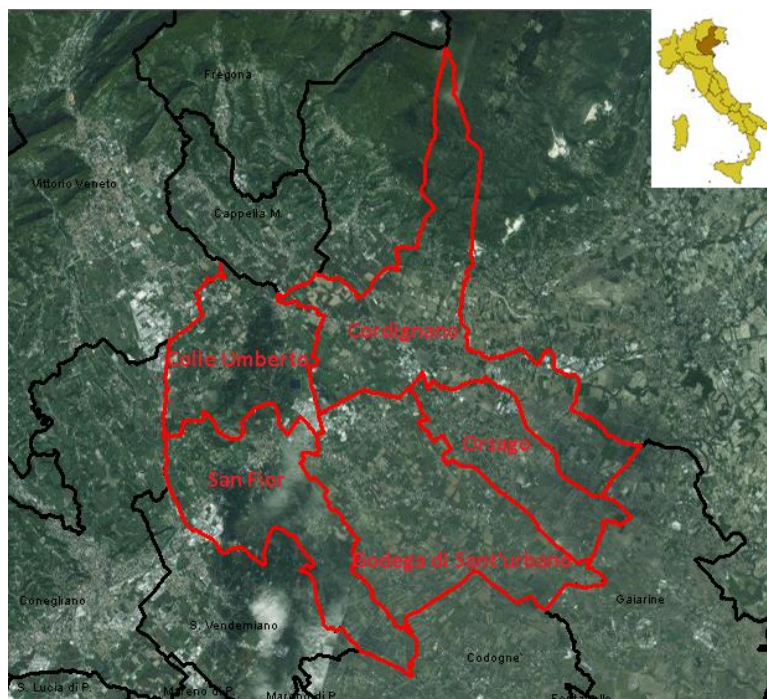


Figura 1. Ubicazione dei comuni e loro confini amministrativi nella provincia di Treviso

1.1 INQUADRAMENTO GEODINAMICO E STRUTTURALE

Le aree analizzate sono state interessate dalle fasi evolutive della catena alpina (Eocene-Miocene). Le Alpi sono state generate dalla collisione tra la placca africana e la placca europea, evento che ha causato la chiusura dell'oceano Tetide. Durante l'Oligocene e il Miocene, spinte tettoniche hanno interessato i sedimenti marini della stessa, spingendoli contro la placca eurasiatica. Le spinte hanno creato pieghe, faglie e sovrascorrimenti, formando l'attuale catena alpina (Preto in Bondesan & Busoni, 2015).

Il substrato della provincia di Treviso è costituito da rocce sedimentarie (età tra il Giurassico e il Neogene), deformate da faglie e pieghe in relazione ad un periodo di distensione e poi di compressione per il sollevamento della catena alpina. I rilievi trevigiani si estendono sul promontorio adriatico (Adria), ovvero sul dominio collisionale tra la placca europea e la placca Adria. Le Alpi Meridionali si distinguono dalle Alpi in senso stretto per la mancanza di un metamorfismo alpino e per la vergenza dei sovrascorrimenti verso sud-sudest. La successione sedimentaria delle Alpi Meridionali è divisa da sovrascorrimenti sud-vergent, tra i quali la Linea del Montello, o del Montello-Cansiglio, che scorre a sud dell'omonima collina; tale linea è sepolta da sedimenti quaternari della pianura veneta. Parallela a quest'ultima, ma più a nord, vi è la Linea Bassano-Valdobbiadene, o Bassano-Valdobbiadene-Vittorio Veneto, con direzione da ovest-sudovest a est-nordest e passante per gli omonimi comuni trevigiani (Preto in Bondesan e Busoni, 2015; Figura 2).

La Linea Bassano-Valdobbiadene divide i rilievi trevigiani in due parti: a nord, la successione è costituita da unità sedimentarie mesozoiche, mentre a sud, fino alla Linea del Montello, vi è una successione che è stata deformata per il riempimento del bacino di Avampaese nelle Alpi Meridionali. Tale linea è dislocata a est dalla Linea di Montaner, con movimento trascorrente destro.

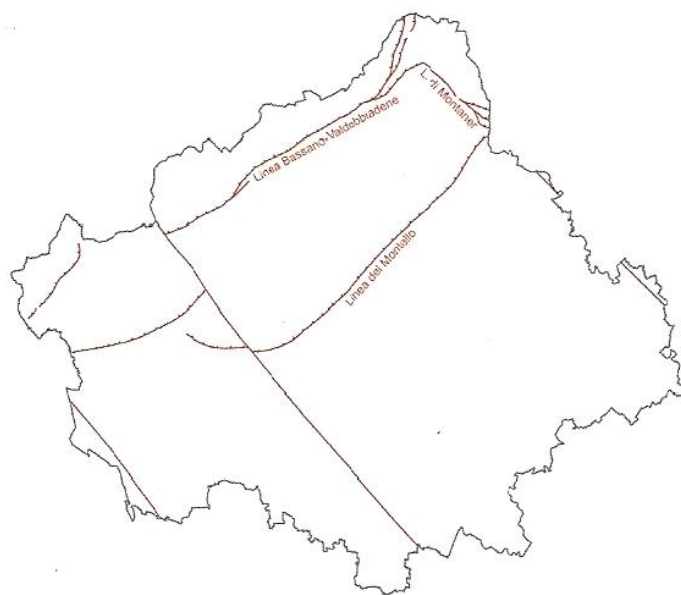


Figura 2. Assetto strutturale della provincia di Treviso (Preto, in Bondesan & Busoni, 2015).

In presenza di questi lineamenti strutturali, le successioni del Veneto sono state divise in tre aree paleogeografiche, presenti prima dell'orogenesi alpina.

L'area nord-occidentale della provincia di Treviso (parte del Massiccio del Monte Grappa), nel Giurassico Inferiore, era un dominio marino di piattaforma carbonatica, chiamata "Piattaforma di Trento", in seguito sommersa e ricoperta da sedimenti di mare profondo in età giurassica e cretacea. A nord della Linea Bassano-Valdobbiadene, anche le Prealpi rimasero per tutto il Giurassico e il Cretaceo in un ambiente di mare profondo ("Bacino Bellunese"). Infine, ad est della Linea Montaner, nell'Altopiano del Cansiglio, affiorano le successioni di una piattaforma carbonatica ("Piattaforma Friulana"), che fu sommersa nel Cretaceo (Preto, in Bondesan & Busoni, 2015).

A sud della Linea Bassano-Valdobbiadene, si è depositata la successione oligo-miocenica del Bacino di Avampaese, che poi è stata deformata dall'avanzamento dei sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali. La sua deformazione ha generato i Colli di Fregona, il Montello, i Colli Asolani e le Corde di Vittorio Veneto che formano *hogback* elevati (Bondesan & Busoni, 2015).

Altri lineamenti tettonici più settentrionali interessano i comuni di Sarmede e Cordignano: la Faglia del Cansiglio (faglia inversa con direzione ovest-est e

immersione verso nord-ovest); la Faglia di Montaner e la Faglia di Longhere, entrambe faglie inverse. Più a meridione si trova la Linea del Montello e la linea di Sacile, che interessano i comuni di San Fior, Godega di Sant'Urbano e Orsago.

1.2 INQUADRAMENTO GEOMORFOLOGICO

L'area nord-occidentale della provincia di Treviso è caratterizzata dalla fascia prealpina comprendente la parte meridionale dell'Altopiano del Cansiglio, a cavallo tra Veneto e Friuli-Venezia Giulia, ed è collocato tra le provincie di Belluno, Treviso e Pordenone. Solamente il settore sud-occidentale ricade per intero nel territorio della provincia di Treviso.

L'altopiano in questione è caratterizzato da una morfologia carsica, sviluppata nelle zone dove affiorano i calcari del Cellina; essa risulta meno marcata in presenza della scaglia rossa o grigia, con termini più marnosi. Grazie alla morfologia carsica e alla tettonica locale l'altopiano è controllato da una rete ipogea, che percorre la zona collinare, sfociando nell'Alta Pianura (Bondesan & Busoni, 2015). Tale rete ipogea ha portato la formazione, in corrispondenza dei centri abitati di Sarmede e Villa di Villa, di due conoidi alluvionali.

Per quanto riguarda i comuni di Sarmede e, in minor misura, Cordignano, la zona collinare risulta il settore dove maggiori sono le problematiche d'instabilità per la presenza di fenomeni gravitativi e di dissesto idrogeologico.

Un altro elemento a ridosso della zona collinare è costituito dai *glacis* presenti nel comune di Fregona; essi sono superfici di debole inclinazione formatesi per l'arretramento dei versanti dal trasporto e accumulo (Bondesan & Busoni, 2015).

La zona dell'anfiteatro morenico di Vittorio Veneto è caratterizzata dalla presenza di depositi fluvio-glaciali originatisi dal ramo sinistro del ghiacciaio del Piave il quale, dopo aver percorso la Valle Lapisina, si affacciava sull'Alta Pianura trevigiana, formando l'anfiteatro stesso (Bondesan & Busoni, 2015; Figura 3). Le tre cerchie moreniche principali testimoniano che il ritiro della lingua glaciale è avvenuto in diverse fasi con la deposizione dei sedimenti fluvio-glaciali avvenuta durante l'LGM (*Last Glacial Maximum*).

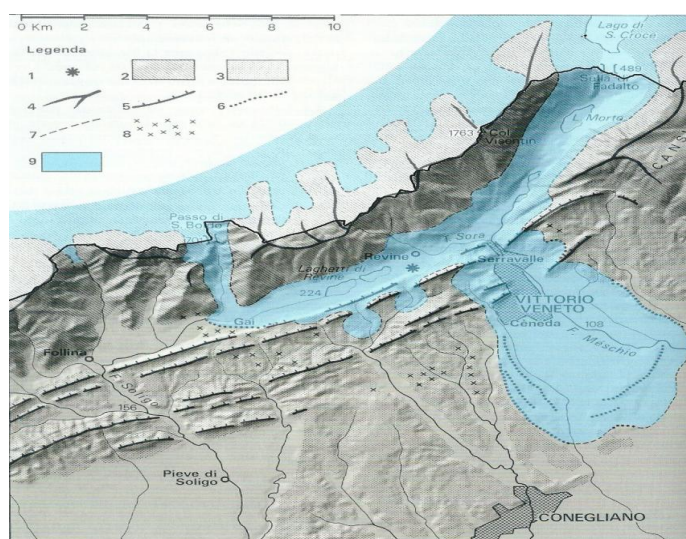


Figura 3. Espansione del ghiacciaio del Piave durante l'LMG. 1) Depositi delle fornaci di Revine; 2) rilievi prealpini; 3) rilievi subalpini; 4) dorsali montuose; 5) *hogback* 6) cerchie moreniche; 7) limite massimo presunto dai ghiacciai nell'LMG; 8) resti morenici; 9) ghiacciaio del Piave; (Bondesan & Busoni, 2015).

Il territorio della provincia trevigiana, al pari di tutta la pianura Veneto-Friulana, è stato caratterizzato, durante l'LMG, da una notevole produzione di detriti da parte dei ghiacciai che hanno alimentato i sistemi fluvio-glaciali. Queste importanti correnti determinarono, allo sbocco in pianura, la formazione di ventagli deposizionali (*megafan*), che con la loro interdigitazione costituiscono la struttura dell'alta e media pianura Trevigiana. In essa, questi *megafan* erano contraddistinti, nella parte settentrionale, da alvei a canali singoli di tipo *braided* con trasporto di ghiaie e alvei di tipo *wandering* con materiali più fini, come sabbie e limi, nella parte meridionale (Vitturi, 2012).

Successivamente, con l'innalzamento della temperatura nel postglaciale, il ghiacciaio del Piave subì un arretramento all'interno della valle alpina e si formarono nuove correnti fluvio-glaciali che trasportavano verso la pianura i materiali abbandonati dal ghiacciaio. Il trasporto verso valle di sedimenti grossolani, depositati sotto forma di coni, ha originato digitazioni che si sono spinte fino alla bassa pianura.

Il conoide del Cervada-Meschio ha avuto origine dallo scaricatore fluvio-glaciale orientale prossimo a Colle Umberto. Tale conoide è costituito da depositi

ghiaioso-sabbiosi, con tracce di paleoalvei *braided* e, più a valle, da sabbie, limi e limi argillosi. A valle della zona delle risorgive, il conoide Cervada-Meschio entra nella bassa pianura, costituita da terreni fini limoso-argillosi e da numerose fasce e lembi ghiaioso-sabbiosi (Bondesan & Busoni, 2015).

L'alta pianura del Cervada-Meschio è caratterizzata dai sedimenti alluvionali dei corsi d'acqua locali, quali i torrenti Friga e Carron, oltre che il fiume Meschio in uscita dall'Anfiteatro di Vittorio Veneto, che ricoprono talora depositi più antichi di origine fluvio-glaciale.

In APPENDICE A viene riportato lo stralcio della carta geologico-geomorfologica dell'area interessata dal presente studio.

1.3 IL MODELLO GEOLOGICO LOCALE

Il quadro conoscitivo necessario a realizzare il modello geologico del sottosuolo si basa sulla raccolta dei dati pregressi integrata con nuove indagini che possono identificarsi in rilievi geologici, geomorfologici e geologico-tecnici e indagini geofisiche. Più precisamente sono stati raccolti e rielaborati i dati derivanti dagli studi di Microzonazione Sismica (MS) di vario livello che sono stati recentemente condotti nei comuni di Cordignano, Orsago, Godega di Sant'Urbano e San Fior, dalle carte geologico-tecniche e dalle banche dati cartografiche degli stessi.

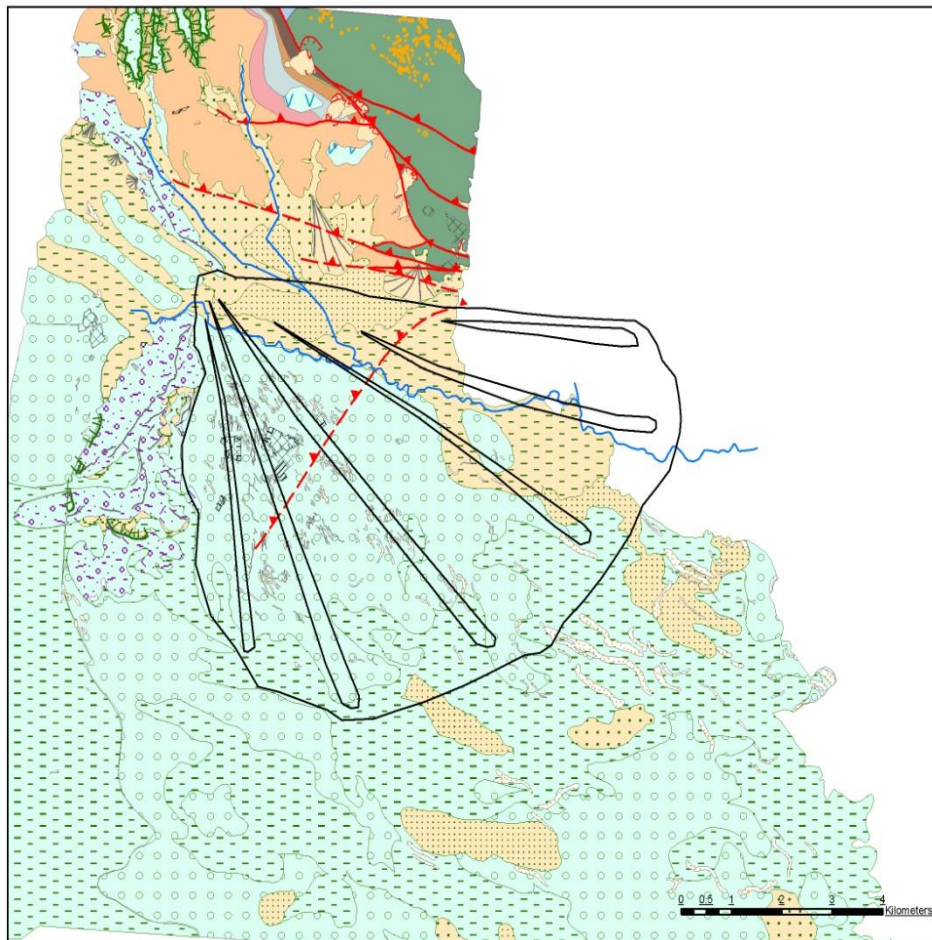
Gli studi di MS devono adeguarsi a standard nazionali e regionali molto rigorosi (APPENDICE E) e risultano nella riorganizzazione dei dati esistenti e nell'acquisizione di nuovi dati solitamente di tipo geofisico come il profilo di velocità delle onde di taglio negli strati geologici superficiali (V_s e V_{s30}) ed i rapporti spettrali H/V.

La stratigrafia, in chiave lito-stratigrafica e sismica, è stata ricostruita attraverso prove penetrometriche, carotaggi ed altre indagini geofisiche (tomografie elettriche e sismiche) disponibili e di recente acquisizione per gli approfondimenti degli studi di livello superiore MS. L'analisi di questi dati ha consentito di raggiungere una conoscenza dettagliata dei depositi di età pleistocenica e olocenica in tutta l'area di studio.

Il principale elemento di controllo della deposizione è sicuramente il conoide Cervada-Meschio, ubicato ad oriente dell'anfiteatro di Vittorio Veneto (Figura 5). Esso ben rappresenta i depositi fluvioglaciali messi in posto dagli scaricatori che, durante la fase postglaciale, si sono creati un varco attraverso i fronti morenici. Nella transizione lungo il conoide da alta a bassa pianura si osserva un passaggio da sedimenti fluvioglaciali ghiaioso-sabbiosi a depositi fini coerenti, di natura limoso-sabbiosa e limoso-argillosa.

A valle, nell'unità di bassa pianura, oltre la zona delle risorgive, si osserva la presenza di antichi percorsi fluviali piuttosto rettilinei, mentre nel settore dell'alta pianura i paleoalvei sono di tipo *braided*, molto addensati e di ridotte dimensioni.

Il conoide, oltre ad essere interessato dal fiume Meschio, nella parte apicale è formato anche dai colluvi e dai depositi torrentizi provenienti dalla fascia pedemontana.



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelvico (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Celina (Albiano - ? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI GLACIALI

- Creste di argine morenico
- Deposito glaciale

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalve
- Conoide alluvionale
- glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME CARSIICHE

- Dolina

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

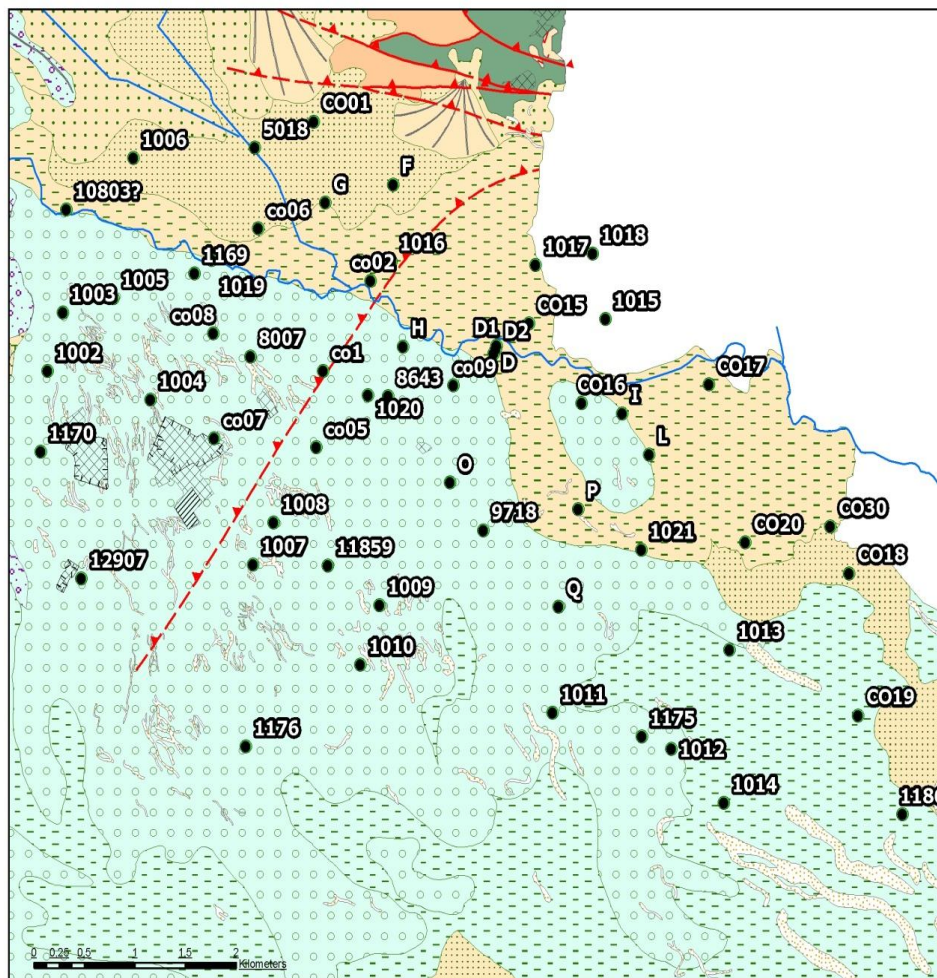
Figura 5. Espansione areale del conoide Cervada-Meschio

CAPITOLO II

LE MISURE GEOFISICHE

2. MISURE REMI

Per meglio caratterizzare i depositi dell'area di studio sono state condotte 21 nuove misure ReMi. Ciascuna misura è stata acquisita con le stesse modalità e cioè impiegando 24 geofoni verticali a frequenza naturale di 4.5 Hz, spazati di 3 m. I punti misura sono stati ubicati sulla base del modello geologico locale. Sono stati poi rielaborate 54 misure ReMi provenienti dagli studi di MS per le quali erano disponibili i dati grezzi (Figura 6).



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortonian)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelucio (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano - ? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI GLACIALI

- Creste di argine morenico
- Deposito glaciale

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orto di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalve
- Conoide alluvionale
- glacia

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME CARSICHE

- Dolina

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

ALTRI SIMBOLI

- Indagini ReMi

Figura 6. Ubicazione delle indagini geofisiche ReMi.

Nella tecnica ReMi, approfondita in APPENDICE B, si assume che la sorgente sia omogeneamente distribuita nell'intorno dello stendimento. Nel caso corrente il tempo di registrazione è stato impostato a 28 s. Sono state condotte 5 acquisizioni in una determinata direzione, ed altre 5 perpendicolari alla prima, per un totale di 10 acquisizioni per ogni stazione ReMi, presupponendo di ricavare in tal modo una buona statistica dei dati misurati. Durante la registrazione, si è camminato in prossimità allo stendimento, allo scopo di aumentare l'ampiezza delle componenti in alta e media frequenza delle onde di Rayleigh.

L'acquisizione dei dati è stata effettuata con lo strumento GEOMETRICS GEODE (Figura 7), al quale, tramite connettore, viene collegata la geometria dello stendimento a 24 geofoni (Figura 8). Lo strumento è alimentato da una batteria esterna e viene controllato da un PC portatile esterno, su cui è installato il software "Seismodule Controller", attraverso il quale è possibile gestire l'acquisizione delle misure.



Figura 7. A destra, la strumentazione in acquisizione; a sinistra, il posizionamento di uno stendimento.



Figura 8. Geofono posizionato nel terreno e collegato tramite pinze al cavo elettrico.

2.1 ELABORAZIONE DEI DATI

I dati sono stati elaborati per ricostruire un profilo verticale di velocità delle onde S anche se questo non era l'obiettivo primario dello studio che si è invece soffermato sull'analisi delle forme spettrali (come si vedrà nei capitoli successivi). Il valore della V_s è stato comunque determinato analizzando la curva di dispersione delle onde di Rayleigh ed invertendola a profilo di velocità delle onde di taglio (V_s) sulla base della nota relazione analitica $V_s = 0.9 V_{\text{RAYLEIGH}}$, valida per un ampio intervallo di rapporti di Poisson.

La prima elaborazione è stata condotta mediante il software REFLEXW che, in questo caso, ha permesso di convertire i singoli file in un formato accessibile per la seconda elaborazione, avvenuta attraverso il programma SeisOpt ReMi (Optim Inc, 2008), un software di elaborazione monodimensionale. All'interno di quest'ultimo, vengono richieste la geometria utilizzata, la frequenza massima e la velocità di fase minima di partenza. Il corretto dimensionamento di questi parametri ha lo scopo di diminuire il grado d'incertezza per effettuare il *picking* per l'individuazione della curva di dispersione.

La misura delle onde di Rayleigh avviene nel classico dominio x-t (spazio-tempo), mentre per la stima della curva di dispersione il programma trasforma i dati nel dominio p-f (*slowness* - frequenza).

Il parametro *slowness* (p), detto anche parametro di raggio, corrisponde all'inverso della velocità secondo la:

$$p[\text{s/m}] = \frac{1}{V_{\text{RAYLEIGH}}};$$

Tutto questo con lo scopo di individuare l'energia spettrale del modo fondamentale di vibrazione (Figura 9).

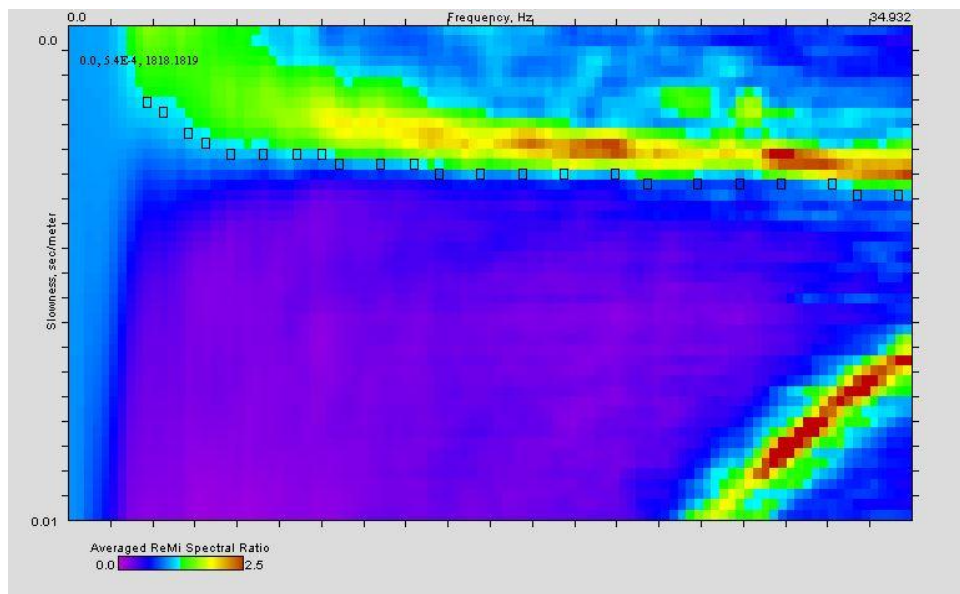


Figura 9. Lo spettro p - f , mettendo in relazione le frequenze contenute nel segnale registrato con il reciproco della velocità di fase e il rapporto spettrale, permette di riconoscere l'energia delle Onde di Rayleigh e fissare quindi i punti che rappresentano l'andamento della curva di dispersione. In basso, a destra, il fenomeno dell'*aliasing*.

La curva di dispersione viene poi individuata tramite processo di *picking* attraverso il quale vengono selezionate una serie di coppie “frequenza - velocità apparente”.

A differenza della tecnica MASW, la curva di dispersione non è rappresentata dal massimo di potenza spettrale, ma dalla transizione alla zona a bassa energia dello spettro (Figura 9). La ragione è che la posizione della sorgente non è nota, come nel metodo MASW, ma è una approssimazione di questa tecnica.

Questi valori vengono in seguito “plottati” su un diagramma periodo-velocità di fase per l’analisi della curva di dispersione, individuata dall’insieme di punti individuati nel grafico p-f.

Dopo aver individuato la curva di dispersione, che costituisce un “indicatore” della variazione della rigidezza di un deposito con la profondità, si procede con la tecnica di modellazione diretta, cioè si calcola la curva di dispersione teorica, a partire da un modello iniziale del sottosuolo. L’analisi d’inversione viene compiuta utilizzando un algoritmo che simula il fenomeno della propagazione delle onde superficiali nel sottosuolo, modellizzato come un semispazio elastico costituito da un certo numero di strati omogenei. L’obiettivo dell’inversione è la determinazione di quel profilo di velocità delle onde di taglio la cui curva di dispersione teorica, calcolata con la simulazione, approssima al meglio quella determinata sperimentalmente (Figura 10).

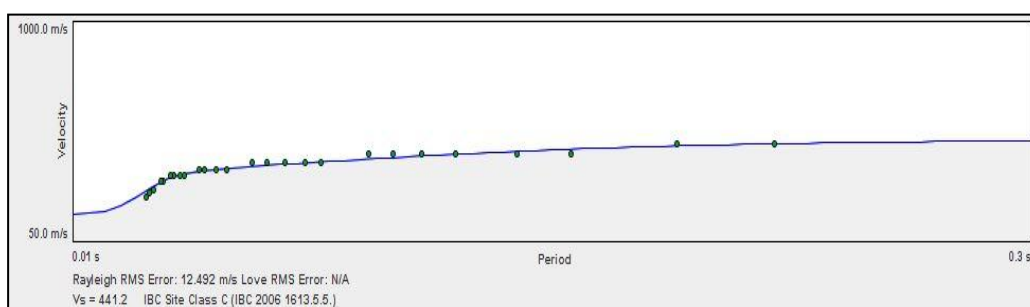


Figura 10. La curva calcolata (color blu) tramite l’inversione di un modello di sottosuolo, ottenuto per “aggiustamenti” successivi di un modello iniziale, cercando ovviamente di trovare la migliore corrispondenza (fit) con i punti individuati sullo spettro p-f (color verde) .

Velocità, spessore e densità degli strati vengono modificati sino ad ottenere la miglior sovrapposizione (fit) tra punti sperimentali e curva calcolata dal modello. È evidente che, attraverso le tre variabili (spessore dello strato, la sua velocità e densità), è possibile ricavare, con combinazioni diverse, più modelli del sottosuolo (non unicità della soluzione). Ciò viene ridotto con l’ausilio di vincoli che consentono di “bloccare” una o più delle tre variabili. Nello specifico sono stati vincolati spessori e densità e si è quindi modificata la sola velocità (Figura 11).

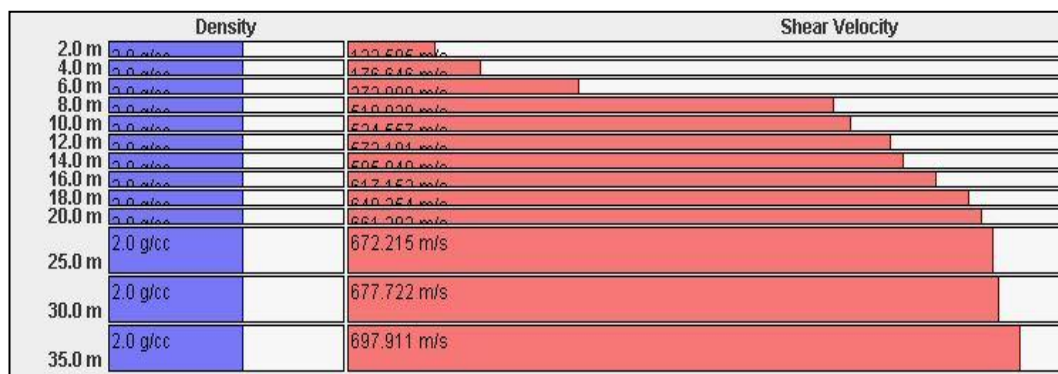


Figura 11. Modello del sottosuolo, in termini di strati con diversa velocità di propagazione delle Onde S.

Può essere quindi utile disporre di informazioni litostratigrafiche per vincolare il modello di partenza.

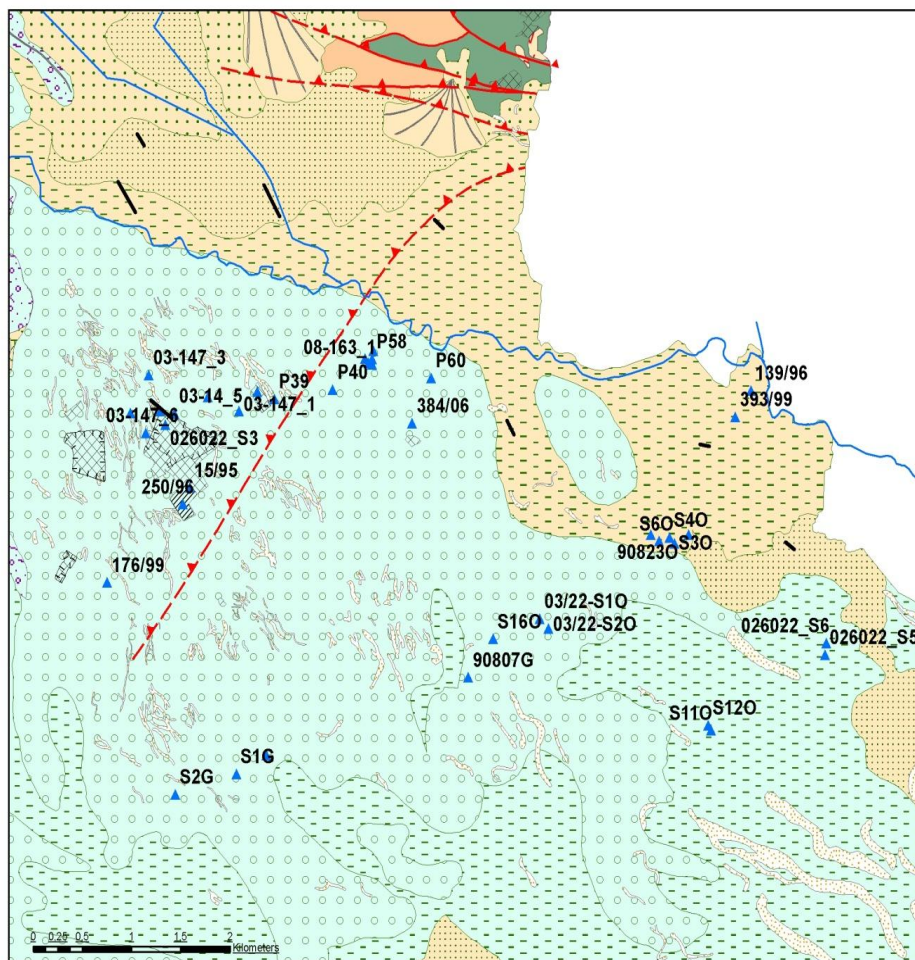
La qualità del processo di sovrapposizione (*fit*) può essere valutata attraverso il valore di *misfit* che viene espresso come errore RMS tra curva calcolata e punti.

CAPITOLO III

LE UNITÀ MORFO-DEPOSIZIONALI

Come anticipato l'obiettivo del lavoro di tesi era quello di effettuare un'analisi di dettaglio delle relazioni esistenti tra la risposta spettrale delle onde superficiali e le unità morfo-sedimentarie locali. In pratica, ci si è soffermati sulla corrispondenza tra la genesi deposizionale dell'area studiata e la curva spettrale del modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh.

Alla conoscenza del modello geologico locale hanno contribuito la Carta Geomorfologica della Provincia di Treviso (Bondesan & Busoni, 2015) e la cartografia geologica provinciale a scala 1:10.000 (Bondesan et al, 2015), più una serie di dati geognostici esistenti (Figura 12).



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelucchio (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano - ? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI GLACIALI

- Creste di argine morenico
- Deposito glaciale

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalle
- Conoidi alluvionali
- Glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME CARSICHE

- Dolina

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

ALTRI SIMBOLI

- Sondaggi e Trincee
- Tomografie Elettriche

Figura 12. Ubicazione delle indagini geofisiche (ERT) e sondaggi.

Questi dati sono stati rielaborati in termini di tessiture prevalenti che sono rilevabili nei singoli strati, mettendo così in luce i sedimenti più grossolani, quali ghiaie e ghiaie sabbiose, termini più fini come sabbia e sabbia limosa, fino a quelli coesivi, tipo limo, limo argilloso e argilla.

I dati stratigrafici dei carotaggi sono stati integrati anche da una serie di tomografie elettriche (Figura 12) che ha consentito di valutare l'elettrostratigrafia del sottosuolo completando il quadro conoscitivo e mettendo a confronto i valori di resistività e le litologie del sottosuolo, per verificarne la corrispondenza.

Come ulteriore passaggio sono state poi considerate 54 misure ReMi cercando convergenze di forme spettrali.

Le zone spettro-omogenee sono state poi confrontate con il modello deposizionale locale per trovare possibili correlazioni tra genesi dei depositi e risposta geofisica.

Questo tipo di analisi ha consentito di definire sei principali unità morfo-deposizionali che di seguito verranno analizzate in modo dettagliato.

3.1 UNITÀ DELL'ALTA PIANURA ALLUVIONALE PEDEMONTANA

Questa prima unità è ubicata a ridosso della fascia pedemontana; è delimitata a Nord e a Nord-Est dai conoidi alluvionali dei comuni di Sarmede e di Villa di Villa (Figura 13).

