



# Indice

1. Introduzione.....	7
2. L'area di Caldes e le zone circostanti.....	8
2.1- Posizione ed inquadramento geografico.....	8
2.2- Assetto geologico.....	12
2.3- Assetto strutturale.....	13
2.4- Stratigrafia.....	15
2.4.1- Il basamento.....	15
2.4.2- Depositi Plio-Quaternari.....	15
3. La Microzonazione Sismica.....	20
3.1- Carta della microzonazione sismica di primo livello del Trentino.....	22
3.2- Il monitoraggio sismico nell'area trentina.....	23
4. I metodi utilizzati.....	25
4.1- Metodi geoelettrici.....	25
4.1.1- Configurazione elettrodica.....	27
4.1.2- Sondaggio Elettrico Verticale: SEV.....	28
4.1.3- Tomografia di Resistività Elettrica: ERT.....	30
4.2- Metodi geosismici.....	31
4.2.1- Moti delle particelle e fasi.....	32
4.2.2- Moduli elastici dei mezzi attraversati.....	33
5. Risposta sismica del terreno.....	35
5.1- Terremoti ed onde sismiche.....	38
5.1.1- Procedure e strumentazioni di indagine geosismica.....	44
5.2- Metodi diretti di misurazione della $V_s$ .....	47

5.2.1- Sismica a rifrazione e riflessione.....	48
5.3- Metodi indiretti per la misurazione di $V_s$ .....	49
5.3.1- Caratteristiche della propagazione delle onde di superficie.....	49
5.4- Analisi spettrale.....	51
5.5- Teoria dell'inversione.....	52
5.6- Analisi delle onde di Rayleigh.....	53
6. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW).....	58
6.1- Procedure di acquisizione dei dati.....	58
6.2- Estrazione della curva di dispersione.....	61
6.3- Profilo della velocità: l'inversione.....	63
7. Esecuzione delle indagini geofisiche a Caldes.....	64
7.1- Elaborazione e risultati.....	67
7.1.1- MASW.....	67
7.1.2- ERT.....	68
7.1.3- HVSR.....	70
8. I sondaggi e le analisi geotecniche.....	73
8.1- Modellizzazione.....	80
9. Interpretazione delle prove geofisiche.....	81
10. Le indagini geognostiche di Castel Caldes.....	85
10.1- Proprietà dinamiche dei suoli.....	87
10.1.1- Il rapporto tensione-deformazione nei suoli caricati ciclicamente.....	87
10.1.2- Il modello equivalente lineare.....	88
10.1.3- Il modulo di taglio ( $G$ ).....	89

10.1.4- Il rapporto di smorzamento ( <i>D</i> ).....	91
10.1.5- Parametri d'influenza su <i>G</i> e <i>D</i> .....	92
11. Prove di laboratorio.....	94
11.1 Prove di colonna risonante (RC).....	96
11.2 Prove di taglio torsionale ciclico (TTC).....	99
11.3 Procedure sperimentali.....	99
12. Elaborazione dei risultati delle prove RC e TTC.....	103
13. La Risposta Sismica Locale.....	108
13.1 Modellazione numerica: approccio monodimensionale.....	109
13.2 Elaborazioni con EERA e REXEL.....	113
13.3 Risultati della modellazione numerica.....	115
14. Conclusioni.....	119
Appendice (A): Software utilizzati.....	121
(A)1. ProfileR.....	121
(A)2. Surfer.....	122
(A)3. SWAMI.....	122
(A)4. SeisImager.....	123
(A)5. Grilla (Micromed S.p.a.).....	124

(A)6. REXEL.....125

(A)7. EERA.....127

Bibliografia.....128

Allegato 1: Carta di primo livello della Microzonazione Sismica del Trentino

Allegato 2: Dati ed elaborazioni MASW



# 1. Introduzione

Durante gli ultimi decenni si è assistito ad un'evoluzione delle attività di ricerca in geotecnica orientate allo studio per la sicurezza nei confronti dei rischi naturali. Rispetto all'analisi di un problema di progetto o di verifica di un manufatto, lo studio di una potenziale catastrofe naturale come un terremoto o un movimento franoso, richiede al geologo così come all'ingegnere geotecnico di affrontare difficoltà e problematiche proporzionali alla variabilità delle cause scatenanti, all'estensione dei volumi di sottosuolo coinvolti, alla complessità dei fenomeni meccanici da analizzare e al grado di esposizione delle comunità soggette al rischio studiato. Dal punto di vista tecnico-scientifico lo studio dei terremoti equivale a quantificare il livello di rischio sismico ( $R$ ) di un qualunque sistema mediante la valutazione della pericolosità sismica regionale ( $H$ , da *hazard*), della vulnerabilità ( $V$ ) del sistema costituito dal terreno più le strutture e le fondazioni, e del grado di esposizione ( $E$ ) della comunità interessata. Pertanto il rischio sismico si può definire come il prodotto simbolico:

$$R = H \cdot V \cdot E$$

Una componente essenziale del fattore di vulnerabilità ( $V$ ) è definita dalla Risposta Sismica Locale, ossia dalla variabilità del moto sismico in fase di affioramento in superficie in relazione alle proprietà dei depositi di terreno attraversati. Trattandosi dunque di fenomeni che vedono coinvolti mezzi geologici naturali, è di fondamentale importanza, in fase preliminare, conoscere il più possibile le caratteristiche litologiche, strutturali e geomeccaniche dei terreni coinvolti (Lanzo e Silvestri, 1999).

Lo studio del sottosuolo con l'indagine geofisica permette l'osservazione e la localizzazione di strutture e morfologie sepolte, dedicandosi all'esplorazione indiretta e non invasiva dei mezzi geologici quali rocce e terreni. Le informazioni acquisite da questo tipo di analisi sono rappresentate da grandezze fisiche intrinseche dei mezzi del sistema sottoposto alla prova. Le tecniche sono molteplici ed utilizzate per scopi differenti a seconda della profondità e dei parametri geometrici, meccanici e

strutturali del mezzo da osservare. A loro volta, esse sono suddivise ulteriormente in metodi attivi, in cui il terreno viene dapprima sollecitato artificialmente, ed in metodi passivi, dove viene registrata la risposta del mezzo agli stimoli provenienti dall'ambiente circostante. E' opportuno ricordare come la conoscenza più profonda di un terreno naturale non derivi unicamente da una sua analisi indiretta. I metodi diretti come il campionamento in sito e le prove geotecniche e geomeccaniche dei provini raccolti sono essenziali durante lo studio mirato di un'area. Le prospezioni geofisiche quindi, sono uno strumento molto valido quando si necessita di una prima analisi speditiva di un sito, in modo da poter pianificare ed ottimizzare successivamente una campagna di campionamento.

In questo lavoro, svolto nell'area studio in località Caldes (Tn), verrà descritto come si possa arrivare a risposte comuni nella modellizzazione del sottosuolo utilizzando metodi geofisici quali sismica e geoelettrica e metodi geotecnici come le prove in colonna risonante. Queste ultime sono state eseguite nel Laboratorio di Geotecnica della Provincia Autonoma di Trento così come il campionamento e la preparazione dei provini.

## **2. L'area di Caldes e le zone circostanti**

### **2.1 Posizione ed inquadramento geografico**

Caldes è un comune della Val di Sole, in provincia di Trento, situato nella regione del Trentino Alto Adige, nel nord-est Italia.

E' localizzato alle coordinate  $46^{\circ}22'0''$  N e  $10^{\circ}57'0''$  E, ad un'altitudine di circa 697m s.l.m. e copre un'estensione di territorio di circa  $20\text{km}^2$ .

Caldes include le frazioni di Bordiana, Bozzana, Cassana, Samoclevo, Tozzaga, San Giacomo e confina con le località di Bresimo, Cavizzana, Cis, Cles, Terzolas e Malè; esso dista pochi chilometri da quest'ultima, che corrisponde al centro abitato più esteso della Val di Sole. L'area studio è rappresentata in 2D e 3D nelle figure georeferenziate 2.1 e 2.2.

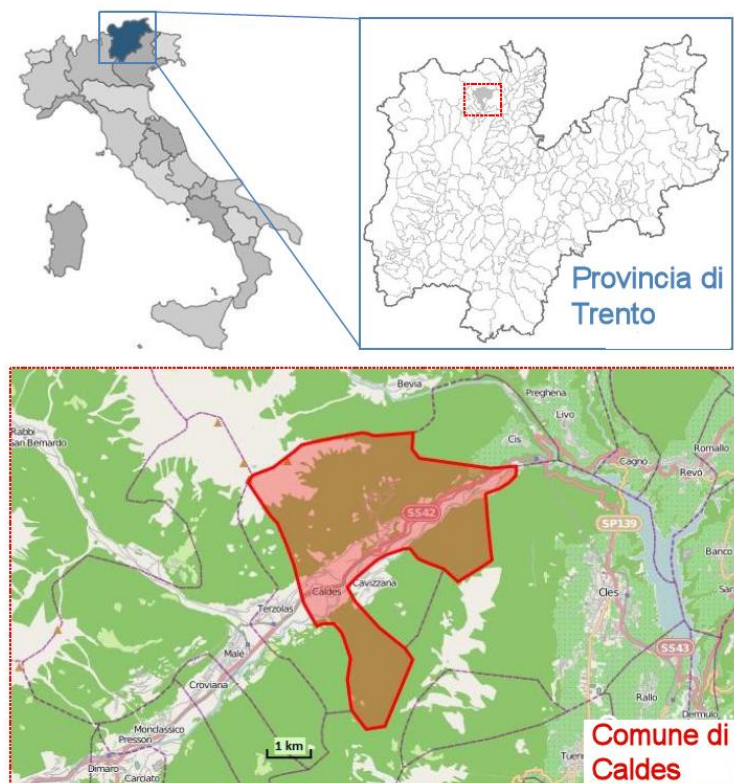


Nella zona comprendente Malè, si possono riconoscere tre gruppi montuosi di rilievo:

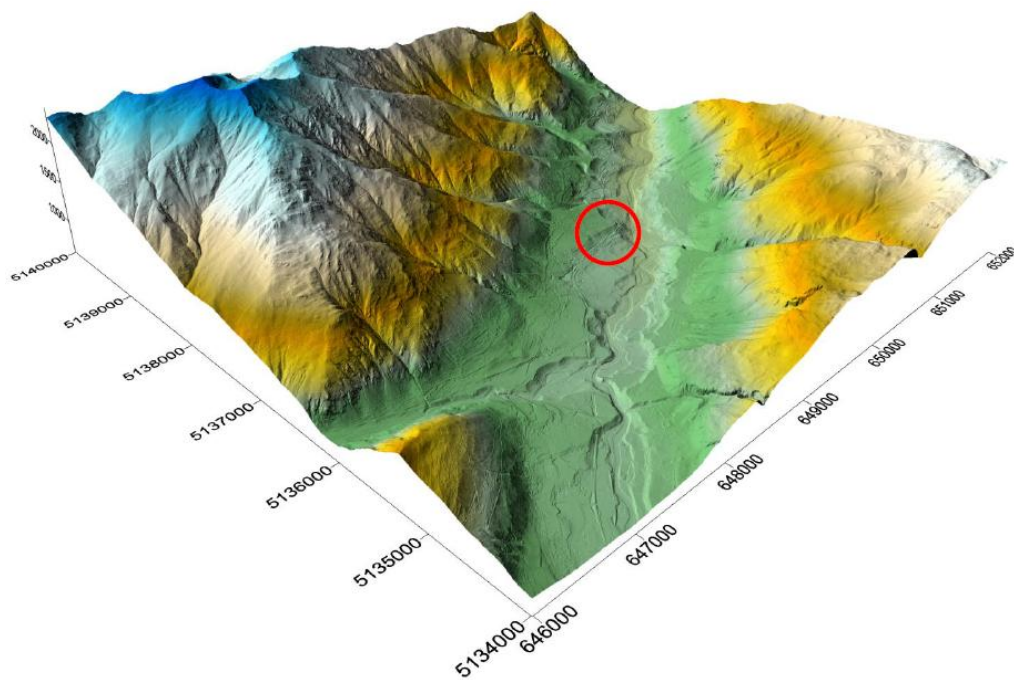
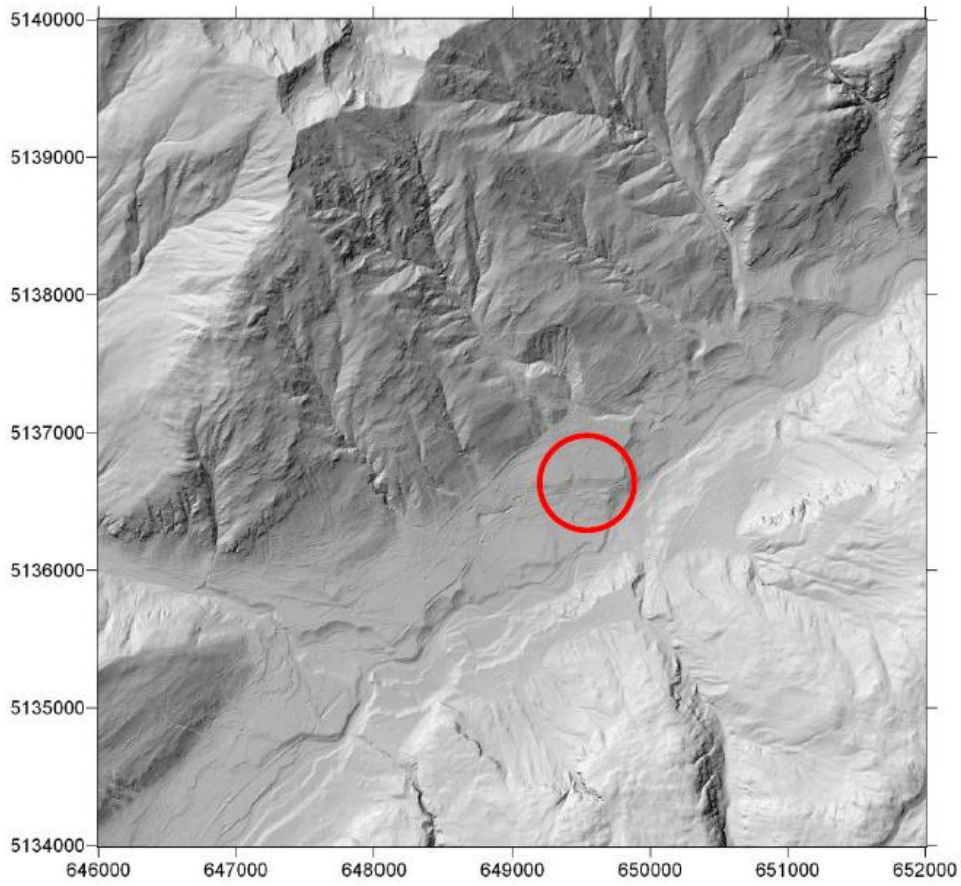
- Gruppo di Cima Mezzana (2845m) a nord
- Gruppo delle Dolomiti del Brenta con la Cima di Pietra Grande (2937m) ad est
- Gruppo Adamello-Presanella con la Cima d'Amola (3260m) a sud-ovest

Queste sono separate da una rete idrografica piuttosto articolata e caratterizzata da due valli principali, entrambe di origine tettonica:

- Val di Sole e la sua estensione al Passo Tonale (Val Vermiglio), con direzione prevalente E-NE, O-SO
- Val Meledrio e la sua estensione in Val Campiglio, con direzione prevalente N-NE, S-SO



*Fig. 2.1- Posizione dell'area studio*



*Fig. 2.2- Localizzazione dell'area in immagini georeferenziate (WGS84)*

Gran parte dei corsi d'acqua della regione appartengono al bacino idrografico del torrente Noce, avente una portata media di  $40\text{m}^3/\text{s}$  (Martin e Zambotti, 2012) e affluente del fiume Adige. Solo i torrenti che scorrono verso sud, oltre lo spartiacque che va da Cima d'Amola a Cima Vagliana, confluiscono nel torrente Sarca di Campiglio e portano le loro acque nel bacino idrografico del Lago di Garda. Il torrente Noce presenta a sua volta due affluenti significativi quali il Noce Bianco, nella Val di Peio, ed il torrente Rabbies in Val di Rabbi. Quest'ultimo raggiunge il torrente Noce nell' area di Malè.