Dal punto di vista geologico e geomorfologico, essa si imposta al di sopra dei depositi torrentizi e fluvio-glaciali trasportati dal fiume Meschio e dai corsi d'acqua pedemontani minori, prevalentemente di natura ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa, con al tetto i colluvi provenienti dalle colline soprastanti. Questi depositi sono caratterizzati da una componente fine, che è stata prevalentemente trasportata dalle vallecicole presenti lungo il versante sud-occidentale dell'altopiano del Cansiglio, che solo raramente sono interessate dallo scorrimento superficiale dell'acqua. Talora, tali torrenti danno luogo a piccoli conì di deiezione che si formano ai piedi del versante. L'unità è tagliata a Nord-Est dal torrente Carron, il quale probabilmente era uno degli scaricatori glaciali nel momento di massima espansione del ghiacciaio del Piave (Bondesan & Busoni, 2015).

Viene a crearsi così un modello geologico (Figura 14) con, al tetto, depositi fini prevalentemente di origine colluviale-torrentizia e, al letto, materiale fluvio-glaciale ghiaioso e ghiaioso-sabbioso.

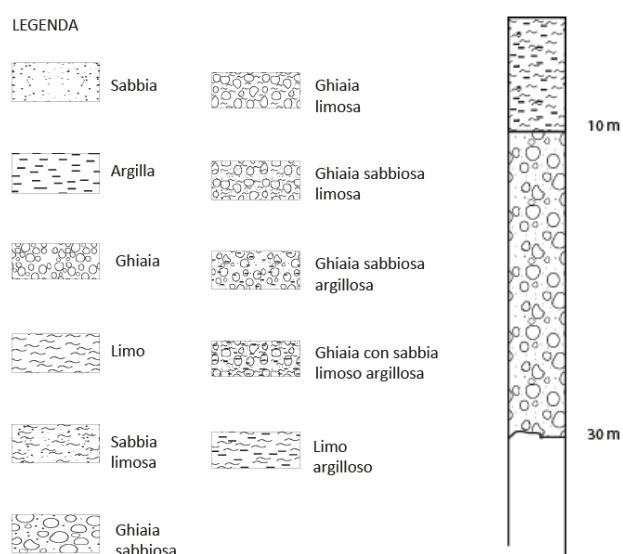


Figura 14. Modello geologico dell'unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana.

Il modello è pienamente confermato dall'analisi dei risultati di una tomografia elettrica acquisita in sinistra idrografica del fiume Meschio (Figura 15). Qui, il valore di resistività delle ghiaie è superiore a 300 Ωm ed al tetto vi sono dei

termini più fini, di natura coesiva, con valori di resistività caratteristica compresi tra 10 e 80 Ωm .

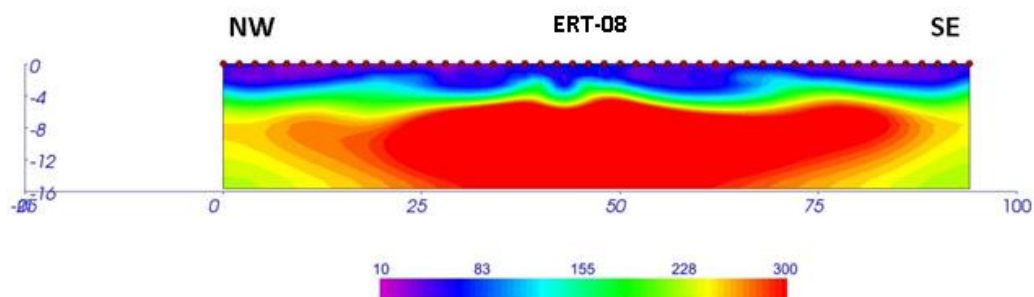


Figura 15. Tomografia elettrica in sinistra idrografica del fiume Meschio. Presenza di tessiture fini fino a circa 5 m e, più in profondità (zona rossa), ghiaie.

Questo dato convalida quanto è stato affermato in relazione alla geologia e geomorfologia locale.

Mancando di dati geognostici, si è proceduto con l'analisi della risposta della firma spettrale e della sua corretta lettura. Si è potuto pertanto delineare un'area caratterizzata dalla presenza di ghiaie in profondità (APPENDICE D), come confermato dalla firma spettrale del modo fondamentale di vibrazione delle onde di Rayleigh, le quali evidenziano tale tipo di tessitura.

Attraverso la media dei nove spettri effettuati in quest'area, si è poi ricavato uno spettro unico che potesse identificare, in maniera univoca, l'assetto stratigrafico caratterizzante l'area stessa (Figura 16).

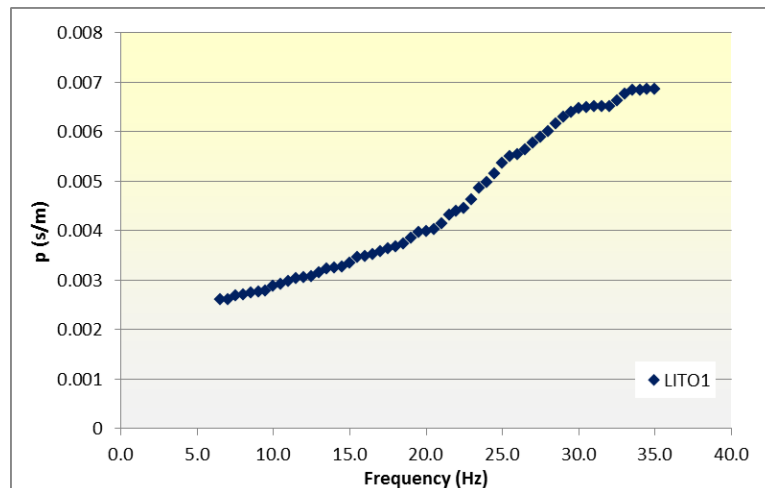


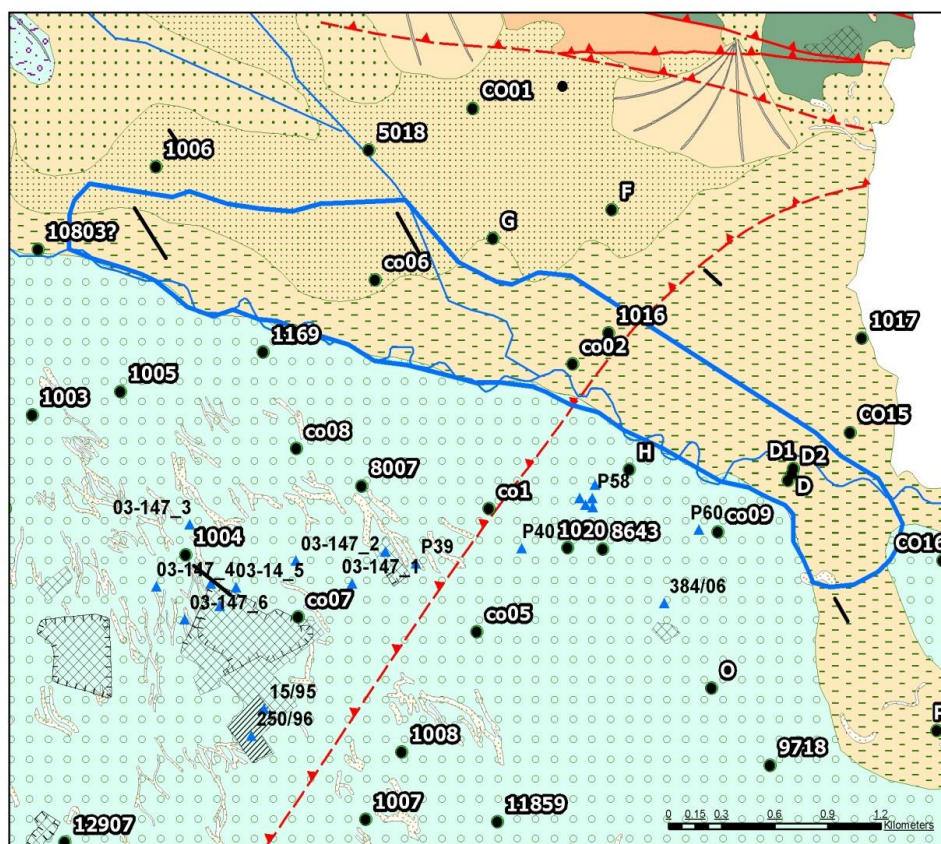
Figura 16. Spettro unico che identifica, in maniera univoca, l'assetto stratigrafico caratterizzante l'area: alle alte frequenze corrispondono strati più superficiali e a basse frequenze quelli più profondi.

Sulla base dei concetti che supportano la corretta lettura spettrografica delle onde superficiali, dove al campionamento delle alte frequenze corrispondono strati più superficiali e a basse frequenze corrispondono quelli più profondi, risulta immediato come lo spettro in questione venga letto da destra a sinistra, in termini di profondità in aumento.

Così, si sono evidenziati due flessi: il primo, ad alte frequenze e, quindi, a minore profondità, con valori di *slowness* minori, indicanti terreni più fini; il secondo, a basse frequenze e, quindi, a maggiori profondità, con valori di *slowness* maggiori, indicanti le ghiaie.

3.2 UNITÀ TORRENTIZIA PEDEMONTANA

Questa unità confina a Nord-Est con l'unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana, ed occupa prevalentemente un'area in sinistra del fiume Meschio (Figura 17).



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelcuoco (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano-? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalve
- Conoide alluvionale
- Glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

UNITA' MORFO-DEPOSIZIONALI

- Unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana
- Unità torrentizia pedemontana
- Unità delle ghiaie pleistoceniche del conoide Cervada-Meschio
- Unità di transizione del fiume Meschio
- Unità superiore del fiume Meschio
- Unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio

ALTRI SIMBOLI

- Indagini ReMi
- Sondaggi e Trincee
- Tomografie Elettriche

Figura 17. Ubicazione ed estensione areale dell'unità torrentizia pedemontana.

Tale unità comprende una piccola porzione apicale del conoide Cervada-Meschio, il quale, durante l'LGM, era contraddistinto da corsi d'acqua a carattere torrentizio e la cui tipologia era *braided*, con alvei ciottolosi o ghiaioso-sabbiosi. Durante il post-glaciale, i corsi subirono una diminuzione del tasso di sedimentazione, causando così l'incisione marcata della parte iniziale del conoide. Attualmente, il fiume Meschio trasporta i sedimenti fluviali della piana situata all'interno delle cerchie moreniche, deposte in seguito al ritiro del ghiacciaio del Piave. I depositi più grossolani sono stati depositati durante il Pleistocene dalle correnti fluvioglaciali a più alta energia, mentre i sedimenti fini costituiscono le alluvioni oloceniche dei corsi d'acqua.

Il modello geologico semplificato di questa unità è rappresentato in Figura 18, con depositi fluvioglaciali in profondità e sedimenti fini alluvionali in superficie.

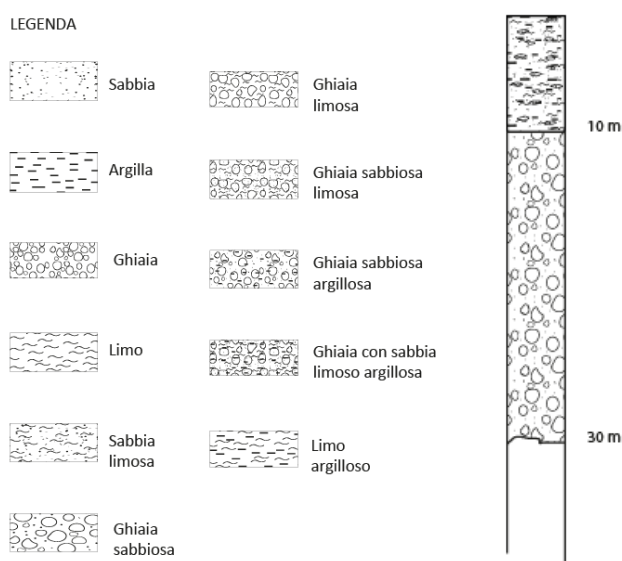


Figura 18. Modello geologico dell'unità torrentizia pedemontana.

Il modello è concettualmente simile al caso precedente in quanto vi sono due strati: uno granulare profondo ed uno coesivo superficiale ma, è caratterizzato da un marcato aumento della frazione grossolana.

Mancando, anche in questo caso, di dati geognostici, si è proceduto con l'analisi della resistività del sottosuolo. Le due tomografie (Figura 19) ricavate nell'area,

una in sinistra idrografica del fiume e l'altra in destra, dimostrano valori di resistività che tra piano campagna e 10 m di profondità superano il valore di soglia dei 300 Ωm scelto come indicatore di terreni ghiaiosi. I terreni di copertura sabbiosi e sabbio-limosi hanno valori di resistività dell'ordine di 80 Ωm .

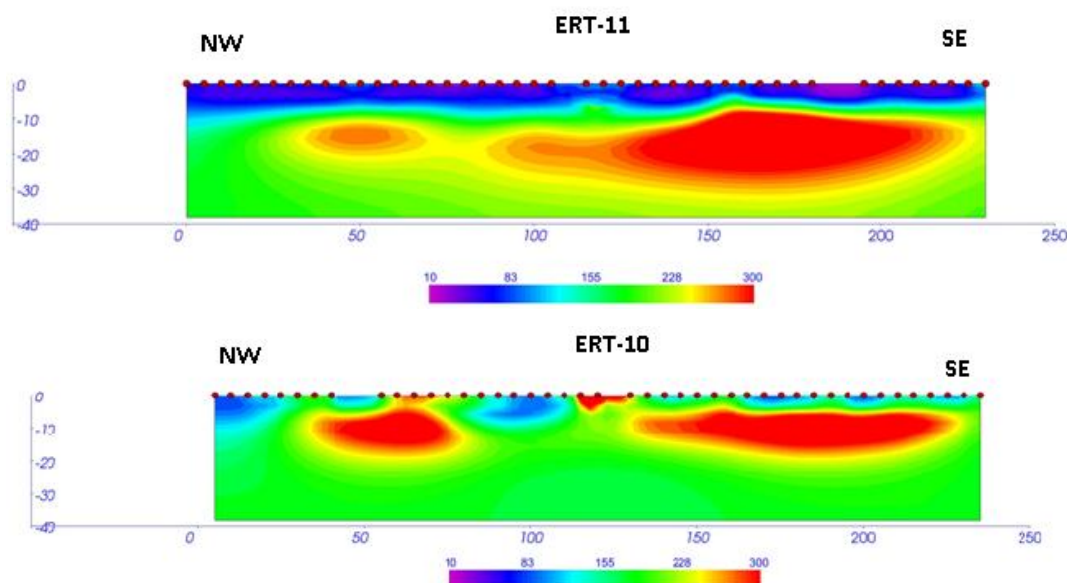


Figura 19. Schema bidimensionale delle tomografie elettriche che identificano le tessiture ghiaiose oltre i 8-10 m dal piano campagna.

In quest'area, gli spettri ReMi (APPENDICE D) confermano la presenza di ghiaia in profondità, marcata dal tratto iniziale a bassa pendenza della curva del modo fondamentale; invece, l'aumento di pendenza nel tratto finale (alte frequenze) marca i sedimenti più fini.

Quanto detto trova conferma anche nello spettro mediato delle onde di superficie, come riportato in Figura 20.

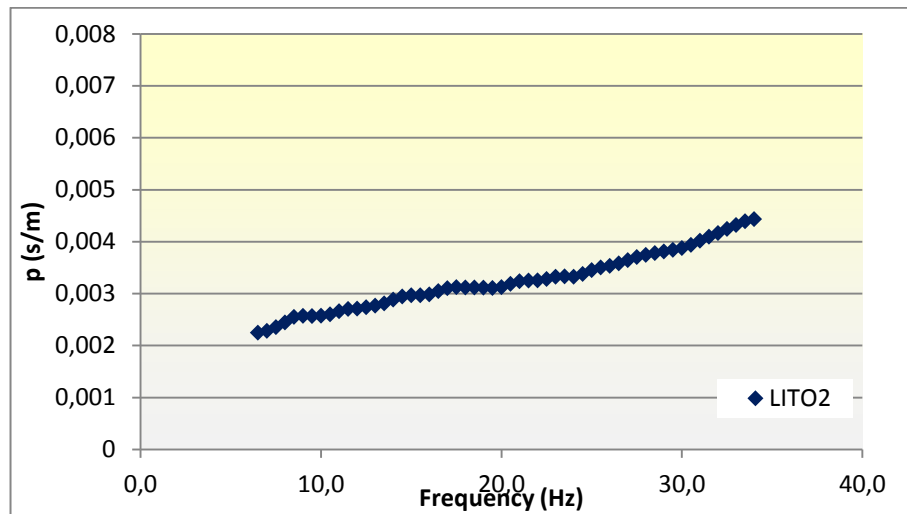


Figura 20. Spettro unico che identifica, in maniera univoca, l'assetto stratigrafico caratterizzante l'area.

3.3 UNITÀ DELLE GHIAIE PLEISTOCENICHE DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO

Questa unità si estende sul conoide Cervada-Meschio e ne comprende l'area maggiore (Figura 21).

Il conoide, nella sua parte apicale, era solcato, durante LGM, da una serie di corsi d'acqua di tipo *braided* con abbondante trasporto solido ciottoloso e ghiaioso. Essi non erano attivi contemporaneamente su tutta l'area apicale, ma lo erano in talune parti rispetto ad altre, causando così, al di fuori del corso d'acqua, scarsa o nulla sedimentazione.

A favore di quanto appena detto, depone una serie correlata di sondaggi effettuati nell'area in studio (APPENDICE C). Dalla correlazione si evidenzia la presenza di granulometrie prevalentemente ghiaiose con livelli di sabbia limosa o sabbia corrispondenti a correnti trattive a più bassa energia. Il modello sedimentario a canali *braided* si evince anche dalle numerose tracce presenti nella carta geologica.

Dall'insieme dei dati bibliografici, il modello geologico locale di questa unità è costituito da ghiaie con alternanze di livelli sabbioso-limosi (Figura 22).

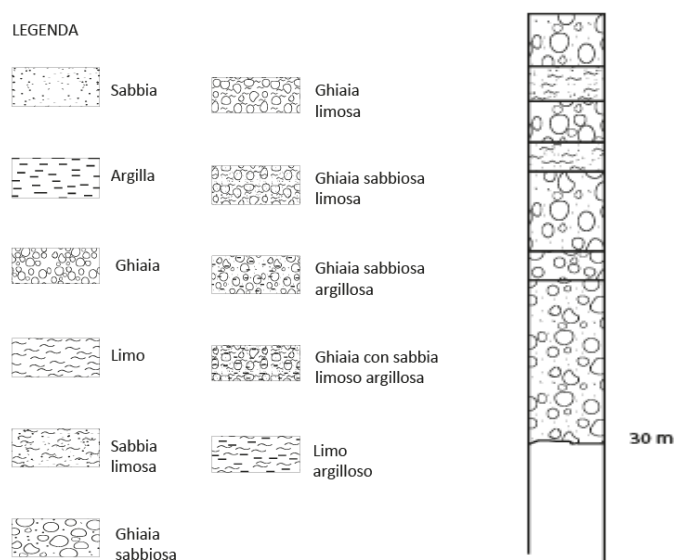


Figura 22. Modello geologico dell'unità delle ghiaie pleistoceniche del conoide Cervada-Meschio.

La tomografia (Figura 23), realizzata al centro del conoide, ha permesso di rilevare la resistività del sottosuolo fino ad una profondità di circa 40 m, mostrando, fin dal piano campagna, valori intorno ai 300 Ω m, tipici di materiali ghiaiosi.

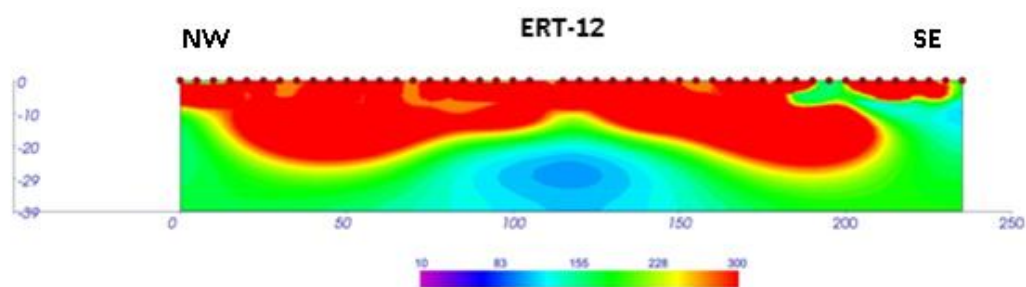
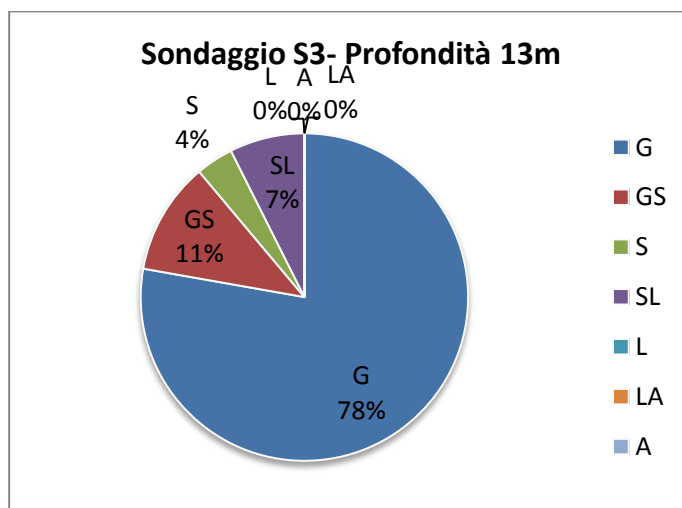


Figura 23. Schema bidimensionale della tomografia elettrica che identificano sedimenti ghiaiosi.

Per meglio vincolare la stratigrafia sono stati analizzati anche i sondaggi presenti in quest'area dai quali si evince come ghiaia e ghiaia sabbiosa siano tessiture largamente dominanti (Figura 24).



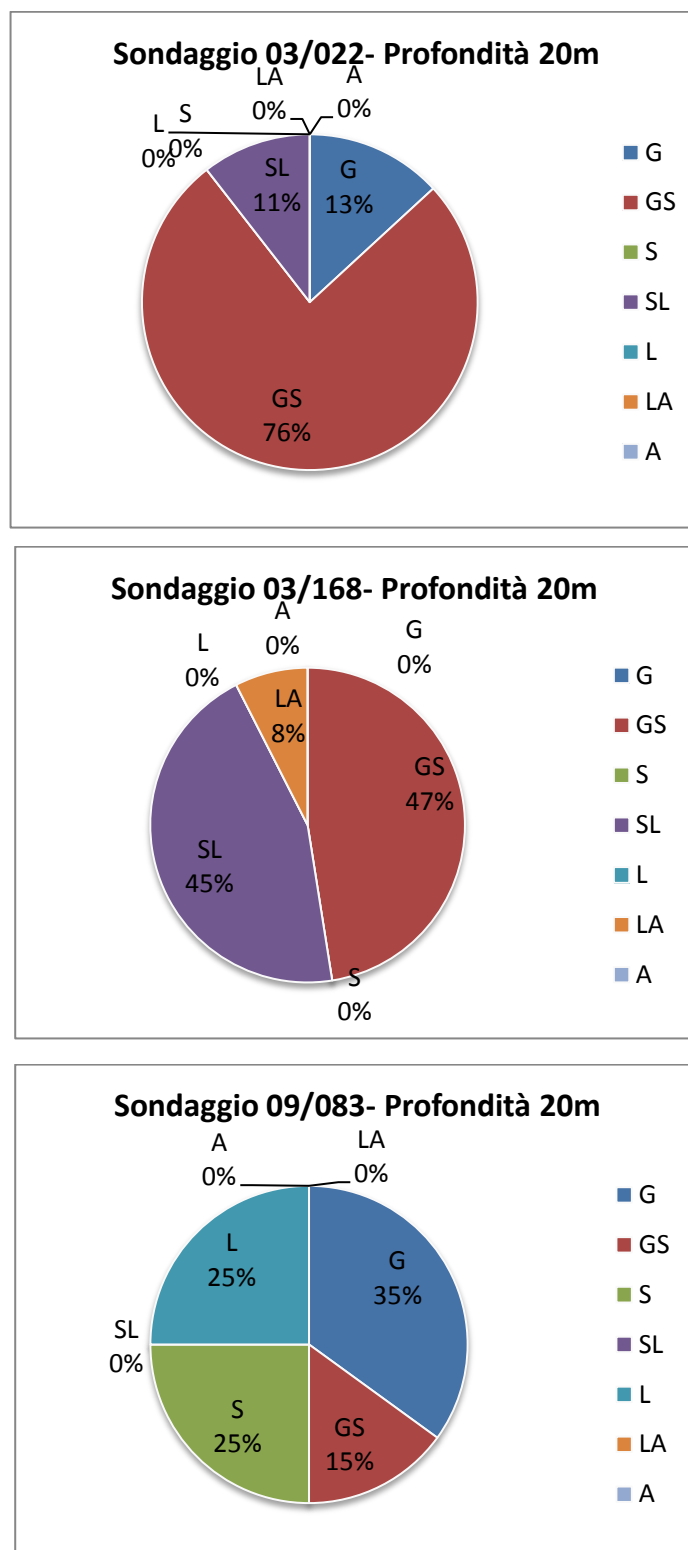


Figura 24 . Rielaborazione dei carotaggi in primitive tessiturali dai quali si evince come la ghiaia sia la frazione prevalente.

Anche in questo caso, gli spettri mostrano una firma spettrale caratteristica (APPENDICE D). Le curve hanno andamento tipicamente lineare e bassa pendenza indicando come non vi sia un significativo aumento della velocità con la profondità.

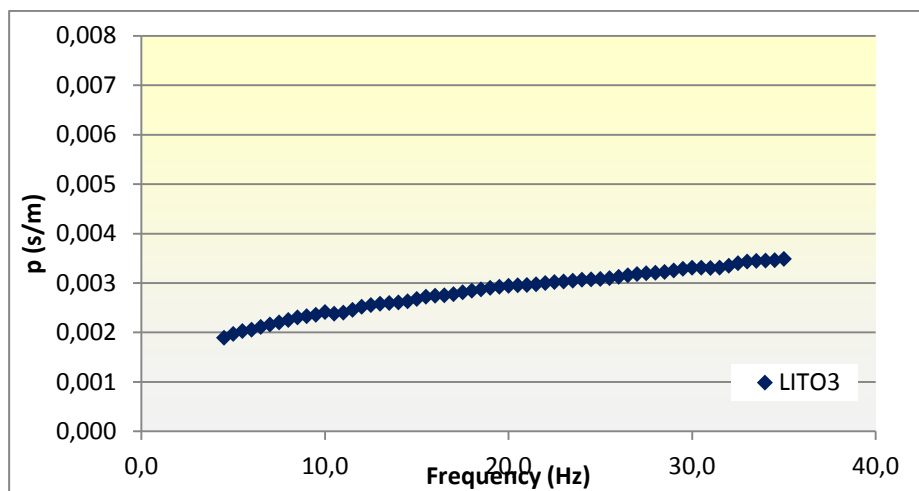


Figura 25 . Spettro unico che identifica, in maniera univoca, l'assetto stratigrafico caratterizzante l'area.

L'elaborazione dello spettro medio (Figura 25) con curve la cui deviazione rispetto alla media è molto bassa indicano come in questi depositi grossolani vi sia una firma spettrale tipica ed un modo fondamentale pressoché identico sull'intera superficie del conoide.

Ciò viene confermato dal fatto che valori più elevati della *slowness* (inverso della velocità) delle onde Rayleigh identificano valori di velocità delle onde di taglio minori e, quindi, lo spostamento del modo fondamentale verso la parte alta dello spettro.

All'interno di tale unità, in un complesso di almeno 20 firme spettrali pressoché coincidenti vi sono due firme spettrali anomale e pressoché uguali tra loro che sono tipiche di litologie più fini (Figura 26). Questo indica come, anche in un'area deposizionalmente omogenea e caratterizzata da energia medio-alta, vi possano essere delle zone dove la deposizione è avvenuta con meccanismi diversi tipici di ambienti di bassa energia. Non è questa comunque la sede per analizzare nel

dettaglio i meccanismi deposizionali che hanno consentito la formazione di questi sedimenti.

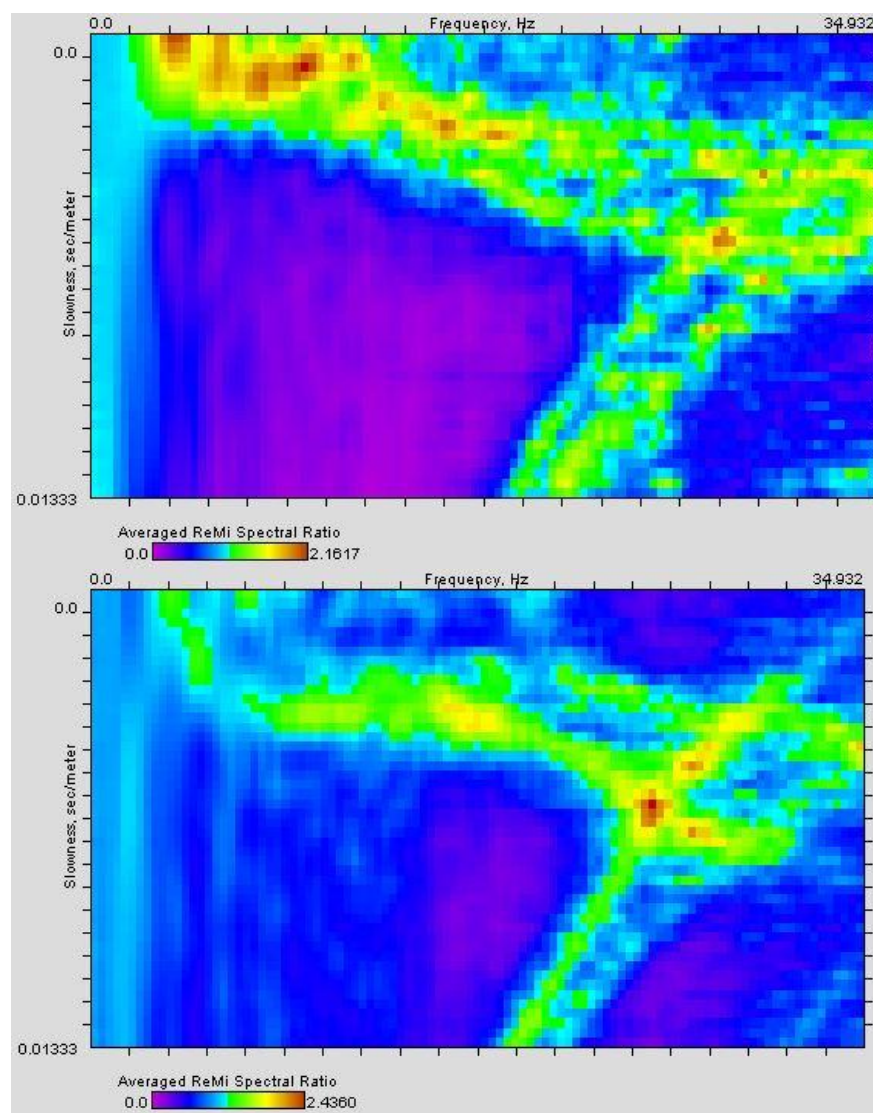


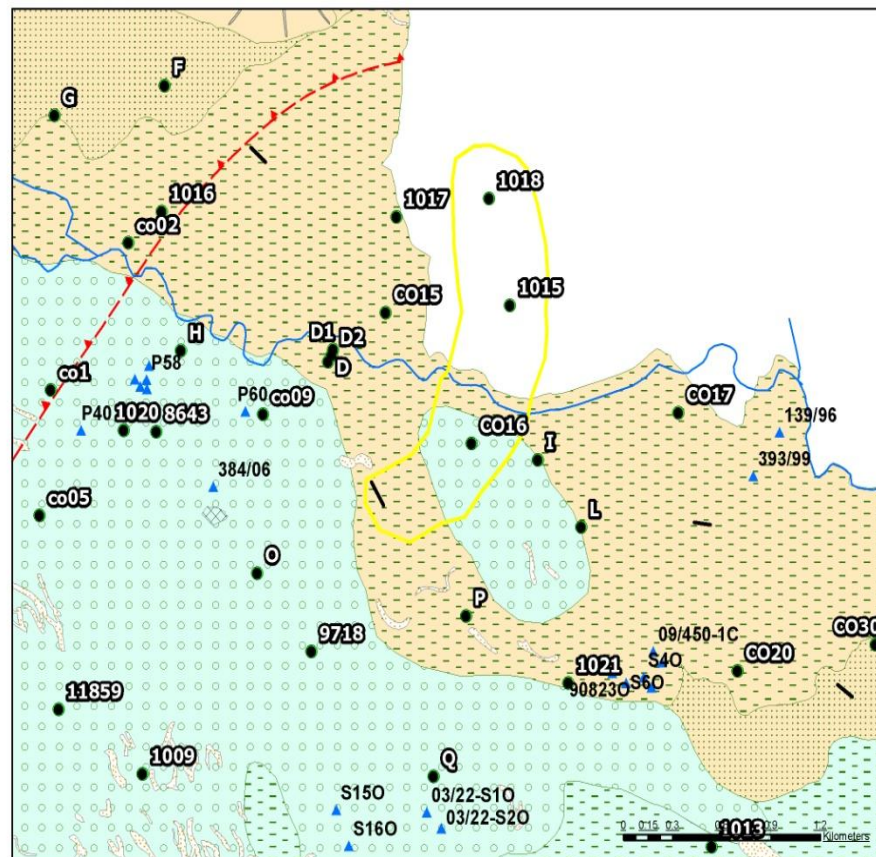
Figura 26. Spettri che rilevano sedimenti fini rispetto all'apparato deposizionale grossolano che caratterizza l'intero conoide..

L'inversione dei due spettri a profilo di velocità delle onde S risulta in valori medi della V_s lungo la verticale pari rispettivamente a 295 m/s e 315 m/s. Questi valori sono tipici di materiali a granulometria più fine rispetto alle ghiaie (che presentano valori della V_s (sempre mediati sul profilo verticale) compresi tra 400 m/s e 550 m/s ben rappresentati sull'intera area del conoide. Tale area può essere

associata a depositi di diversa tessitura: in tal caso, sabbia medio-fine con probabile presenza di termini coesivi, con morfologia allungata nel senso di scorrimento degli scaricatori. Si dimostra in questo modo il fatto che non tutte le digitazioni del conoide sono state attive nel trasportare materiali grossolani.

3.4 UNITÀ SUPERIORE DEL FIUME MESCHIO

L'unità morfo-deposizionale superiore del fiume Meschio è sita a Sud-Est dell'unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana (Figura 27), con la quale confina.



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castecucco (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano-? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalve
- Conoide alluvionale
- Glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

UNITA' MORFO-DEPOSIZIONALI

- Unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana
- Unità torrentizia pedemontana
- Unità delle ghiaie pleistoceniche del conoide Cervada-Meschio
- Unità di transizione del fiume Meschio
- Unità superiore del fiume Meschio
- Unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio

ALTRI SIMBOLI

- Indagini ReMi
- Sondaggi e Trincee
- Tomografie Elettriche

Figura 27. Ubicazione ed estensione areale dell'unità superiore del fiume Meschio.

Essa si trova in una posizione geomorfologica tale per cui la deposizione è dominata talora dai materiali alluvionali provenienti dai solchi vallivi pedemontani e talora da quelli torrentizi del fiume Meschio che favoriscono la presenza di sedimenti fini. In quest'area vi sono anche delle risorgive. La sua forma allungata, dalla zona pedemontana verso valle, ricorda il movimento delle direttrici fluviali locali impostatesi dopo il ritiro del ghiacciaio del Piave.

Il modello geologico (Figura 28) è costituito, verso la superficie, da sabbia medio-fine con livelli limoso-argillosi relativi al corso d'acqua, e, in profondità, da ghiaie sabbiose. A differenza di quanto esposto nell'unità 3.1, la loro presenza è determinata, oltre che dai colluvi, anche dal trasporto fluviale che è responsabile della formazione di tali livelli.