Sono inoltre presenti numerose sorgenti, distribuite prevalentemente lungo le zone di faglia e la loro portata media non supera i  $10\text{-}15\text{l/s}$ . Queste sorgenti sono alimentate da acquiferi superficiali, localizzati nella parte fratturata del substrato o nei depositi di materiale incoerente (Martin e Zambotti, 2012).

L'erosione, ad opera dei ghiacciai di origine Pleistocenica, ha svolto sicuramente un ruolo importante nella modellazione dei versanti e dei fondovalle. Infatti, in molte occasioni, è possibile riconoscere la tipica forma ad "U" propria delle valli di origine glaciale. La Val di Sole, tra le altre menzionate, si distingue per essere quella avente la più rilevante ampiezza di bacino, abbondanza d'acqua e densità di popolazione.

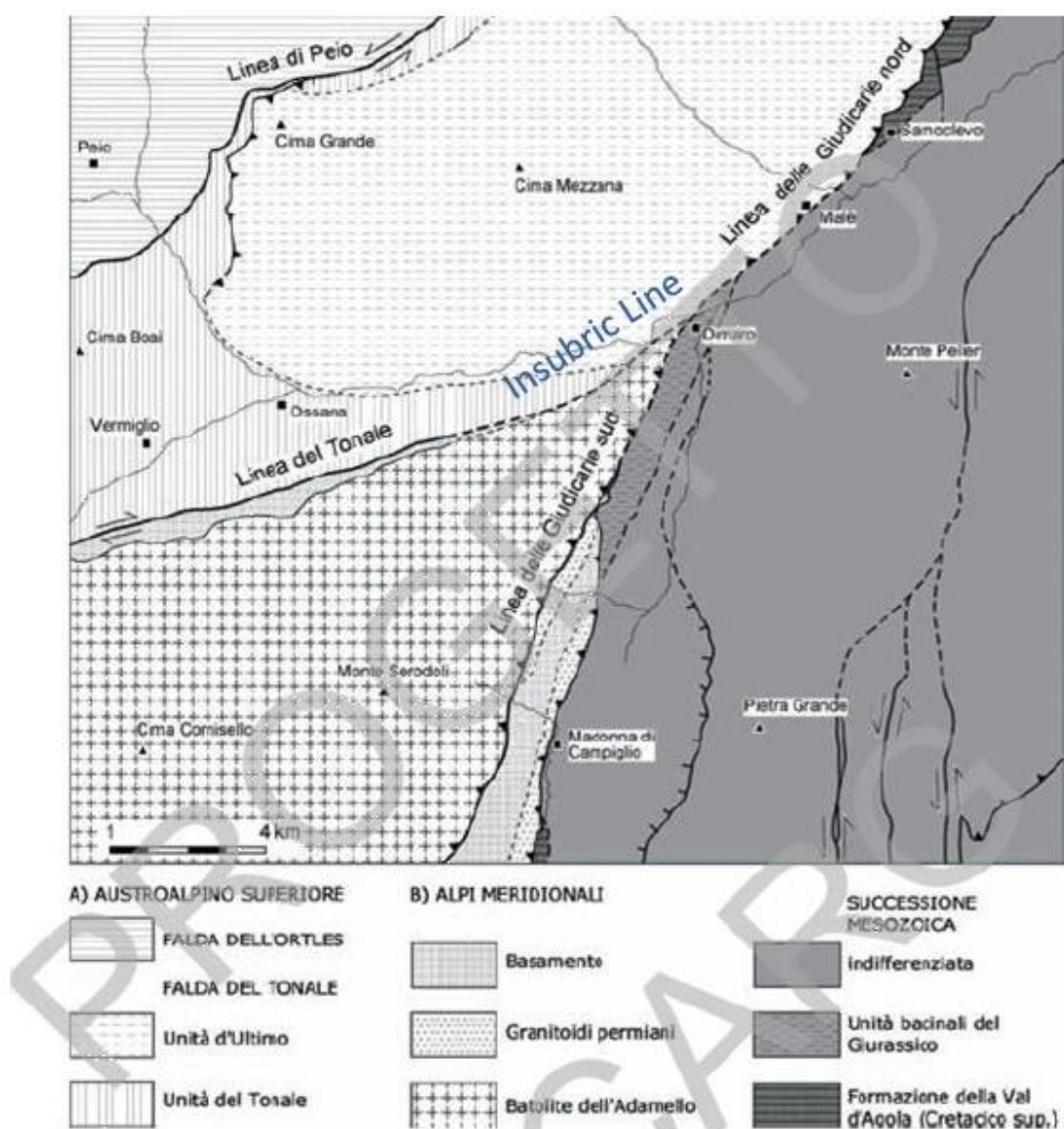
Si riconosce per essere una larga valle glaciale adagiata lungo la linea del Tonale con pendii scoscesi ed un ampio fondovalle, quest'ultimo occupato da potenti accumuli di depositi alluvionali e di trasporto di massa dopo il ritiro glaciale.

L'andamento E-O, longitudinale rispetto alla catena alpina, sottolinea i contrasti morfologici e vegetativi presenti nelle due parti, con una netta predominanza di foreste nei pendii rivolti a sud e largamente coperti da depositi glaciali, rispetto a quelli rivolti a nord dove gli affioramenti sono molto diffusi ed i depositi glaciali piuttosto assenti.

Per quanto riguarda le precipitazioni, la media annuale in Val di Sole si attesta attorno ai  $1000\text{mm}$  a fondovalle con picchi nei periodi primaverili ed autunnali. Le precipitazioni a carattere nevoso si distribuiscono abbastanza uniformemente da Dicembre a Marzo (Dal Piaz et al., 2007).

## 2.2 Assetto geologico

L'area di Malè si presenta piuttosto complessa dal punto di vista stratigrafico e strutturale. E' caratterizzata dalla presenza di un limite tettonico tra le sequenze sedimentarie delle Alpi Meridionali e del dominio del basamento Austroalpino, divisi da due segmenti della linea Insubrica (o Periadriatica, *fig. 2.3*) ossia la linea delle Giudicarie nord e la linea del Tonale.



*Fig. 2.3- Schema tettonico dell' area di Malè*

Nella parte Nord-Ovest della regione si ha l'emersione del tratto meridionale della catena collisionale europea, rappresentata da unità metamorfiche del sistema

Austroalpino Superiore e caratterizzata dal basamento cristallino. Nella parte di Sud-Est, affiora il settore settentrionale delle Alpi Meridionali, caratterizzato dalle sequenze sedimentarie del Gruppo del Brenta (Fig. 2.3). In entrambi i casi, questi sono derivati dal margine passivo della microplacca adriatica, entrata in collisione con il margine della placca europea durante l'orogenesi alpina. In particolare, l'Austroalpino Superiore è costituito da unità crostali di bassa e media profondità. Le Alpi Meridionali sono composte da un basamento soggetto a metamorfismo di basso e medio grado di rocce ignee permiane, da successioni Meso-Cenozoiche delle Dolomiti del Brenta e dal plutone tonalitico della Presanella (Oligocene).

La linea delle Giudicarie a sud, interna alle Alpi meridionali, separa il batolite dell'Adamello dalle coperture Meso-Cenozoiche del gruppo del Brenta (Dal Piaz et al., 2007).

### **2.3 Assetto strutturale**

Nel Trentino, l'area delle Giudicarie è una zona di deformazione caratterizzata dalla presenza di tre principali sistemi tettonici come il sistema di faglie interessate la Valsugana (E-NE, O-SO), le Giudicarie (N-NE, S-SO) e Schio-Vicenza (NO-SE), rappresentati in *fig. 2.4*. Tali sistemi hanno subito attivazione e ripetute riattivazioni durante la storia deformativa a partire dal tardo Permiano (Viganò et al., 2013).

Da ricordare, inoltre, come nel Gruppo del Brenta le aree in faglia controllino l'evoluzione della rete carsica (Martin e Zambotti, 2012).

L'area attorno a Caldes è interessata da tre grandi sistemi di faglie: il Tonale (E-NE, O-SO), le Giudicarie (N-NE, S-SO) ed il Trento-Cles (N-S). In particolare, l'area di studio è localizzata in una zona fortemente soggetta a deformazione e vicina all'intersezione di tre faglie (Tonale, Giudicarie Nord e Giudicarie Sud). In più, essa è attigua al limite di separazione tra il basamento cristallino e le sequenze sedimentarie. Ciò risulta essere molto importante poichè la risposta sismica in una massa rocciosa può essere influenzata dalle discontinuità presenti in essa. Volumi di roccia adiacenti e aventi sistemi di discontinuità con geometrie diverse sembrano favorire e trasmettere preferenzialmente l'amplificazione d'onda, sempre che la profondità e la persistenza delle stesse lo permettano (Martino et al., 2006).



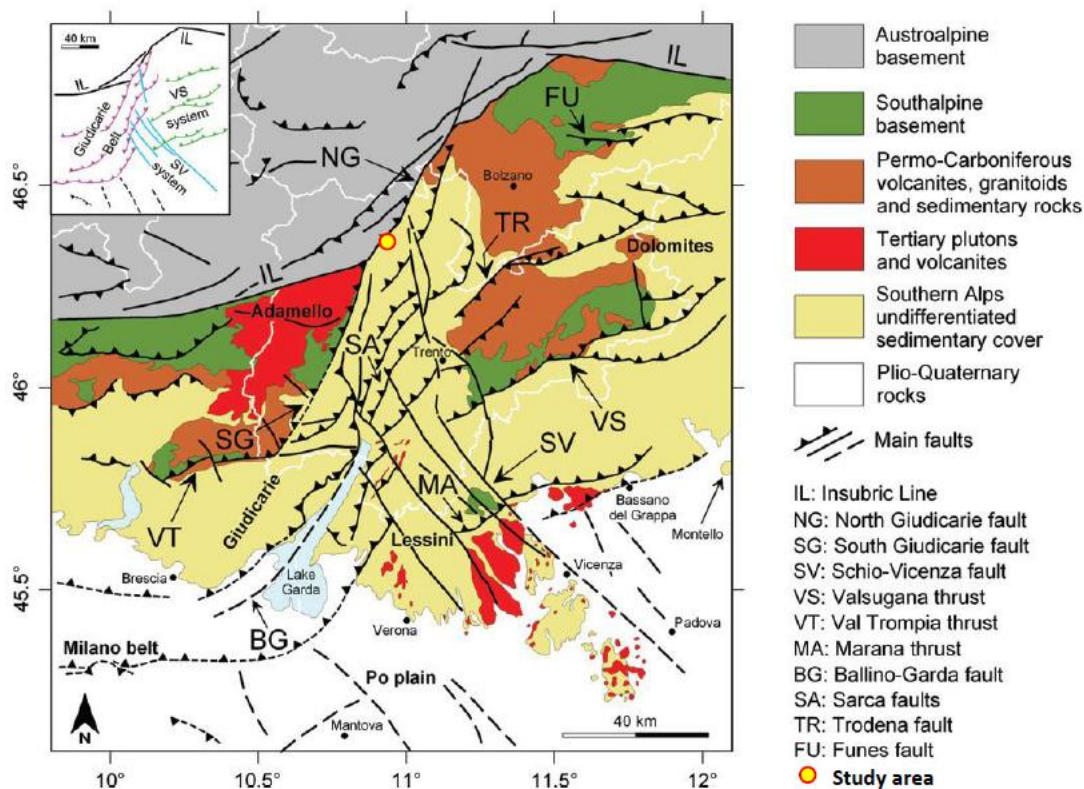


Fig. 2.4- Carta geologica e strutturale semplificata del Trentino con la posizione dell'area studio. Nell'angolo in alto a sinistra sono indicati i tre sistemi tettonici regionali, Valsugana (VS), Giudicarie, Schio-Vicenza (Vigano et al., 2013a)

Marzorati et al., 2011, in occasione dello studio sugli effetti manifestatisi in un villaggio durante il terremoto dell'Aquila (2009), ha osservato come gli effetti dell'amplificazione siano incrementati in presenza di zone di faglia. In particolare, l'amplificazione del movimento del suolo è stata identificata in una porzione dove il substrato roccioso è interessato da discontinuità aperte e fratture relative alle caratteristiche strutturali principali presenti nell'area. Nello specifico, l'andamento dell'amplificazione del moto è parallelo alla direzione di apertura delle fratture. Queste osservazioni suggeriscono che la potenza distruttiva di un sisma può essere collegata alle caratteristiche geologico-strutturali locali dell'area ed, in particolare, al tipo di deformazione. Inoltre, lo stesso input sismico può avere differenti caratteristiche in funzione della direzione di arrivo rispetto ai cambiamenti litologici attraversati.

## 2.4 Stratigrafia

### 2.4.1 Il Basamento

L'area di Caldes presenta successioni sedimentarie costituite principalmente da rocce carbonatiche risalenti al Triassico Medio (Viganò et al., 2013a).

La figura 2.5 mostra una sezione perpendicolare alla Val di Sole nella quale si possono osservare le sequenze stratigrafiche del basamento. Sebbene la sezione appartenga ad un'area situata più a nord (tra San Giacomo e Tozzaga) può considerarsi comunque rappresentativa dell'area di studio.

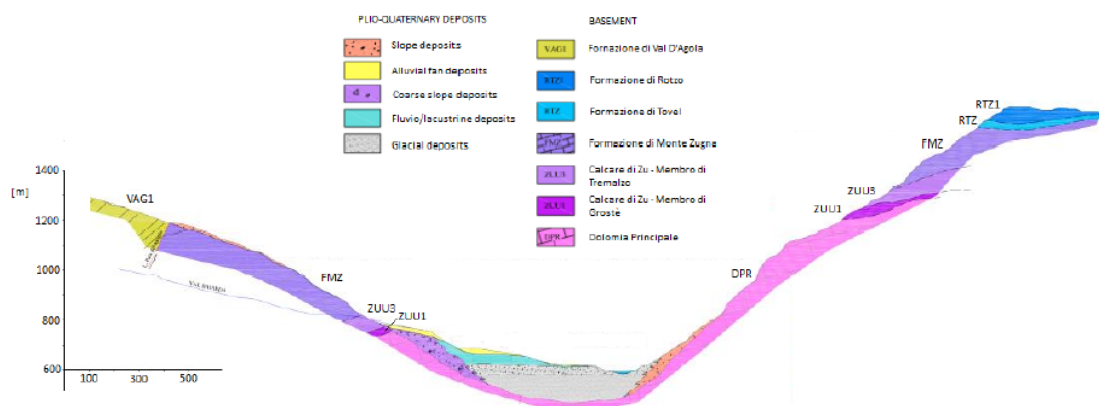


Fig. 2.5- Sezione OSO-ENE tra San Giacomo e Tozzaga (Martin e Zambotti 2012)

Al di sotto dei depositi Quaternari, nella parte orientale, emerge la Formazione di Monte Zugna (FMZ), appartenente al gruppo dei Calcari Grigi. Più sotto si vedono i Calcari di Zu (ZUU3, ZUU1) e la Dolomia Principale (DP). Il fondovalle è inciso in quest'ultima.

### 2.4.2 Depositi Plio-Quaternari

La presenza per lunghi periodi del Pleistocene di estese coperture glaciali (fig. 2.6) ha fortemente influenzato le caratteristiche dei sedimenti quaternari della Val di Sole. Infatti, i pendii delle valli sono per lo più coperti da depositi glaciali e, più raramente, da morene. I depositi di epoca tardo-glaciale ed olocenica, si trovano

solamente nelle zone più a monte delle valli, in prossimità dei fronti di ghiacciai esistenti. I primi si trovano in forma di morene frontali o laterali, mentre i secondi costituiscono per lo più pianure alluvionali o conoidi fluvio-glaciali di piccola estensione.

La parte bassa dei pendii è coperta da grandi quantità di depositi e conoidi detritici adagiati su pianure alluvionali, costituiti da piccoli terrazzi o da più estesi conoidi che spesso occupano l'intero fondovalle. La maggior parte dei conoidi alluvionali venne formato a causa del trasporto di massa di ripidi torrenti che collegavano la parte alta dei versanti alla valle attraverso profonde incisioni. L'acqua ed il trasporto ad essa correlato hanno prodotto la formazione di estese fasce colluviali che è possibile identificare sia lungo i versanti sia nel fondovalle, dove rappresentano la transizione tra i pendii coperti da detrito glaciale ed i conoidi. I depositi crioclastici si trovano con continuità ai piedi delle pareti rocciose sopra il limite del bosco, più frequentemente in corrispondenza delle numerose fasce detritiche presenti nell'area. Sono molto diffusi anche i rock glaciers, in particolare nelle valli situate a nord dei bastioni della Presanella.

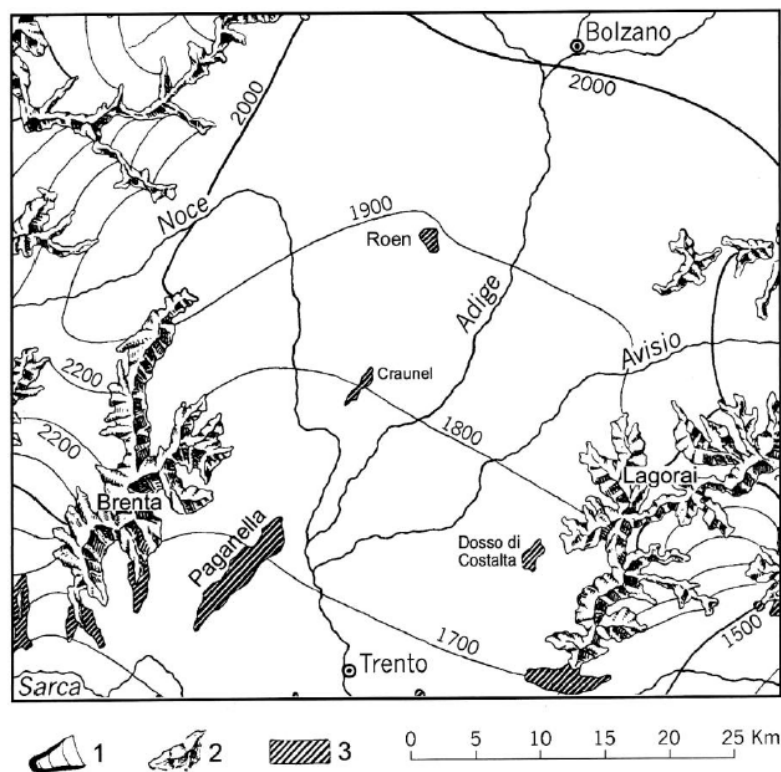


Fig. 54 – Ricostruzione della posizione raggiunta dai ghiacciai durante il Würm secondo PENCK & BRÜCKNER (1909, modificato). Legenda: 1) ghiacciai vallivi del Würm (isoipse della superficie glaciale ad intervalli di 100 m); 2) creste spartiacque con copertura nevosa; 3) zone montuose non coperte dai ghiacci.

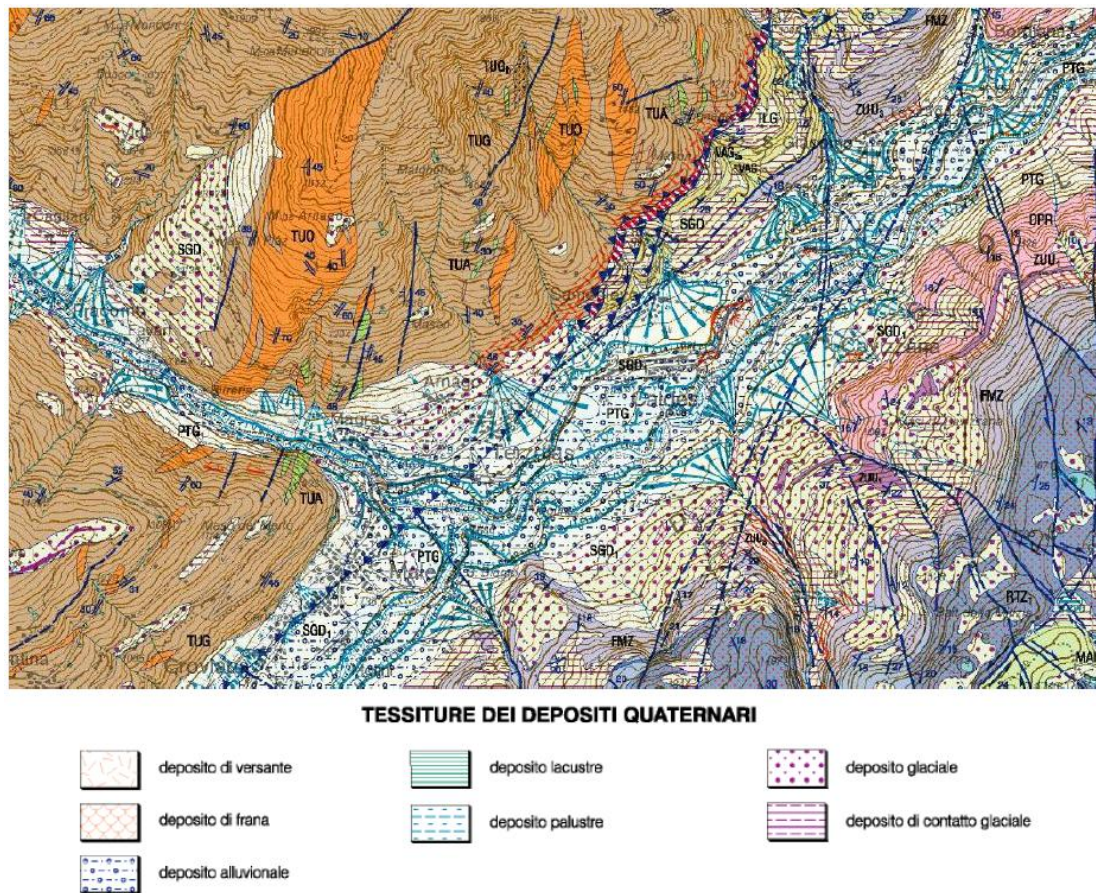
Fig. 2.6- Posizione dei ghiacciai durante il Würm (Avanzini et al. 2010)



Le valli glaciali presentano una tipica forma di terrazzo, spesso sospese sulla valle principale e contenenti piccole pianure fluvioglaciali.

Sulla base delle età e delle forme, i depositi quaternari appartengono principalmente al tardo Pleistocene ed Olocene, con la presenza di alcuni importanti affioramenti di depositi precedenti l'ultima espansione glaciale. In particolare, entrambi i lati della Val di Sole sono largamente coperti, fino a fondovalle, da depositi di origine glaciale appartenenti all'ultima espansione e da altri di età immediatamente successiva ( Dal Piaz et al., 2007).

L'area di Caldes è coperta da tali depositi, come può essere osservato nella carta geologica riportata in *fig. 2.7*.



*Fig. 2.7- Carta geologica dell'area di Caldes (1:50000) con legenda dei depositi quaternari (Dal Piaz et al., 2007)*

Questi appartengono al sub-Sistema di Malè (SDG1), all'interno del Sistema del Garda (SDG) ed al Sistema alpino post glaciale (PTG).

Il Sistema del Garda riunisce i depositi relativi alla massima espansione glaciale avvenuta nel Pleistocene Superiore. La parte a nord della Val di Sole, vicino Malè, è caratterizzata da una serie di conoidi alluvionali sospesi sopra la valle stessa. Tra questi, i conoidi in posizione più elevata mostrano una relazione tra il ghiacciaio della Val di Sole tuttora presente e quello in Val di Rabbi. I conoidi localizzati ad altitudine più bassa evidenziano, invece, una successiva fase di sedimentazione.

Nei depositi di fondovalle, sono state riconosciute tre facies principali:

- *Depositi Glaciali*: diamicton composto principalmente da elementi di dimensioni centimetriche fino a decimetriche privi di striature chiare, inserito in una matrice silt-argillosa dove emergono blocchi più grandi (4-5dm). La natura poligenica dei clasti è dovuta alla presenza di micascisto proveniente dalla Val di Rabbi e dalla tonalite della Val di Sole.

- *Depositi Alluvionali e di contatto glaciale*: costituiti da sabbie e ghiaie con ciottoli e massi aventi dimensioni da centimetriche a metriche, rispettivamente. Sono presenti alternanze di materiale contenente ampi intervalli di granulometrie fino a blocchi, testimonianza di alti livelli di energia durante la deposizione. I depositi glaciali, come quelli descritti precedentemente, compaiono alla base. Al di sopra si possono osservare i depositi alluvionali.

I profili longitudinali della superficie dei conoidi sospesi in Val di Sole (tra Malè e Mostizzolo) sono mostrati in *fig. 2.8*. Durante l'ultimo stage di ritiro del ghiacciaio pleistocenico, il fondo della Val di Sole venne temporaneamente occupato dal ghiaccio. I conoidi alluvionali vennero originati in due successivi stage di ritiro come conseguenza della deposizione di grandi quantità di detrito proveniente dai versanti detensionati e liberi dal ghiaccio. Alcuni conoidi, infine, si crearono da colate detritiche (debris flows) e sono stati interpretati come forme di contatto glaciale.

-*Depositi lacustri*: comprendono livelli ben stratificati di silt e sabbia fine con intervalli di sabbie siltose. Si tratta di discordanze sovrainposte al substrato pre-pleistocenico oppure al di sopra di depositi fluvioglaciali delle facies precedenti. Questi possono avere uno spessore variabile da pochi metri fino a 40m.

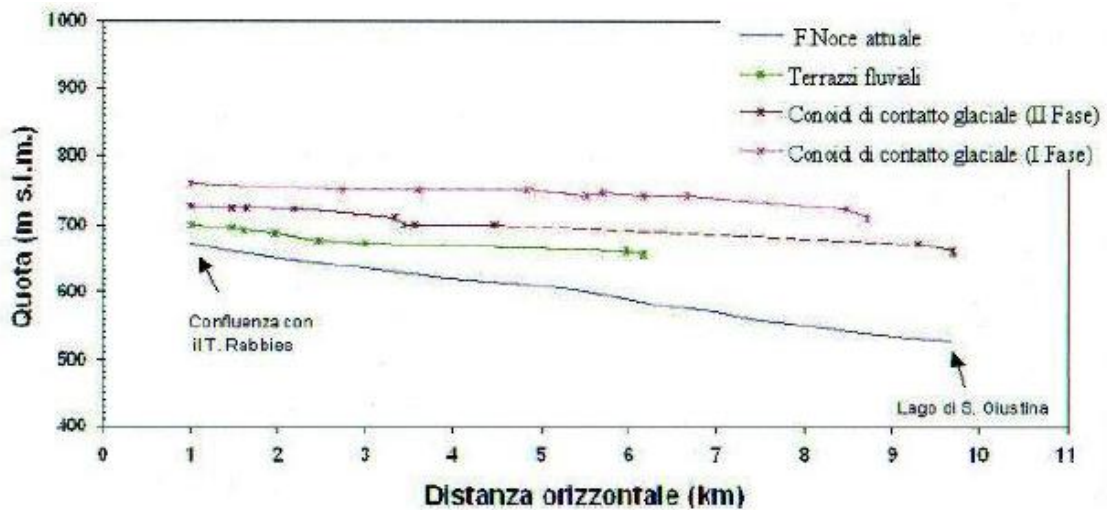


Fig. 2.8- Profili longitudinali dei conoidi sospesi attraverso i terrazzi fluviali in Val di Sole, tra Malè e Mostizzolo (Dal Piazz et al., 2007)

Il Sintema Alpino post-glaciale include i depositi formati in valli che hanno subito ritiro dei ghiacci, spesso in condizioni morfologiche simili a quelle sopra descritte. Il limite inferiore è definito dal bedrock o, più spesso, da unità quaternarie antecedenti. Il limite superiore in molti casi corrisponde alla superficie topografica. I corpi sedimentari appartenenti a questo sintema hanno un'età più giovane con l'aumento dell'altitudine, dove i processi morfogenetici erano più attivi.

Vi si possono riconoscere diverse facies quali i depositi glaciali, rock glaciers, depositi di origine alluvionale, di versante, lacustri e depositi originati da movimenti franosi. Tra di essi, gli unici presenti nell'area di Caldes sono depositi alluvionali. Sono costituiti da ghiaie, ciottoli e sabbie grossolane in stratificazioni ben sviluppate. Le ghiaie, di granulometria eterogenea, sono intervallate da lenti di sabbia e silt aventi spessore variabile fino ad un massimo di 1cm. In alcune zone della Val di Sole si possono trovare a contatto con i depositi glaciali del sub-Sintema Malè. Il limite superiore è dato dalle superfici dei terrazzi, presenti in un intervallo altimetrico compreso tra i 560 ed i 705 m s.l.m., che rappresentano la fase finale di un deposito alluvionale tra Croviara e Mostizzolo. Nelle aree limitrofe sono presenti anche depositi di frana delimitati da scarpate. Questi ultimi consistono in diamicton compatti contenenti frammenti di rocce poco arrotondati, dovuti molto probabilmente a crolli o debris flow (Dal Piazz et al., 2007).