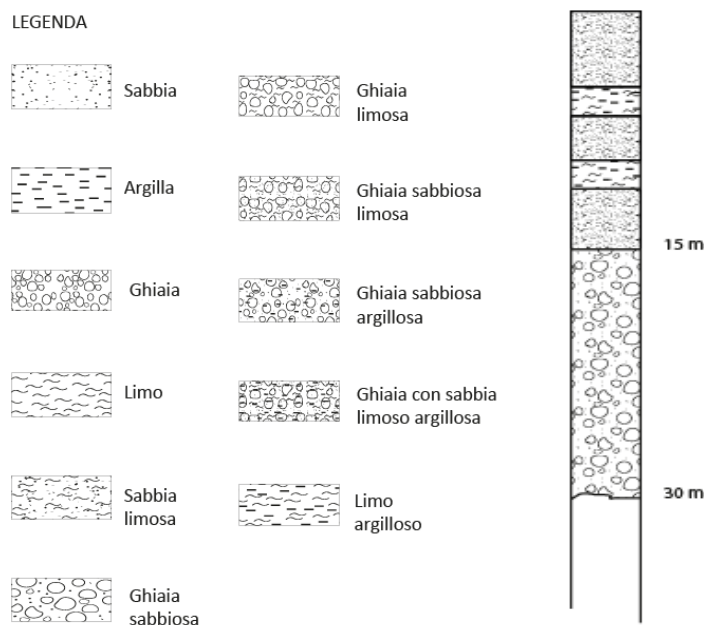


Figura 28. Modello geologico dell'unità superiore del fiume Meschio.

La presenza di tessiture fini, dovute in prevalenza al contributo dei modesti corsi d'acqua che scendono dalle colline pedemontane, è confermata anche dall'analisi di una tomografia elettrica (Figura 29) disponibile per l'area.

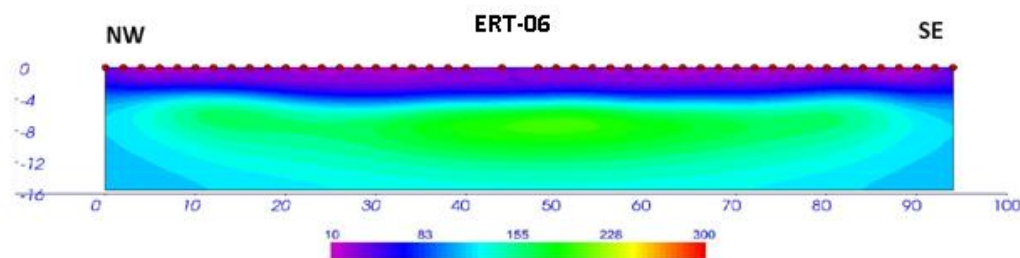


Figura 29. Tomografia elettrica rileva l'esistenza di termini come sabbie fini.

Nella tomografia, i valori della resistività sono quelli tipici di sedimenti fini e coerenti. Essa conferma anche l'assenza di spessori significativi di ghiaia nei primi 15 metri di profondità. I valori sono compresi tra 10 e 20 Ωm nello strato più superficiale con probabili tessiture limo-argillose e sono dell'ordine dei 150-200 Ωm negli strati più profondi. Questi valori sono ascrivibili a tessiture sabbiose e sabbiose-grossolane.

Analizzando le forme spettrali si nota una chiara convergenza del modo fondamentale di vibrazione delle onde di Rayleigh (APPENDICE D).

Anche in tal caso si è provveduto al calcolo di uno spettro medio e rappresentativo di questa unità (Figura 30).

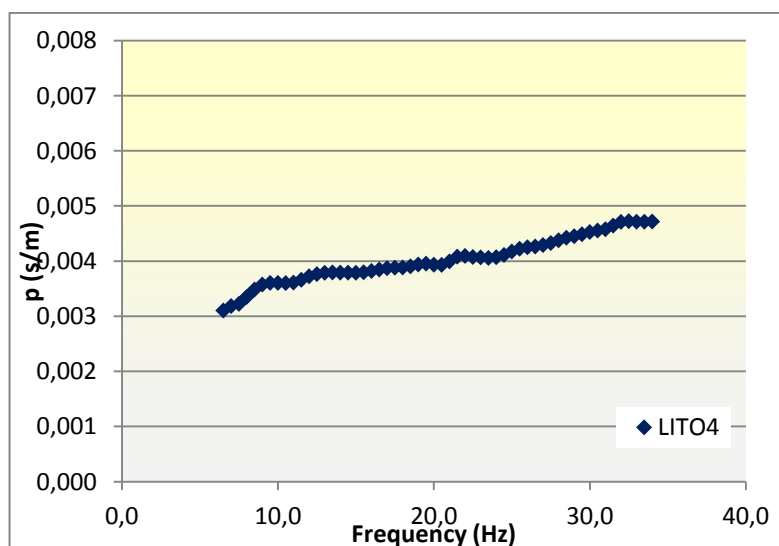


Figura 30 . Spettro unico che identifica, in maniera univoca, l'assetto stratigrafico caratterizzante l'area.

Nello spettro mediato si nota come il modo fondamentale possieda valori di *slowness* maggiori rispetto agli spettri che identificano le ghiaie, comportando una diminuzione della velocità media determinata dal contributo dei sedimenti fini.

3.5 UNITÀ DI TRANSIZIONE DEL FIUME MESCHIO

L'unità di transizione del fiume Meschio è situata in destra e, in parte, in sinistra idrografica del fiume stesso (Figura 31).

In questa area, agiscono diversi fattori che la rendono dal punto di vista geomorfologico e deposizionale molto eterogenea e piuttosto complessa da un punto di vista sismico. Il principale fattore è legato alla transizione granulometrica connessa alle variazioni di capacità di trasporto tra alta e media-bassa pianura. Confinando a Nord-Ovest con l'unità superiore del fiume Meschio, anche l'unità di transizione è soggetta a colluvi e depositi torrentizi provenienti dalla fascia pedemontana.

Il concorso di diversi fattori ha determinato un modello geologico locale alquanto diversificato, dal punto di vista della differenziazione verticale della relativa abbondanza delle primitive tessiturali (Figura 32).

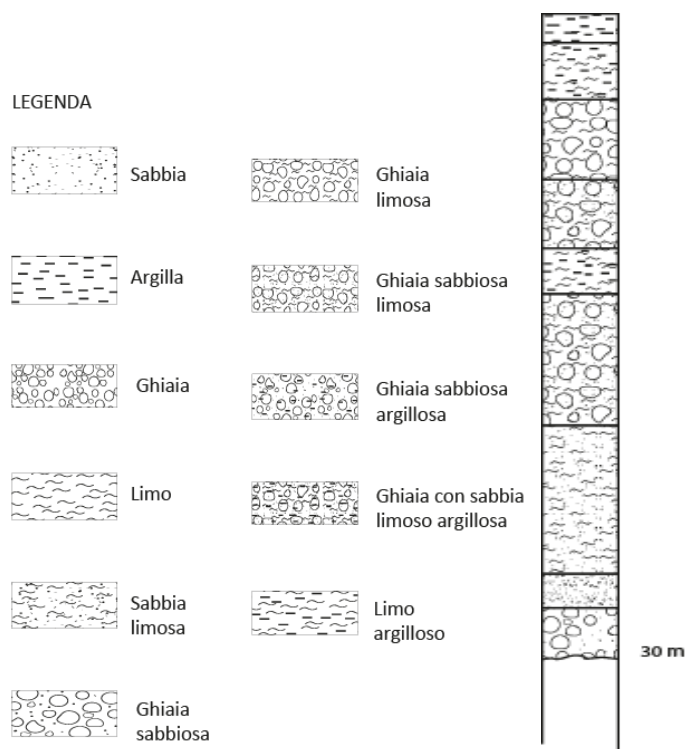


Figura 32. Modello geologico dell'unità di transizione del fiume Meschio.

L'analisi dei due carotaggi disponibili per l'area conferma quanto ipotizzabile in sede di modello geomorfologico e deposizionale (Figura 33). Vi è una prevalenza di componente ghiaiosa che è però distribuita su vari livelli, con una forte

variabilità delle aliquote delle frazioni coesive tra i due carotaggi (APPENDICE C) che, tra l'altro, sono molto vicini.

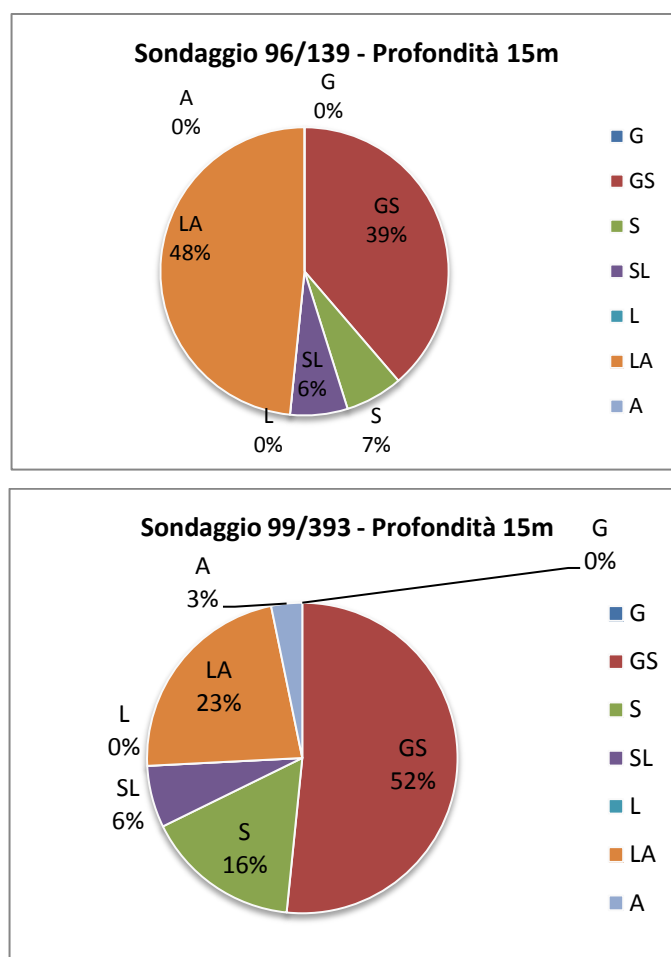


Figura 33. Rielaborazione dei carotaggi in primitive tessiturali, da cui si evince come vi sia una notevole variabilità nelle diverse tessiture granulometriche.

Le forme spettrali di quest'area non hanno, come atteso, una firma caratteristica e si presentano piuttosto diverse. La presenza di molteplici fattori di controllo della deposizione si traduce anche in una forte differenziazione della risposta sismica (Figura 34).

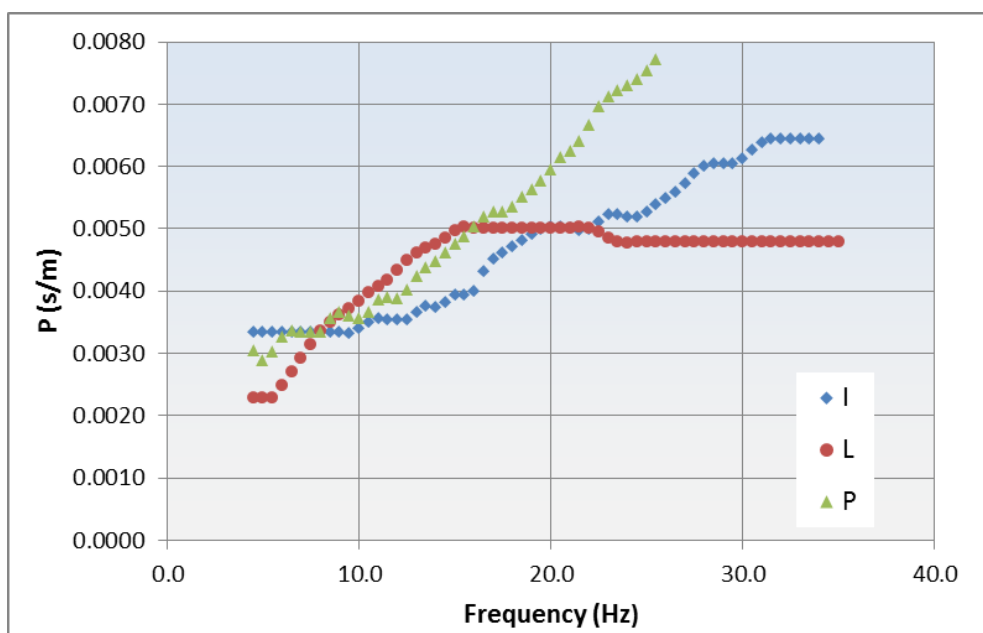


Figura 34. Unità di transizione del fiume Meschio con l'indicazione delle indagini ReMi (base tratta da Google Earth) [in alto]. Forma spettrale relativa alle acquisizioni ReMi I, L e P [in basso].

Lo spettro medio è stato comunque calcolato (Figura 35) anche se non è significativo come nei casi precedenti.

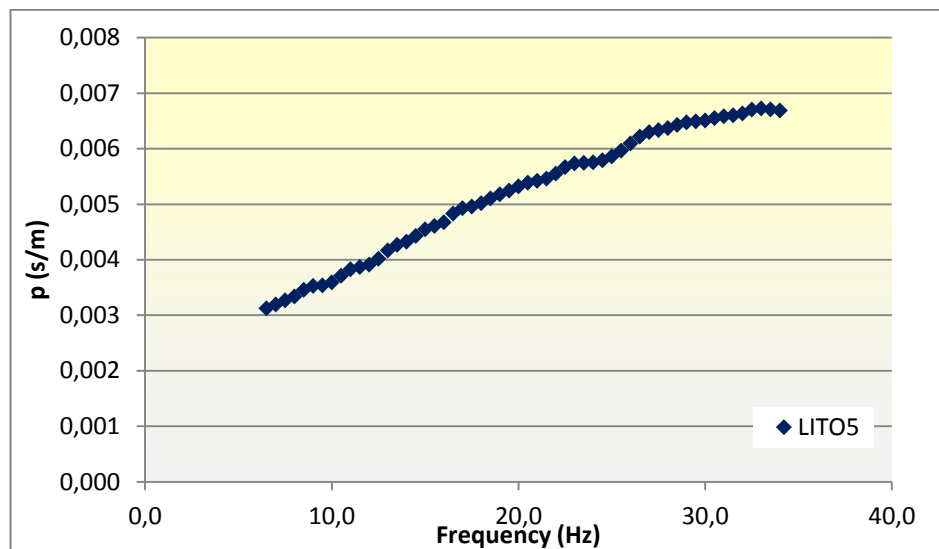


Figura 35. Forma spettrale media dell'unità di transizione del fiume Meschio.

L'assenza di una firma spettrale caratteristica suggerisce che in talune condizioni non è possibile operare una correlazione inversa tra firma spettrale e contesto deposizionale, anche in condizioni controllate. La correlazione diretta è ovviamente sempre valida. La presenza di stratigrafie simili che però provengono da contesti deposizionali diversi può portare ad una convergenza delle forme spettrali rendendo difficile l'individuazione di una firma spettrale caratteristica di un particolare contesto deposizionale.

Un esempio in questo senso è la forma spettrale (P). La forma spettrale (Figura 36) è molto simile a quelle dell'unità morfo-deposizionale dell'alta pianura alluvionale, la quale è caratterizzata da sedimenti fini, di natura colluviale, sovrimposti a granulometrie grossolane.

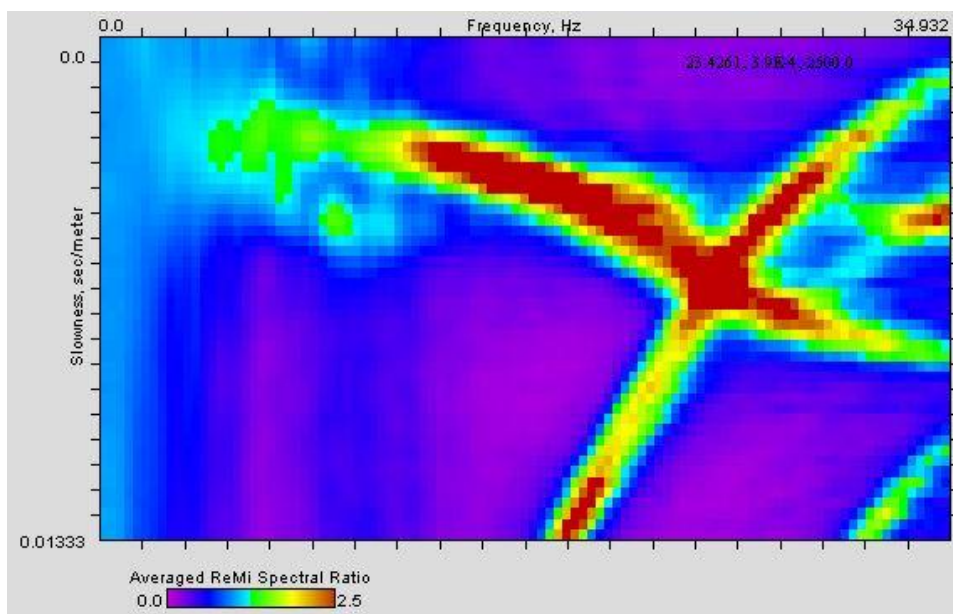


Figura 36. Firma spettrale di P, simile all'unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana; vi si notano i sedimenti fini appartenenti anche al fiume locale.

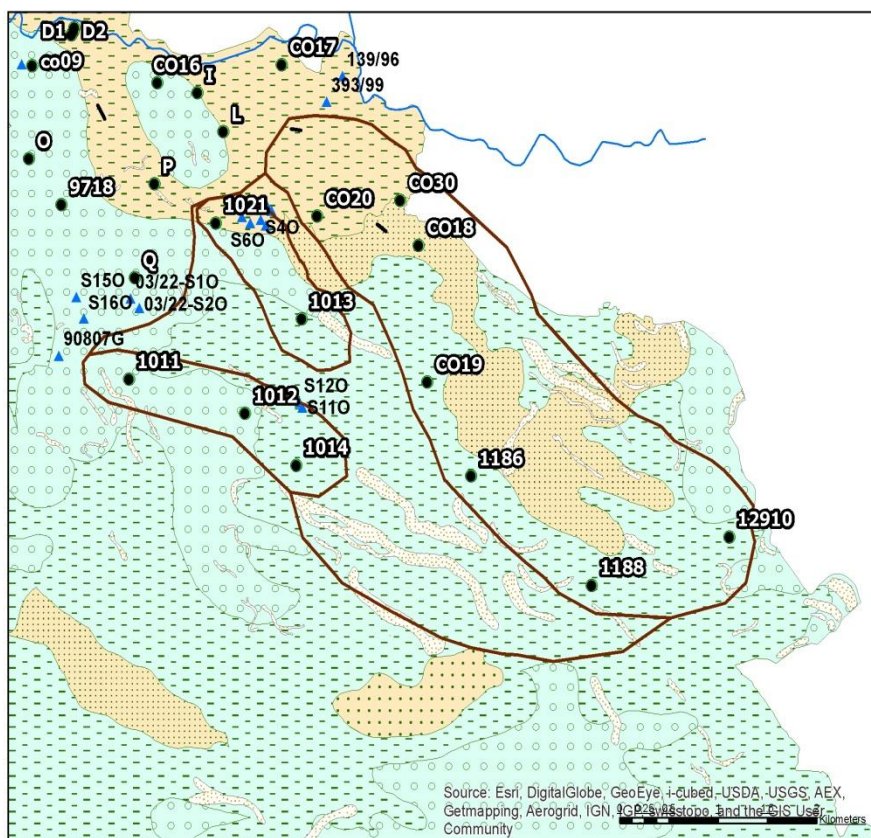
Nel caso dello spettro (P), simile a quelle dell'unità morfo-deposizionale dell'alta pianura alluvionale, e non appartengono alla deposizione colluviale. La convergenza granulometrica del profilo verticale determina quindi una convergenza della forma spettrale.

Le forme spettrali possono diventare una firma deposizionale caratteristica solo in un contesto controllato, nel quale sia chiaro il modello geologico-deposizionale concettuale. Il vantaggio della firma spettrale consiste nel fatto che vi è un forte contenuto informativo sulla terza dimensione (z) che nei modelli morfo-deposizionali è solitamente poco vincolata.

Il doppio controllo “firma spettrale – contesto deposizionale” rappresenta quindi un approccio integrato ed anche in parte innovativo nella caratterizzazione delle proprietà fisico-elastiche dei terreni superficiali che controllano, in massima parte, la risposta sismica locale.

3.6 UNITÀ DELLA MEDIA PIANURA DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO

L'ultima unità, appartenente alla parte terminale del conoide Cervada-Meschio, è ubicata, come da denominazione, a sud della zona delle risorgive e quindi ha inizio nella media pianura veneto-friulana (Figura 37).



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelcucco (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano - ? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleoalveo
- Conoide alluvionale
- Glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

UNITA' MORFO-DEPOSIZIONALI

- Unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana
- Unità torrentizia pedemontana
- Unità delle ghiaie pleistoceniche del conoide Cervada-Meschio
- Unità di transizione del fiume Meschio
- Unità superiore del fiume Meschio
- Unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio

ALTRI SIMBOLI

- Indagini ReMi
- Sondaggi e Trincee
- Tomografie Elettriche

Figura 37. Ubicazione ed estensione areale dell'unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio.

Tale unità, a differenza dell'unità delle ghiaie pleistoceniche (3.3) con cui è in contatto, mostra paleoalvei con una morfologia di tipo *wandering*: un letto largo, con pochi canali o un canale singolo poco sinuoso, con la possibile formazione di isole fluviali prevalentemente sabbiose. Tali corsi, quando erano attivi, diminuivano la loro energia e quindi la possibilità di trasportare a valle granulometrie grossolane, causando così, nella parte distale del conoide, la deposizione e l'esondazione della frazione fine limoso-argillosa.

Il modello geologico locale di questo particolare contesto deposizionale è quello di un'alternanza tra livelli limo-argillosi e livelli sabbiosi, questi ultimi organizzati in paleoalvei che testimoniano le direttrici attive del conoide nella sua parte distale (Figura 38).

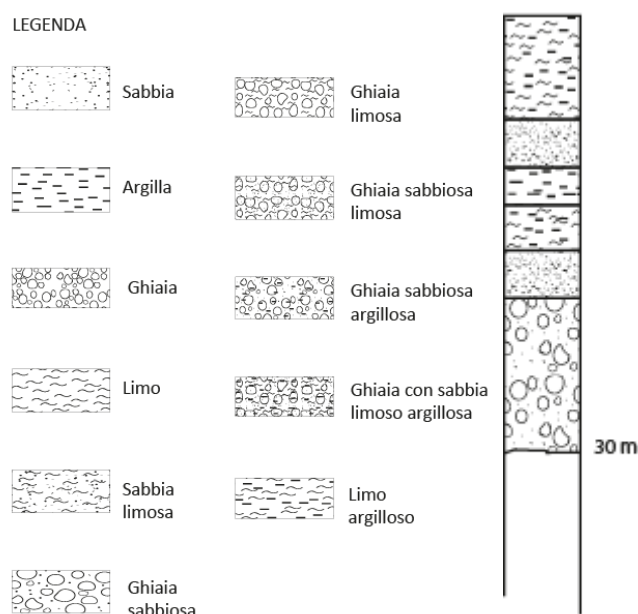


Figura 38. Modello geologico dell'unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio.

In tale unità, si sono evidenziate e suddivise, sulla base della componente sedimentaria prevalente, tre sub-unità deposizionali sempre con direzione NO-SE.

La **prima sub-unità** è sita in prossimità del fiume Meschio ed ha l'estensione maggiore delle tre. Per quest'area sono disponibili due tomografie elettriche

(Figura 39). In entrambe si osserva la presenza di depositi la cui resistività è inferiore ai 100 Ωm .

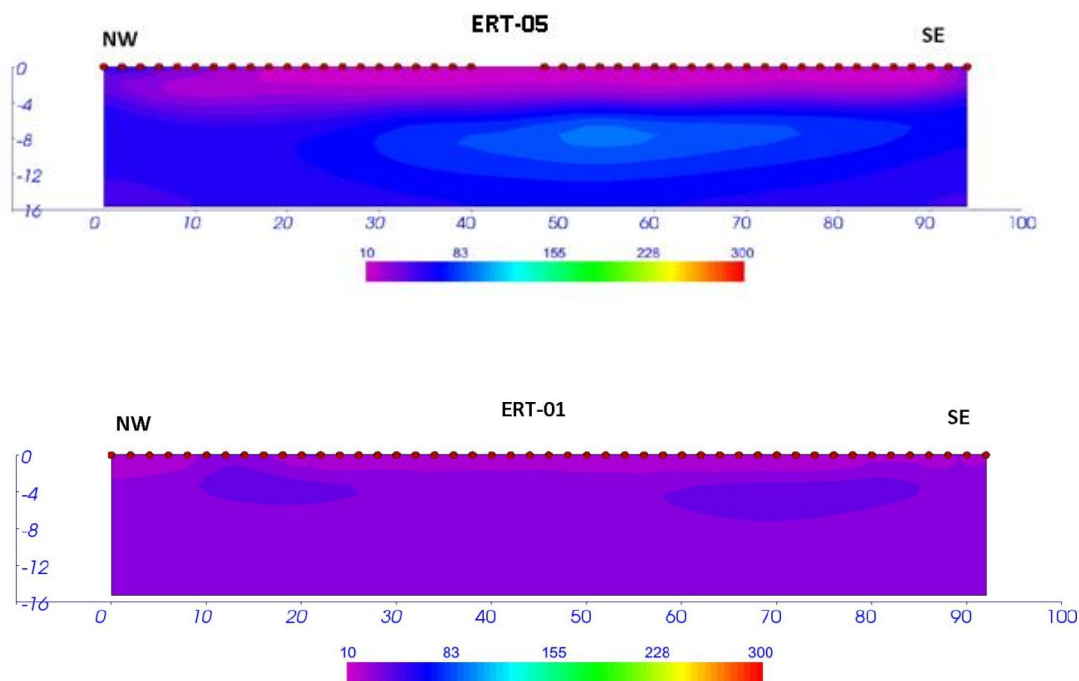


Figura 39. Le tomografie elettriche mostrano la presenza di litologie fini, fino a fondo indagine.

In particolare, nella tomografia ERT-01 (Figura 39) l'intera sezione di sottosuolo presenta una resistività inferiore a 20 Ωm , mentre nella tomografia ERT-05 si nota uno strato superficiale basso-resistivo dello spessore di pochi metri (con valori dell'ordine di 10 Ωm) sovrapposto ad uno strato più resistivo (con valori dell'ordine di 80-100 Ωm). Nel caso dell'ERT-01 vi è una predominanza di materiali coesivi, mentre nell'ERT-05 i materiali coesivi superficiali vengono sostituiti da materiali granulari a maggiore profondità.

L'analisi granulometrica dei carotaggi conferma queste considerazioni. La percentuale dei materiali granulari è infatti decisamente bassa ed inferiore al 20% del totale (Figura 40).

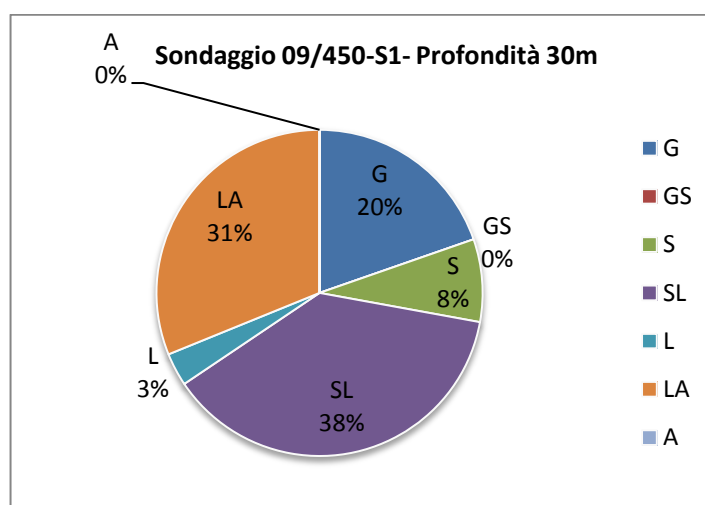


Figura 40. Rielaborazione dei carotaggi in primitive tessiturali per la sub-unità 1.

Per quanto riguarda le forme spettrali, esse sono decisamente caratterizzate da una firma precisa (APPENDICE D). Il modo fondamentale, che appare debolmente inclinato alle basse frequenze, aumenta rapidamente la propria pendenza e cresce rapidamente verso le frequenze più basse, confermando la natura prevalentemente coesiva del sedime.

Si tratta, con ogni probabilità, del riempimento di terreni fini a seguito dell'incisione post-glaciale del fiume Meschio.

La **seconda sub-unità** è sita al centro della media pianura. Nell'area sottesa da questa unità sono disponibili cinque carotaggi (APPENDICE C). L'analisi delle tessiture evidenzia una più importante presenza di depositi di natura granulare, rispetto alla sub-unità 1 e la conseguente diminuzione della frazione coesiva. La percentuale delle tessiture ghiaiose e ghiaio-sabbiose è dell'ordine del 40% del totale (Figura 41).

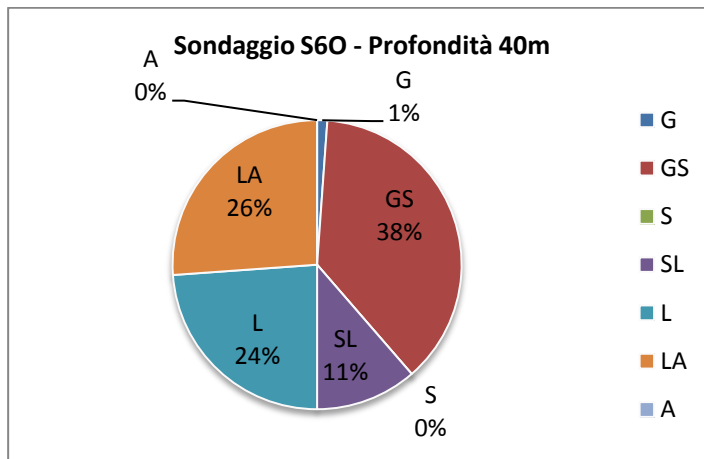


Figura 41. Rielaborazione dei carotaggi in primitive tessiturali per la sub-unità 2.

Le forme spettrali, in questa sub-unità, risultano essere una vera e propria firma (Figura 42). Il modo fondamentale appare infatti poco inclinato ed abbastanza lineare, anche se spostato verso la parte bassa dell'asse della *slowness* (minori velocità). La forma spettrale è simile a quella del materasso ghiaioso dell'unità 3, ma il modo fondamentale è chiaramente traslato verso le basse velocità. La V_s in questa sub-unità ha valori dell'ordine di 290-300 m/s.

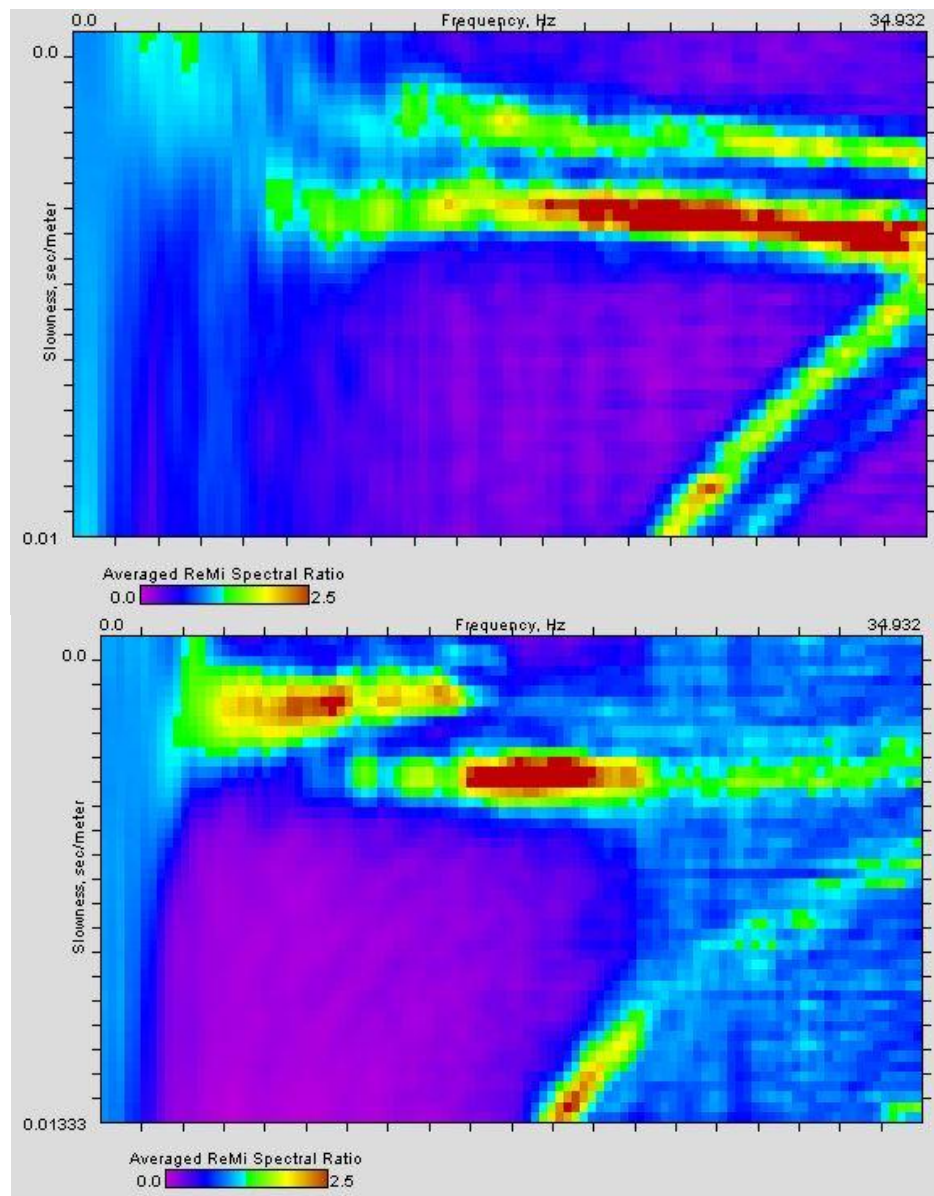


Figura 42. Forme spettrali tipiche della seconda sub-unità.

Da un punto di vista deposizionale, la maggiore frazione ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa è dovuta all'interdigitazione con l'unità delle ghiaie pleistoceniche del fiume Meschio.

L'**ultima sub-unità**, sita a Sud-Ovest dell'unità di media pianura, presenta un ulteriore aumento della frazione ghiaiosa, essendo in correlazione più diretta con

le ghiaie pleistoceniche, come visibile dalla rielaborazione di due carotaggi (APPENDICE C) presenti nell'area (Figura 43).

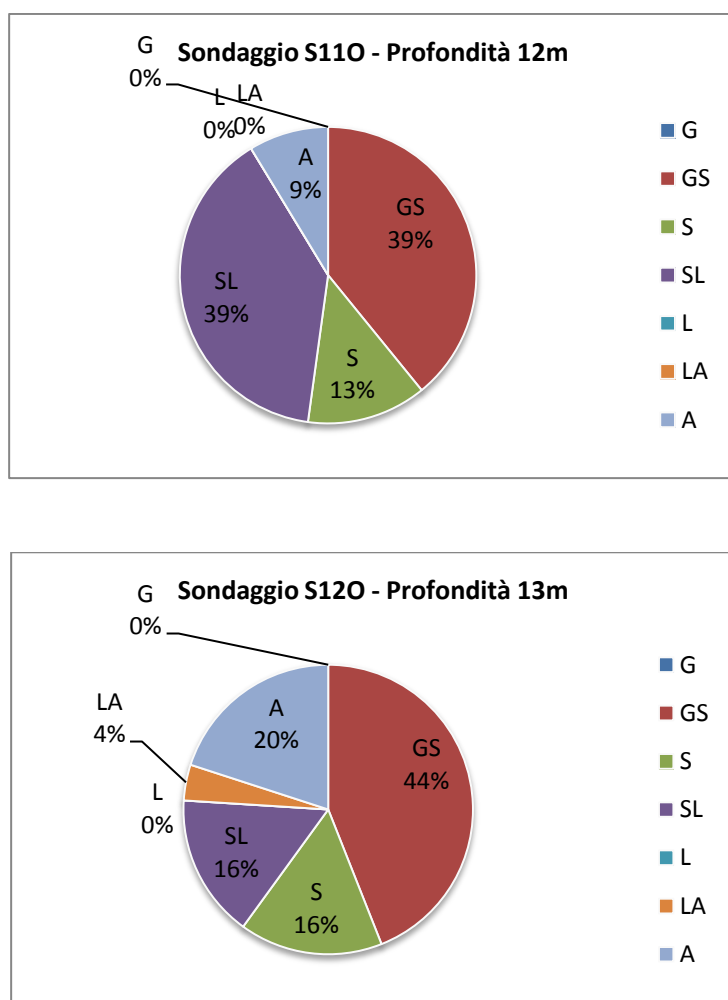


Figura 43. Rielaborazione dei carotaggi in primitive tessiturali per la sub-unità 3, dalla quale si evince un aumento della frazione ghiaiosa.

Analizzando la forma spettrale del modo fondamentale di vibrazione delle onde di Rayleigh (APPENDICE D), si nota una firma tipica di un sottosuolo con abbondante presenza di sedimenti ghiaiosi.