### 3. La Microzonazione Sismica

L'osservazione dei danni ad edifici ed infrastrutture dopo un sisma, spesso evidenzia differenze sostanziali tra aree urbane anche vicine tra loro. Al di là della qualità costruttiva degli edifici, l'entità del danno è direttamente collegata al rischio sismico locale, determinato dalla diversa propagazione delle onde sismiche e dal grado di instabilità del suolo. Queste considerazioni sono parte di una serie di studi che coinvolgono la *Microzonazione Sismica*, attraverso cui è possibile definire ed osservare quali siano le aree ritenute stabili, le aree stabili ma suscettibili ad amplificazione locale ed aree soggette ad instabilità come frane e liquefazione del suolo. Gli studi di microzonazione mirano a conoscere e comprendere il comportamento di uno scuotimento sismico in prossimità della superficie, offrendo informazioni utili per la tutela del territorio, per la pianificazione delle emergenze e per i progetti di ricostruzione dopo l'evento.

I dettagli tecnici sull'esecuzione e l'applicazione della microzonazione sismica nel territorio italiano sono definiti dagli "*Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica*", un testo redatto ed approvato nel 2008 dal Dipartimento della Protezione Civile e dalla Conferenza delle Regioni e delle Provincie Autonome. Gli studi di microzonazione sono condotti utilizzando tre livelli di analisi aventi complessità e specificità crescenti (Gruppo di Lavoro MS, 2008).

Il livello 1 ha come obiettivo l'identificazione delle micro-aree a comportamento sismico omogeneo. E' uno studio propedeutico e fondamentale; con i risultati del primo livello si può determinare, infatti, la scelta del livello successivo (il secondo e/o il terzo). L'elaborazione dei dati provenienti dal livello 1 consiste nella preparazione di una *Carta delle micro-aree omogenee in prospettiva sismica*. Dalla valutazione dei dati geologici, geomorfologici e litologici preventivamente acquisiti, questa carta identifica le micro-aree dove è possibile effettuare una previsione dei probabili tipi di effetti prodotti dall'azione sismica (amplificazione, instabilità dei versanti, liquefazione...). Le micro-aree sono quindi classificate in tre categorie:

-*Aree Stabili*: zone dove non sono previsti effetti locali significativi. Ad esempio, aree in cui si ha affioramento del substrato con una superficie piana o leggermente inclinata, oppure rilievi collinari con versanti ad inclinazione minore di 15°.

-*Aree stabili soggette ad amplificazione locale*: aree dove sono previsti effetti di amplificazione come conseguenza delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche.

-*Aree soggette ad instabilità*: dove gli effetti di amplificazione sismica sono dovuti ad un'azione deformativa attiva presente nel territorio. Le tipologie principali di instabilità sono la liquefazione del suolo, faglie attive, cedimenti differenziali ed instabilità dei versanti.

Il livello 2 si propone due obiettivi quali la riduzione delle incertezze presenti nel livello 1 attraverso approfondimenti mirati e la quantificazione numerica del cambiamento relativo al movimento sismico superficiale e dei fenomeni di deformazione permanente ad esso associati. Il risultato consiste nella creazione della *Carta di Microzonazione Sismica*. Questa è ottenuta associando una modellizzazione numerica degli effetti, con metodi semplici (abachi e leggi empiriche), alle aree della *Carta delle micro-aree omogenee in prospettiva sismica*.

Il terzo livello di analisi è applicato in aree stabili suscettibili ad amplificazione locale, nei casi di situazioni geologiche e geotecniche complesse che non possono essere risolte con l'uso di abachi, o per lavori di particolare importanza. Inoltre può essere applicato a zone soggette ad instabilità particolarmente accentuata, non risolvibile attraverso l'utilizzo di metodi speditivi.

L'indagine consiste nell'acquisizione di dati geofisici, sopralluoghi, prove di campagna, test geotecnici statici e dinamici di laboratorio. Le elaborazioni sono costituite da analisi numeriche mono- e bi-dimensionali per quantificare l'amplificazione locale e da analisi di tipo dinamico nel caso di instabilità dei pendii e liquefazione. Nel terzo livello, si utilizzano anche studi di tipo paleo-sismologico su faglie attive, dove presenti. I risultati portano alla modifica della *Carta di Microzonazione Sismica*, costituendo la *Carta di Microzonazione Sismica Approfondita*.



### 3.1 Carta della Microzonazione Sismica di primo livello del Trentino

Per la regione Trentino è stata redatta una Carta della Microzonazione Sismica di primo livello, basata sui criteri definiti negli *Indirizzi e Criteri di Microzonazione Sismica*. Questa carta, mostrata in *fig. 3.1* (scaricabile dal sito [www.protezionecivile.tn.it/territorio](http://www.protezionecivile.tn.it/territorio)) definisce qualitativamente il comportamento sismico di aree omogenee, prestando attenzione alle possibili amplificazioni topografiche o stratigrafiche. Le aree definite stabili e prive di amplificazione locale sono caratterizzate dall'affioramento del bedrock in presenza di una topografia avente inclinazione non superiore ai 15°.

Le aree con un'amplificazione topografica potenziale vengono delineate dalla presenza di substrato con pendenze superiori ai 15°.

Le aree suscettibili ad amplificazione stratigrafica locale includono zone con depositi di versante e zone nelle valli interessate dalla presenza di depositi a granulometrie da grossolana a medio-fine. Per questi ultimi sono previsti i maggiori effetti di amplificazione locale. Infine, le aree soggette ad instabilità sono caratterizzate da movimenti gravitativi potenzialmente innescabili da un terremoto.

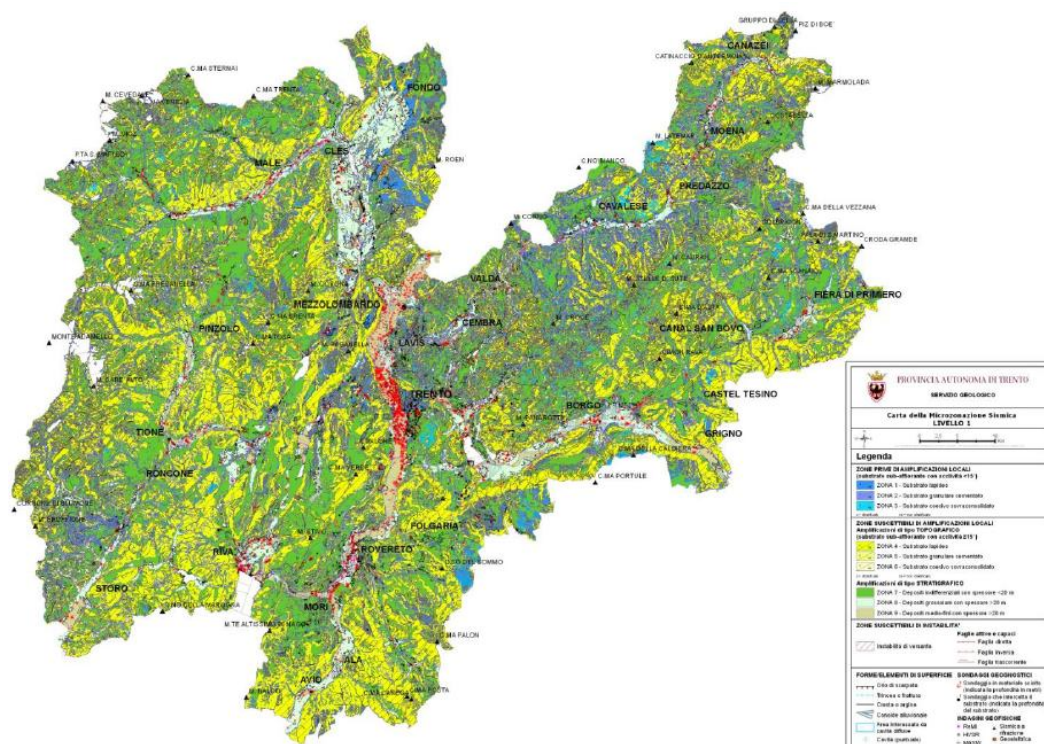


Fig. 3.1- Carta della Microzonazione Sismica di primo livello del Trentino  
(<http://www.protezionecivile.tn.it/territorio>)

### **3.2. Il monitoraggio sismico nell' area trentina**

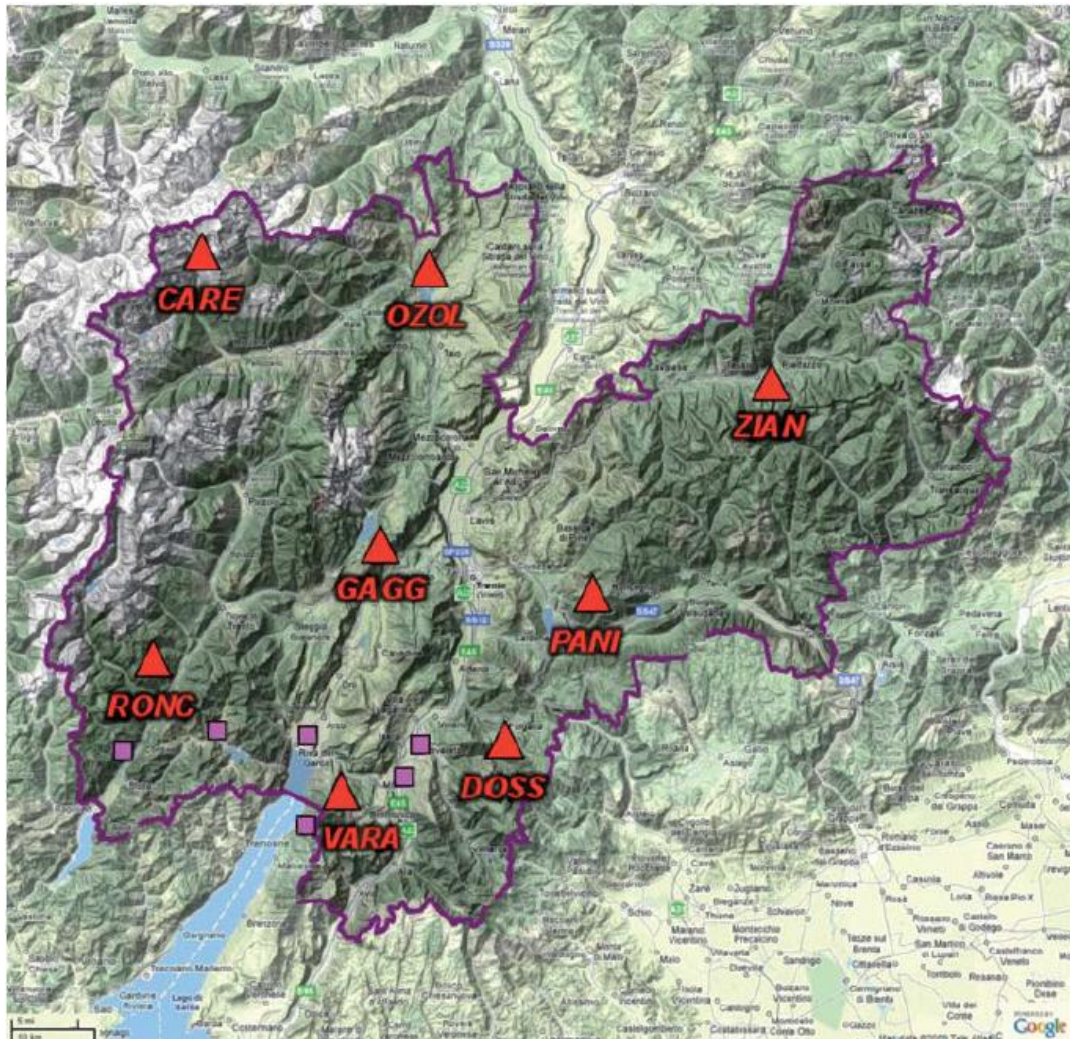
Il monitoraggio sismico del Trentino viene intrapreso dal Servizio Geologico della Provincia Autonoma di Trento (PAT) attraverso una rete sismica a partire dal 1981. L'installazione delle prime stazioni di registrazioni si è resa necessaria in seguito al terremoto di forte intensità avvenuto a Gemona del Friuli (6 maggio 1976, con magnitudo locale  $M_L = 6.2$ ) e a Riva del Garda (13 dicembre 1976, con  $M_L = 4.1$ ).

La rete sismica è costituita da due tipi di apparecchiature: i velocimetri (sismometri che misurano la velocità del suolo) e gli accelerometri (che misurano l'accelerazione del terreno). Con le registrazioni dei primi si è in grado di localizzare la sismicità mentre con i secondi è possibile definire l'entità della scossa. Nei primi mesi del 2013 sono stati installati 8 velocimetri distribuiti in modo coerente per la copertura di tutto il territorio regionale, mentre il numero di accelerometri si aggiorna costantemente con il posizionamento regolare di nuove stazioni. Le 8 stazioni aventi sia velocimetri che accelerometri sono posizionate sul substrato roccioso (*bedrock sismico*) e lontane dai centri abitati o strutture stradali, allo scopo di ridurre in massima parte il rumore antropico ed ambientale (*fig. 3.2*). Altri accelerometri sono, invece, situati a ridosso dei centri abitati su depositi di riempimento delle valli. Questi possono registrare l'intensità dello scuotimento che interessa le strutture vicine ed eventuali effetti di amplificazione locale dovuti alle caratteristiche geologiche dell'area coinvolta.

Queste registrazioni vengono poi trasmesse in formato digitale ed in tempo reale al centro di raccolta e di elaborazione del Servizio Geologico attraverso ponti Wi-Fi (per distanze brevi) oppure tramite ponti radio TETRA (in caso di distanze rilevanti). L'utilizzo della rete sismica del Trentino ha differenti scopi, tra i quali fornire tempestivamente l'allerta sismica alla Protezione Civile, in modo particolare quando si tratta di eventi di elevata intensità. In questo caso l'allerta automatica viene gestita dall'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste all'interno del progetto "Antelope" delle Alpi nord-orientali. Un'altra applicazione della rete sismica risiede nella possibilità di localizzare, identificare ed archiviare gli eventi sismici anche di bassa intensità ( $M < 1.5$ ) che si manifestano nel territorio regionale. In questo modo è possibile produrre dati utili alla pianificazione territoriale

attraverso studi approfonditi di Microzonazione Sismica nonché collaborare con altre reti ed istituti di ricerca nazionali ed internazionali.

Dall'elaborazione delle registrazioni si ottengono risultati che vengono resi disponibili alla consultazione attraverso un Bollettino Sismico a cadenza annuale, una pagina web dedicata ([www.protezionecivile.tn.it](http://www.protezionecivile.tn.it)) e pubblicazioni scientifiche specifiche (ad es. Viganò et al., 2013a).



*Fig. 3.2- Posizione delle otto stazioni accelerometriche nell'area trentina*



## 4. I metodi utilizzati

### 4.1 Metodi geoelettrici

Tali metodi rappresentano, assieme ai metodi di esplorazione sismica, una delle tecniche geofisiche maggiormente utilizzate. Essi consistono nella determinazione sperimentale della distribuzione di resistività che caratterizza la struttura elettrica del sottosuolo. Una corrente elettrica è inviata nel mezzo attraverso una coppia di elettrodi (*elettrodi di corrente*) e la distribuzione risultante di potenziale elettrico indotto è determinata tramite un'altra coppia di elettrodi (*elettrodi di potenziale*) ai quali è collegato un voltmetro in grado di misurare la differenza di potenziale. L'insieme dei quattro elettrodi nel sondaggio viene chiamato quadripolo (Corrao et al., 2009).

Le disomogeneità presenti nel terreno, ossia i corpi e le strutture aventi una capacità di conduzione elettrica diversa dall'intorno, vengono dunque evidenziate poichè il mezzo deflette o converge le linee di corrente, distorcendo in tal modo la normale distribuzione del campo elettrico. Misurando, inoltre, la caduta di potenziale su due punti, è possibile determinare la resistività elettrica apparente del terreno.

La quantità di corrente elettrica che passa per un determinato punto nell' unità di tempo (Volt/s) si misura in *Ampere* (A). Ciò che invece determina il flusso di corrente è la differenza di potenziale (d.d.p.), ossia la depressione elettrica tra due punti posti ad una distanza nota, misurata in *Volt* (V). Nelle rocce, come nei terreni, il flusso di corrente è direttamente proporzionale alla d.d.p.. Il rapporto tra quest'ultima e l'intensità di corrente (I) definisce la resistenza offerta da un corpo a farsi attraversare da cariche (*legge di Ohm*):

$$\frac{V}{I} = R$$

La resistenza (R) dipende inoltre dalle caratteristiche fisiche e geometriche del mezzo sottoposto ad un flusso di corrente. Pertanto, per uno stesso materiale, all' aumentare della sezione aumenterà il flusso e diminuirà la resistenza. Tenendo conto

delle geometrie si introduce la resistività ( $\rho$ ), cioè il contrasto opposto da una porzione di materiale al passaggio di corrente:

$$\rho = R \frac{\text{sezione}}{\text{lunghezza}}$$

Combinando assieme le due relazioni si ottiene:

$$\rho = \frac{V}{I} \cdot \frac{\text{sezione}}{\text{lunghezza}}$$

Considerando la resistenza come unitaria, si può osservare come  $\rho$  sia indipendente dalla geometria del corpo e viene misurata in ohm·m. L'obbiettivo della geoelettrica è appunto quello di stimare la resistività dei mezzi litologici.

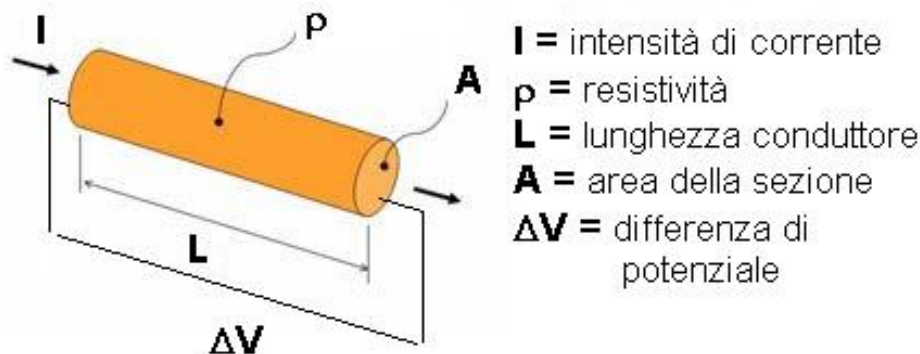


Fig. 4.1- Schematizzazione di un conduttore ohmico

Le rocce, intese come aggregati di minerali costituiti da reticoli cristallini, sono caratterizzate dall'aver legami elettrochimici abbastanza forti da venire considerati difficilmente scindibili in presenza di acqua. In tal modo, possono essere considerate come buoni isolanti non avendo cariche libere (ioni) in movimento.

Ne fanno eccezione quelle rocce costituite da minerali metallici come ad esempio i composti di Pb, Fe, Zn, Cu ed altri, la cui presenza conferisce, alle rocce che li accolgono, una certa resistività. In presenza di fratture, discontinuità, giunti di strato particolarmente alterabili e piani di debolezza strutturale, la roccia viene resa particolarmente permeabile all'infiltrazione dell'acqua. La presenza di quest'ultima aumenta sensibilmente la circolazione di cariche elettriche libere, incrementando quindi la conducibilità ionica.

Nei terreni, definiti come composti trifasici costituiti da materiale solido, liquido e gassoso, la resistività aumenta con il grado di addensamento del terreno. Ciò implica un maggior contatto intergranulare, diminuzione della dimensione dei pori ed una minore quantità d'aria e acqua presente in essi. In casi particolari, come per le argille, si ha una bassa resistività poichè esse sono caratterizzate da reticoli planari sovrapposti che conferiscono alla struttura un'alta porosità e quindi un'ampia libertà di movimento agli ioni disciolti.

In definitiva, i materiali geologici presentano proprietà elettriche differenti in funzione del contenuto d'acqua, della quantità di ioni disciolti e dei minerali argillosi che costituiscono il mezzo. Inoltre va ricordato come la resistività, nei mezzi anisotropi, assuma valori differenti a seconda della direzione di misurazione.

#### 4.1.1 Configurazione elettrodica

In campagna vengono utilizzate disposizioni diverse dei quadripoli che definiscono configurazioni di tipo lineare come Wenner o Schlumberger oppure non lineari; ne sono esempio il posizionamento degli elettrodi ai vertici di un quadrato o lungo una circonferenza. E' inoltre possibile disporre gli stendimenti in modo da formare una griglia, utilizzando più disposizioni lineari parallele.

Il motivo alla base della scelta di una configurazione rispetto ad un'altra risiede nel fatto che ognuna possiede un proprio fattore geometrico che influenza la resistività.

Definendo con  $C_1$  e  $C_2$  gli elettrodi di potenziale, con  $P_1$  e  $P_2$  gli elettrodi di misura e con  $r_1$ ,  $r_2$ ,  $r_3$  ed  $r_4$  le interdistanze, si può definire il fattore geometrico  $K$  espresso in metri:

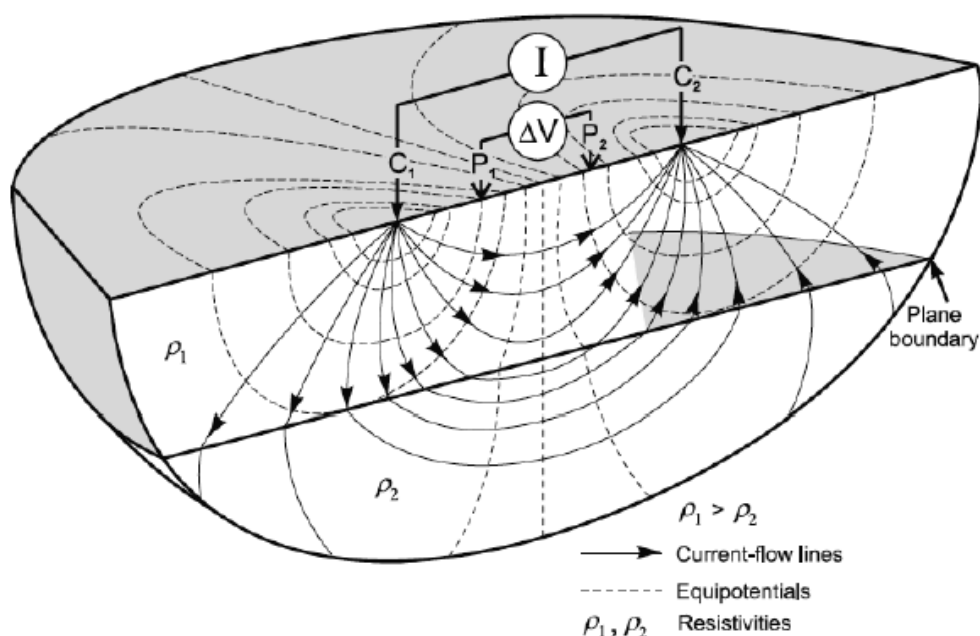
$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}\right)}$$

Da questa è possibile determinare, inoltre, l'equazione per la resistività:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

#### 4.1.2 Sondaggio Elettrico Verticale: SEV

Consiste nell'esecuzione di misure successive di resistività apparente attraverso l'utilizzo di una configurazione degli elettrodi a quadripolo, aumentando la spaziatura degli elettrodi in modo progressivo e mantenendo fisso il centro dello stesso. Tale metodologia permette di stabilire l'andamento della resistività del terreno in esame in funzione della profondità. Infatti, l'aumento della lunghezza del quadripolo comporta l'aumento del volume di terreno interessato dal passaggio di corrente. Di seguito vengono riportate e descritte le configurazioni elettrodiche più utilizzate nelle indagini. In *fig. 4.2* è riprodotto un quadripolo dove sono evidenziate le linee del campo elettrico che attraversano un volume di suolo.



*Fig. 4.2- Rappresentazione del sistema di acquisizione della resistività apparente attraverso un quadripolo (Seidel e Lange, 2007)*

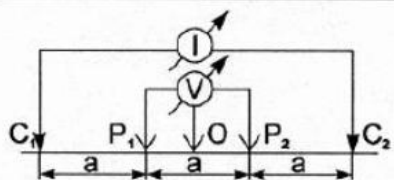
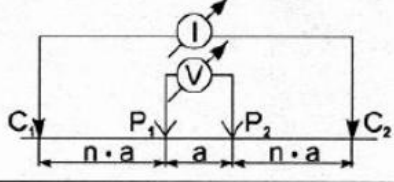
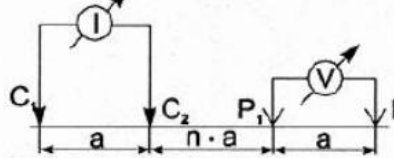
#### - Configurazione Wenner

La configurazione Wenner prevede una disposizione del quadripolo con i quattro elettrodi ( $C_1, C_2$  esterni di corrente e due interni  $P_1, P_2$  di potenziale) disposti in linea ed equidistanti tra loro. L'esecuzione dell'indagine comporta una serie di misure effettuate aumentando l'interdistanza tra gli elettrodi gradualmente, mantenendo fisso

il centro del quadripolo. E' inoltre possibile l'esecuzione di profili di resistività ottenuti traslando l'intero quadripolo lungo un allineamento. Una schematizzazione è rappresentata in *fig. 4.3*.

- Configurazione Schlumberger

Essa prevede una disposizione degli elettrodi  $C_1, C_2, P_1$  e  $P_2$  con un'interdistanza tra  $C_1$  e  $C_2$  maggiore della distanza tra  $P_1$  e  $P_2$ . Gli elettrodi sono disposti sempre in linea e simmetrici rispetto al centro del sondaggio. In questo caso si procede con una sequenza di misure effettuate aumentando  $C_1 C_2$  (oppure  $C_1 C_2 / 2$ ) progressivamente, mantenendo invariata la distanza  $P_1 P_2$  entro opportuni intervalli di  $C_1 C_2$ . Tra la disposizione Wenner e la disposizione Schlumberger, quest' ultima viene di solito utilizzata maggiormente poichè necessita dello spostamento sul terreno di due soli elettrodi, al contrario della Wenner per la quale vanno spostati tutti e quattro. La Schlumberger mostra inoltre una minore sensibilità alle anisotropie laterali. I limiti delle acquisizioni quadripolari sono ormai stati sorpassati dall'utilizzo di sistemi di acquisizione automatica multielettrodica (vedi ERT). Una rappresentazione schematica della configurazione di Schlumberger è raffigurata in *fig. 4.3*.

Electrode array	Electrode configuration
Wenner Wenner $\alpha$ Lee	
Schlumberger	
dipole-dipole axial dipole Wenner $\beta$	

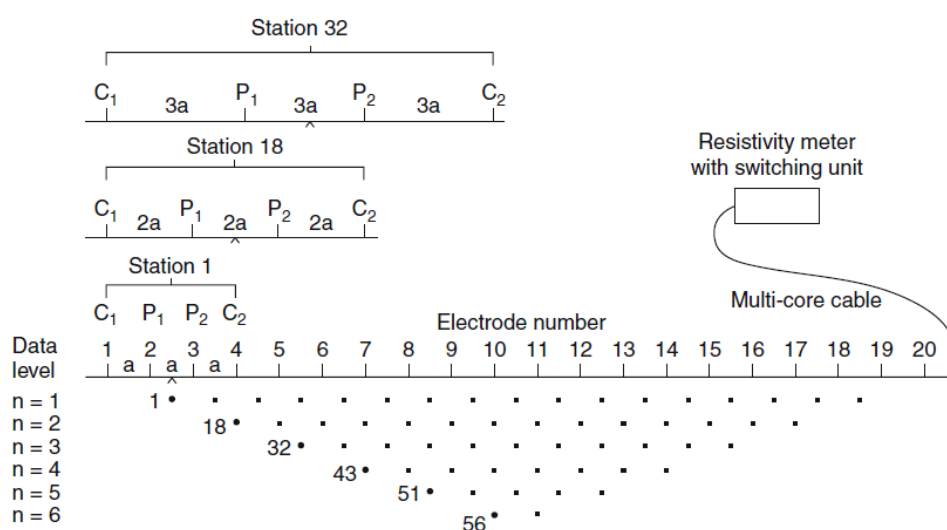
*Fig. 4.3- Configurazioni elettrodeiche per le misure di resistività (Seidel et al., 2007)*

## Configurazione dipolo-dipolo

In questa configurazione i due dipoli, quello di corrente ( $C_1C_2$ ) e quello di potenziale ( $P_1P_2$ ), sono distanziati di "n" volte la distanza interpolare. Tale sistema è più sensibile degli altri alle variazioni di resistività orizzontali. Rispetto al Wenner, esso si distingue per avere una limitata profondità di investigazione. Un esempio di tale configurazione è visibile in *fig. 4.3*.

### 4.1.3 Tomografia di Resistività Elettrica: ERT

La tomografia elettrica consente di ricostruire sezioni bi e tri-dimensionali di resistività. Un profilo tomografico viene realizzato attraverso lo stendimento di un cavo multipolare che collega una serie di elettrodi, i quali vengono utilizzati sia per l'immissione di corrente che per la misura della differenza di potenziale, con la possibilità di scegliere a priori quale configurazione adottare. Gli elettrodi, il cui numero dipende dalla strumentazione utilizzata, sono generalmente infissi nel terreno, con una spaziatura fissa. L'immissione di corrente e la misurazione vengono commutate lungo l'allineamento aumentando automaticamente la loro distanza e variando la disposizione del quadripolo utilizzato.



*Fig. 4.4- Schematizzazione di un sistema multielettrodo utilizzato per un sondaggio 2D ed una sequenza di misurazioni usate per costruire una pseudosezione in configurazione Wenner*

Questo sistema permette di sfruttare in modo pratico e veloce tutte le possibili combinazioni elettrodiche, avendo così la possibilità di tradurre le misurazioni in ingresso in punti di resistività riferiti a profondità specifiche ed ottenendo una pseudosezione (fig. 4.4).

Successivamente, attraverso un processo di inversione del dato acquisito, è possibile passare dalle misure di resistività apparente al modello di resistività. Utilizzando quindi software appropriati di interpolazione e gridding dei dati, si ottiene un'immagine del sottosuolo dove è possibile osservare le eventuali anomalie di resistività con la relativa intensità, che andranno successivamente interpretate (fig. 4.5).