Anche tale sub-unità si proporrebbe quindi come una possibile direttrice fluviale, orientata secondo la direzione del massimo flusso.

Riassumendo, il conoide Cervada-Meschio nei tratti terminali possiede una tessitura a granulometria sempre più fine, come constatato nelle sopra descritte sub-unità. Per la loro forma, esse possono racchiudere i tracciati fluviali, con andamento che segue l'orientamento del flusso, NO-SE. Inoltre, l'aumento della componente ghiaiosa e ghiaioso-sabbiosa, dalla prossimità del fiume Meschio verso la parte centrale del conoide, dimostra come i tracciati siano stati interessati da una diversa attività sedimentaria.

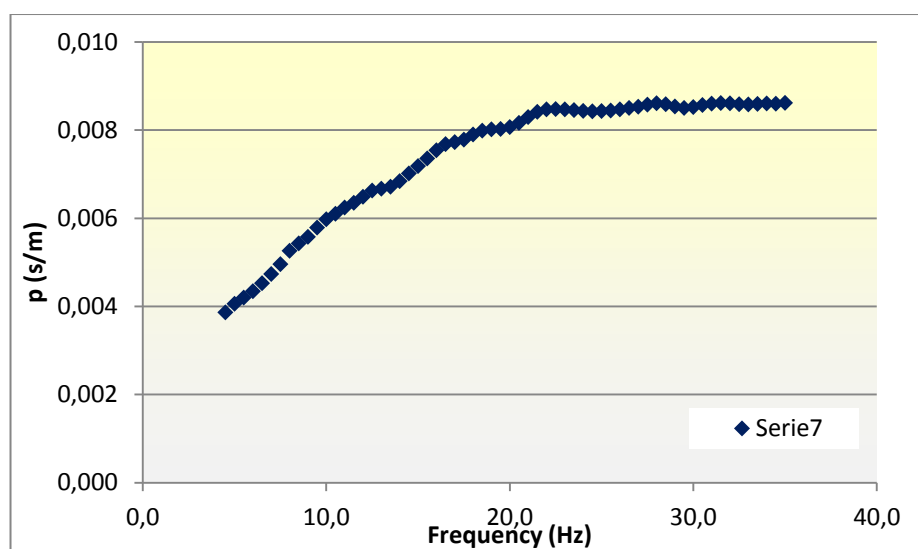


Figura 44. Forma spettrale media dell'unità della media pianura del conoide Cervada-Meschio.

La media delle forme spettrali (Figura 44) di quest'unità morfo-deposizionale si presenta con andamento arcuato, passando dalle basse frequenze dei terreni profondi alle alte frequenze dei terreni più superficiali. Il segmento in bassa frequenza è molto inclinato, indicando come in profondità prevalgano i terreni coesivi, mentre lo spettro meno inclinato nel segmento di alte frequenze indica una maggiore frazione di terreni granulari negli strati più superficiali.

3.7 OSSERVAZIONI CONCLUSIVE SULLE UNITÀ MORFO-DEPOSIZIONALI

Le sei unità morfo-deposizionali hanno mostrato di avere, nel complesso, una firma spettrale caratteristica con una curva di dispersione di forma abbastanza tipica e unica per ciascuna unità (Figura 45).

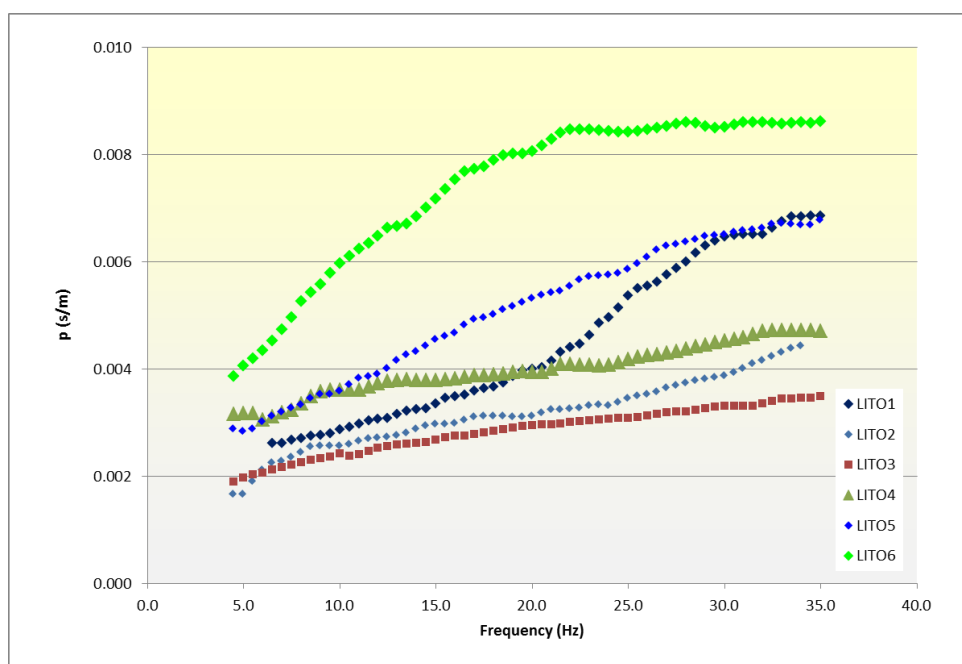


Figura 45. Media delle forme spettrali per ciascuna delle sei unità morfo-deposizionali individuate nel corso dello studio.

Le unità a prevalenza di depositi ghiaio-sabbiosi (LITO2, LITO3 e LITO4) hanno andamento sub-parallelo e coefficiente angolare ridotto, indicando un modesto aumento della velocità con la profondità. L'unità dell'alta pianura alluvionale pedemontana (LITO1) ha andamento chiaramente bimodale, indicandone una chiara partizione in due livelli a tessitura prevalente (una coesiva fine ed una granulare grossolana). L'unità di transizione del fiume Meschio (LITO5), per le ragioni esposte nel relativo paragrafo, è abbastanza anomala e taglia diagonalmente il grafico. Infine, l'unità della media pianura del conoide Cervada-

Meschio (LITO6), per effetto di una netta prevalenza dei termini fini, presenta una forma spettrale molto arcuata con un forte aumento della pendenza verso le frequenze più basse, indicando una chiara presenza di depositi coesivi o granulari fini nei terreni più profondi.

CAPITOLO IV- CONCLUSIONI

Questo lavoro di tesi ha approfondito i rapporti intercorrenti tra le caratteristiche morfo-deposizionali di alcune unità geologiche dell'alta pianura trevigiana e la loro *facies* sismica, in termini di spettro delle onde di Rayleigh.

Le unità geologiche considerate sono le coperture quaternarie, le cui caratteristiche geometriche ed elastico-acustiche sono tra i principali fattori di controllo della risposta sismica locale sulla quale, negli ultimi anni, è stata posta grande attenzione per limitare i danni di un potenziale terremoto.

I recenti terremoti dell'Abruzzo (2009), dell'Emilia (2012) e di Lazio-Umbria-Marche (2016) hanno evidenziato come i danni siano chiaramente distribuiti a “macchia di leopardo”, non solo in funzione delle caratteristiche costruttive degli edifici ma soprattutto per la natura del sedimento sul quale questi edifici poggiano le loro fondazioni.

Sono state informalmente definite sei unità morfo-deposizionali, differenziate in termine di genesi e di stratigrafia deposizionale, che sono relative alla fascia di alta pianura del trevigiano nord-orientale. Si tratta di depositi tardo pleistocenici ed olocenici di tipo fluviale e fluvioglaciale, prevalentemente ascrivibili al fiume Meschio, con contributi colluviali e torrentizi provenienti dalla fascia prealpina.

L'analisi di oltre 50 forme spettrali, acquisite con tecnica ReMi modificata, ha confermato come vi sia una diretta correlazione tra unità morfo-deposizionale, declinata in termini litostratigrafici, e forma della curva di dispersione del modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh. La tecnica ha consentito di registrare frequenze utilizzabili nell'intervallo compreso tra 3.5-4.0 Hz e 35 Hz, garantendo una piena caratterizzazione sismica dei terreni nei primi 35-40 m di profondità. La correlazione, perlomeno nei primi 20-25 m di profondità, è stata validata analizzando i dati stratigrafici derivanti da una serie di carotaggi meccanici, disponibili nelle aree sulle quali insistono le diverse unità. In alcuni casi, dove il dato derivante dalle prospezioni dirette era insufficiente, sono state analizzate anche le risultanze di alcune tomografie di resistività che, come noto, rispondono direttamente alle caratteristiche tessiturali del sedime.

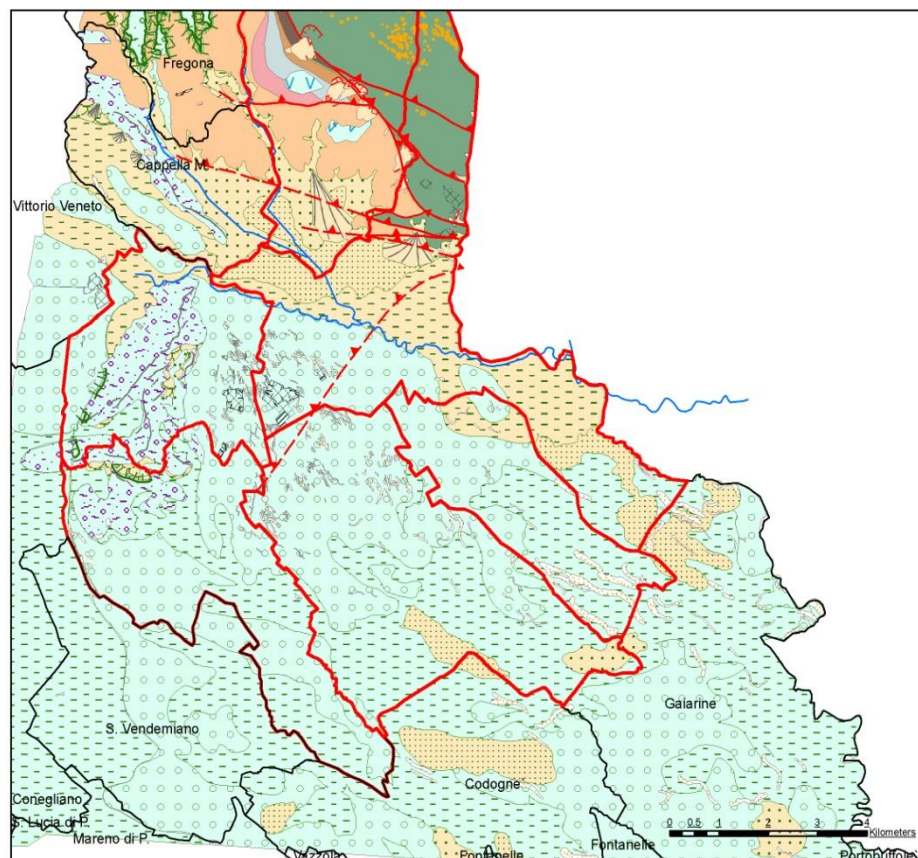
L'analisi delle forme del modo fondamentale di vibrazione ha consentito di definire delle vere e proprie firme spettrali. La firma spettrale si è rivelata molto più affidabile nella stima delle caratteristiche litostratigrafiche, rispetto alla velocità mediata su un determinato intervallo di profondità (V_{sz}), che è l'informazione che viene tipicamente resa in un'indagine geofisica ReMi, MASW o SASW, così come richiesto dalle norme. Tali firme non sono però univocamente utilizzabili per l'inversione *tout court* della forma spettrale a unità morfo-deposizionale, in quanto si sono osservati alcuni, anche se rari casi, di convergenza spettrale. Ambienti deposizionali diversi, in virtù della loro similarità litostratigrafica, generano spettri molto simili rendendo non univoca l'inversione di questi ultimi.

Tuttavia, l'analisi congiunta dell'assetto morfo-deposizionale e delle forme spettrali consente di superare l'ambiguità e di interpretare gli spettri in modo univoco. Inoltre, vista la relativa rapidità ed il modesto costo dell'acquisizione del dato sismico passivo, le forme spettrali possono essere utilizzate per completare il modello morfo-deposizionale e geologico concettuale. Le misure sismiche possono aggiungere importanti informazioni, sia in senso spaziale (nel piano XY) ma, soprattutto, in senso verticale (nella direzione Z), che solitamente è quella meno vincolabile data l'assenza di dati litostratigrafici profondi. Le prove dirette raggiungono infatti raramente i 25-30 m di profondità; solo dopo il 2008, con le nuove Norme Tecniche sulle costruzioni, si è iniziato ad approfondire i carotaggi per la caratterizzazione sismica dei suoli di fondazione.

La possibilità di inserire nuovi punti di controllo della stratigrafia del sottosuolo in un sistema di “feed forward – feedback”, in un contesto dove sia chiaramente definito l'assetto morfo-deposizionale, risulta nella definizione di un modello di risposta sismica locale di elevata affidabilità, che può superare i modelli che vengono generalmente costruiti negli studi di MS e che sono endemicamente lacunosi nelle informazioni sulla terza dimensione, che è poi quella che di fatto controlla lo scuotimento sismico locale.

APPENDICE A

STRALCIO DELLA CARTA GEOLOGICO-GEOMORFOLOGICA



LEGENDA

LITOLOGIA DEL SUBSTRATO

- Conglomerato del Montello (Messiniano p.p. - Tortoniano)
- Formazione del Monte Baldo (Serravallo p.p. - Langhiano p.p.)
- Calcarene di Castelcuoco (Aquitani p.p.)
- Flysch di Belluno (Eocene)
- Calcare del Cellina (Albiano - ? Oxfordiano)

DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

- Unità delle Prealpi orientali (Olocene)
- Unità del ghiacciaio del Piave (Pleistocene medio-superiore)

TESSITURE DEI DEPOSITI

- Ghiaia
- Sabbia
- Sabbia ghiaiosa
- Limo

IDROGRAFIA

- Corso d'acqua

FORME E DEPOSITI GLACIALI

- Creste di argine morenico
- Deposito glaciale

FORME E DEPOSITI FLUVIALI, FLUVIO-GLACIALI E DI VERSANTE

- Orlo di terrazzo fluviale
- Deposito colluviale
- Paleovalve
- Conoide alluvionale
- glacis

FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'

- Orlo di scarpata di frana recente
- Area con fenomeno franoso recente
- Area con fenomeno franoso antico

FORME CARSIICHE

- Dolina

FORME TETTONICHE

- Sovrascorrimento certo
- Sovrascorrimento incerto
- Faglia certa

FORME ANTROPICHE

- Orlo di scarpata di cava
- Cava

ALTRI SIMBOLI

- Limiti comunali

(Bondesan A., Busoni S. e Preto N., 2013)

APPENDICE B

LA TECNICA GEOFISICA REMI (REFRACTION MICROTREMORS)

GENERALITÀ SULLE ONDE SISMICHE

Il terremoto può essere definito come un'onda sismica policromatica: cioè un insieme di onde elementari, con propria ampiezza e frequenza. Più precisamente, le onde sismiche che si vengono a generare possono essere di tre tipi: onde prime (P), onde secondarie (S) e onde di superficie (onde dette “di Love” e “di Rayleigh”); da precisare che esse possono avere riflessione e rifrazione attenuate geometricamente e possono subire un'interferenza di fase costruttiva e distruttiva, creando così la prevalenza di talune onde sulle altre.

Le onde prime sono definite “onde di compressione”, o longitudinali; si trasmettono sotto forma di deformazioni volumetriche (contrazione o dilatazione) del mezzo e il moto delle particelle, quando vengono attraversate, avviene nella medesima direzione di propagazione dell'onda stessa (Figura B1). Tali onde hanno velocità maggiore delle S e raggiungono per prime la superficie libera, trasmettendosi anche nell'acqua.

Le onde secondarie sono definite “onde di taglio”, o trasversali; esse creano deformazioni distorsionali nel mezzo attraversato, comportando un moto delle particelle perpendicolare alla direzione di propagazione dell'onda medesima (Figura B1). Dette onde si possono distinguere in: onde trasversali polarizzate verticalmente (SV); onde trasversali polarizzate orizzontalmente (SH); una generica onda di taglio è definita dalle due componenti.

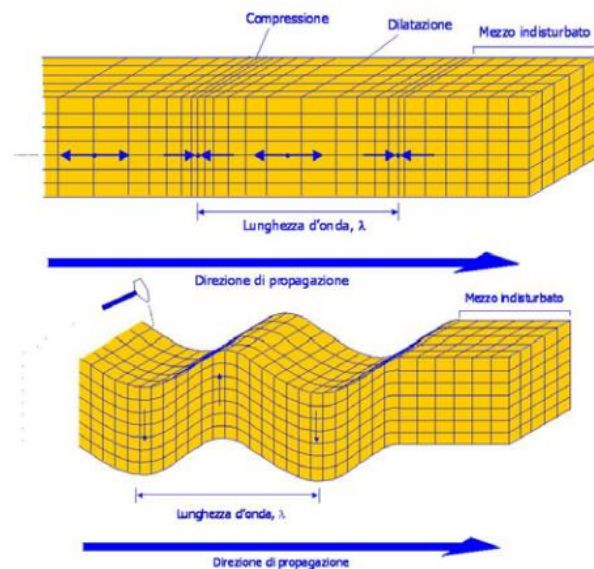


Figura B1. Modello di propagazione delle onde di volume (sopra) e onde di taglio (sotto).

Le onde di superficie sono onde che si propagano essenzialmente in due direzioni e in corrispondenza della superficie topografica. La differenza rispetto alle onde P e S è che la loro ampiezza si riduce molto velocemente con la profondità, in quanto esse, nell'investire volumi di terreno sempre maggiori, diminuiscono il loro contenuto energetico con il progredire della distanza dalla sorgente. Con ciò, si riduce anche l'ampiezza dello spostamento indotto nel mezzo (smorzamento geometrico).

Un'onda di Rayleigh comporta una oscillazione delle particelle sul piano, secondo un moto ellittico retrogrado. Le onde di questo tipo hanno, quindi, una componente longitudinale e una trasversale, polarizzata verticalmente (Figura B2).

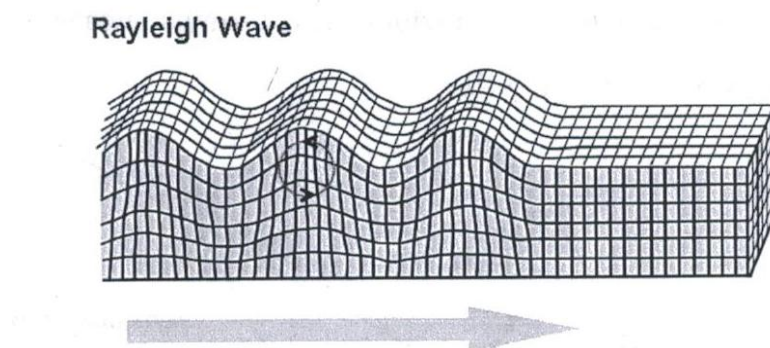


Figura B2. Modello di propagazione delle onde di Rayleigh.

Si ritiene, generalmente, che le onde di superficie appaiano in maniera significativa a grandi distanze dallo loro origine, in quanto la loro attenuazione è più modesta rispetto alle onde di volume. Infatti, l'attenuazione geometrica, in un mezzo continuo, omogeneo ed isotropo, nelle onde di Rayleigh decade con la distanza (secondo la legge $1/r^{0.5}$, dove r è il raggio dell'onda sferica che si propaga nel sottosuolo), rispetto a quella delle onde di volume ($1/r^2$). L'attenuazione geometrica, considerando che le onde investono volumi di terreno sempre maggiori, comporta la progressiva riduzione del loro potenziale energetico col progredire della distanza dalla sorgente e, con esso, anche la diminuzione dell'ampiezza di spostamento indotto nel mezzo. Ciò vale nel caso di propagazione in un mezzo ideale, dove la velocità di propagazione del fronte d'onda è costante rispetto alla profondità.

Tali onde percorrono velocità di poco inferiori a quelle delle onde di taglio: le due grandezze sono legate dal coefficiente di Poisson, come si vedrà in seguito (Figura B4).

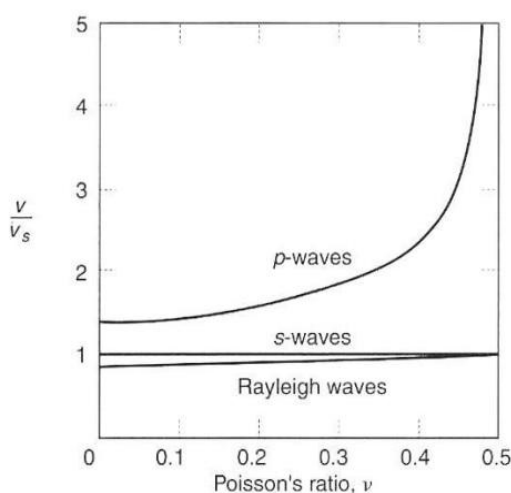


Figura B4: Velocità di propagazione delle onde sismiche in un mezzo elastico. V_p è sempre maggiore di V_s , V_r è di poco inferiore a V_s .

L'onda di Love comporta un movimento delle particelle su un piano orizzontale, con direzione normale alla direzione di propagazione dell'onda stessa (Figura B5).

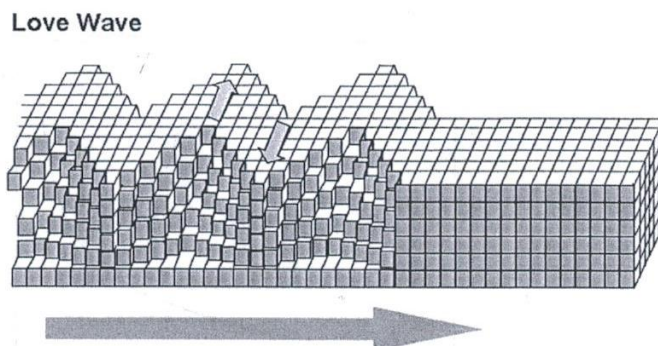


Figura B5. Modello di propagazione delle onde di Love.

Le onde di Love compaiono quando si ha l'incidenza delle onde SH su uno strato superficiale meno rigido che giace sul substrato e si propagano per riflessioni multiple all'interno dello stesso strato.

LA TECNICA GEOFISICA ReMi

Le tecnica di misura dei microtremori (denominata anche degli stendimenti sismici lineari passivi) è una derivazione delle tecniche SASW (Spectral Analysis of Surface Waves) e MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) che si basano sull'elaborazione delle proprietà spettrali delle onde di superficie per la costruzione di un modello verticale di velocità di propagazione delle onde di taglio.

Il principio ispiratore della tecnica SASW e MASW è il carattere dispersivo delle onde di Rayleigh quando queste si propagano in un mezzo stratificato. La dispersione consiste nella variazione della velocità di fase a diverse frequenze. All'aumento della lunghezza d'onda (abbassamento di frequenza) la profondità coinvolta dalla propagazione dell'onda è via via maggiore. È quindi possibile, impiegando onde di un certo intervallo di frequenza, caratterizzare le proprietà acustiche dei terreni sino ad una certa profondità. La velocità delle onde di taglio viene ricavata sulla base della seguente equazione:

$$V_S = 0.9 V_{\text{RAYLEIGH}};$$

I rilievi SASW (Stokoe et al., 1994) consistono nell'eseguire misure di velocità di fase delle onde di superficie a varie lunghezze d'onda ed usare queste misure per calcolare la curva di dispersione del sito. In un tipico sistema di registrazione per

misure SASW le velocità di fase sono ricavate per confronto diretto degli spettri di ampiezza e fase di ciascuna coppia di sismometri, ottenuti istantaneamente in sito tramite un oscilloscopio che esegue una trasformata veloce di Fourier. La tecnica di rilievo MASW (Park et al., 1999) è stata sviluppata in parte per superare le difficoltà dell'applicazione dei rilievi SASW in ambienti rumorosi. La registrazione simultanea di 12 o più canali fornisce infatti una ridondanza statistica delle misure di velocità di fase migliorando la qualità del processo analitico. Il salvataggio delle tracce nel dominio temporale, previsto dal metodo, permette inoltre di analizzare in post-elaborazione le onde di Rayleigh. Mediante una particolare analisi spettrale (overtone analysis) è possibile diagrammare velocità di fase e frequenza. In questo dominio è possibile distinguere il modo fondamentale delle onde di superficie dal quale stimare la curva di dispersione e successivamente, mediante un processo di inversione, derivare il profilo 1-D della VS.

Il metodo ReMi rientra nei metodi di sismica “passiva” in quanto registra i microtremori presenti nell'ambiente. Come detto precedentemente, le onde di superficie appaiono in maniera significativa a grandi distanze dallo loro origine, in quanto la loro attenuazione è più modesta rispetto alle onde di volume. Ecco perché, allontanandosi dalla sorgente, le onde di Rayleigh diventano predominanti su quelle di volume e, quindi, intercettabili mediante tali tecniche.

In pratica, ciò che viene misurato sono le velocità dei microtremori in un certo intervallo di frequenze, che è funzione del passo di campionamento dello stendimento. È così possibile caratterizzare il sottosuolo a diverse profondità. Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso ReMi la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e, di questi, si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* spaziale. Risulta, quindi, necessario presupporre che il rumore ambientale provenga da tutte le direzioni.

L'analisi viene effettuata utilizzando la strumentazione classica per la prospezione sismica a rifrazione (come nel caso della tecnica MASW), disposta sul terreno

con stendimenti lineari. Supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine. In tal caso, si ottiene una curva delle velocità di taglio (V_s) derivante dall'insieme dei moti fondamentali di vibrazione di quel specifico sito, attraversato dalle onde di Rayleigh costituite da basse frequenze generate dai micro-tremori (Stephenson *ed alli.*, 2005). Queste misure sono perciò atte a calcolare la curva di dispersione del sito.

La velocità delle onde di taglio viene ricavata, come per le tecniche SASW e MASW, dalla seguente equazione lineare:

$$V_s = 0.9 \cdot V_{RAYLEIGH};$$

Il coefficiente che lega $V_{Rayleigh}$ a V_s presenta una scarsa variabilità al variare del rapporto di Poisson; si considera, quindi, che il valore di 0.9 possa essere valido nella maggior parte dei casi (Figura B4).

È da precisare che, all'interno della formula precedentemente citata, il valore di V_r è il valore reale ricavato attraverso la modellazione diretta della velocità apparente delle onde di Rayleigh, misurate lungo lo stendimento. Tale velocità apparente risulta essere una media fra le onde R che attraversano il terreno e la funzione della frequenza misurata.

Le metodologie MASW e SASW permettono una dettagliata ricostruzione della distribuzione delle velocità di propagazione delle onde superficiali nei primi metri del sottosuolo; mentre, la tecnica ReMi permette, in virtù del campionamento di basse frequenze dovute ai microtremori, di raggiungere profondità maggiori. Viceversa, le frequenze generate dall'energizzazione del terreno con una sorgente attiva, come nelle tecniche MASW e SASW, sono frequenze più alte, con lunghezze d'onda minori che penetrano solo negli strati più superficiali (Figura B6).

È possibile, quindi, impiegare onde di un certo intervallo di frequenza e caratterizzare le proprietà acustiche dei terreni sino ad una certa profondità.

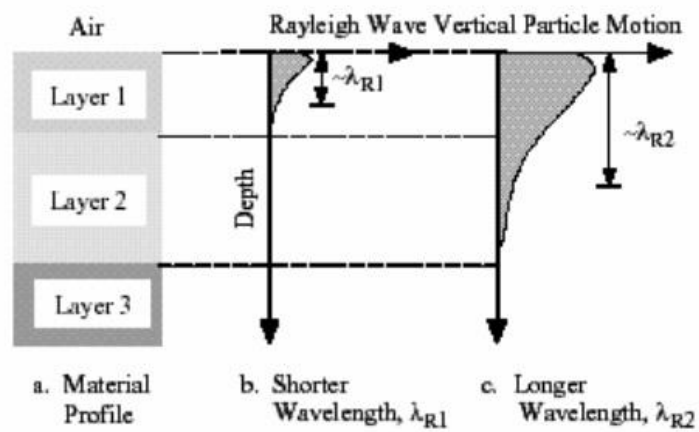
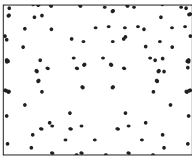


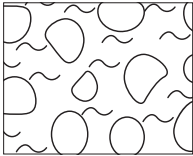
Figura B6. Il grafico mostra come le onde di Rayleigh, ad alta frequenza e lunghezze d'onda corte, interessino gli strati più superficiali del sito; invece, le onde a bassa frequenza, in virtù della maggiore lunghezza d'onda, raggiungono anche gli strati più profondi.

APPENDICE C
CORRELAZIONE DEI SONDAGGI GEOGNOSTICI

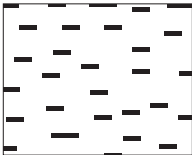
LEGENDA



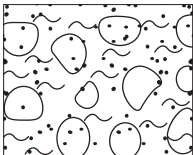
Sabbia



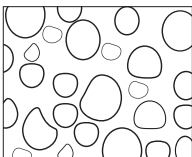
Ghiaia
limosa



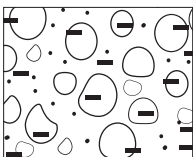
Argilla



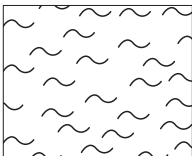
Ghiaia
sabbiosa
limosa



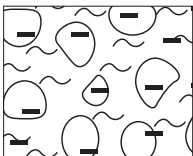
Ghiaia



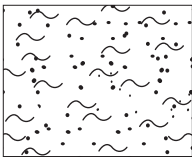
Ghiaia
sabbiosa
argillosa



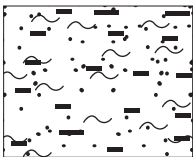
Limo



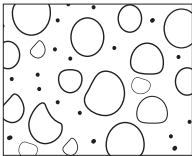
Ghiaia
limoso
argillosa



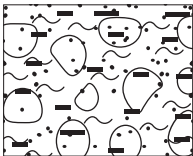
Sabbia
limosa



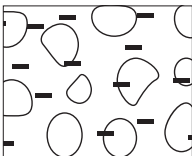
Sabbia
limoso
argillosa



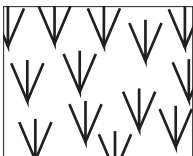
Ghiaia
sabbiosa



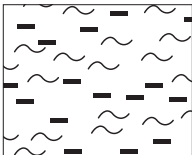
Ghiaia con sabbia
limoso argillosa



Ghiaia
argillosa

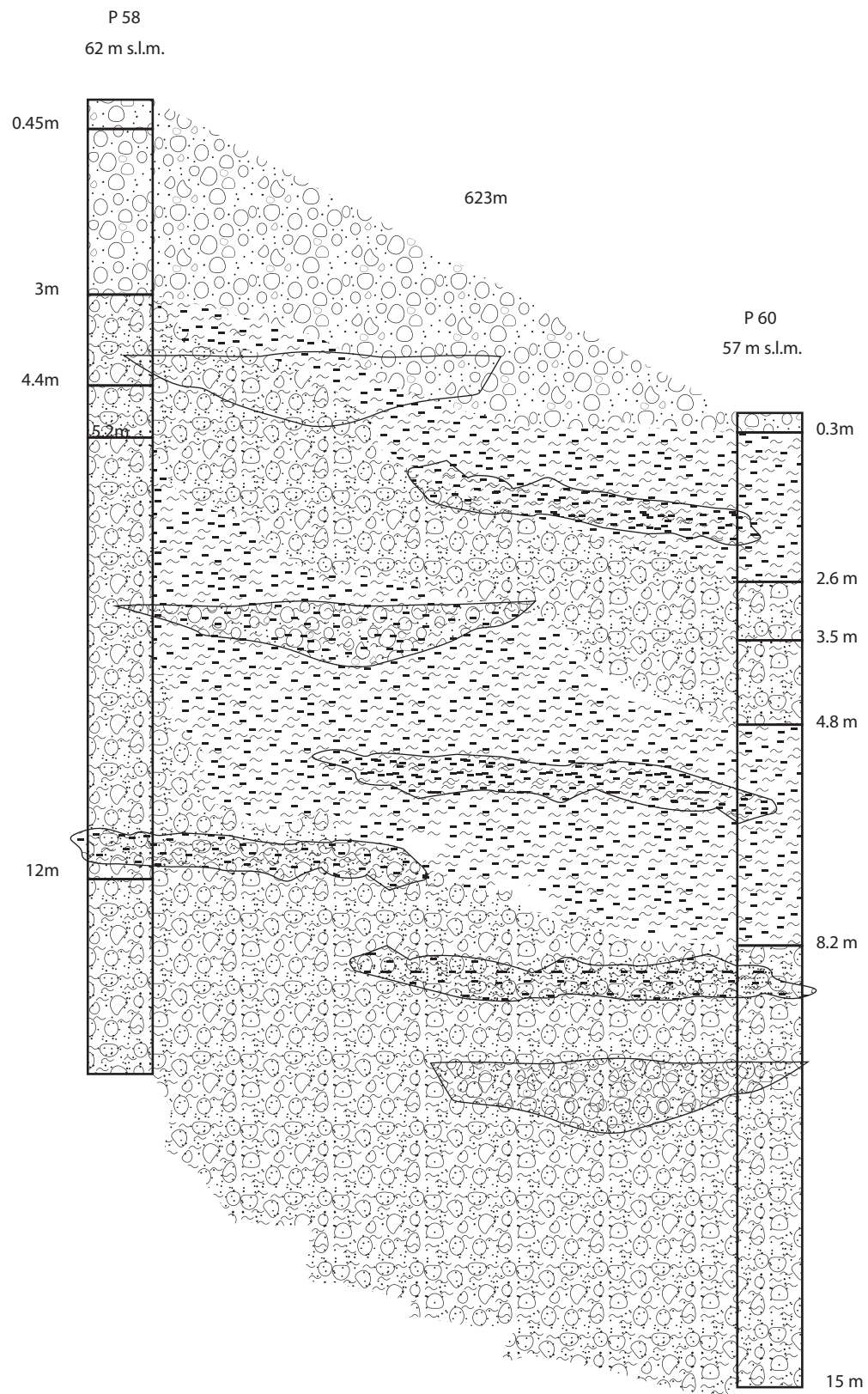


Terreno
vegetale



Limo
argilloso

CORRELAZIONE DEI SONDAGGI RELATIVI ALL'UNITA' DELLE GHIAIE
PLEISTOCENICHE DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO



P 39
65.5 m s.l.m.

742 m

P 40
61.5 m s.l.m.