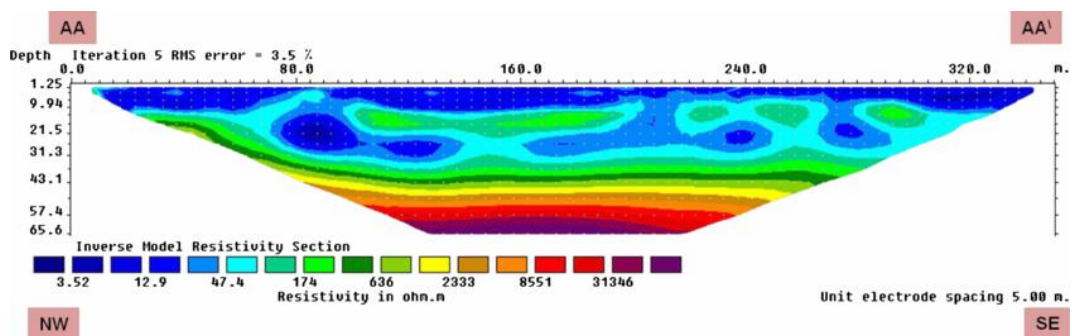


Fig. 4.5- Esempio di un modello di resistività

## 4.2 Metodi geosismici

I metodi geosismici si riferiscono a tutte quelle prospezioni di tipo geofisico che osservano il comportamento di onde di tipo meccanico nei mezzi attraversati. Tali onde possono essere generate artificialmente attraverso energizzatori specifici come masse battenti, esplosivi, fucili sismici e vibratori. In alternativa si possono sfruttare sorgenti naturali quali il "noise" (rumore) sismico ed i microtremiti. E' proprio in funzione della sorgente che si distinguono due tipologie:

-sismica attiva, nel caso di sorgenti artificiali

-sismica passiva, nel caso di sorgenti naturali

Queste due, in effetti, non sono differenti solo per il tipo di sorgente che definisce il segnale sismico, ma anche per l'analisi dei dati.

A prescindere dalla tipologia, ciò che si osserva è un segnale sismico che, attraversando uno o più mezzi fisici, si modifica in funzione delle caratteristiche meccaniche e geometriche del mezzo. La modificazione del segnale sismico diviene quindi peculiare e specifica del mezzo che viene attraversato, basandosi sulle leggi fisiche che regolano la propagazione delle onde (Corrao et al, 2009).

#### 4.2.1 Moti delle particelle e fasi

Un qualunque segnale sismico generato meccanicamente può essere riconosciuto in termini di energia come la sovrapposizione sequenziale di differenti fasi. Ogni fase è identificata dal movimento di una particella investita da un fronte d'onda sismico.

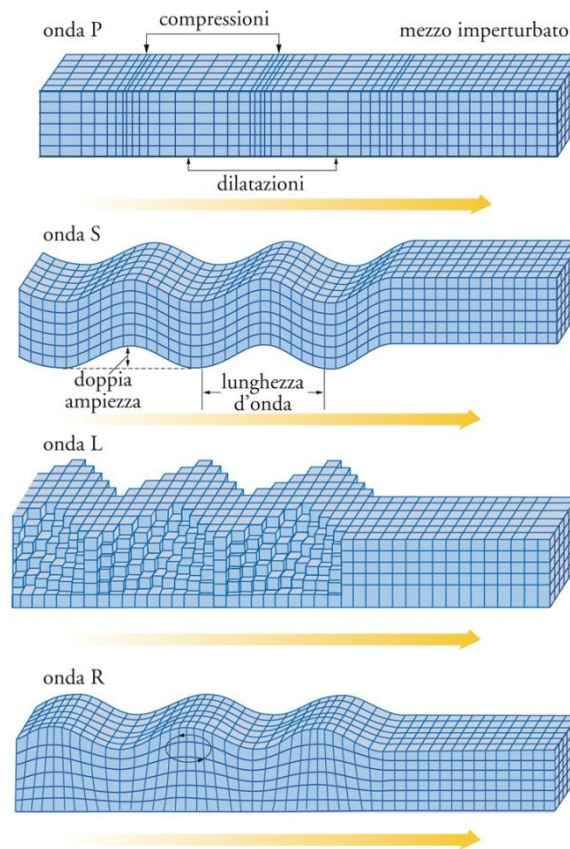


Fig. 4.6- Esempi dei diversi modi di propagazione delle onde sismiche

Com'è visibile in fig. 4.6 si distinguono quattro fasi:

*-P (Primaria, longitudinale):* onda di volume o di compressione in cui il moto delle particelle avviene lungo la direzione di propagazione dell'onda.



-S (*Secondaria, trasversale*): onda di profondità o di volume in cui il moto delle particelle è trasversale alla direzione di propagazione dell'onda.

-L (*Love*): onda di superficie composta dalle interferenze di onde P ed S.

-R (*Rayleigh*): onda di superficie caratterizzata da un movimento ellittico retrogrado.

Le differenti fasi P,S,L ed R sono caratterizzate da diverse velocità di propagazione. Le onde di volume (P ed S) non presentano proprietà dispersive (tutte le frequenze hanno la medesima velocità) mentre le onde di superficie (L ed R) presentano proprietà dispersive in mezzi stratificati (diverse frequenze hanno diverse velocità). La presenza di discontinuità ed anisotropie spaziali nel mezzo fisico sottoposto a sollecitazione sismica modifica le proprietà dispersive.

#### 4.2.2 Moduli elastici dei mezzi attraversati

La perdita di energia delle onde sismiche dipende dalla distanza e dalle caratteristiche elasto-meccaniche delle diverse parti che costituiscono il mezzo materiale che esse attraversano. Le stesse grandezze fisiche vengono osservate e calcolate nei processi di investigazione geofisica. Infatti, l'applicazione della teoria dell'elasticità allo studio della propagazione delle onde sismiche si basa sulle variazioni delle costanti elastiche e della densità. Quando un corpo è sollecitato da una forza esterna subisce variazioni di forma e/o di volume (deformazioni); contemporaneamente esso fornisce una reazione che può essere espressa in termini di tensione, definita come il rapporto tra la forza e l'area della sezione su cui essa agisce. Se la deformazione dipende dall'entità della tensione applicata secondo una legge di proporzionalità lineare che si annulla totalmente all'annullarsi della stessa, allora il corpo viene definito elastico. Se invece la deformazione comporta una modifica permanente allora il corpo assume comportamento non elastico. Si descrive come "viscoelastico" un comportamento ritenuto elastico sotto l'azione di sforzi di piccola intensità e rapidamente variabili e come "plastico" se l'azione degli sforzi applicati copre un periodo più o meno lungo. In natura non esistono corpi aventi comportamento perfettamente elastico o prettamente plastico tuttavia, il modello ideale di corpo elastico può essere applicato per descrivere il comportamento dei

materiali nel caso in cui le deformazioni determinate siano molto piccole e comunque al di sotto del limite di elasticità (fig 4.7).

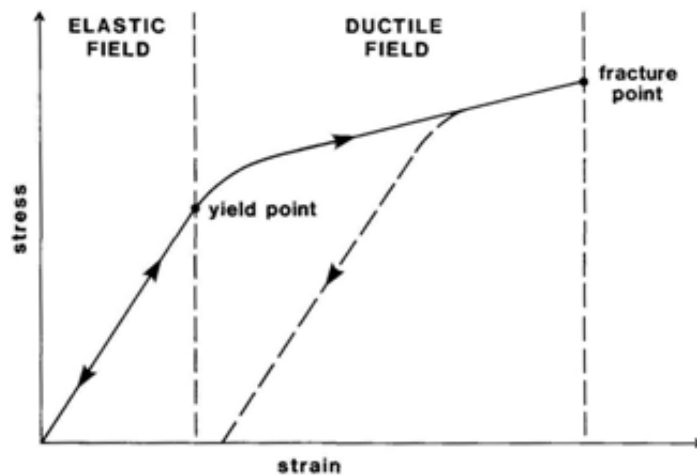
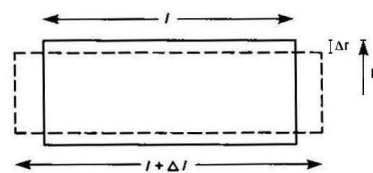


Fig. 4.7- Diagramma esemplificativo sul differente comportamento di un corpo soggetto a tensione e deformazione in campo elastico e plastico

All'interno del campo elastico, il rapporto tra il tipo di tensione applicata e la conseguente deformazione definisce un relativo modulo, utilizzato per la descrizione delle proprietà di un materiale. Di seguito sono riportati i parametri principali.

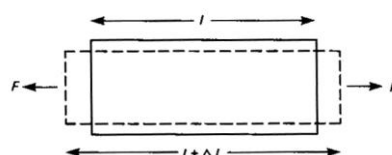
-*Coefficiente di Poisson* ( $\nu$ ): In presenza di una sollecitazione monodirezionale longitudinale, esso misura il grado in cui il materiale si restringe o si dilata trasversalmente:

$$\nu = \frac{\Delta r/r}{\Delta l/l}$$



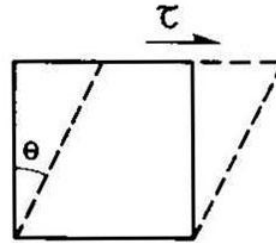
-*Modulo di Young* ( $E$ ): Esprime la resistenza alla deformazione lineare di un corpo ad uno sforzo di trazione o di compressione:

$$E = \frac{\Delta F/A}{\Delta l/l}$$



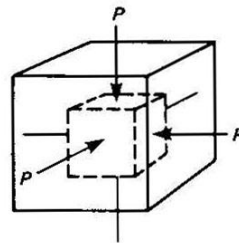
-*Modulo di taglio (G)*: E' una misura del rapporto sforzo tangenziale ( $\tau$ ) e deformazione ( $\gamma$ ) ed esprime quindi la capacità del materiale a resistere cambiando di forma e non di volume:

$$G = \mu = \frac{\tau}{\gamma}$$



-*Modulo di compressibilità (k)*: Definisce come varia il volume (V) di un corpo soggetto a compressione rispetto alla sollecitazione applicata:

$$k = \frac{\Delta P}{\Delta V/V}$$



## 5. Risposta sismica del terreno

Durante il passaggio di un treno d'onde sismiche, l'oscillazione delle particelle di terreno produce fenomeni di deformazione. Nei terreni naturali, i quali si trovano in gran parte al di sotto della falda, se le sollecitazioni sono molto brevi vengono caratterizzati da condizioni di drenaggio impedito. Ciò vuol dire che l'acqua presente non ha tempo utile per spostarsi e quindi l'entità delle deformazioni di volume risulta essere trascurabile. L'analisi di laboratorio per il comportamento meccanico può essere effettuata in condizioni di taglio semplice; il provino, riportato in condizioni geostatiche iniziali viene sottoposto a tensione tangenziale  $\tau(t)$  variabile nel tempo seguendo una legge irregolare (*fig. 5*).

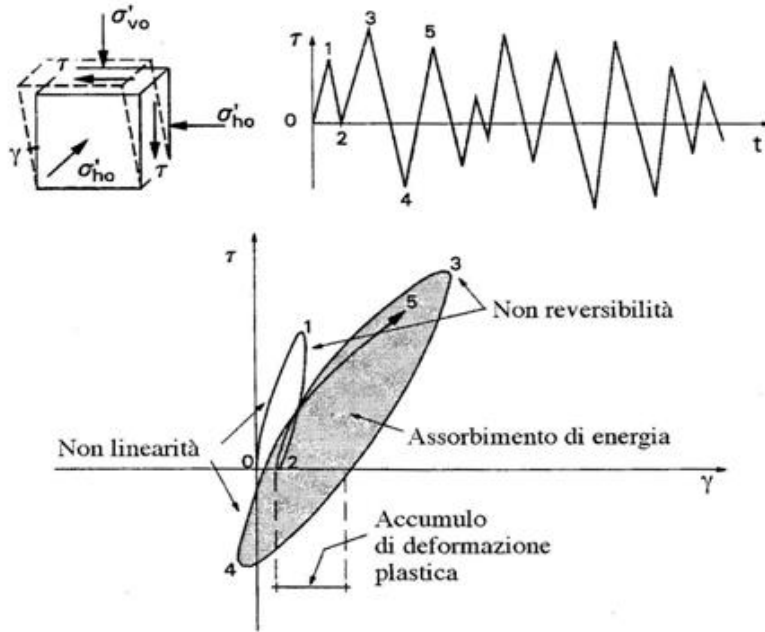


Fig. 5- Comportamento di un elemento di terreno sottoposto ad una sollecitazione di taglio semplice variabile nel tempo con legge irregolare

Si verifica, quindi, che il legame tensione-deformazione non è lineare e irreversibile, ma dipende dalla storia tensionale del terreno. Procedendo con un ciclo di carico-scarico-ricarico, la risposta del terreno può essere rappresentata attraverso una coppia di parametri quali:

-Modulo di rigidezza al taglio  $G(\gamma)$

-Fattore di smorzamento  $D$  (Damping Ratio)

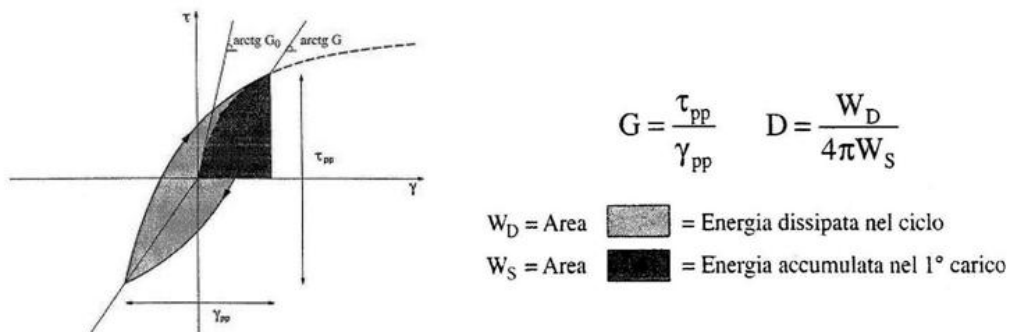
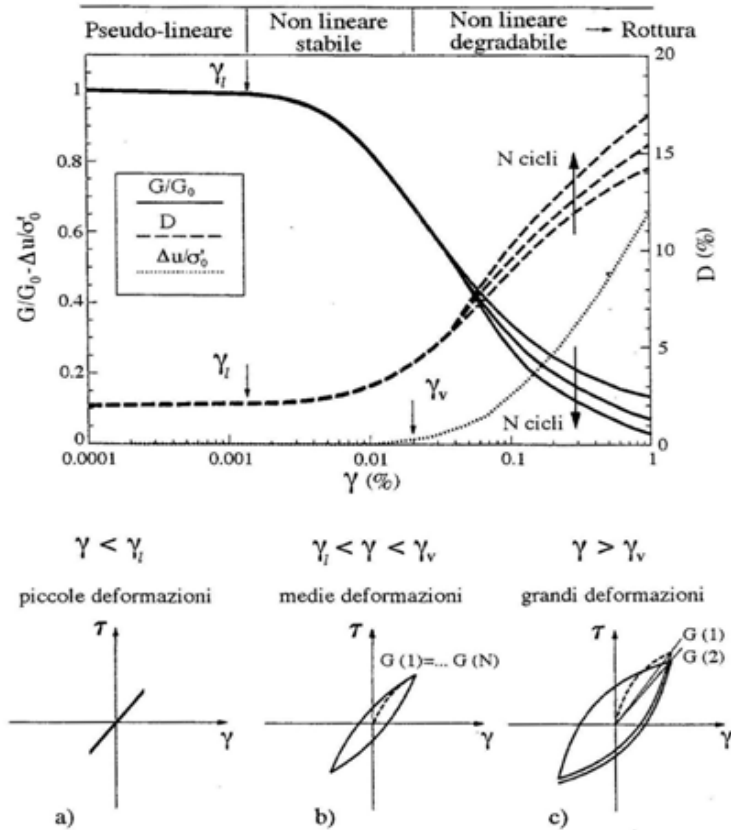


Fig. 5.1- Definizione dei parametri di rigidezza al taglio,  $G$ , e fattore di smorzamento  $D$ , in un ciclo di tensione-deformazione tangenziale

Tali parametri variano a seconda del livello di deformazione tangenziale  $\gamma$  raggiunto dall'elemento di volume. In *fig. 5.2* vi si possono riconoscere piccole, medie e grandi deformazioni.



*Fig. 5.2- Livelli deformativi ed aspetti del comportamento meccanico del terreno in condizioni di taglio semplice ciclico*

Quando la deformazione si mantiene al di sotto della soglia di linearità  $\gamma_l$ , il modulo  $G$  risulta essere costante ed uguale al valore iniziale  $G_0$ , mentre la quantità di energia dissipata rimane prossima a zero. In queste condizioni si ritiene accettabile l'utilizzo di un modello elastico lineare per descrivere il comportamento del terreno. Il valore assunto da  $\gamma_l$  varia tra  $10^{-6}$  e  $10^{-4}$  in relazione alle caratteristiche granulometriche e microstrutturali del terreno. Per medie deformazioni il comportamento diventa non lineare e dissipativo ma, si mantiene stabile e indipendente dalla storia di carico se le sollecitazioni cicliche non superano una determinata ampiezza. Al di sopra di tale valore si individua uno step di deformazione  $\gamma_v$  (*soglia volumetrica*) per il quale, ad ogni ciclo di carico, si ha una progressiva degradazione della resistenza meccanica al taglio, eventualmente fino alla rottura attraverso un fenomeno detto di *liquefazione*

*ciclica*. Il modulo di rigidezza al taglio ( $G$ ) ed il fattore di smorzamento ( $D$ ) sono, dunque, parametri fondamentali nello studio delle risposte dei terreni e rivestono un ruolo di primaria importanza in alcune tipologie di analisi e prove di laboratorio a cui si fa riferimento nel capitolo 11 (Lanzo et al., 1999).

## 5.1 Terremoti ed onde sismiche

Un terremoto è sostanzialmente generato da un movimento improvviso tra rocce appartenenti a strutture geologiche attive, ossia sottoposte a tensioni e sforzi di origine tettonica; oppure da attività vulcanica profonda come il movimento di magma a differente profondità. Tali eventi liberano una quantità di energia proporzionale alla dimensione ed alla tipologia della rottura, che si propaga attraverso la crosta terrestre in forma di onde sismiche. La vibrazione associata al passaggio di una singola onda può essere descritta attraverso una legge armonica di frequenza  $f$  e si propaga nel mezzo con una periodicità descritta dalla lunghezza d'onda  $\lambda$ . La relazione tra frequenza e lunghezza d'onda permette di definire la velocità di propagazione dell'onda ( $V$ ):

$$f \cdot \lambda = V$$

Ad una certa distanza dal punto d'origine, le deformazioni causate dal passaggio delle onde sismiche nel sottosuolo sono quasi irrilevanti ed i materiali coinvolti, quali rocce e terreni sciolti, possono essere considerati con buona approssimazione come corpi linearmente elastici. Ciò permette di descrivere la propagazione delle onde utilizzando i moduli definiti precedentemente, poichè la velocità di un'onda elastica in un materiale è descritta dalla relazione seguente:

$$V = \sqrt{\frac{x}{\rho}}$$

dove  $x$  rappresenta il modulo appropriato in relazione alla deformazione indotta dal passaggio di una data onda e  $\rho$  la densità del materiale attraversato. Le onde sismiche si dividono, come descritto, in onde di volume (P ed S) e onde di superficie

(Rayleigh e Love). Mentre le prime si propagano attraverso l'intero volume del mezzo interessato e sono generate direttamente alla sorgente, le ultime si sono generate dall'interferenza di onde di volume in presenza di una superficie di discontinuità che separa due mezzi aventi proprietà fisiche differenti.

Le onde P, essendo le più veloci, costituiscono sempre i primi arrivi delle registrazioni sismografiche. Il moto particellare è un'alternanza di sforzi di compressione e dilatazione, orientati secondo la direzione di propagazione dell'onda. Sono infatti chiamate onde longitudinali e la loro velocità risulta essere:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

Le onde S, al contrario, sono onde di taglio il cui moto oscillatorio impresso nelle particelle è contenuto in un piano ortogonale alla direzione di propagazione dell'onda. Sono più lente rispetto alle P e viaggiano con velocità:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

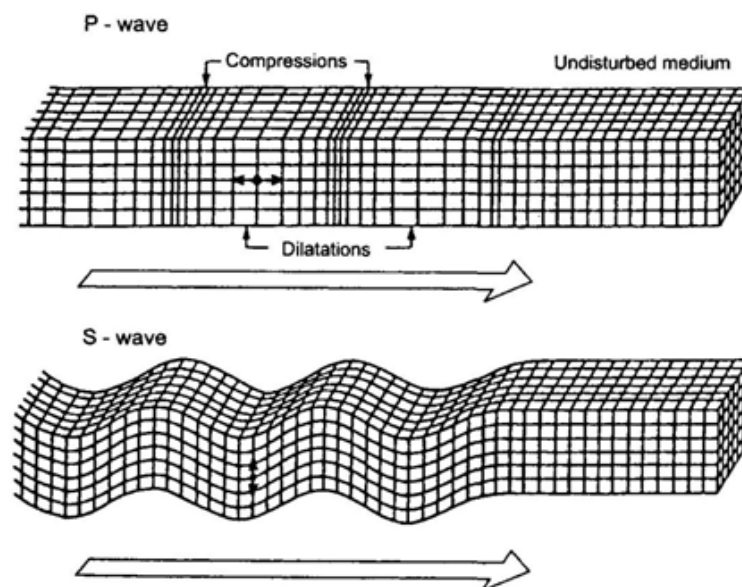
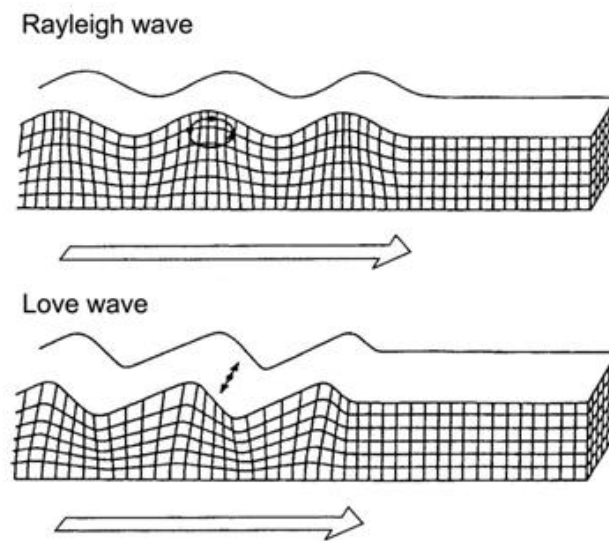


Fig. 5.3- Differenti propagazione di un'onda P (longitudinale) rispetto ad un'onda S (trasversale)

Le onde S inducono sforzi di taglio nei mezzi attraversati, pertanto non possono propagarsi nei fluidi, che hanno resistenza al taglio nulla ( $G = \mu = 0$ ). Le onde di Rayleigh si propagano lungo la superficie terrestre con ampiezze che decrescono in modo esponenziale con la profondità ed il loro passaggio genera tra le particelle di terreno un moto ellittico retrogrado, contenuto in un piano verticale. Le onde di Love sono, invece, onde trasversali polarizzate nel piano orizzontale che si propagano lungo la superficie della Terra.



*Fig. 5.4- Differente moto delle particelle investite da onde superficiali di Rayleigh e Love*

La propagazione delle onde sismiche può essere studiata attraverso le leggi dell'ottica geometrica. Le onde, infatti, subiscono fenomeni di riflessione, rifrazione e diffrazione ogni qualvolta vengano ad incidere su superfici di separazione tra materiali con proprietà fisiche differenti od in presenza di brusche discontinuità.

La riflessione si ha quando fra due strati contigui di terreno esiste una differenza nel valore del parametro di impedenza acustica  $Z$ , definito come il prodotto fra la densità del terreno e la velocità dell'onda nello stesso. In tal caso, solo una parte dell'energia associata all'onda si trasmette nel secondo mezzo, viaggiando in forma di un'onda con ampiezza ridotta. Ciò è una conseguenza diretta del fatto che l'energia è direttamente proporzionale al quadrato dell'ampiezza dell'onda. Nel caso in cui l'angolo d'incidenza sia nullo o abbastanza piccolo ed ipotizzando che non vi siano



perdite di energia dovute ad altre cause, si può ricavare, rispettivamente, la quantità di energia riflessa e trasmessa ( $E_R, E_T$ ), oppure i relativi coefficienti di riflessione e trasmissione ( $R, T$ ), *fig. 5.5*.

Riflessione	Trasmissione	
$E_R = \frac{(Z_2 - Z_1)^2}{(Z_2 + Z_1)^2}$	$E_T = \frac{4Z_1Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2}$	
$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1}$	$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1}$	

Legge di Snell	
$\frac{\sin \theta_i}{\sin \theta_t} = \frac{V_1}{V_2}$	

*Fig. 5.5- Rappresentazione del principio di Riflessione e Trasmissione delle onde sismiche e della legge di Snell*

La situazione in cui  $\theta_t > \theta_i$ , ossia quando  $V_2 > V_1$ , presenta un caso limite illustrato in *fig. 5.6*. Al crescere dell'angolo di incidenza  $\theta_{ic}$ , l'angolo di trasmissione raggiunge il valore  $\pi/2$ . A questo punto l'onda rifratta viaggia nel secondo mezzo parallelamente e lungo la superficie di separazione con velocità  $V_2$ . Il passaggio di tale onda rifratta criticamente, genera un disturbo che si propaga nel mezzo sovrastante in forma di onde dette "onde di testa", la cui direzione rispetto alla verticale è ancora  $\theta_{ic}$ . Nel caso in cui  $\theta_i > \theta_{ic}$  si verifica una *riflessione totale*.

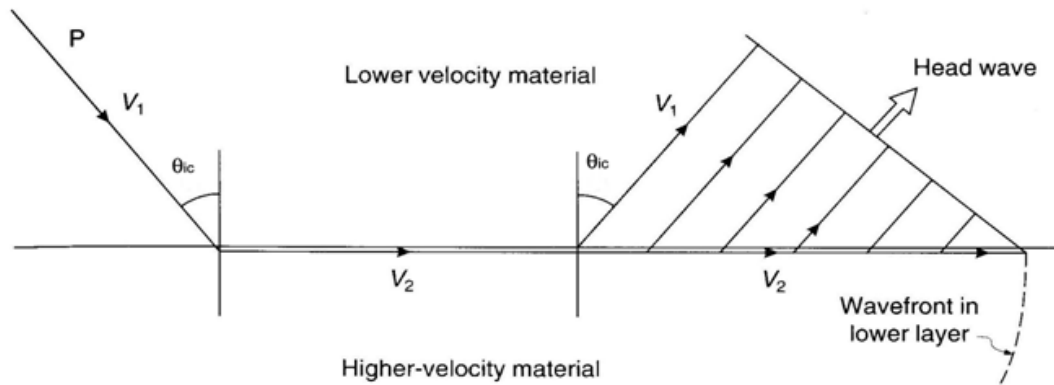


Fig. 5.6- Schema rappresentante il principio di rifrazione per cui un'onda tende a viaggiare parallelamente alla stratificazione

Dalla fig. 5.7 si può osservare come quando un'onda P subisce una rifrazione, l'energia contenuta in essa venga suddivisa in altre due onde P (riflessa e rifratta) ed in due onde SV, polarizzate verticalmente, che si propagano nei due mezzi con angoli differenti. La generazione di onde SV prende il nome di *trasmutazione* e tale fenomeno non si osserva per onde SH polarizzate orizzontalmente (Sheriff et al., 1995).

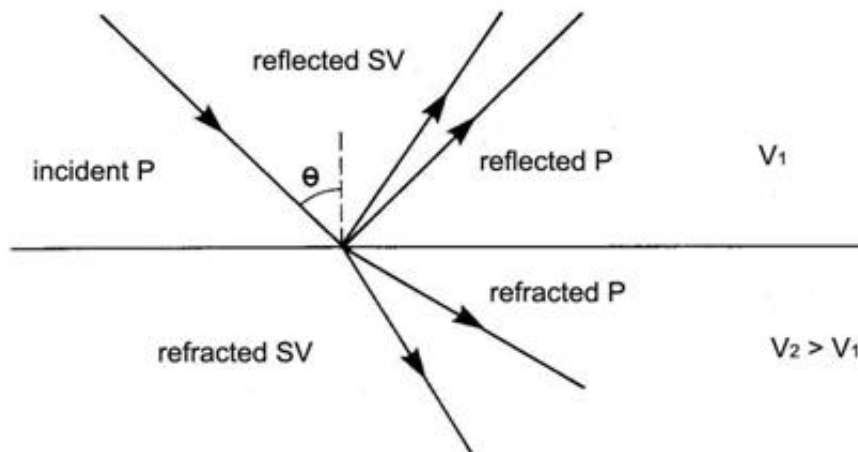
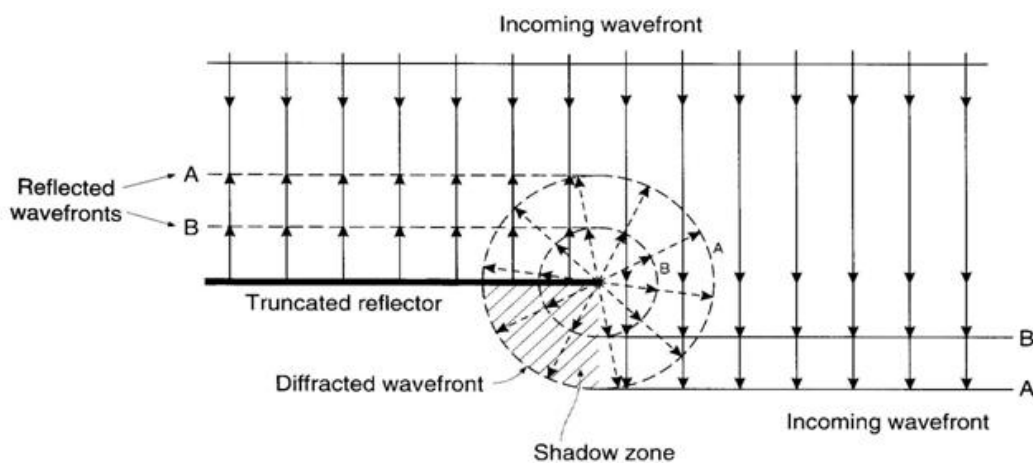


Fig. 5.7- Polarizzazione in onde SV ed SH di un'onda P incidente

I fenomeni descritti sono relativi alla propagazione di un'onda in un mezzo considerato omogeneo, oppure all'interfaccia tra due mezzi aventi proprietà contrastanti. Se un'onda si propaga, invece, attraverso un mezzo le cui proprietà meccaniche variano in maniera continua con la profondità, la direzione di

propagazione non è più osservabile attraverso una linea retta ma con una curva. Tale fenomeno è detto di *rifrazione continua* rappresentato in *fig. 5.8* (Mazzoldi et al.,2002).