0.2 m

15 m

17 m

16.2 m

16.5 m

19.5 m

20.3 m

20.5 m

21 m

24 m

22.70 m

24.20m

26.5 m

27 m

42.7 m

27 m

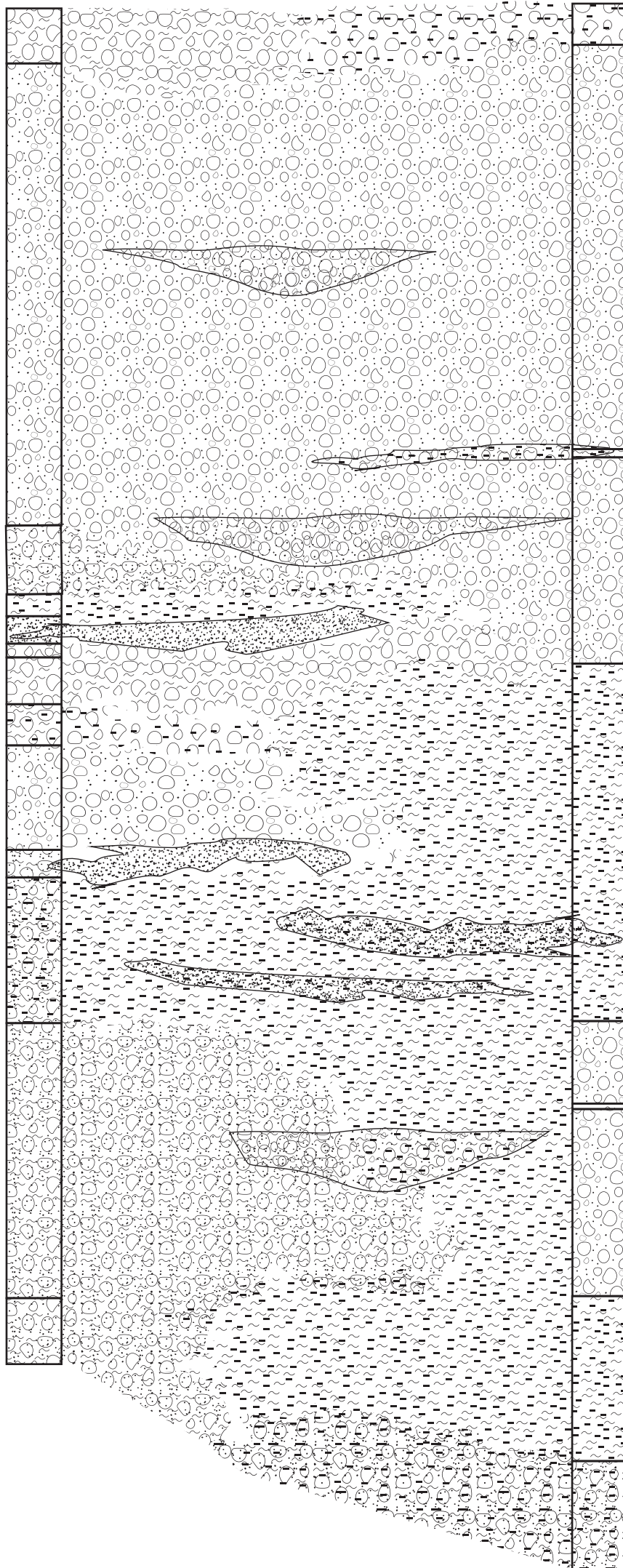
33.8m

34 m

46.6 m

40 m

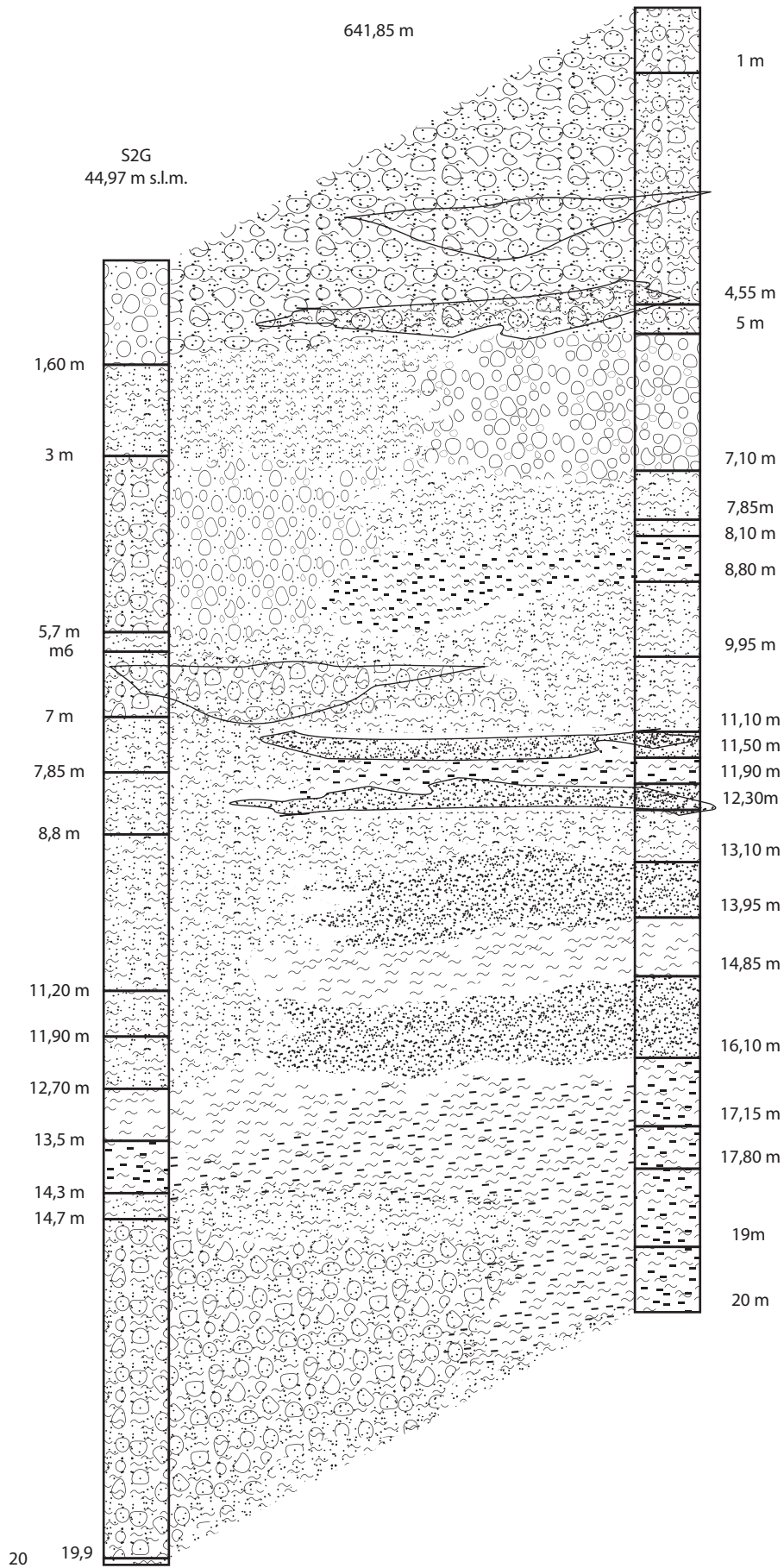
44 m



S1G
47,05 m s.l.m.

641,85 m

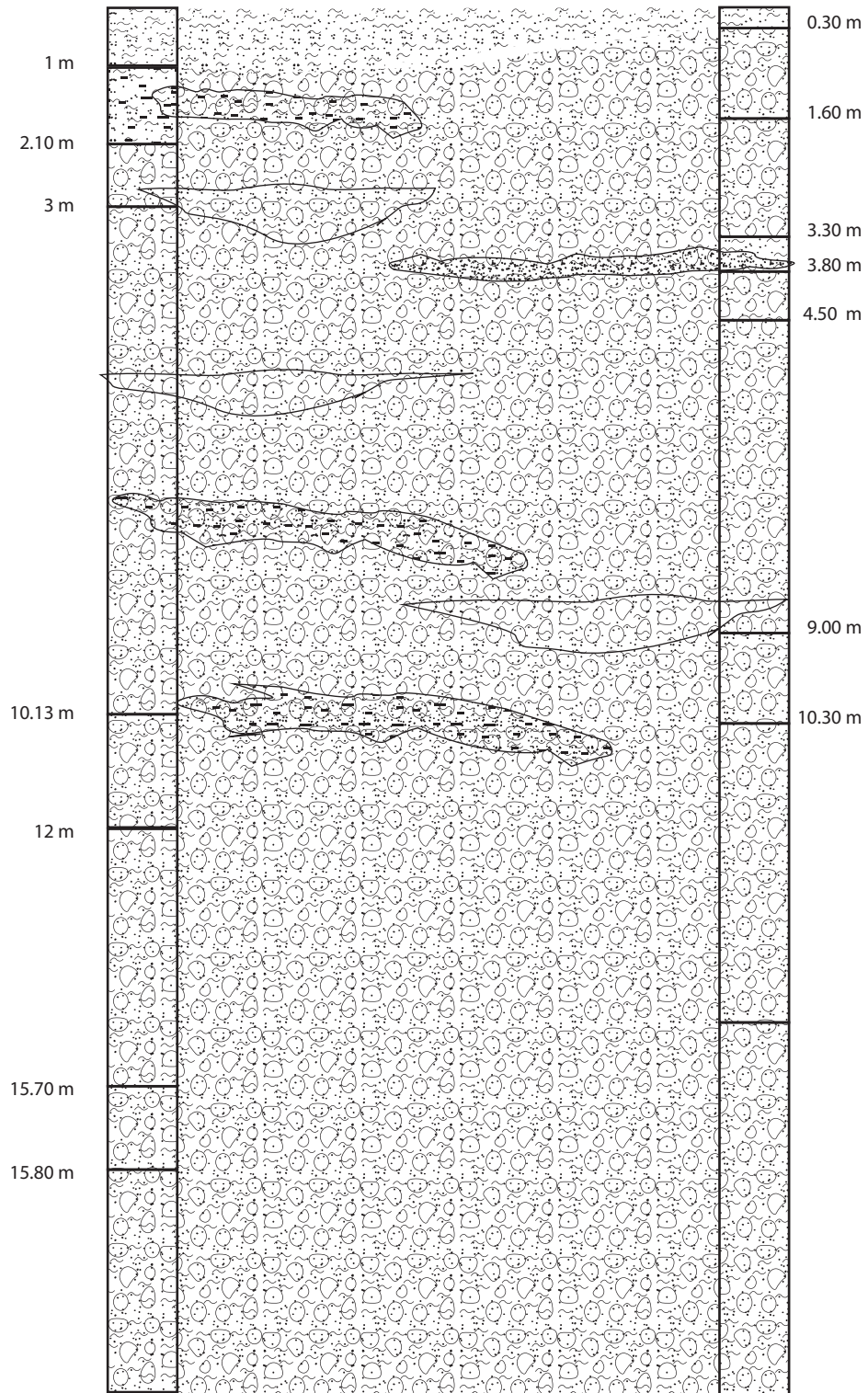
S2G
44,97 m s.l.m.



S160

150,25 m

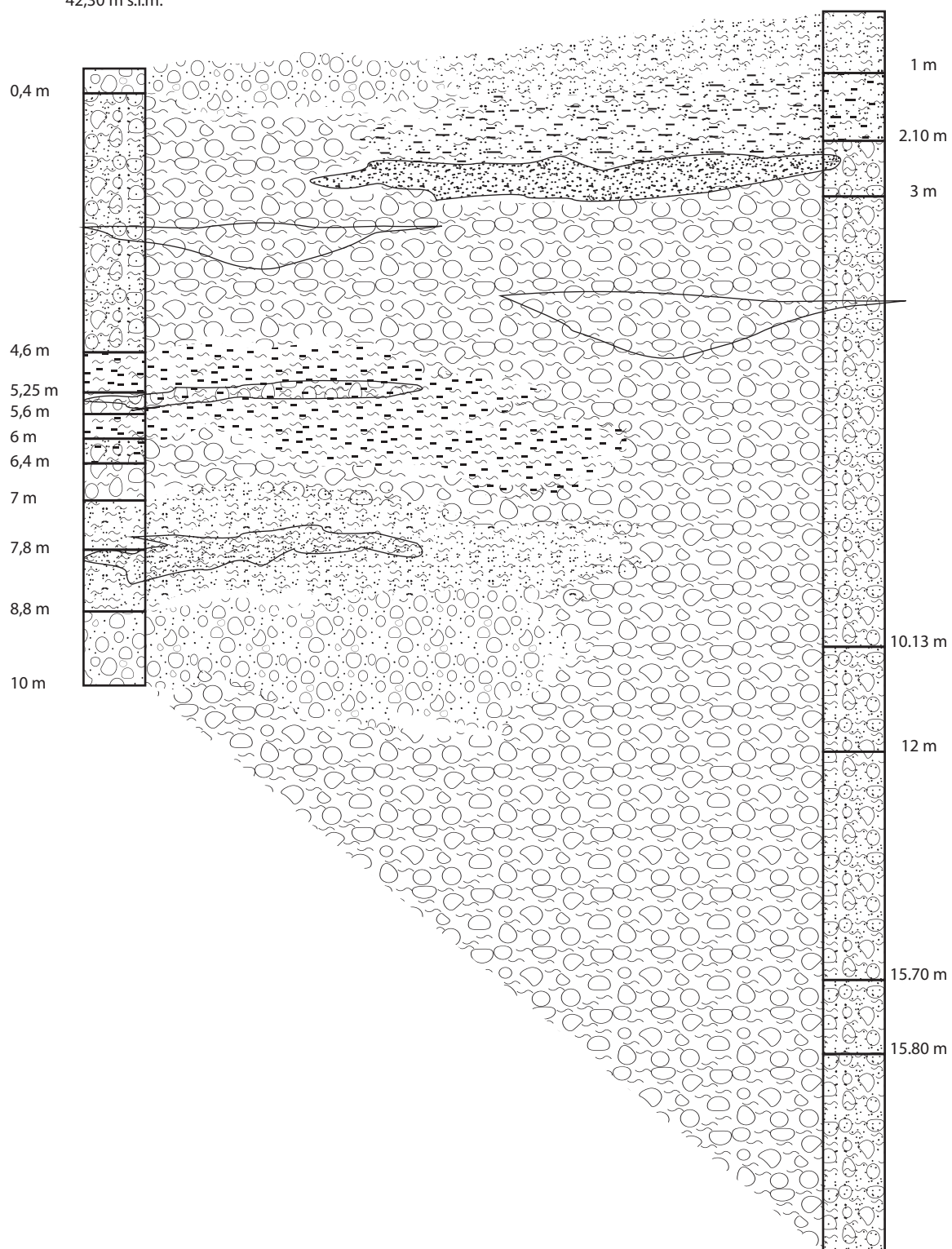
S150



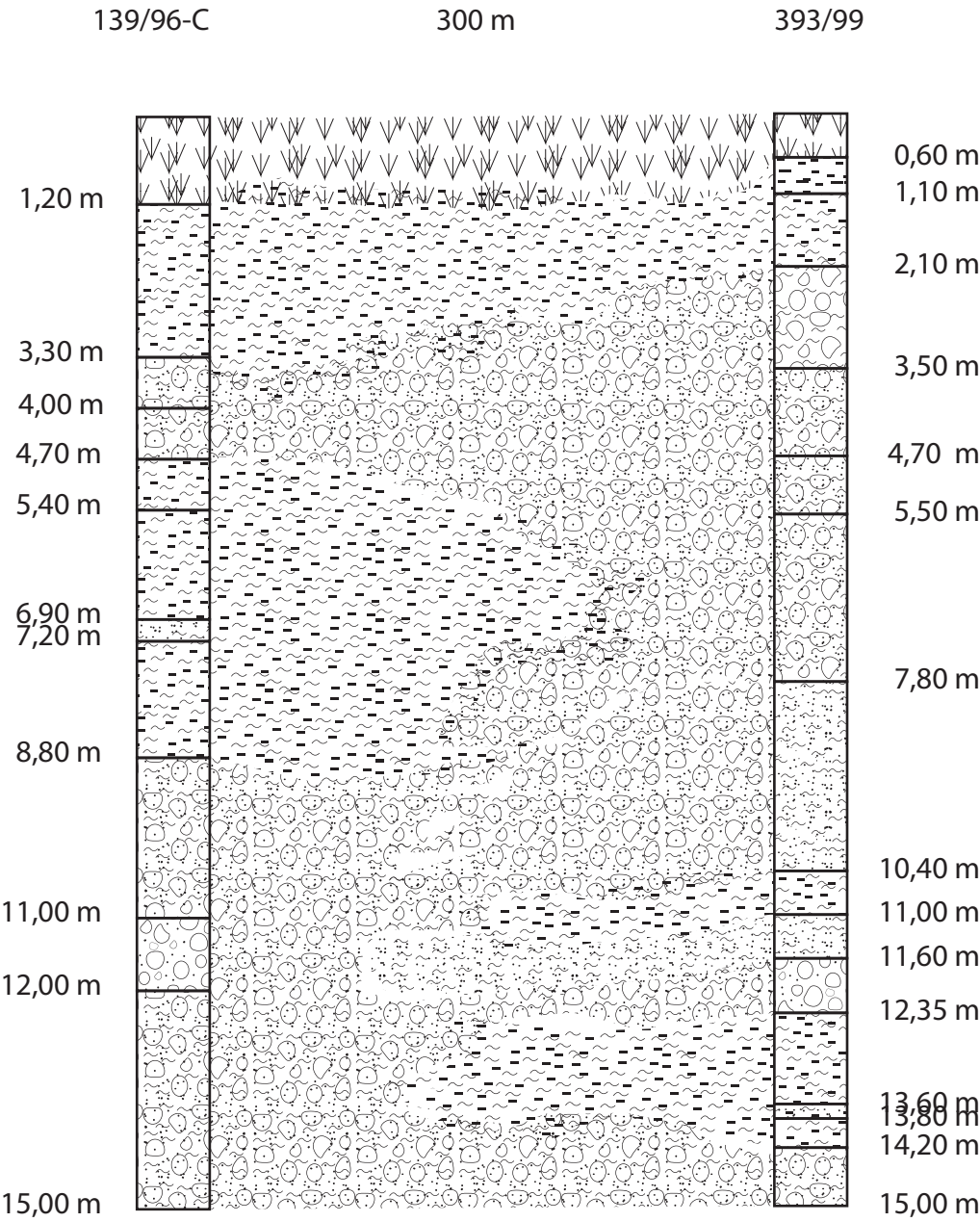
90807G
42,30 m s.l.m.

880,10 m

S160

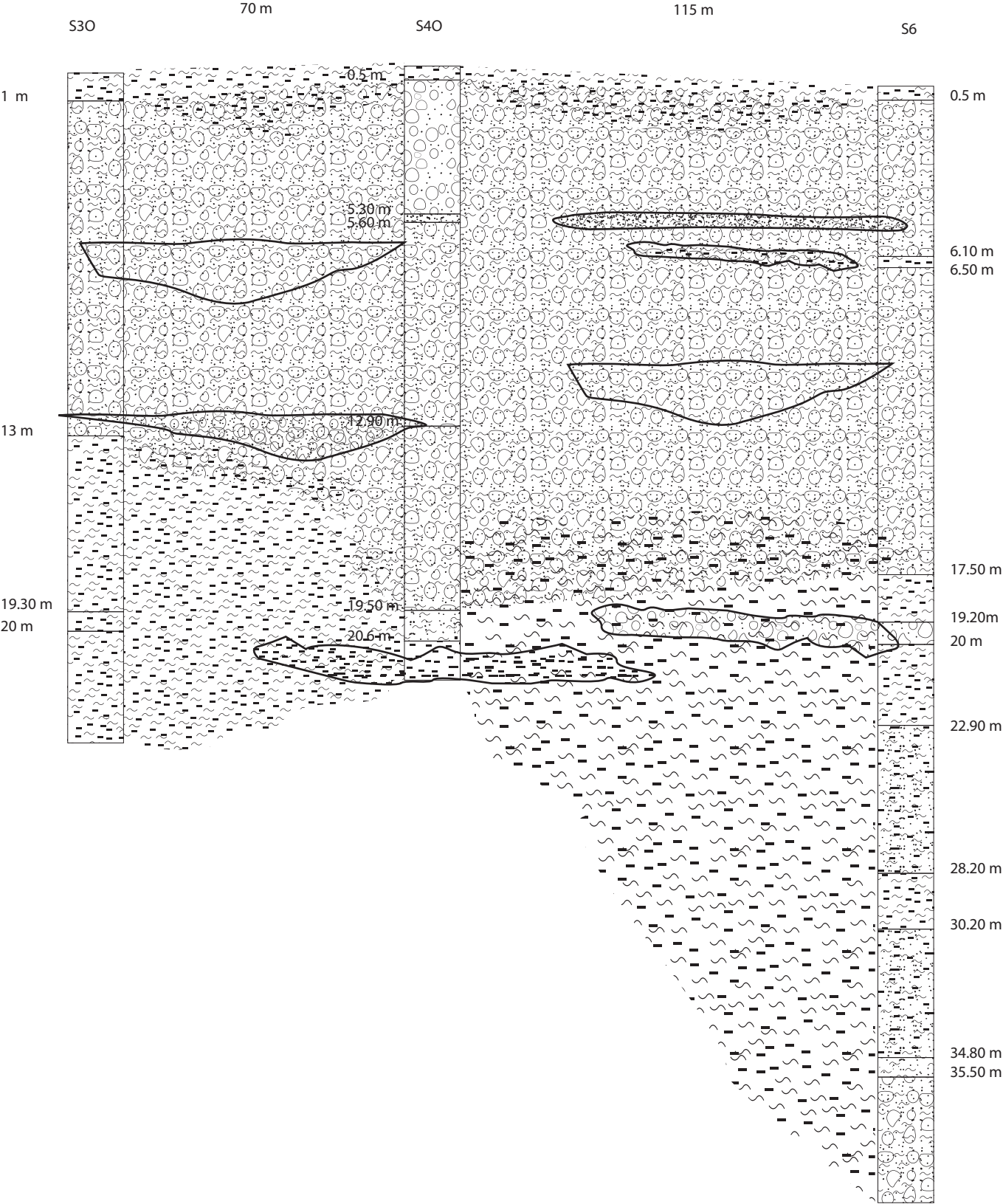


CORRELAZIONE DEI SONDAGGI RELATIVI ALL'UNITA'
DI TRANSIZIONE DEL FIUME MESCHIO



CORRELAZIONE DEI SONDAGGI RELATIVI ALL'UNITA' DELLA MEDIA PIANURA
DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO

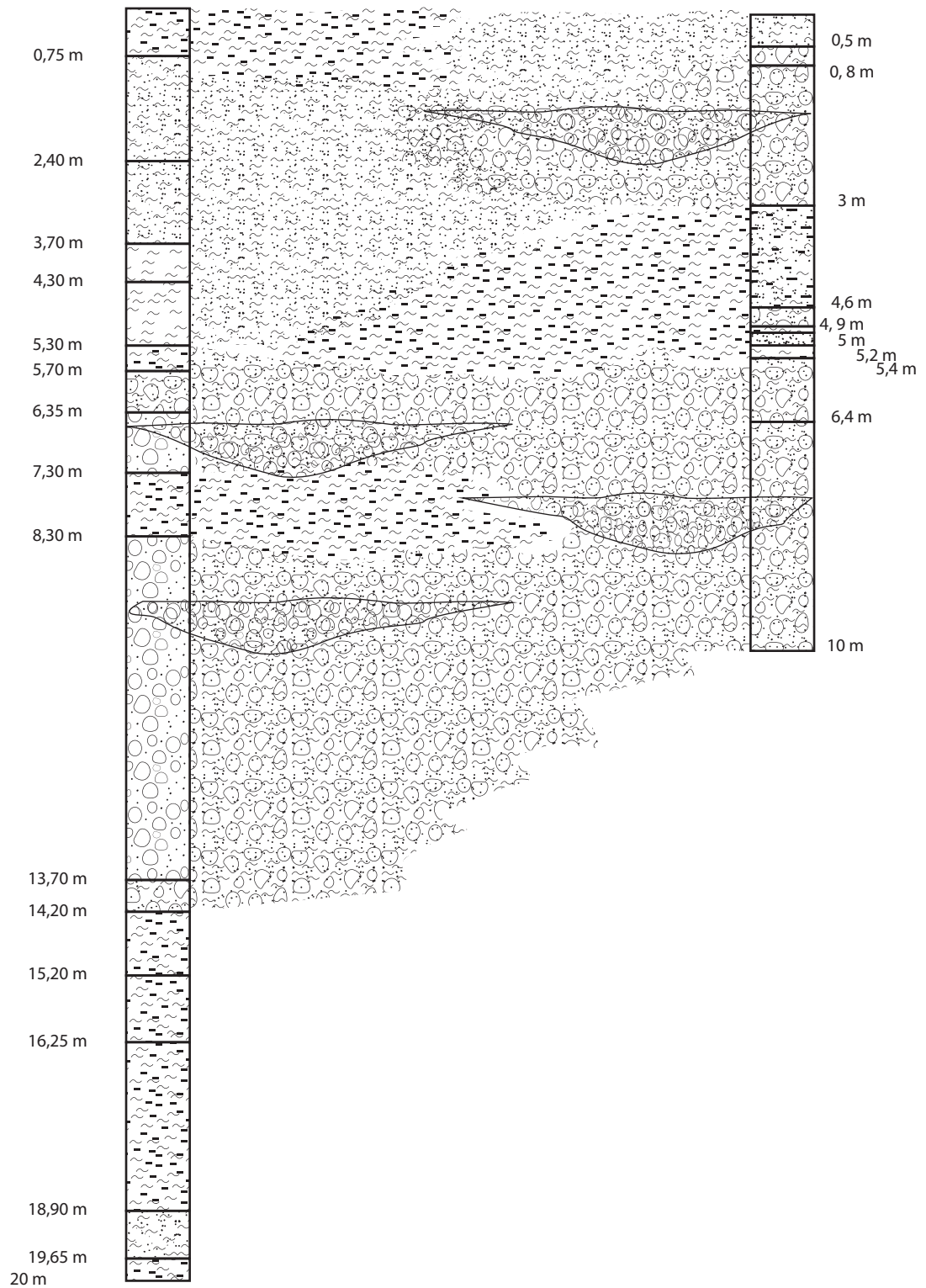
SECONDA SUB-UNITA'



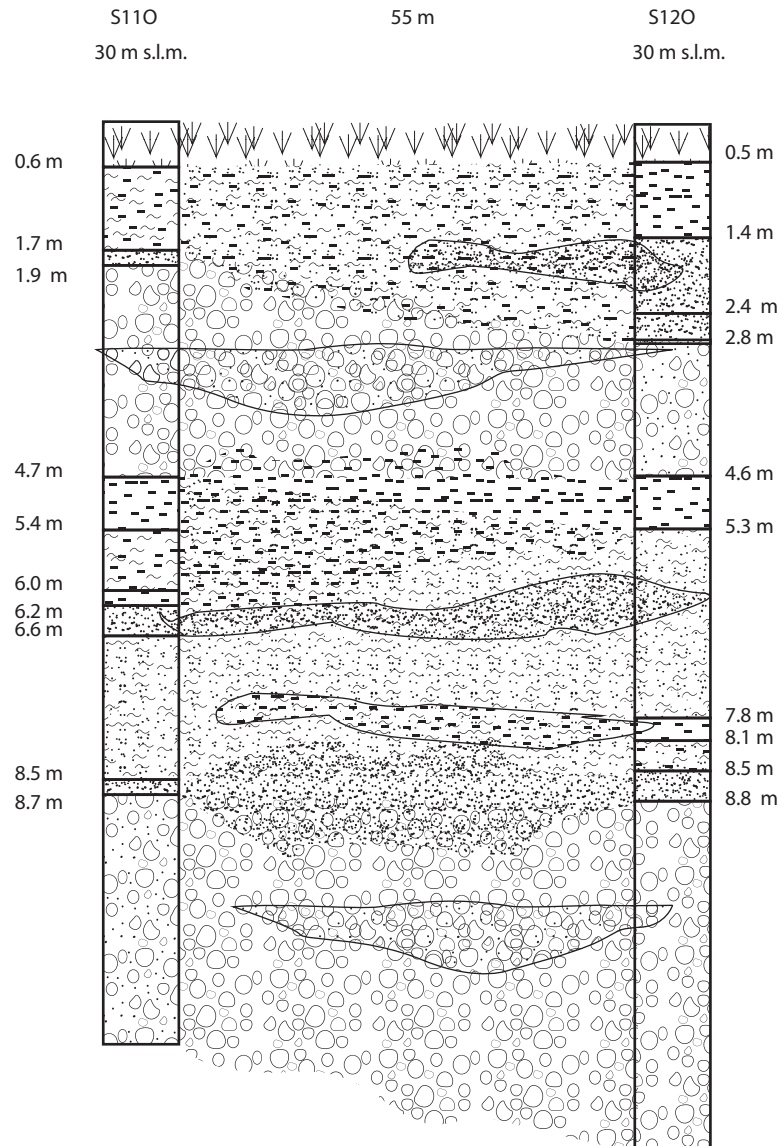
09/450-2C

385,20 m

908230



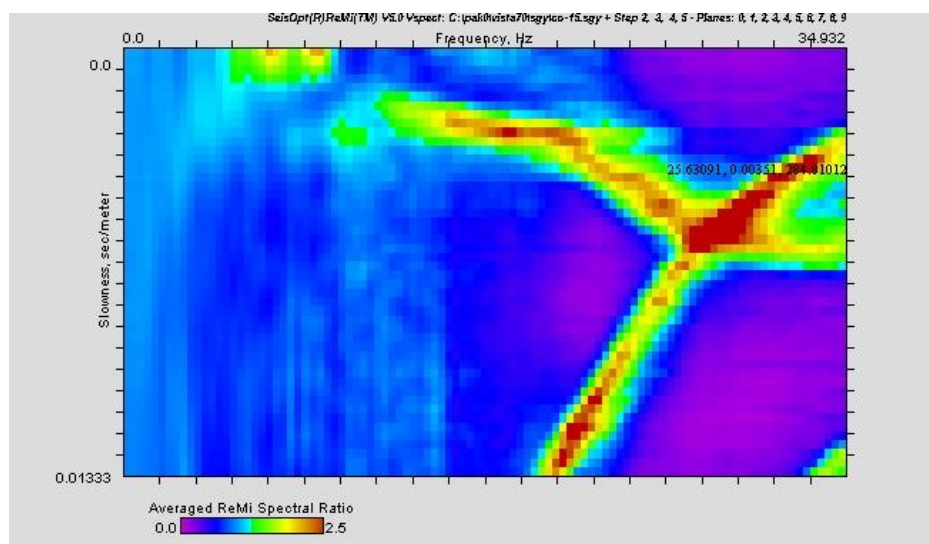
TERZA SUB-UNITA'



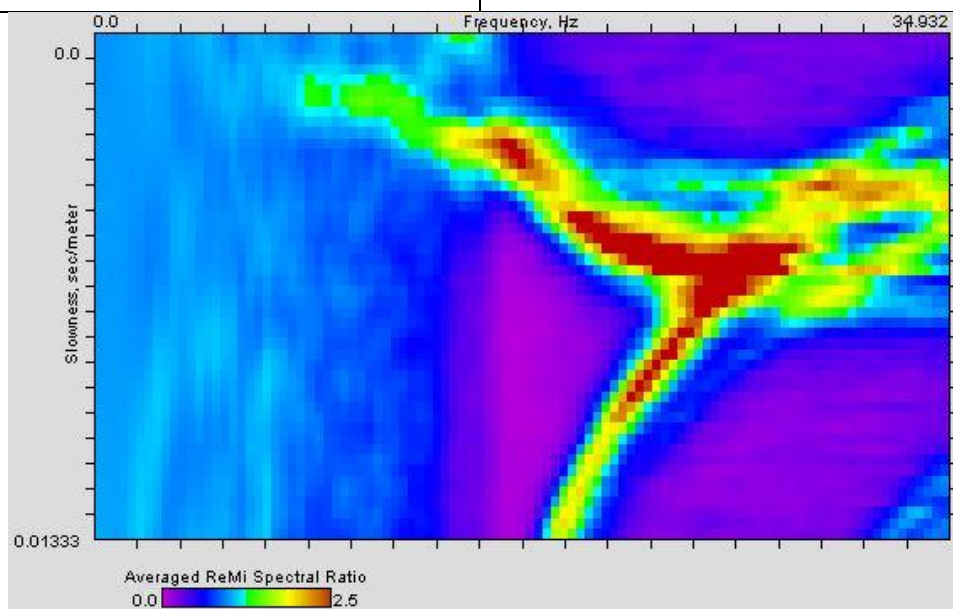
APPENDICE D

SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELL'ALTA PIANURA ALLUVIONALE PEDEMONTANA

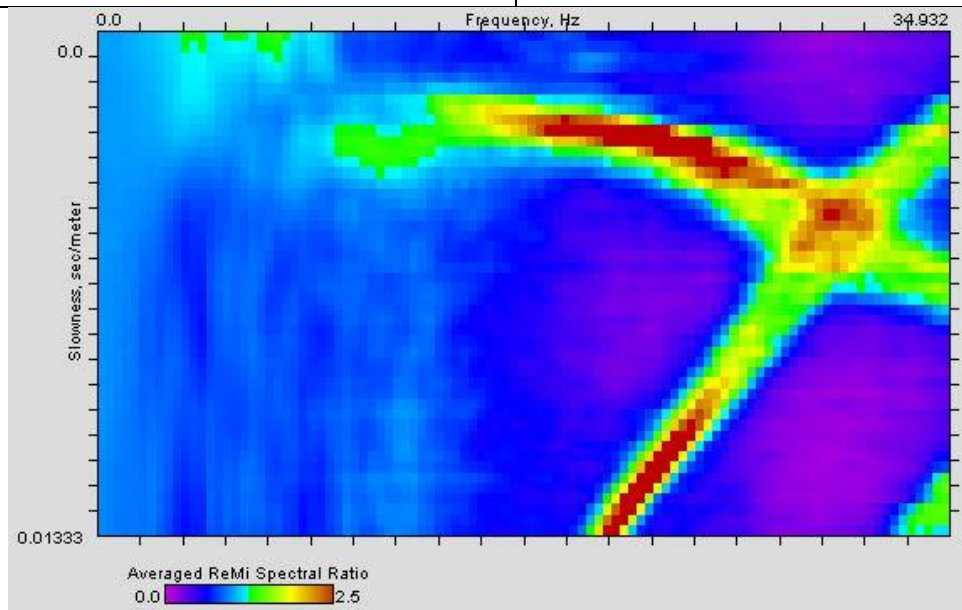
DENOMINAZIONE	CO-05
---------------	-------



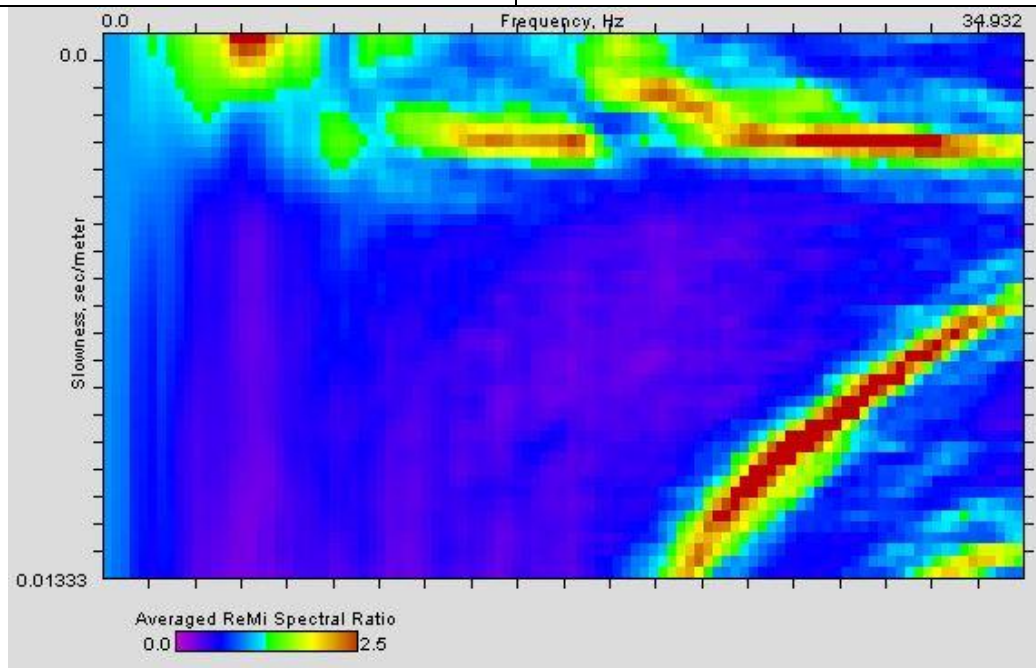
DENOMINAZIONE	1006
---------------	------



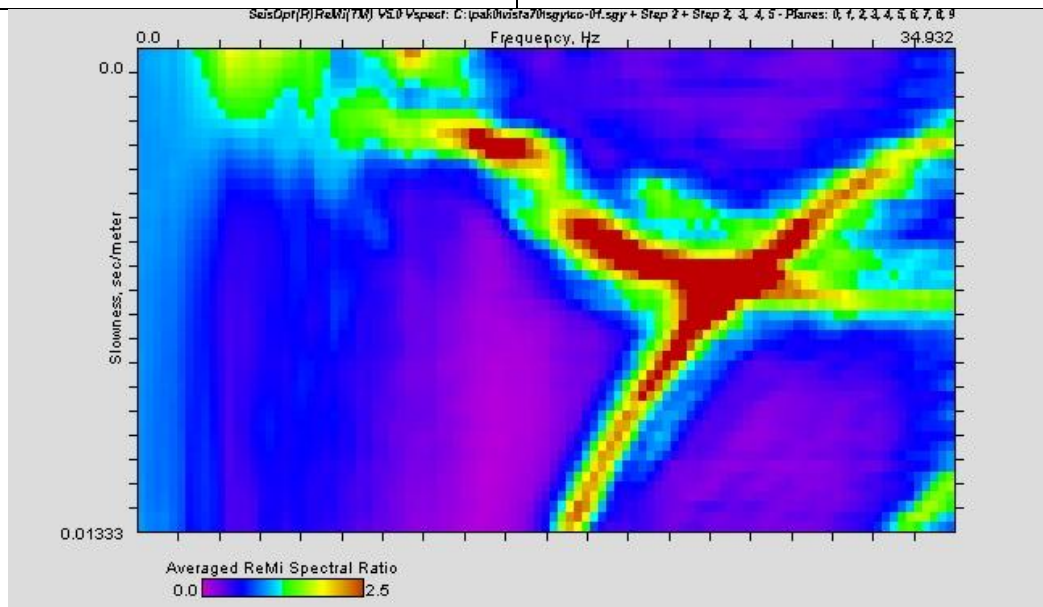
DENOMINAZIONE	1017
---------------	------



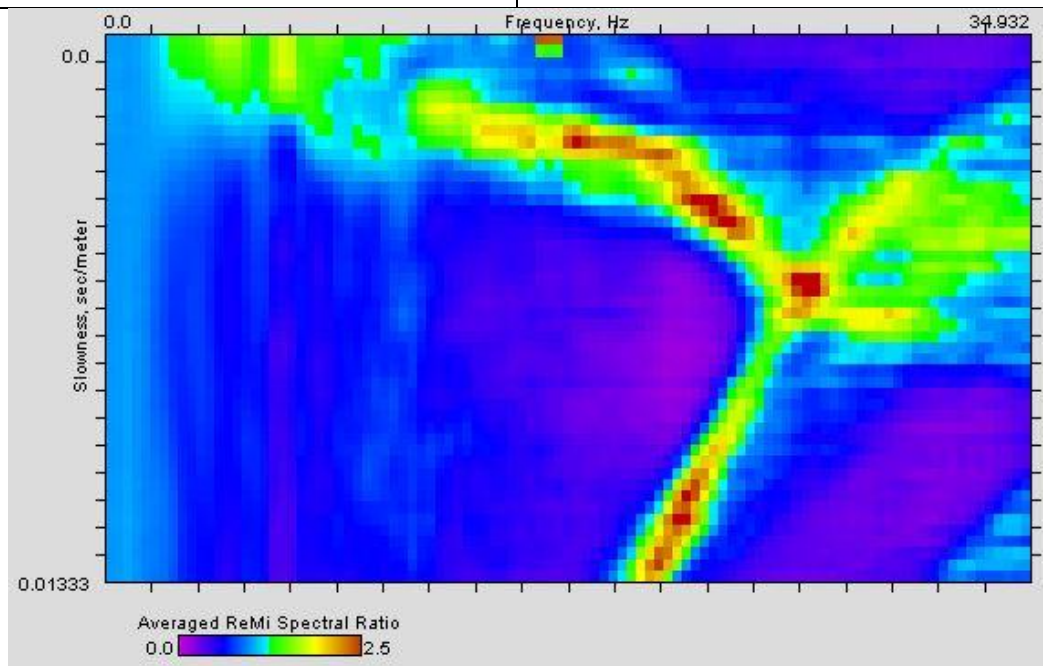
DENOMINAZIONE	5018
---------------	------

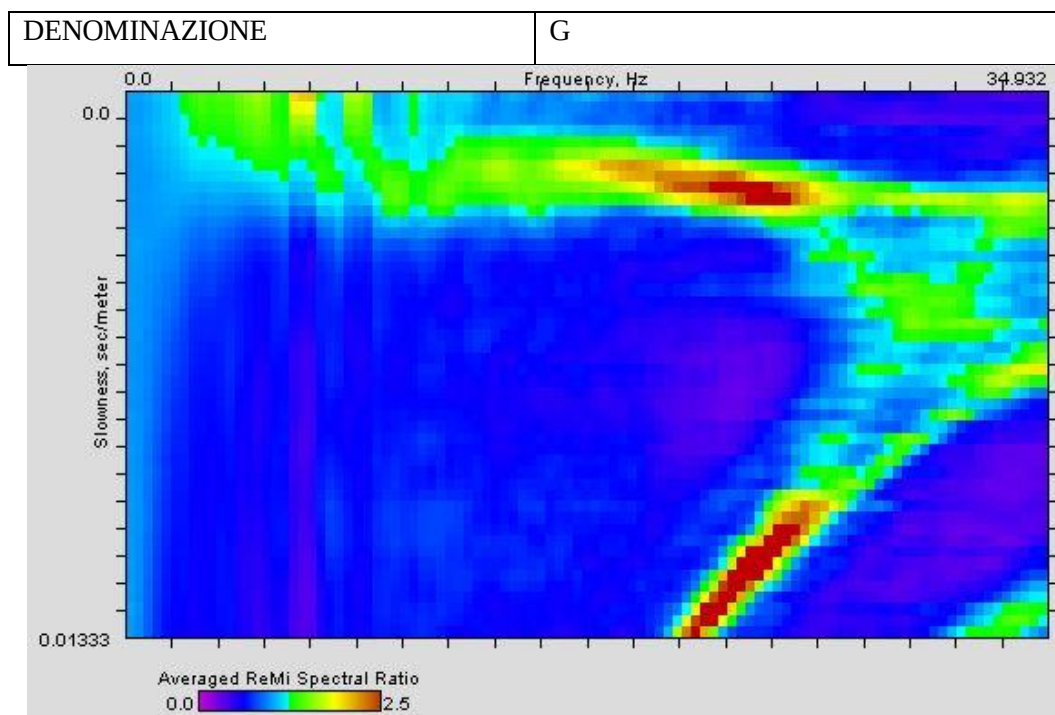


DENOMINAZIONE	CO-01
---------------	-------

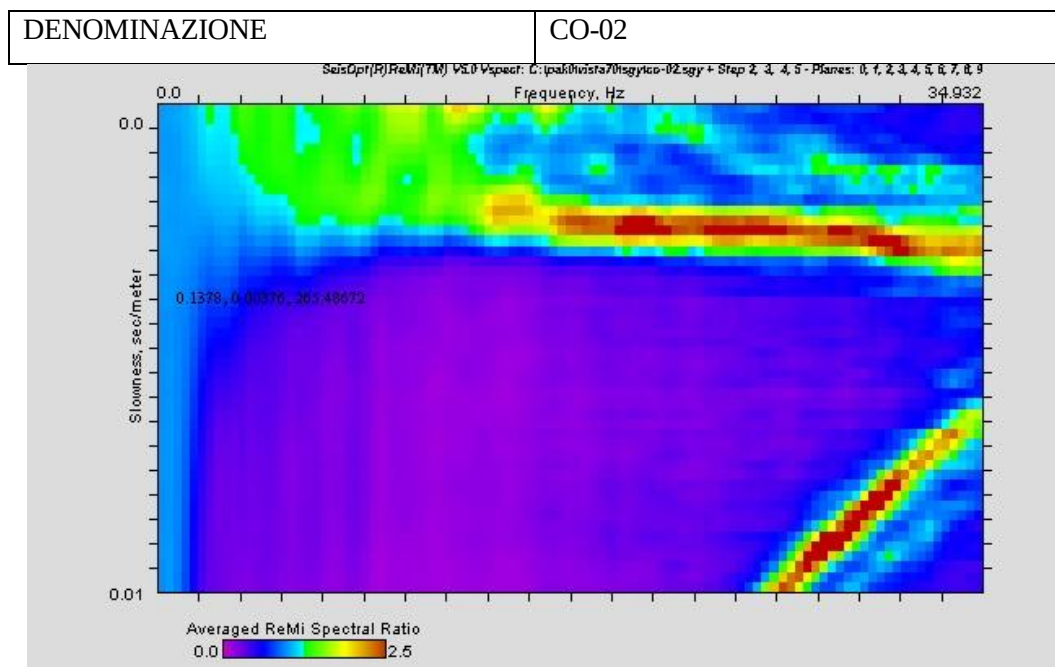


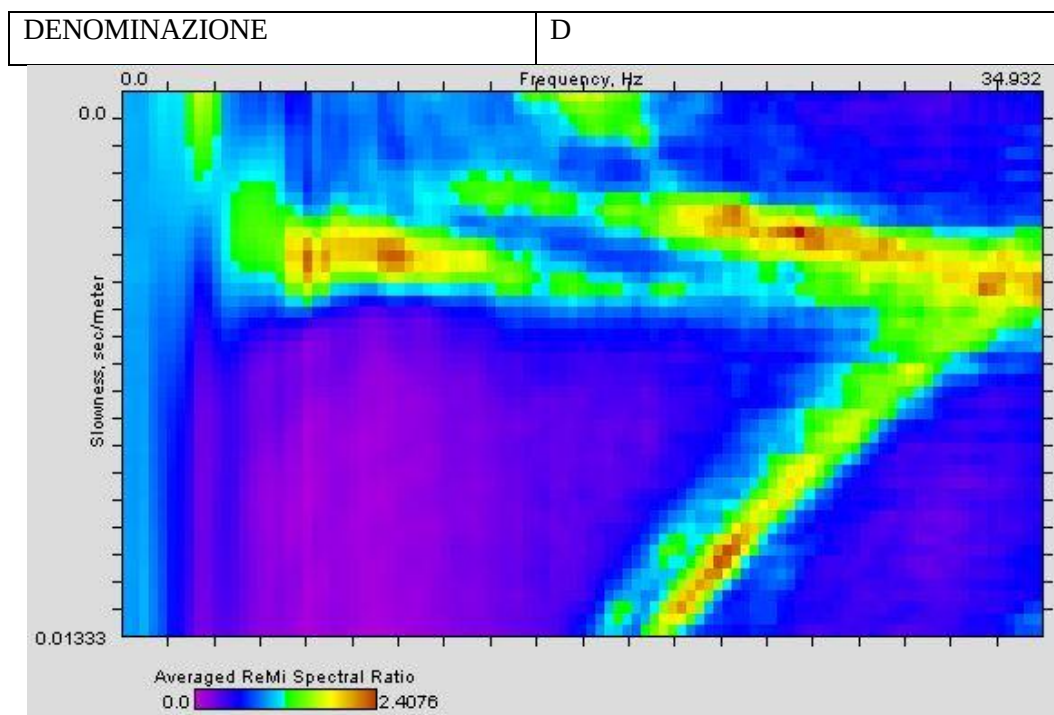
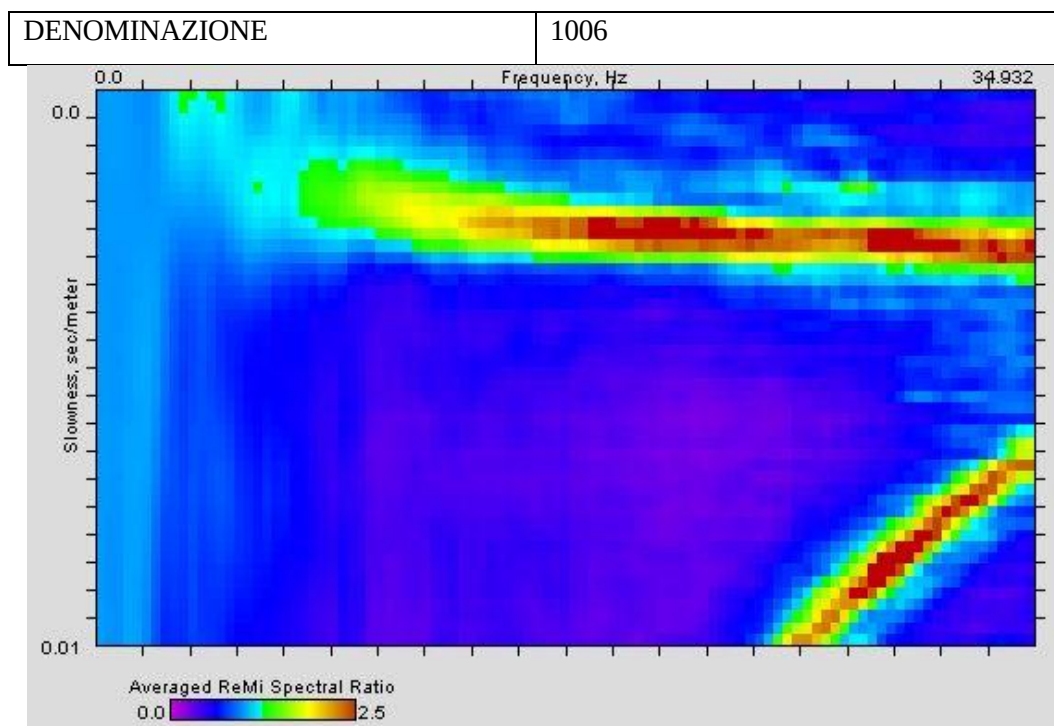
DENOMINAZIONE	F
---------------	---



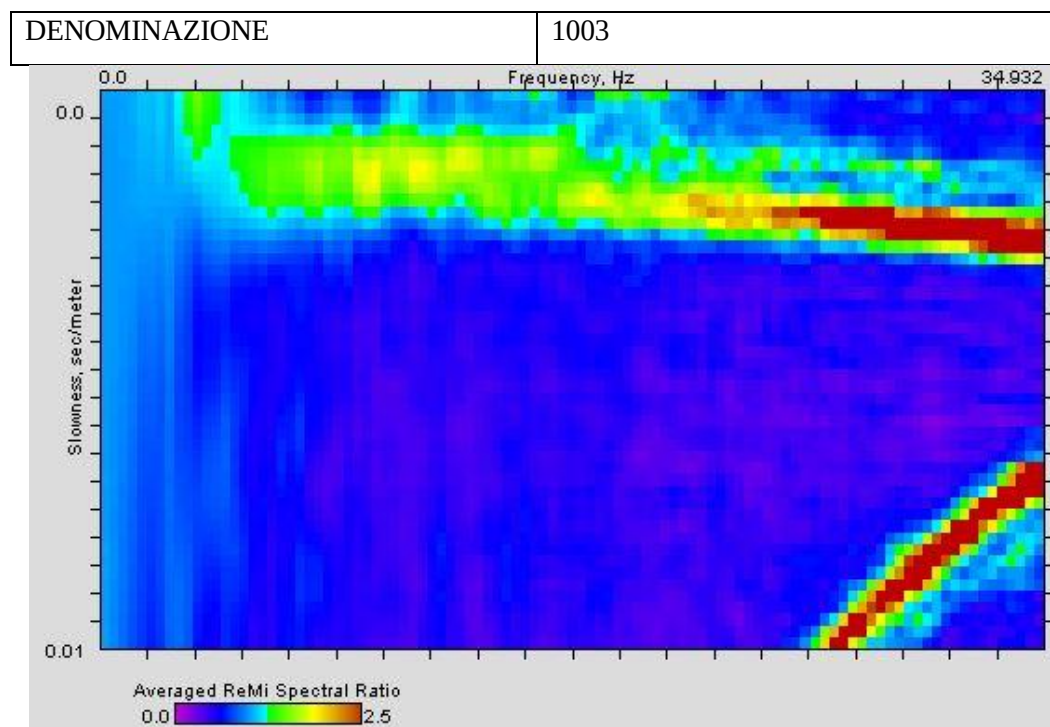
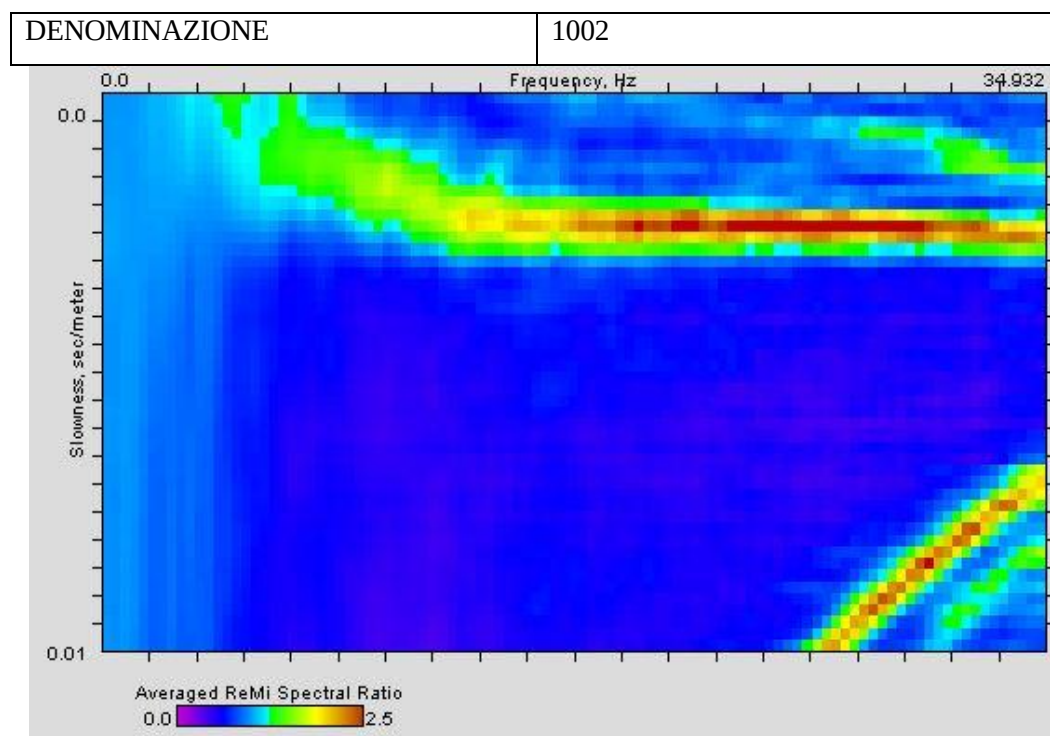


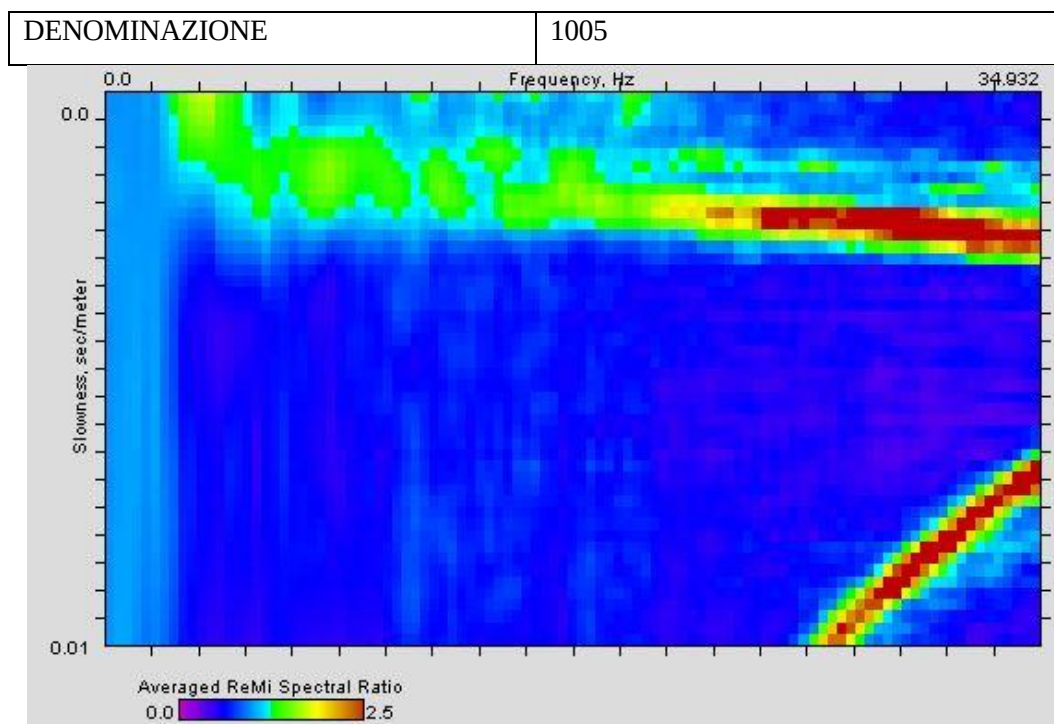
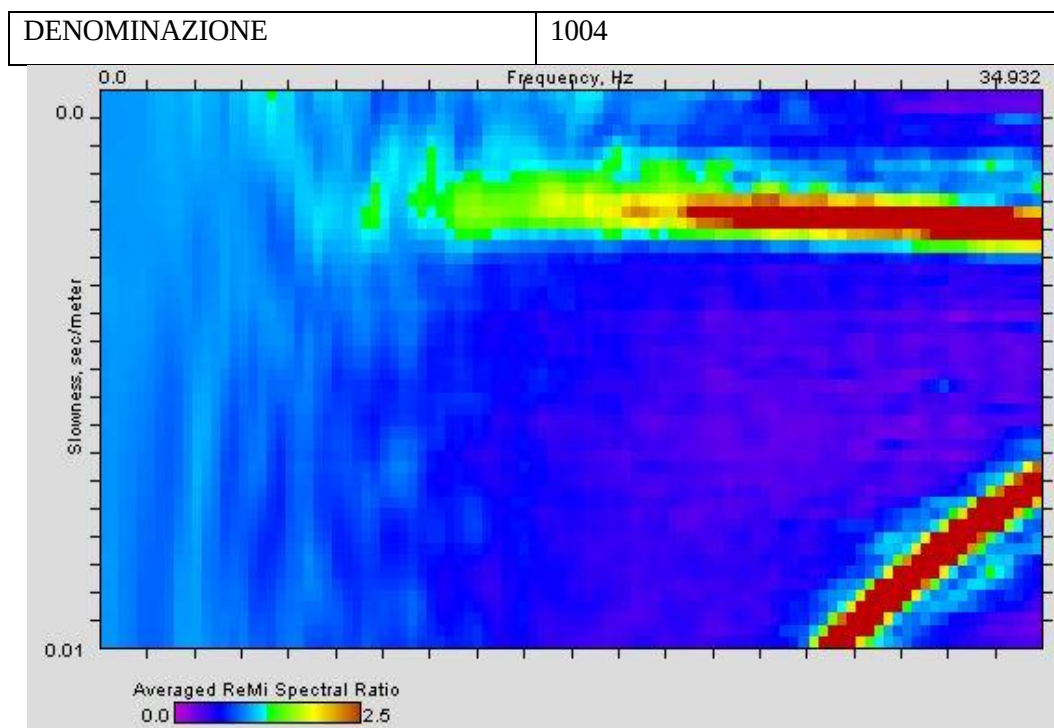
SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ TORRENTIZIA
PEDEMONTANA



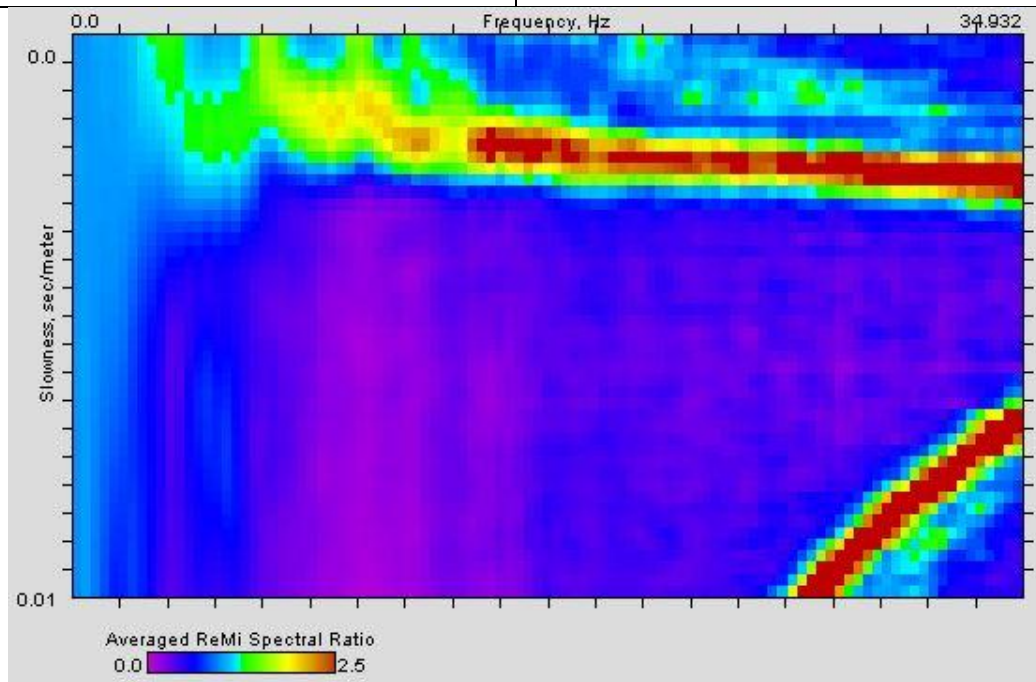


SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELLE GHIAIE
PLEISTOCENICHE DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO

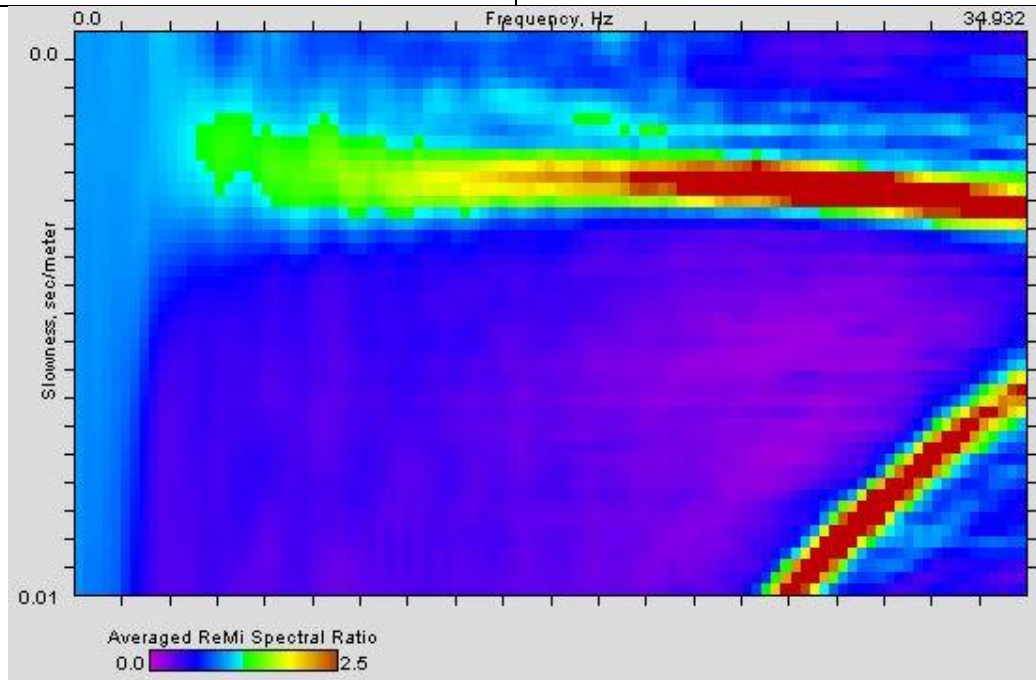


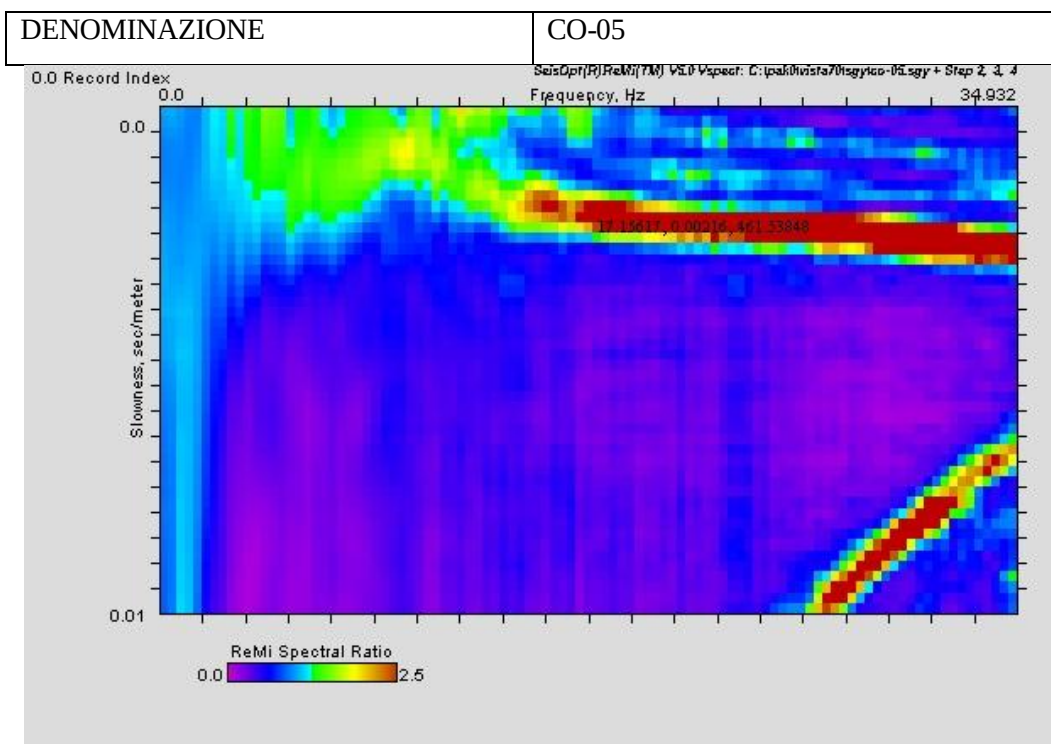
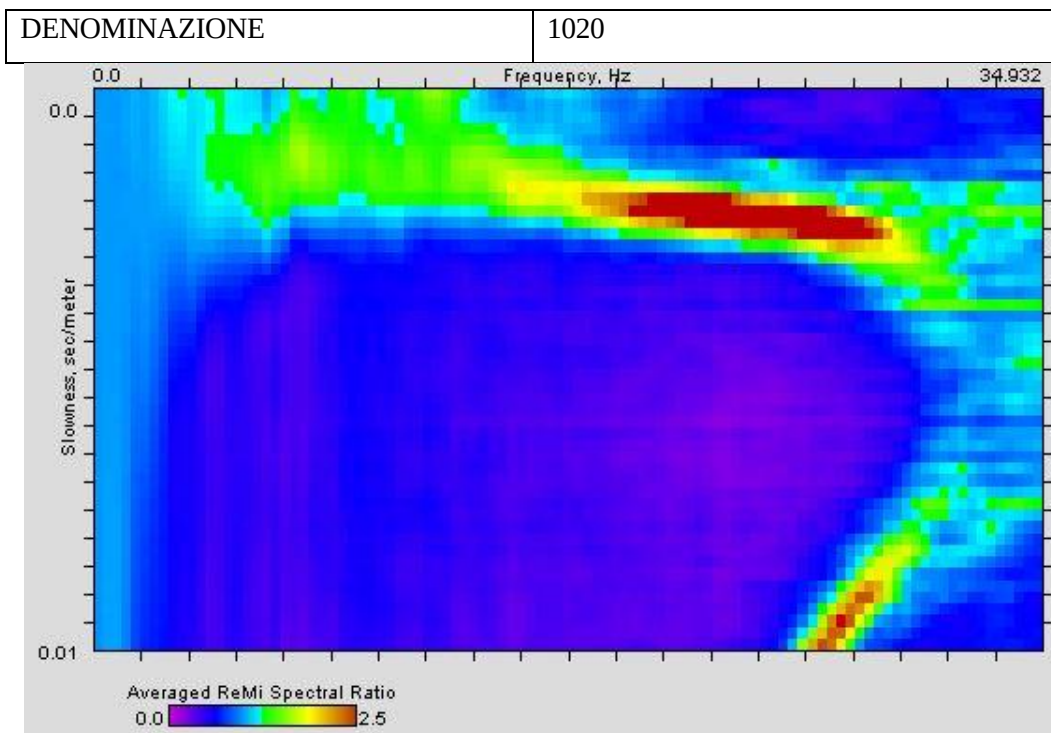


DENOMINAZIONE	1008
---------------	------



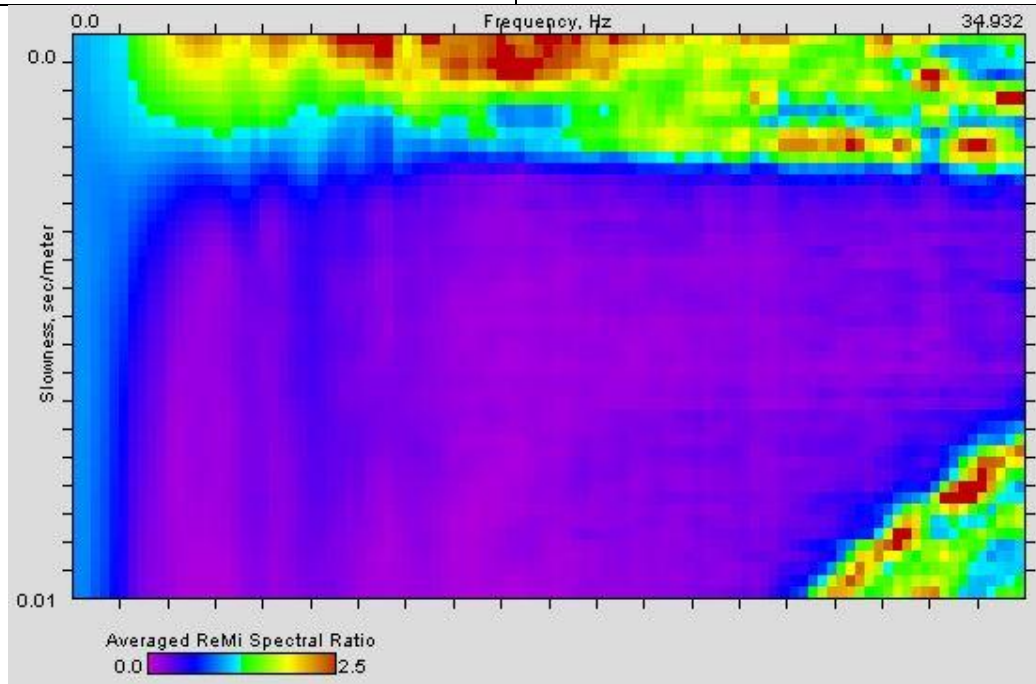
DENOMINAZIONE	1010
---------------	------





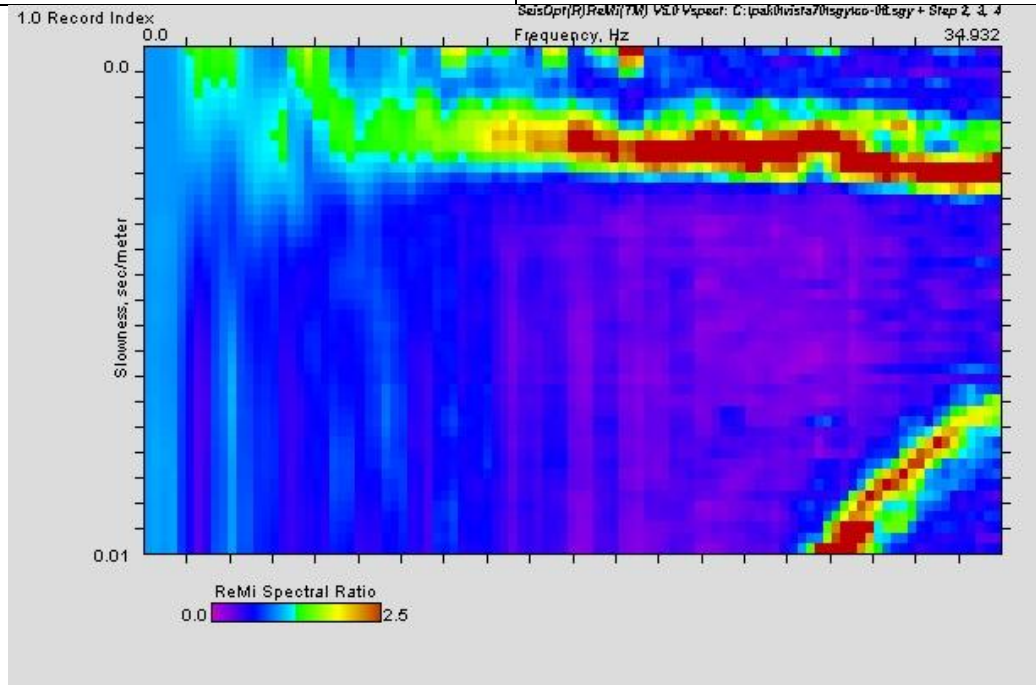
DENOMINAZIONE

CO-07



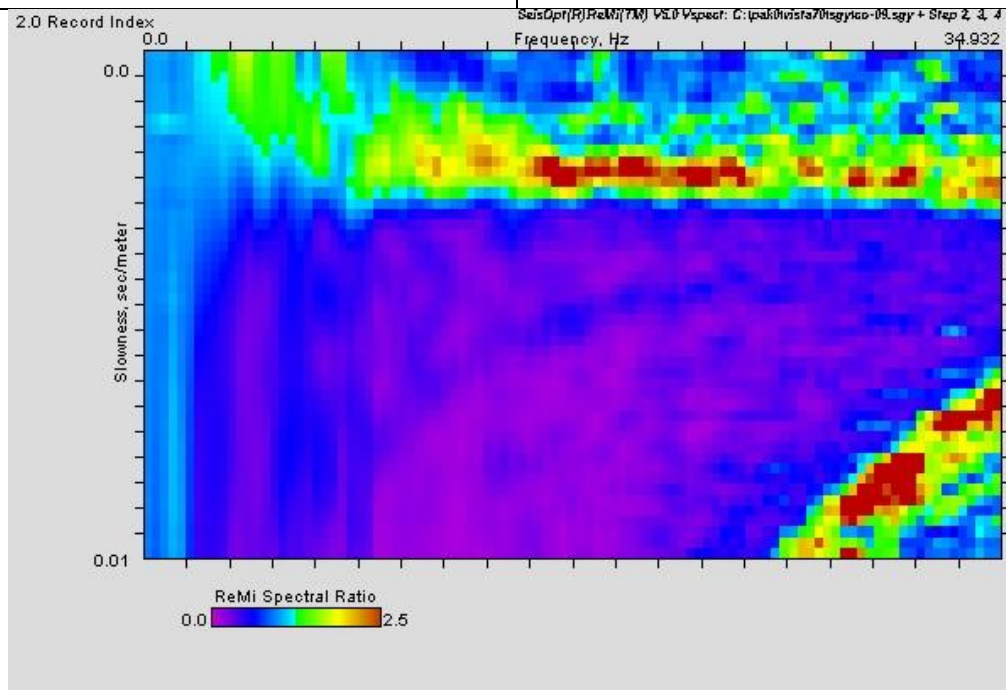
DENOMINAZIONE

CO-08



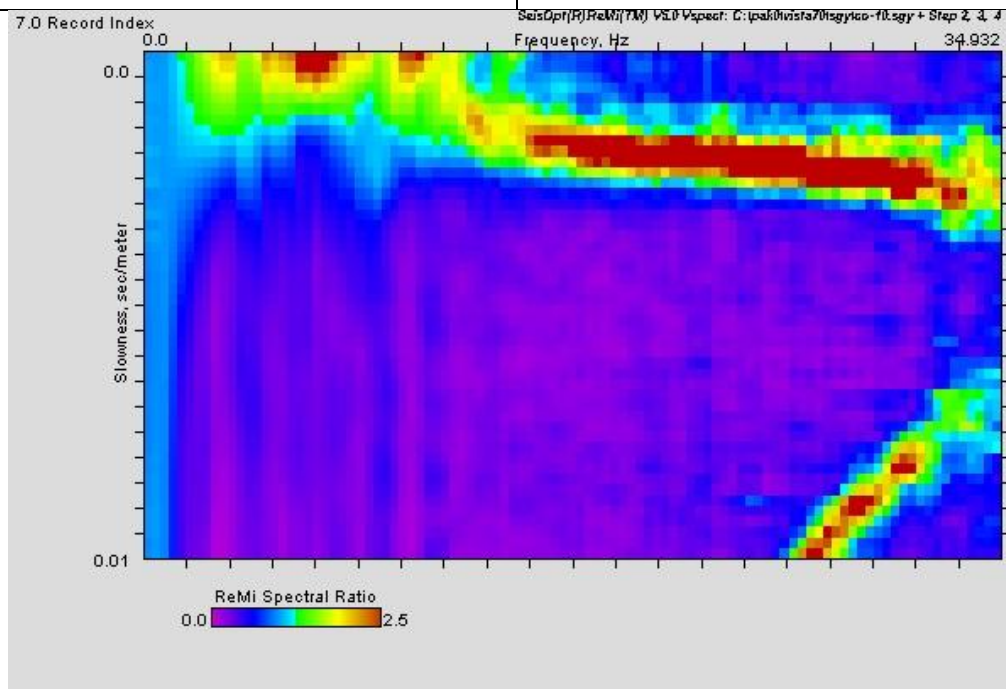
DENOMINAZIONE

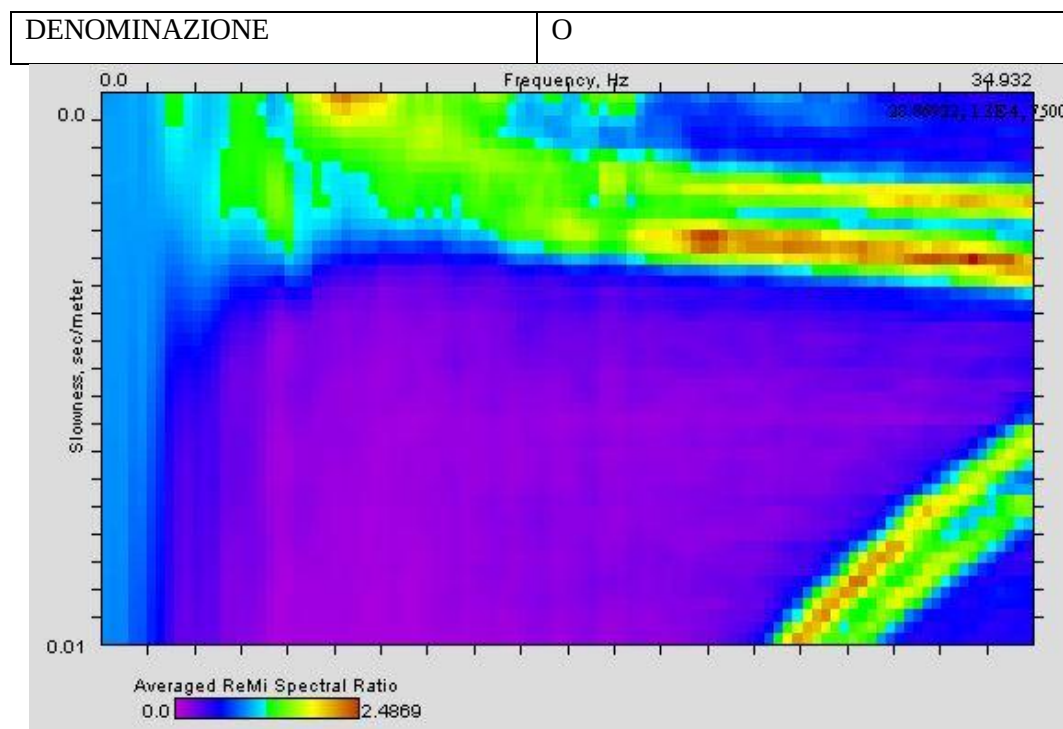
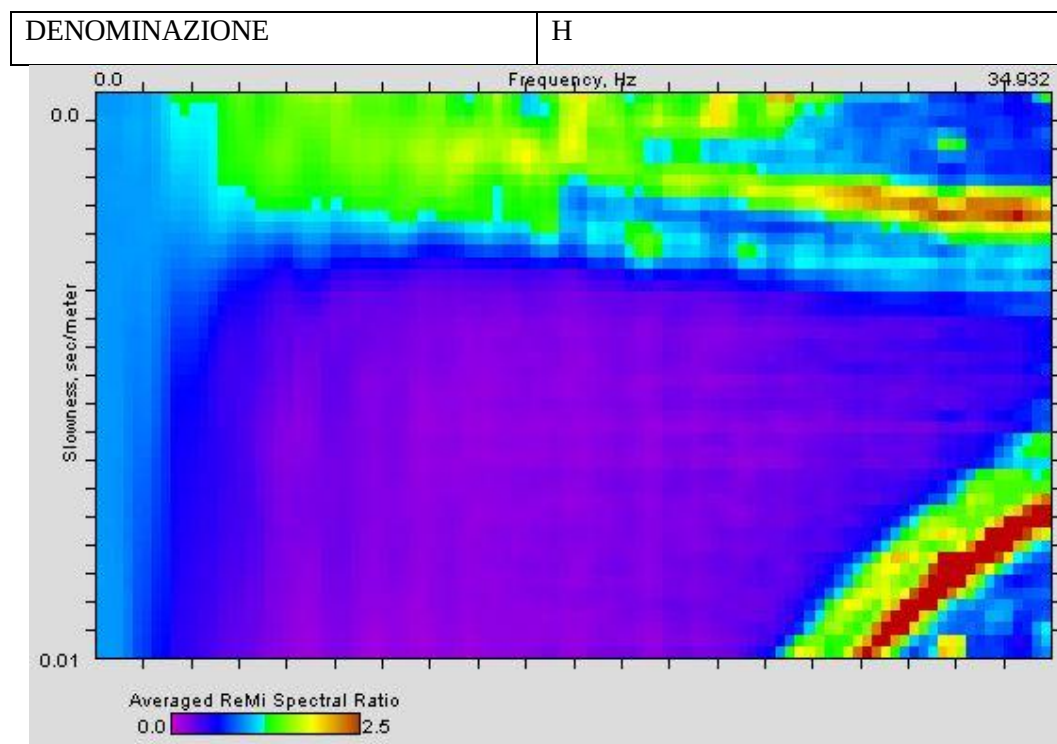
CO-09

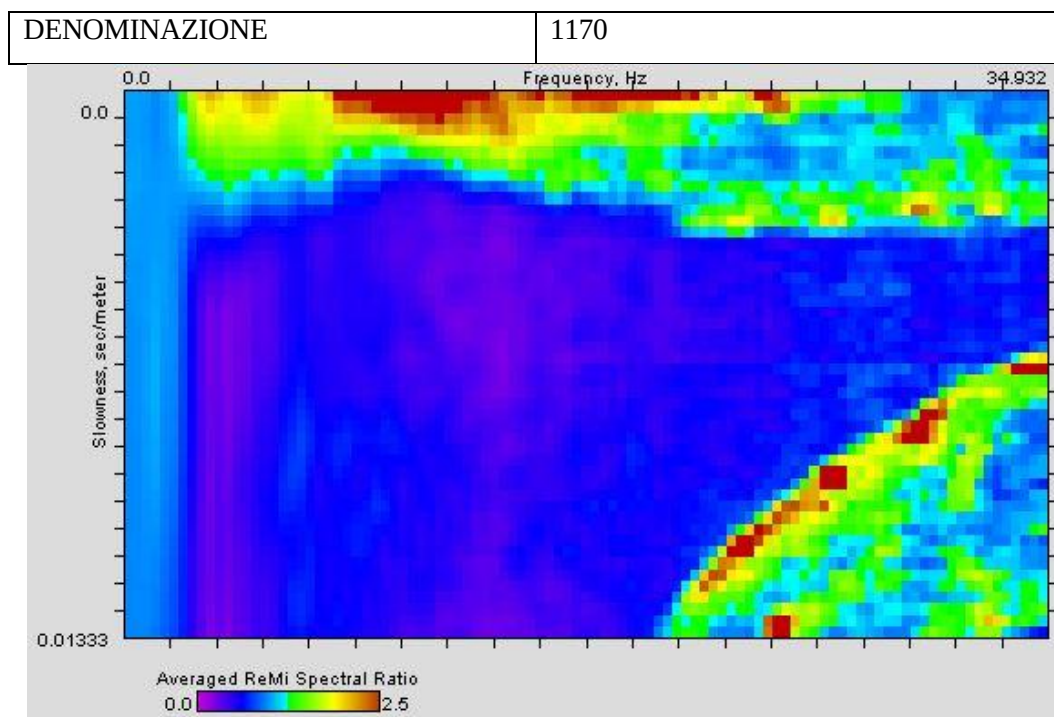
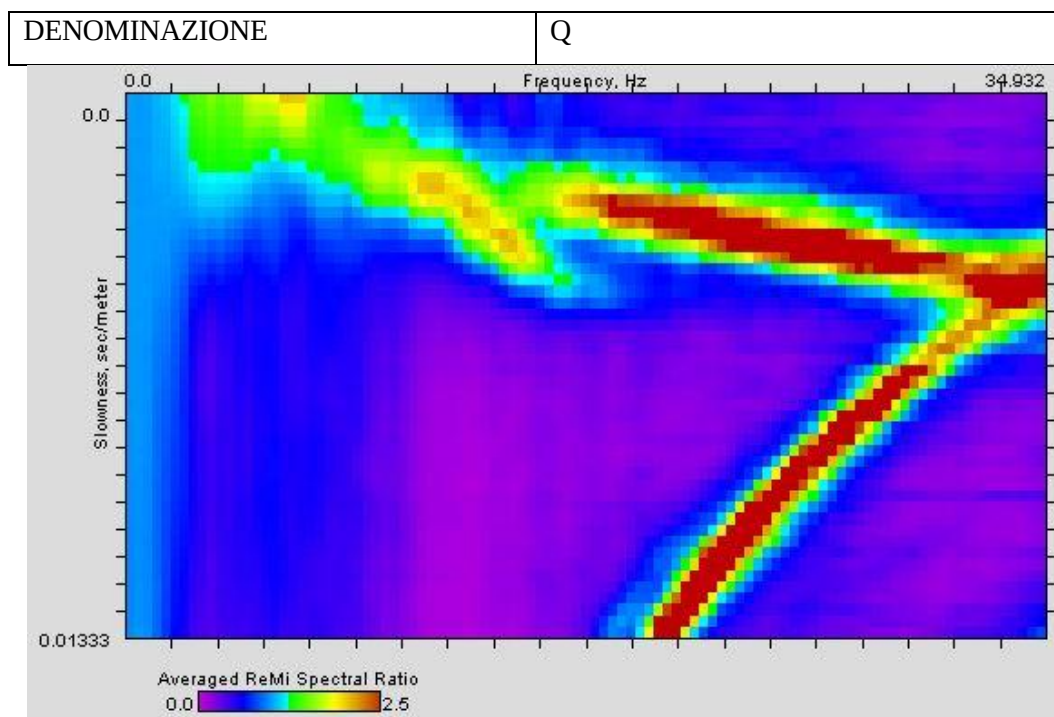


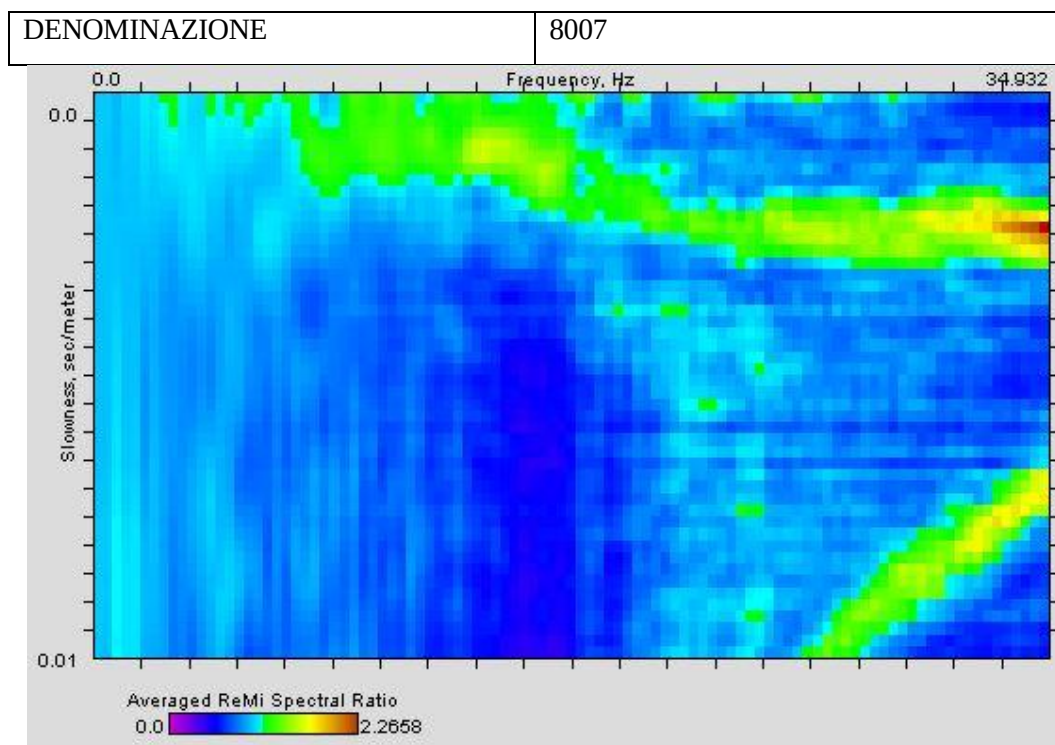
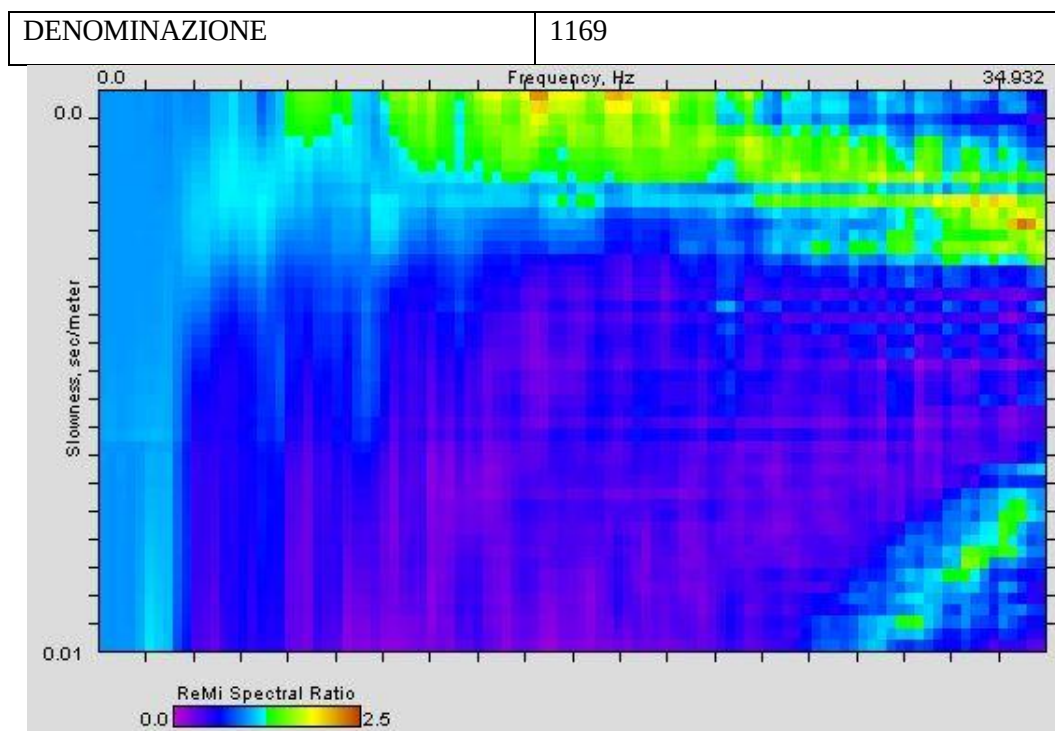
DENOMINAZIONE

CO-10



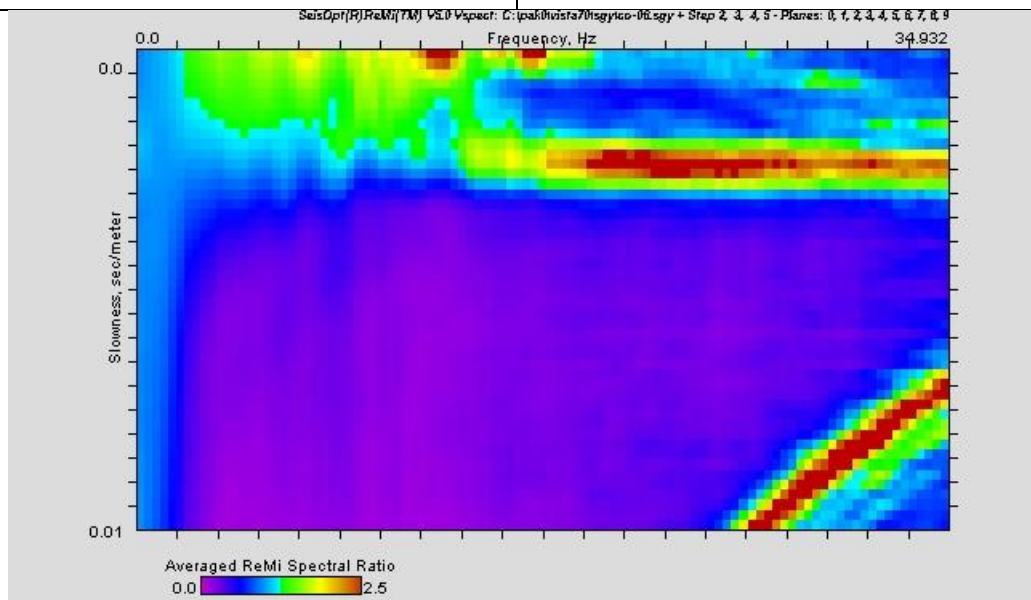




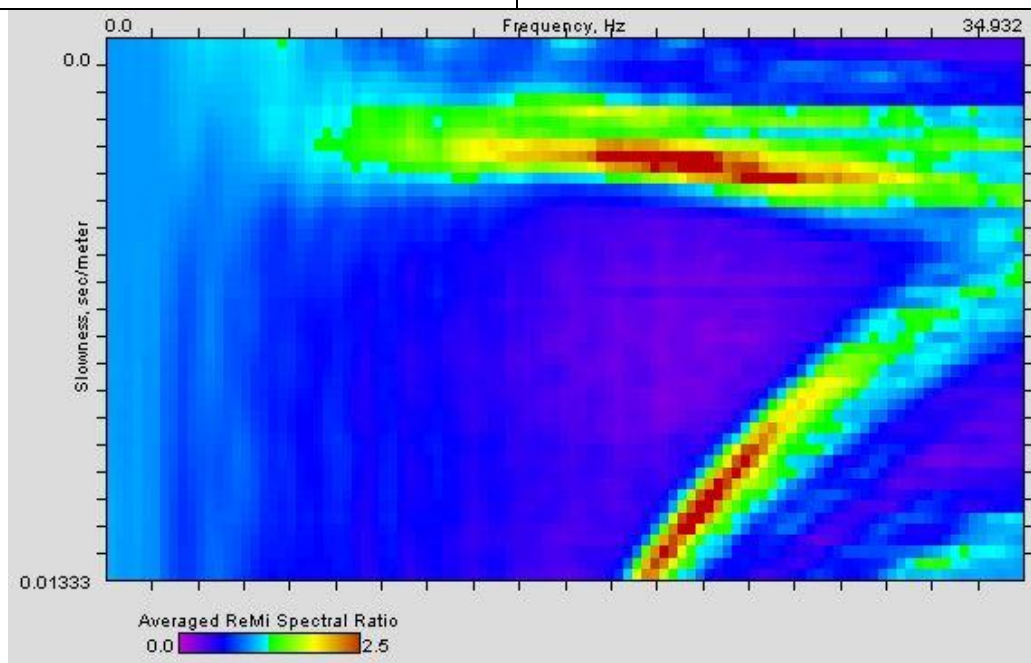


SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ SUPERIORE DEL FIUME MESCHIO

DENOMINAZIONE	CO-06
---------------	-------

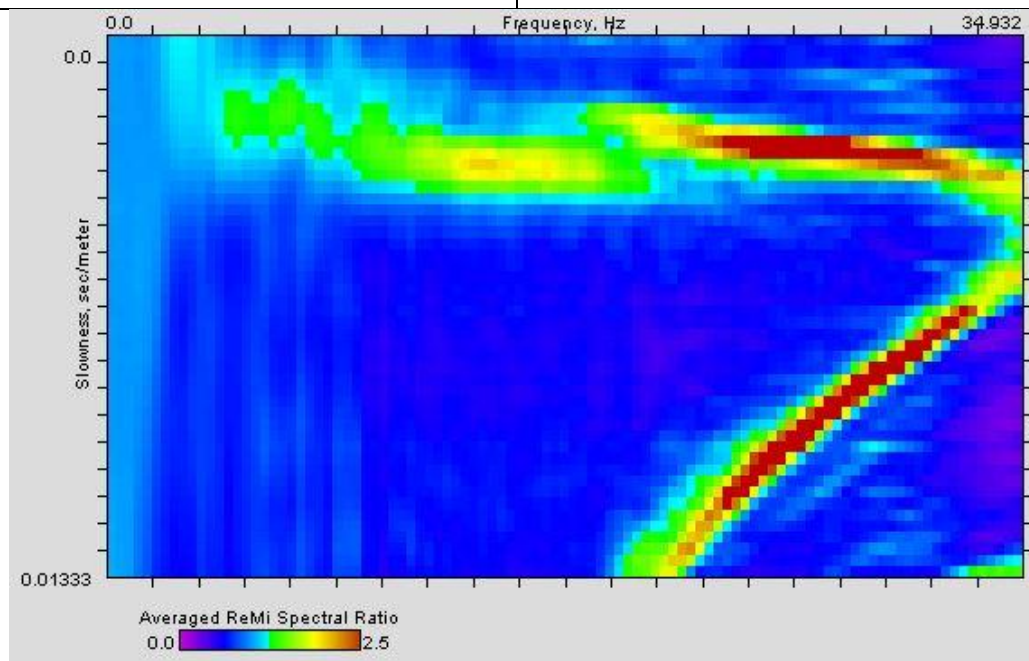


DENOMINAZIONE	1015
---------------	------

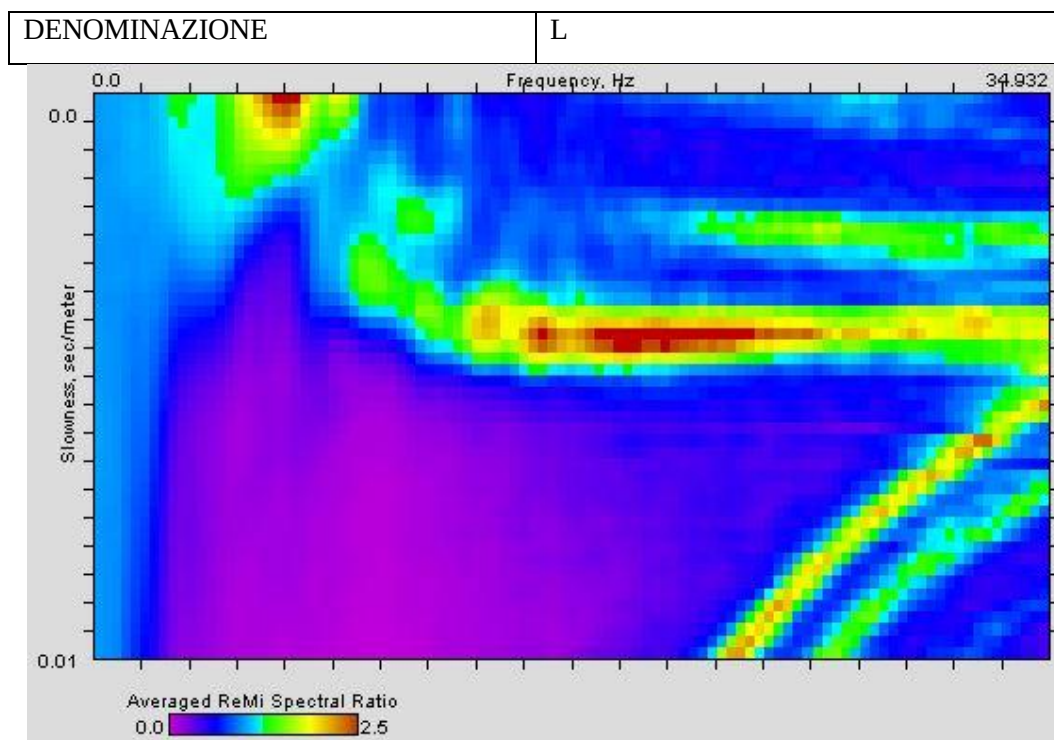
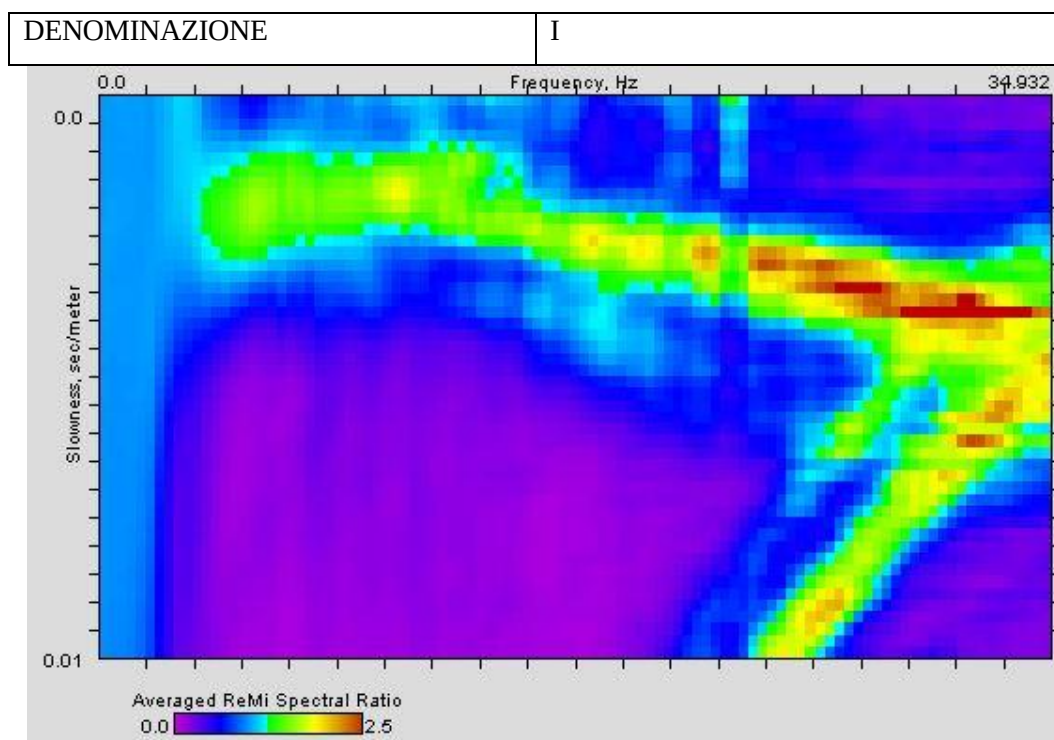


DENOMINAZIONE

1018

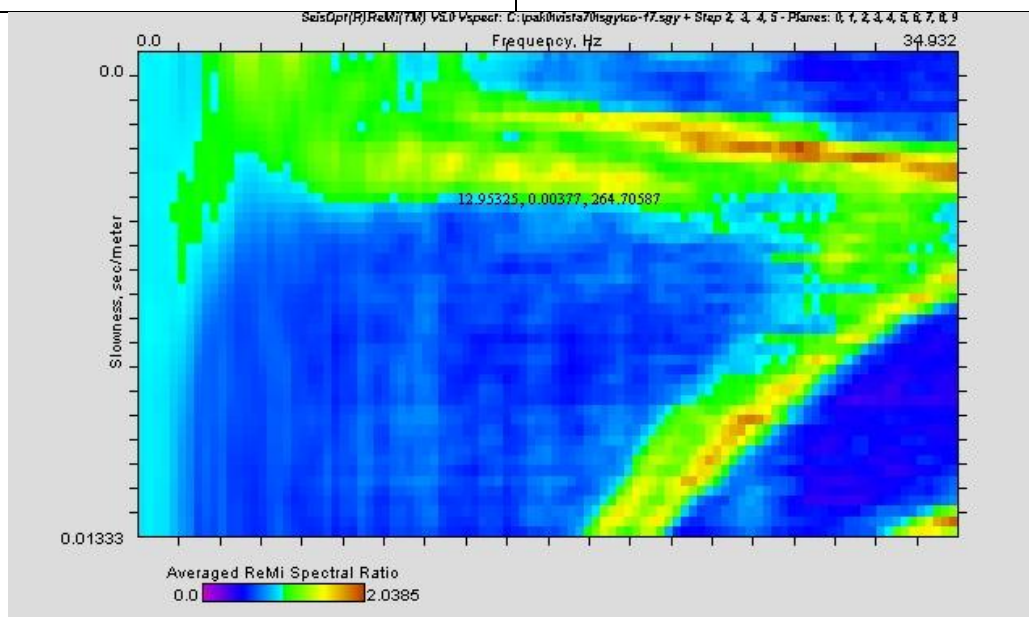


SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL'UNITÀ DI TRANSIZIONE DEL
FIUME MESCHIO



DENOMINAZIONE

CO-17

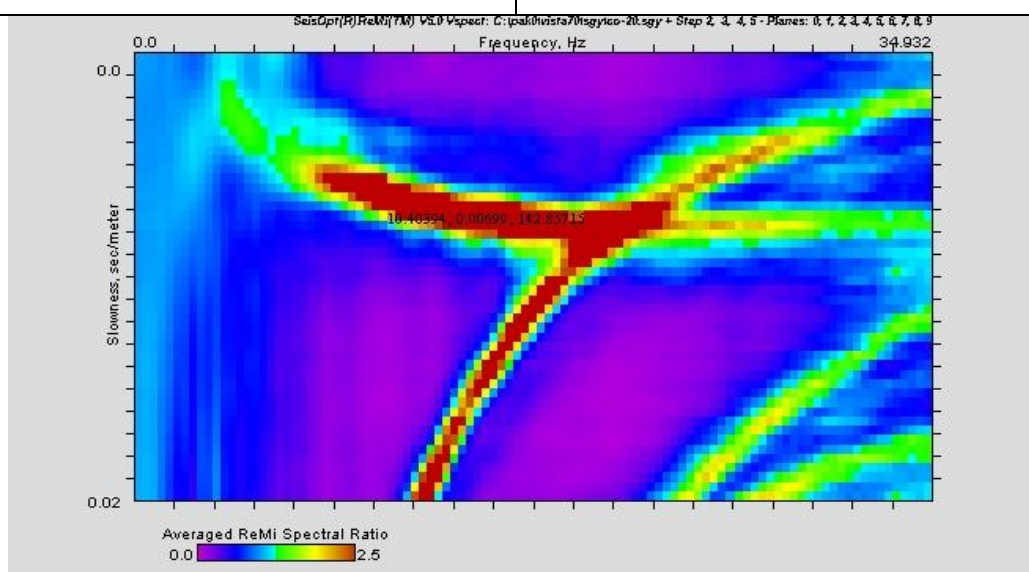


SPETTRI ReMi APPARTENENTI ALL' UNITÀ DELLA MEDIA PIANURA
DEL CONOIDE CERVADA-MESCHIO

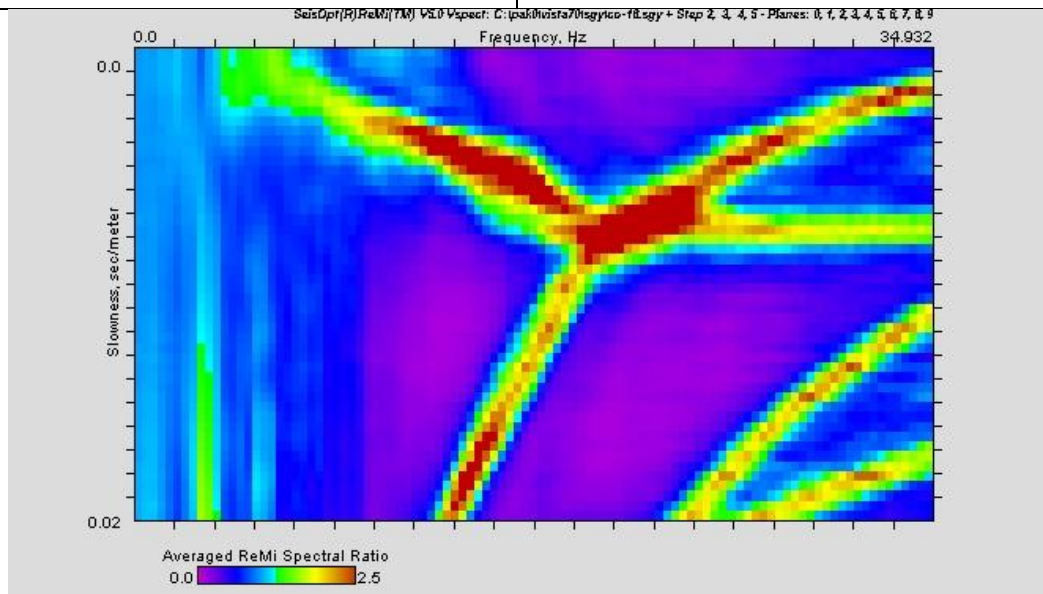
SUB-UNITÀ 1

DENOMINAZIONE

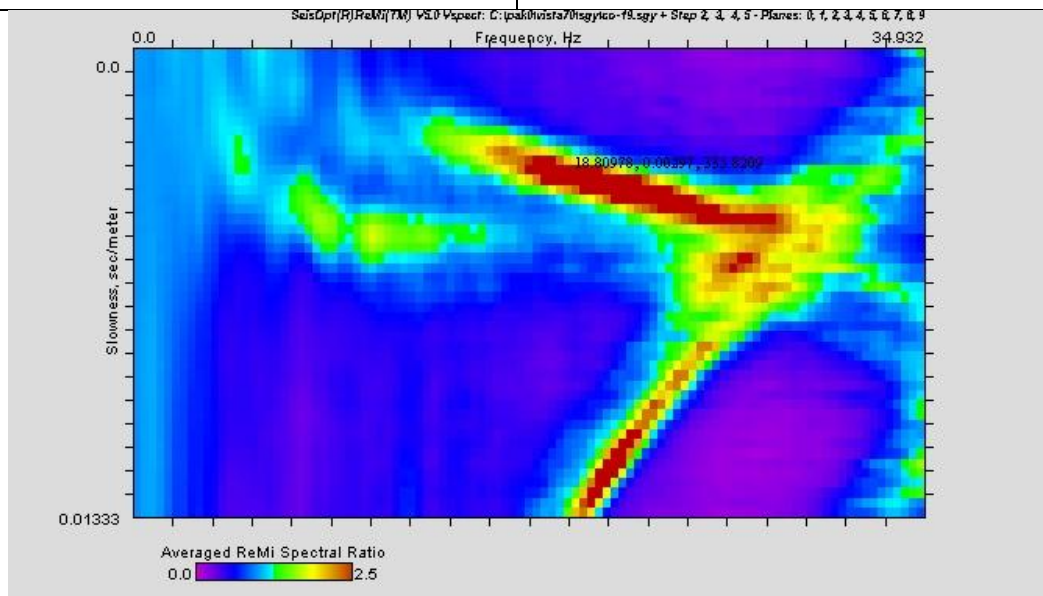
CO-20



DENOMINAZIONE	CO-18
---------------	-------

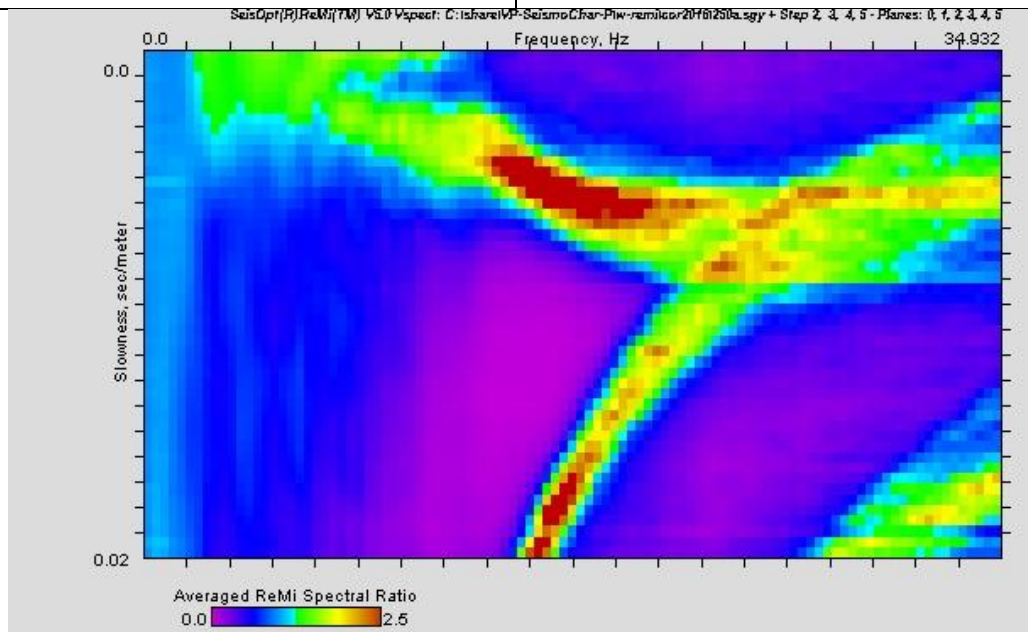


DENOMINAZIONE	CO-19
---------------	-------



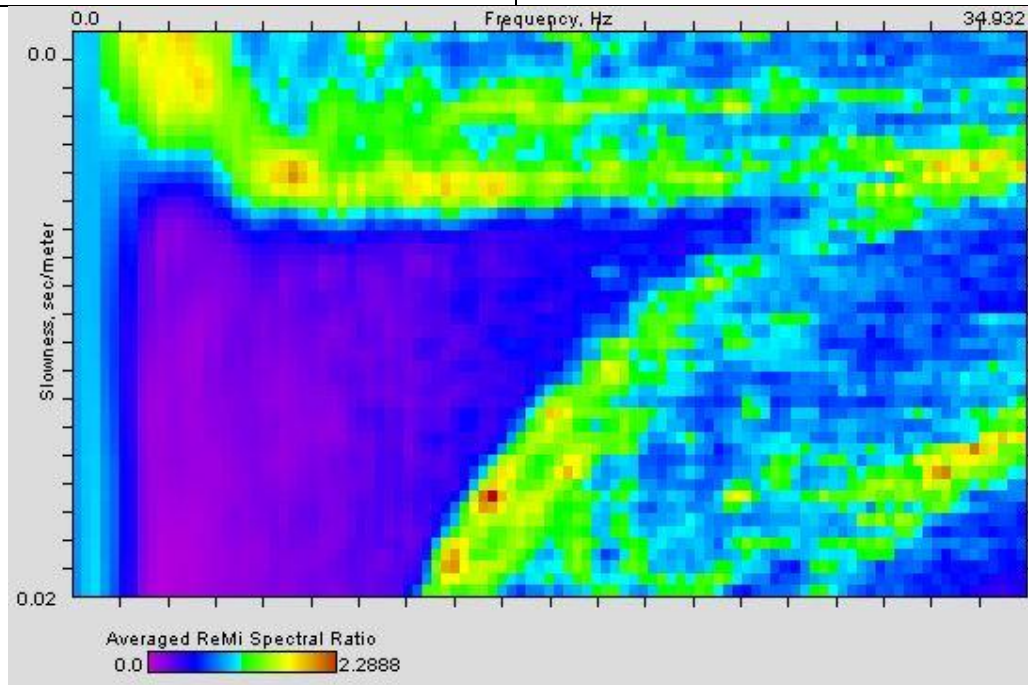
DENOMINAZIONE

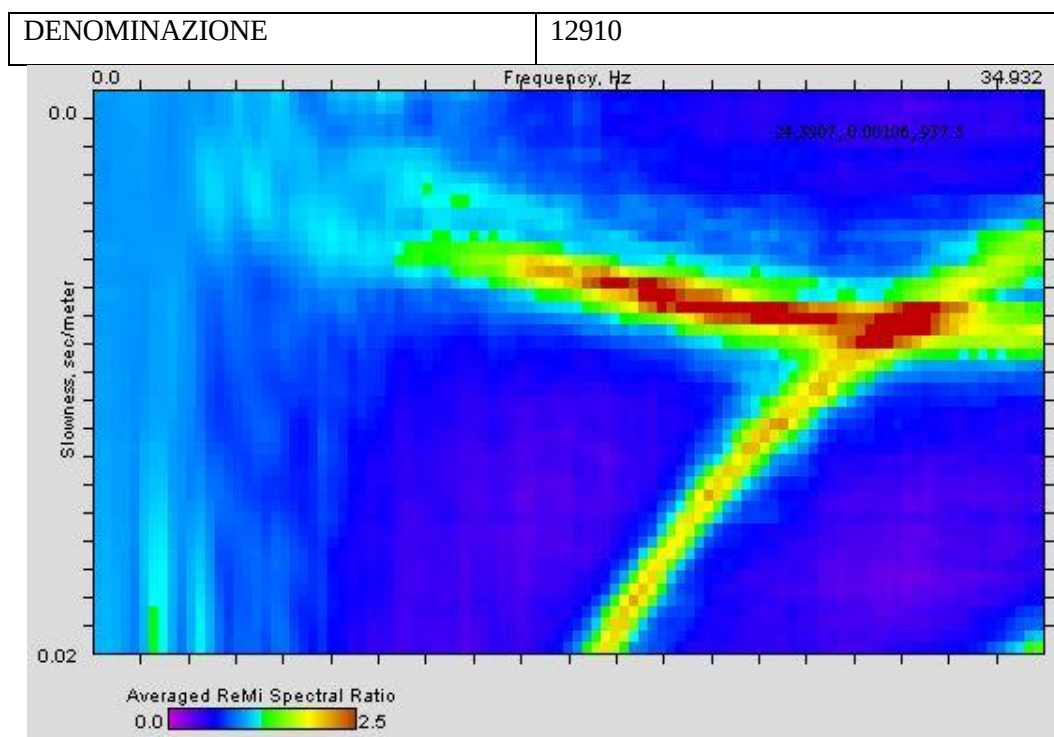
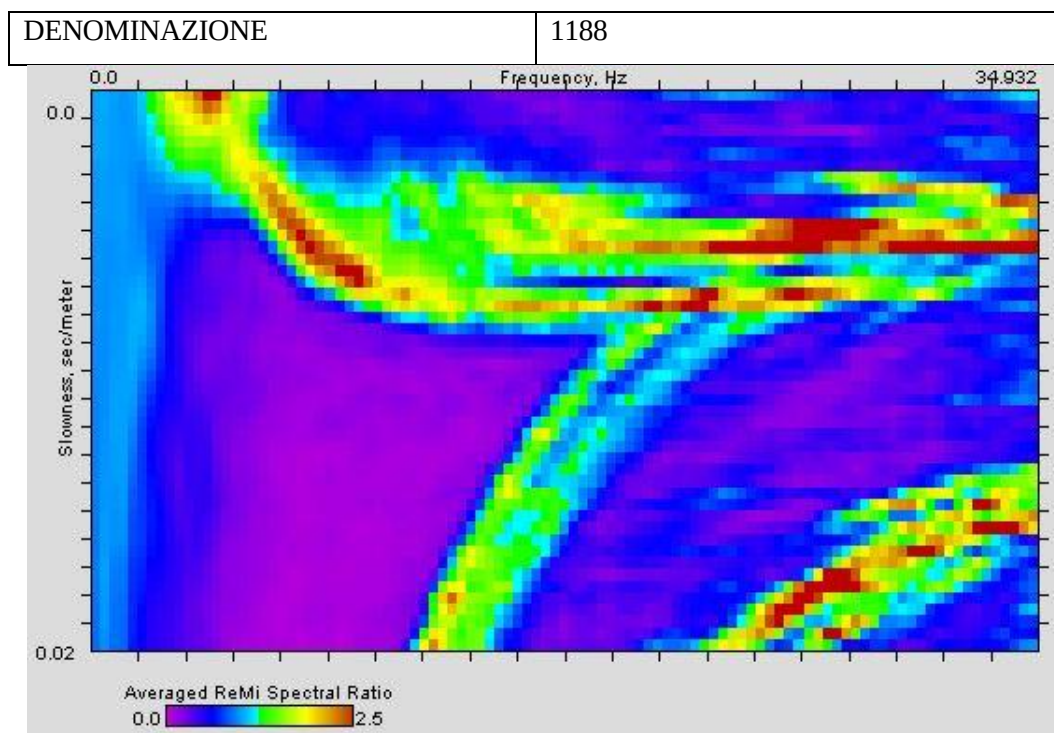
CO-30



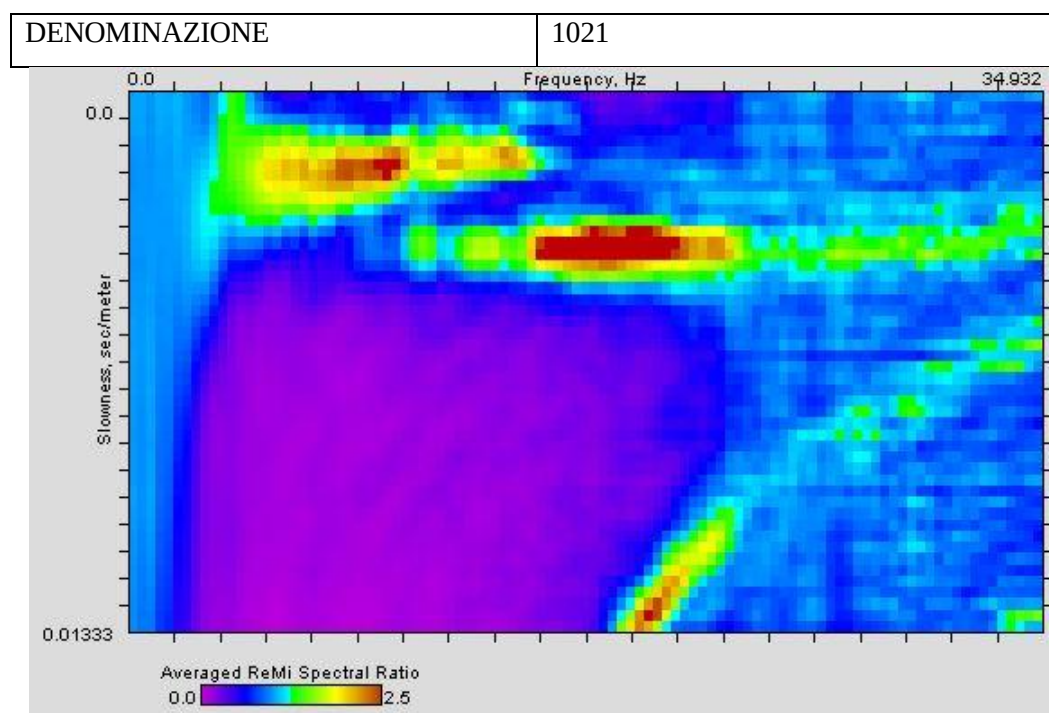
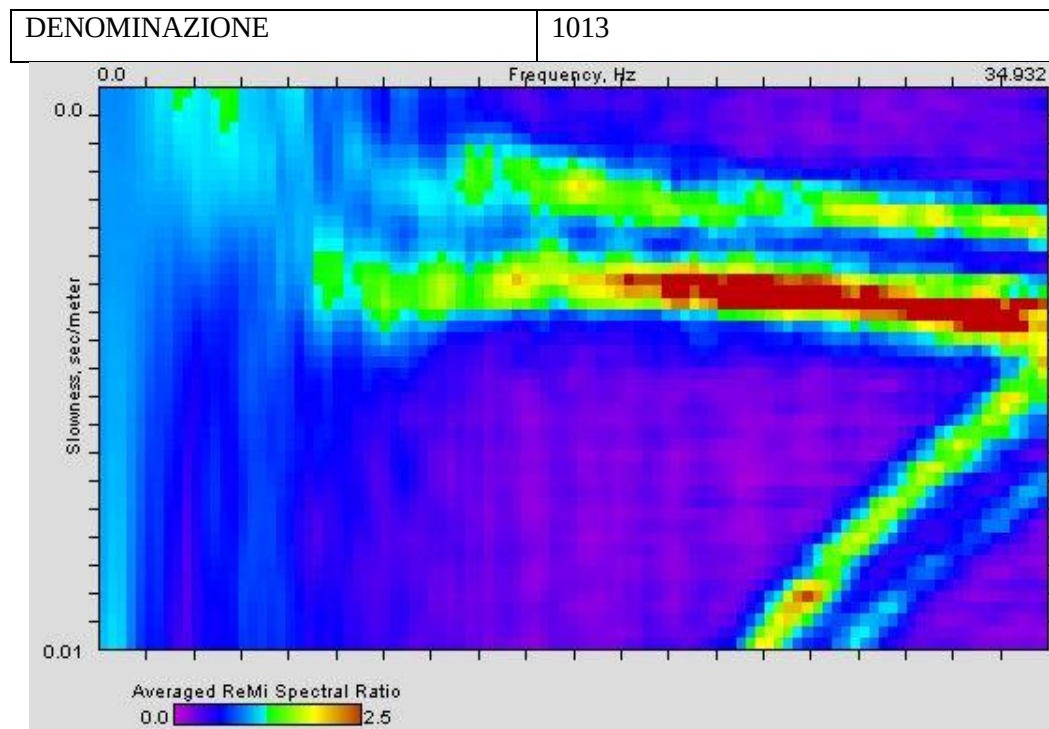
DENOMINAZIONE

1186

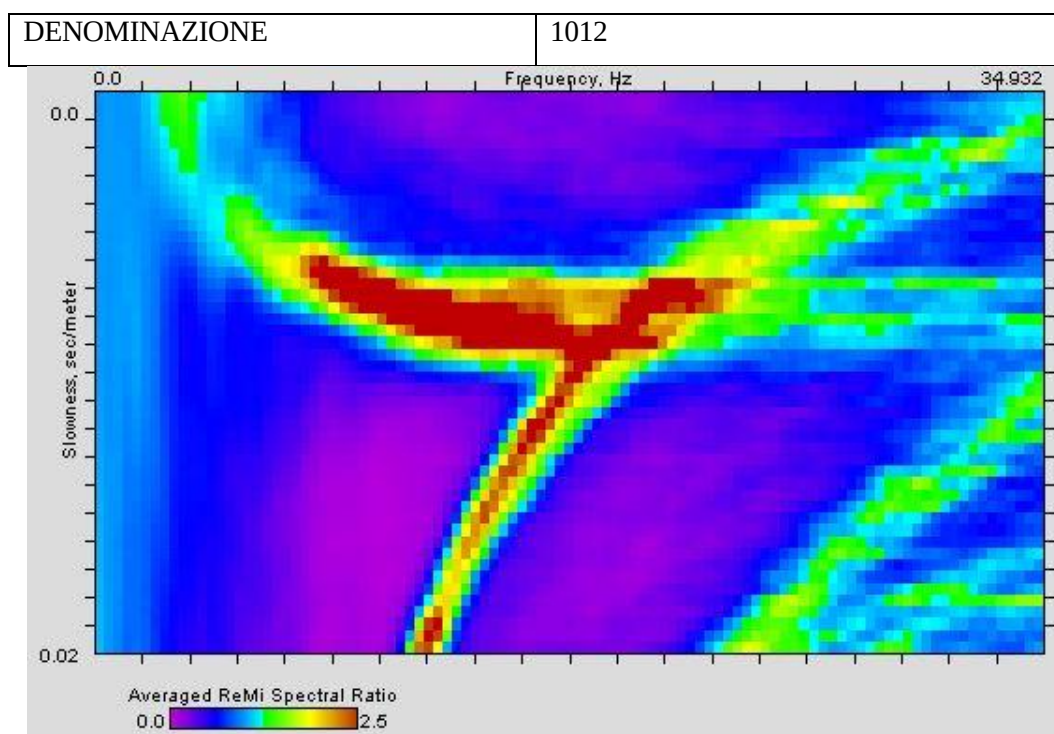
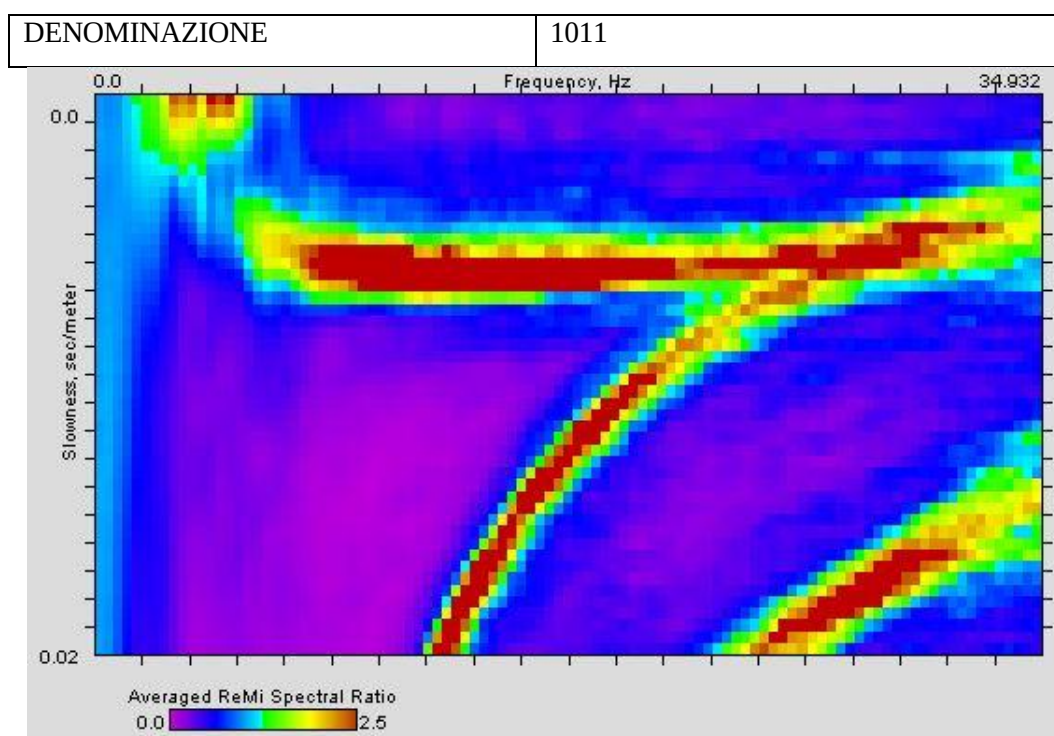




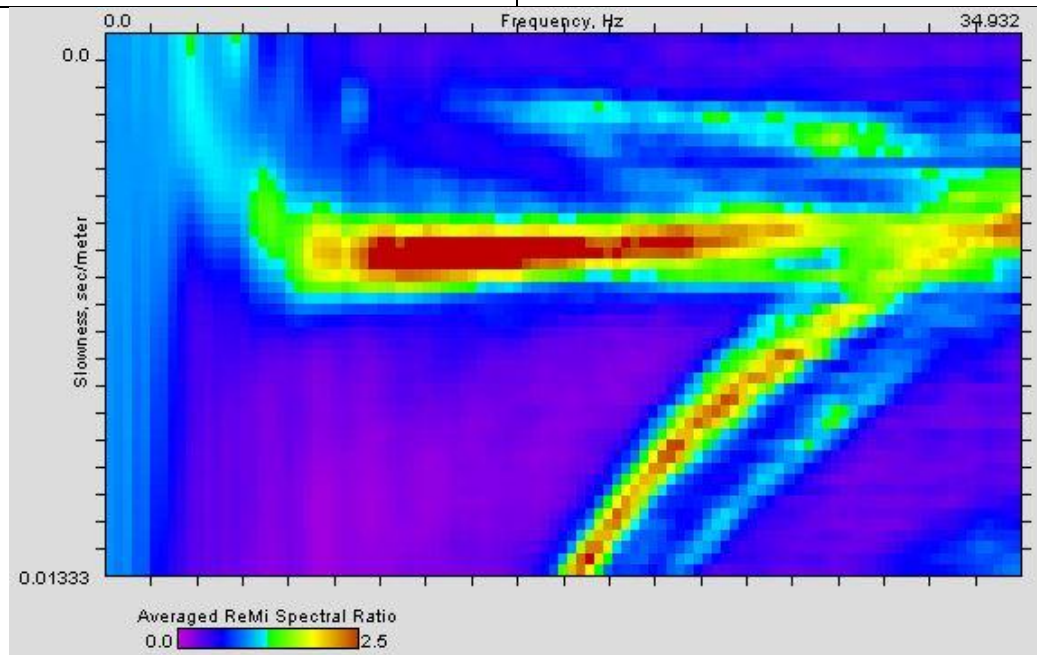
SUB-UNITÀ 2



SUB-UNITÀ 3



DENOMINAZIONE	1014
---------------	------



APPENDICE E

LA MICROZONAZIONE SISMICA

INTRODUZIONE

Per capire come le rocce rispondano alle sollecitazioni geodinamiche possiamo far riferimento al modello elastico: in base ad esso, un corpo roccioso, sottoposto ad uno sforzo, risponde deformandosi elasticamente. Al cessare dello sforzo, il processo di deformazione s'interrompe e il corpo restituisce quasi istantaneamente l'energia accumulata (fatta eccezione per una frazione dissipata sotto forma di calore), andando a riprendere la forma iniziale.

Oltre un certo limite, cioè quando viene superato il valore massimo, o limite di elasticità, il corpo roccioso non risponde più in maniera elastica. Si rompe invece lungo un piano di faglia di nuova formazione, o di riattivazione, rispondendo in modo rigido: i due blocchi si spostano l'uno rispetto all'altro, mentre ciascuno di essi tende a recuperare la forma originaria.

L'energia accumulata durante la deformazione elastica è restituita sotto forma di rimbalzo e si propaga in tutte le direzioni per mezzo di onde sismiche. Ciò si traduce in una perturbazione dello stato di quiete del materiale circostante e la propagazione delle onde sismiche è funzione alle caratteristiche elastiche dei materiali attraversati. L'energia liberata dal sisma determina uno scuotimento della superficie che in linea di massima è inversamente proporzionale alla distanza dall'ipocentro.

Spesso si osserva come la distribuzione dei danni sul territorio sia estremamente eterogenea a parità di vulnerabilità dell'edificio (il terremoto che nello scorso mese di agosto ha colpito Lazio, Umbria e Marche ha messo chiaramente in evidenza questo fatto). La geologia degli strati più superficiali e le caratteristiche geomorfologiche possono infatti accrescere localmente lo scuotimento indotto da un terremoto (Risposta Sismica Locale).

Particolarmente rilevanti sono i cosiddetti effetti di amplificazione, ossia l'insieme delle variazioni in ampiezza, durata e contenuto in frequenza che un moto sismico, rispetto a una formazione rocciosa di base, subisce attraversando gli strati sovrastanti, fino alla superficie. Tali effetti sono causati, essenzialmente,

da un processo di intrappolamento e risonanza dell'energia del terremoto all'interno di un volume di sottosuolo costituito da materiali sedimentari a bassa impedenza sismica posto sopra ad un dominio con più alta impedenza sismica.

Gli edifici e le opere in genere sono collaudate per resistere a forti carichi statici ma solo recentemente si è iniziato a valutarne la risposta a sollecitazioni dinamiche. Con questo si deduce che studiare le modalità di propagazione ed amplificazione delle onde sismiche (APPENDICE B) nel sottosuolo vuol dire prevedere le sollecitazioni che una struttura dovrà sopportare durante un evento sismico.

Ecco perché la pericolosità sismica di un territorio dipende essenzialmente da due fattori:

- PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE, legata alle caratteristiche sismiche dell'area, ovvero dalle sorgenti sismiche e dalla loro distanza, dall'energia potenzialmente liberata e dal tempo di ritorno dei terremoti;
- PERICOLOSITÀ SISMICA LOCALE, dipendente dalle caratteristiche geologiche e morfologiche del territorio, poiché alcuni depositi e particolari forme (i.e. scarpate, cocuzzoli, impluvi, etc) o possono influire sulla propagazione delle onde sismiche in superficie e dar luogo a “effetti di sito” o “effetti locali”, quali fenomeni di amplificazione o di instabilità dei terreni.

La prima componente viene valutata attraverso lo studio degli eventi sismici del passato e la misura dei terremoti attuali, attraverso la rete sismica nazionale.

Gli studi degli effetti di sito, utili per la pianificazione urbanistica e per la localizzazione di strutture strategiche, vengono invece condotti a livello locale, al fine di individuare le aree in cui, in presenza di eventi sismici, possono verificarsi effetti locali (Microzonazione Sismica del territorio comunale). Per un'efficace azione di prevenzione, in materia di rischio sismico, è necessario tener conto non solo, quindi, della zonazione sismica nazionale, ma anche di eventuali sfavorevoli condizioni locali, a scala intra-comunale.

NORME PER LA MICROZONAZIONE SISMICA

La norma (Commissione tecnica per la microzonazione sismica, 2015) definisce lo studio di Microzonazione Sismica (MS) come lo strumento funzionale a valutare la pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. Lo scopo della MS è quello di riconoscere, ad una scala sufficientemente grande (scala comunale), le condizioni locali che possono modificare le caratteristiche del moto sismico atteso, o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti di infrastrutture ed edifici.

In pratica, la MS individua e delimita le aree a differente pericolosità sismica, attraverso le diverse microzone caratterizzate. Vengono così stabilite per esse delle gerarchie di pericolosità, indispensabili per la progettazione e pianificazione d'opportuni interventi in loco, atti alla riduzione del rischio sismico e agli interventi di emergenza.

La MS prevede tre diversi livelli di approfondimento, in ordine crescente, che stabiliscono altrettante gerarchie di pericolosità, necessarie ai fini della riduzione del rischio sismico. I contenuti e la complessità delle indagini dipendono dai livelli di approfondimento che si vogliono raggiungere, a cui naturalmente corrispondono risorse diverse, sia di ordine economico che tecnico, da mettere in campo.

- Livello 1: raccolta dei dati pregressi: rilievi geologici, geomorfologici e geologico-tecnici, sondaggi e indagini geofisiche. Nel caso della Regione del Veneto, viene progettato in sede di PAT (Piano di Assetto Territoriale) e consente di distinguere le parti del territorio in microzone qualitative di pericolosità sismica, realizzando come prodotto finale la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS).

In sede di studio di MS di Primo Livello sono realizzati anche i seguenti prodotti cartografici:

- la Carta delle Indagini, nella quale sono ubicate e distinte per tipologia tutte le indagini puntuali e lineari disponibili pregresse;

può essere aggiornata nei livelli successivi, nell'eventualità si rendessero necessarie nuove indagini;

- la Carta Geologico Tecnica, nella quale sono riportate tutte le informazioni di base (geologia, geomorfologia, geotecnica e idrogeologia) necessarie alla definizione del modello di sottosuolo.
- Livello 2: viene realizzato nella Regione del Veneto in sede di PI (Piano degli Interventi), in tutte le parti del territorio suscettibili di amplificazione sismica, individuati nella CMOPS, e per le quali si prevedono delle trasformazioni urbanistiche o l'incremento di carichi nel territorio e nel centro abitato in senso stretto. Si redige la Carta di Microzonazione Sismica (MS), che individua le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazioni locali e le zone di deformazione permanente, caratterizzate da parametri quantitativi (spostamenti e aree d'accumulo per frana, calcolo dell'indice del potenziale di liquefazione).

L'obiettivo di questo secondo livello è di: a) compensare le incertezze del precedente, mediante approfondimenti conoscitivi e nuove indagini ; b) fornire quantificazioni numeriche tramite metodi sperimentali (abachi e leggi empiriche) della modificazione locale del moto sismico in superficie e dei fenomeni di deformazione permanente.

- Livello 3: viene individuato in sede di PI; si applica a zone stabili suscettibili di amplificazione locale, nei casi di situazioni geologiche e geotecniche complesse, e nelle zone suscettibili di instabilità gravose per complessità del fenomeno e/o diffusione areale, come cedimenti, liquefazione e faglie attive e capaci (FAC). Si realizza in tal modo la Carta di Microzonazione Sismica con approfondimenti di Terzo Livello.

Il terzo livello, naturalmente, richiede un impegno consistente di risorse economiche e tecniche, impegno giustificato, ad esempio, in una fase di ricostruzione post-terremoto, ma anche, in fase preventiva, nelle aree a più elevato rischio sismico.

Per i livelli 2 e 3, nella Carta delle Indagini (CI) saranno indicate:

- la localizzazione delle indagini pregresse;
- la localizzazione e il tipo delle nuove indagini poste in essere per la definizione dei livelli di approfondimento.

Nella tabella seguente, vengono riassunte le metodologie e le indagini più frequentemente utilizzate per gli studi dei diversi livelli.

Livelli di MS	Metodi	Indagini	Carte Prodotte
1° livello, di tipo quantitativo	Raccolta dei dati Analisi dei dati Analisi topografica Redazione carte	Carte tematiche del territorio Prove geofisiche, geognostiche e geotecniche <i>in situ</i> e in laboratorio	Carta delle Indagini Carta geologico-tecnica Carta MOPS
2° livello, di tipo semi-quantitativo	Metodi semplificati (abachi)	Geognostiche Topografiche Geofisiche	Modificazione della carta delle indagini Carta di MS Carta delle frequenze fondamentali di vibrazione Carta di pericolosità sismica (Linee Guida Regionali)
3° livello, di tipo quantitativo	Analisi RSL attraverso la geofisica	Geognostiche Geofisiche	Carta di MS con approfondimenti

RISPOSTA SISMICA LOCALE

L'amplificazione sismica è lo studio di base per la Risposta Sismica Locale (RSL) negli studi di MS, e la sua valutazione avviene in termini di variazione di

ampiezze massime; ma, in tali termini, è poco significativo come risultato, in quanto il terreno attenua e assorbe l'energia delle onde sismiche che si allontanano dalla sorgente .

È più conveniente rappresentare la RSL, in termini di funzione di trasferimento $S(f)$, che corrisponde al rapporto tra lo spettro di Fourier del moto alla superficie del terreno a_s e quello dell'analoga componente in corrispondenza del basamento roccioso a_b :

$$S(f) = \frac{a_s(f)}{a_b(f)}$$

La funzione di amplificazione è significativa: indica quali componenti del moto sismico sono state amplificate, quali sono state smorzate e in quale rapporto (Crespellani, 2003-2004).

Pertanto, l'insieme delle modifiche apportate al moto sismico dalle particolari caratteristiche del sito, costituisce il problema della risposta sismica locale e, quindi, della individuazione degli effetti locali, tra i quali gli effetti cosismici (fratture, frane, liquefazione, ecc) e la doppia risonanza terreno-struttura.

Ma non sono solo le condizioni locali a determinare il moto sismico in superficie: a tali modifiche concorrono anche la sorgente e il percorso di propagazione delle onde sismiche (Figura 4). La prima concorrerà attraverso le caratteristiche di profondità, lunghezza della frattura generata ed energia rilasciata. La seconda è funzione dei mezzi stratificati ed eterogenei del sottosuolo che causano perdite di energia delle onde sismiche, come accennato precedentemente.

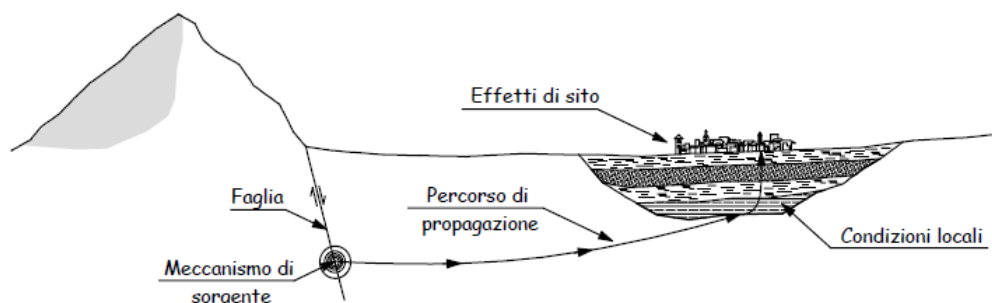


Figura 4. Schematizzazione dei fenomeni che determinano il moto sismico in superficie, in corrispondenza di un sito.

Effettuare un'analisi di risposta sismica locale equivale, in termini pratici, a quantificare e confrontare i parametri e le funzioni caratteristiche dello scuotimento sismico in superficie, nel dominio del tempo o delle frequenze, con quelli relativi alla roccia di base o affiorante e, quindi identificare l'amplificazione sismica in funzione alle condizioni locali e gli eventuali effetti di sito.

BIBLIOGRAFIA

- Bondesan A., Busoni S. (a cura di), 2015. *Geomorfologia della Provincia di Treviso*. Università degli Studi di Padova.
- Bondesan A., Busoni S. e Preto N., 2013. *Carta geologica della provincia di Treviso*. Sezione 085010 - Cappella Maggiore-085020 Sacile Ovest, scala 1:10.000.
- Bottacchi M. C., Mantovani F. 2007. *Principi di fisica per la geoelettrica*.
- Bramerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M., Gruppo di lavoro MS, 2008. *Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica*. Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome -- Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 3 vol. e Dvd.
- Cigalla A., 2009-2010. *Amplificazione sismica locale, analisi comparative con codici di calcolo mono e bidimensionali*. Tesi di laurea specialistica in Scienze geologiche. Università degli Studi di Parma.
- Commissione tecnica per la microzonazione sismica, *Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da Faglie Attive e Capaci (FAC)*, Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della Protezione Civile, Roma, 2015, versione 1.0.
- Comune di Cordignano, 2015. *Studio di Microzonazione Sismica di Primo, Secondo e Terzo Livello*. Relazione illustrativa.
- Comune di Godega di Sant'Urbano, 1993. *Cartografia geologica*. Relazione illustrativa.
- Comune di San Fior, 2008. *P.A.T – Quadro conoscitivo*. Relazione geologica e di compatibilità sismica.
- Comune di Sarmede, 2015. *Studio di Microzonazione Sismica di Primo Livello*. Relazione illustrativa.
- Crespellani T., 2003-2004. *Effetti sismici locali applicazione: risposta sismica locale a città di Castello*. Appunti dalle lezioni. Università degli Studi di Firenze.
- Geosecgroup, 2011. *Il metodo della tomografia di resistività elettrica*. Quaderni del consolidamento del terreno con resine espandenti.

Geostudi Aster and Multi-Phase Technologies, 2006. *ERTLab solver 3d electrical resistivity tomography inversion software*. User manual.

Optim Inc, 2008. *User's manual SeisOpt ReMi. Software and data solution*. Version 5.0. USA.

Park et al., 1999. *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics, Volume 64, No. 3, May-June 1999.

Sicher F., 2011-2012. *Caratterizzazione non invasiva delle dinamiche idrologiche dei suoli in presenza di irrigazione e traspirazione*. Tesi di laurea specialistica in Geologia e Geologia Tecnica. Università degli Studi di Padova.

Stephenson W. J., Louie J. N., Pullammanappallil S., Williams R. A. and Odum J. K., *Blind Shear-Wave Velocity Comparison of ReMi and MASW Results with Boreholes to 200 m in Santa Clara Valley: Implications for Earthquake Ground-Motion Assessment*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 95, No. 6, pp. 2506–2516, December 2005.

Stokoe et al., 1994. *Characterization of Geotechnical Sites by SASW Method*. In R. Woods (ed.), *Geophysical Characterization of Sites*. International Science, New York.

Vitturi A. (a cura di), 2012. *Atlante geologico della Provincia di Venezia*. Note illustrative.

SITOGRAFIA

<http://www.isprambiente.gov.it/it/progetti/suolo-e-territorio-1/ithaca-catalogo-delle-faglie-capaci>

<http://www.ingv.it/it>