La diffrazione si verifica quando un'onda intercetta discontinuità di tipo strutturale oppure ostacoli aventi dimensioni confrontabili alla propria lunghezza d'onda. La propagazione dell'energia all'interno della zona d'ombra si spiega attraverso il principio di Huygens-Fresnel.



*Fig. 5.8- Fenomeno della rifrazione continua*

Il ripetersi continuo dei fenomeni descritti sopra, in un mezzo di propagazione fortemente disomogeneo come il sottosuolo, prende il nome di *scattering* (sparpagliamento) ed è una delle cause principali per la diminuzione della quantità di energia che è possibile registrare ad una certa distanza dalla sorgente sismica. A tale diminuzione contribuisce anche un altro fenomeno detto di *divergenza*, in cui si considera che la propagazione dell'energia dal punto di origine avvenga radialmente e che si diffonda in fronti d'onda via via più grandi. Tuttavia, il processo dissipativo avente la responsabilità maggiore è l'*attenuazione*. A volte esso viene identificato con l'*assorbimento*, in cui l'energia cinetica associata all'oscillazione delle particelle si trasforma in calore per attrito. In realtà questo prende parte al fenomeno di attenuazione delle onde sismiche. Sostanzialmente, l'attenuazione dell'ampiezza di un'onda dipende sia dalle caratteristiche del materiale attraversato sia dalle caratteristiche stesse dell'onda e può essere espressa attraverso la seguente relazione, ricavata per un materiale omogeneo in caso di divergenza sferica:

$$\frac{A}{A_0} = \frac{r_0}{r} e^{-\alpha(r-r_0)}$$

in cui  $A$  e  $A_0$  sono rispettivamente l'ampiezza d'onda alla distanza  $r$  e  $r_0$  dalla sorgente, mentre  $\alpha$  è il coefficiente di attenuazione dato da:

$$\alpha = \frac{\pi f}{QV}$$

dove  $f$  = frequenza dell'onda

$V$  = velocità di propagazione dell'onda

$Q$  = è il fattore di qualità, dipendente dalla natura del mezzo

Si può osservare che l'attenuazione si verifica più rapidamente per le alte frequenze piuttosto che per le basse e ciò implica che il segnale viene modificato nel tempo (o con la distanza) perdendo progressivamente le componenti a minore lunghezza d'onda. Tale fenomeno viene anche definito come *allungamento del segnale*.

### 5.1.1 Procedure e strumentazioni di indagine geosismica

Tutte le indagini di tipo sismico mirano a ricavare informazioni sulla struttura e sulla composizione del sottosuolo attraverso la misura della velocità delle onde sismiche. Le procedure utilizzate si possono suddividere in due categorie principali:

- *Misure sismiche attive (controlled source)*: le onde sismiche vengono generate artificialmente attraverso sorgenti come maglio battente, fucile verticale e altro.

- *Misure sismiche passive*: le vibrazioni registrate provengono da fenomeni naturali ed antropici, non generate allo scopo dell'indagine.

L'affidabilità dei risultati ottenibili dipende fortemente dalla qualità delle registrazioni effettuate in sito, che può variare da dati inutilizzabili a dati eccellenti in dipendenza a fattori intrinseci (ad esempio la rumorosità del sito) ed estrinseci (esperienza degli operatori, adeguatezza e sensibilità della strumentazione...).

Le componenti indispensabili per eseguire indagini sismiche sono:

- *Sorgente meccanica*: deve essere in grado di produrre onde elastiche contenenti una buona quantità di energia. Essa viene utilizzata solo per misure in attivo.

- *Geofoni (ricevitori)*: Sono dotati di un buon sistema di accoppiamento al terreno e di un'appropriata risposta in frequenza.

- *Sistema d'acquisizione (sismografo)*: in grado di registrare il segnale in formato digitale.

- *trigger*: si tratta di un trasduttore alloggiato nella sorgente in grado di individuare l'istante di partenza della sollecitazione dinamica. Anch'esso viene utilizzato solo per le misure in attivo.

- *tromografo*: strumento in grado di registrare microtremori dotato di velocimetri ed accelerometri, utilizzato per misure in passivo.

Il tipo più comune di geofono consiste in un involucro di plastica al cui interno è fissato un magnete permanente ed una spira di materiale conduttore collegata ad una molla. A sua volta l'involucro è dotato di una punta conica della lunghezza di circa 10cm attraverso cui l'apparecchio è infisso al suolo. Al passaggio di una sollecitazione sismica il geofono si muove in modo solidale con il terreno. Al suo interno, l'oscillazione relativa tra il magnete e la spira produce in quest'ultima una debole corrente elettrica che viene amplificata e trasmessa al sismografo. Quest'ultimo genera, in uscita, una traccia per ogni geofono in un diagramma spazio-tempo. Osservando l'esempio in *fig.(5.9)* sono visibili i picchi su ciascuna traccia e rappresentanti l'istante di arrivo di una determinata onda al relativo geofono.

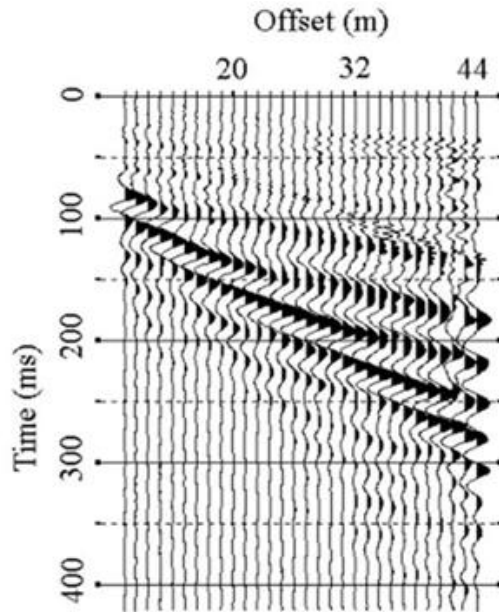


Fig. 5.9- Esempio di sismogramma con i picchi di arrivo

Le tracce relative ad una registrazione sono costituite sia dal *segnale* che dal *rumore*. Con il primo termine si definisce ogni evento della registrazione dal quale si intende ricavare informazioni, mentre la parte restante costituisce il rumore. Il rapporto tra l'ampiezza del segnale in una specifica parte della registrazione e l'ampiezza del relativo rumore si indica con  $S/N$  (*signal to noise ratio*) ed è un parametro importante per la valutazione della qualità dei dati raccolti. Solitamente per  $S/N > 1$  i dati sono ritenuti di buona qualità, per  $S/N < 1$  i dati sono scadenti e al limite inutilizzabili.

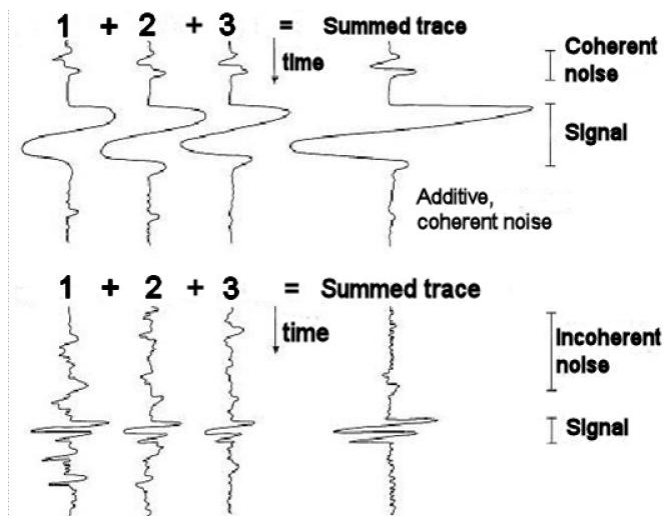


Fig. 5.10- Somma di tracce contenenti rumore coerente ed incoerente

Dalla *fig. 5.10* si osserva come il rumore possa essere coerente o incoerente, a seconda che esso sia individuabile o meno su più tracce consecutivamente. La differenza tra i due può essere causata unicamente da un fattore di scala ed in questo caso basterebbe ridurre la spaziatura tra i geofoni per trasformare un rumore incoerente in rumore coerente. Quest'ultimo può venire suddiviso nelle due componenti verticale ed orizzontale, ripetibile o meno sulla stessa traccia ad una nuova energizzazione. Anche il rumore incoerente può essere ripetibile se esso è direttamente influenzato dalla struttura del suolo indagato, ma in genere ciò è dovuto principalmente al verificarsi di eventi contemporanei alla registrazione.

Vista la presenza di diversi tipi di rumore, esistono diversi metodi per ridurre l'influenza e migliorare la qualità del segnale (ossia il rapporto S/N); tali metodi sfruttano le differenze esistenti tra il segnale ed il rumore, basandosi essenzialmente sulle proprietà di cui si è parlato precedentemente: la coerenza, la direzionalità e la ripetibilità. I metodi più comuni sono:

-*Filtro sulle frequenze*: è un accorgimento utile nel caso in cui buona parte dell'energia è concentrata su una banda di frequenze di scarso interesse.

-*Metodo di acquisizione dei dati*: ad esempio si può ridurre il rumore coerente o, più raramente, aumentare il segnale (nella sismica a riflessione si può ottenere che il segnale di ritorno sia in fase su tutti i geofoni all'interno di uno stendimento). Un altro sistema che può essere adottato è quello di utilizzare configurazioni 2-D per ridurre l'influenza del rumore non direzionale.

-*Stacking*: consiste nella somma di tracce ottenute in tempi diversi al fine di attenuare il rumore incoerente casuale presente in ogni tipo di registrazione.

## **5.2 Metodi diretti di misurazione della $V_s$**

Recentemente l'interesse sviluppatosi per la misura delle onde di taglio, come mezzo per ricavare informazioni sulle proprietà meccaniche dei terreni, ha comportato lo svilupparsi di numerose ricerche per verificare l'applicabilità delle tecniche di

indagine tradizionali, nonché la nascita e la rapida evoluzione di nuove metodologie di tipo indiretto, basate sulla misura della velocità delle onde di superficie.

### 5.2.1 Sismica a rifrazione e riflessione

In origine, le prime tecniche di indagine sismica ad essere sviluppate furono la sismica a rifrazione e la sismica a riflessione. Tali tecniche sfruttano i fenomeni descritti precedentemente, come la rifrazione critica e la riflessione all'interfaccia tra strati con caratteristiche meccanico-strutturali differenti, per ottenere informazioni sulla conformazione del sottosuolo in modo speditivo ed economico. Ciò è reso possibile dal fatto che si tratta comunque di metodi non invasivi applicati in superficie. Spesso queste tecniche trovano utilizzo nella pianificazione di una successiva campagna di perforazioni e campionamento e per tale scopo sono ampiamente utilizzate nel campo delle ricerche petrolifere. Entrambe le tecniche si sono sempre basate sull'acquisizione delle onde P che, come detto, sono le più veloci e quindi le più facili da individuare sulle tracce sismografiche in quanto corrispondono sempre ai primi arrivi. Queste onde, inoltre, sono molto semplici da generare in quanto è sufficiente l'impatto di un maglio o di un peso lasciato cadere da un'altezza fissata su di una piastra metallica posta al suolo. Allo stesso modo può essere utilizzato un colpo di fucile orientato verticalmente e perpendicolare al suolo in cui la detonazione avviene in direzione dello stesso. Un altro metodo consiste nell'utilizzo di una carica esplosiva posta in un apposito foro, nel caso si debbano eseguire indagini ad elevate profondità oppure l'impiego di vibratorii.

Per eseguire la misurazione diretta delle onde di taglio (S) occorre generare un segnale trasversale. Nella pratica ingegneristica viene energizzata di taglio una trave zavorrata, al fine di garantire una buona trasmissione al terreno dell'energia prodotta dall'impatto. L'asse maggiore della trave è normale alla linea dello stendimento dei ricevitori ed il colpo viene inferto nella direzione di tale asse. L'impulso così generato è costituito principalmente da onde SH e la sua registrazione avviene mediante l'utilizzo di geofoni a componente orizzontale.

Per riconoscere con una certa accuratezza l'istante di arrivo delle onde S, si inverte il verso della battuta mantenendo invariati tutti gli altri parametri; le due tracce così



ottenute presentano i picchi delle onde S in posizione quasi del tutto speculare e sovrapposta. Così facendo si è in grado di individuare più facilmente l'istante cercato.

Entrambe le tecniche, tuttavia, presentano inconvenienti propri del metodo utilizzato. La sismica a rifrazione risulta difficilmente capace di rilevare la presenza di strati con velocità inferiori a quelli sovrastanti mentre la sismica a riflessione, sviluppata prevalentemente per indagini ad alte profondità, risulta poco affidabile per studi prossimi alla superficie (fino a 50 metri di profondità) ad esclusione di indagini ad alta risoluzione. Queste ultime, però, comportano un netto aumento dei costi per le difficoltà di esecuzione.

## **5.3 Metodi indiretti per la misurazione della Vs**

### **5.3.1 Caratteristiche della propagazione delle onde di superficie**

Qualsiasi segnale sismico è costituito dai diversi tipi di onde prima descritti, ciascuno dei quali può essere osservato come combinazione di un infinito numero di componenti di frequenza  $f$ , con ampiezza  $A$  e fase  $\Phi$ . In un mezzo omogeneo e di estensione infinita, tutte le frequenze di un determinato tipo di onda di volume si propagano alla stessa velocità. La stessa cosa accade in un semispazio omogeneo per le onde di superficie (*fig. 5.11a*). Se invece il mezzo di propagazione non è omogeneo, ogni componente di frequenza si propaga con una diversa velocità (detta *velocità di fase*) in relazione alle caratteristiche del mezzo, dando luogo al fenomeno della *dispersione*. Sperimentalmente si è osservato che per le onde di volume (P ed S) tale fenomeno è trascurabile e tali onde possono essere descritte come non dispersive. Al contrario, le onde di superficie sono fortemente dispersive. In *fig. 5.11b* viene illustrato il semplice caso di un terreno costituito da due strati di terreno con proprietà meccaniche differenti dove la curva sottostante identifica la velocità di fase in funzione della frequenza e viene chiamata *curva di dispersione*.

Di solito, l'andamento della velocità viene riportato in funzione della frequenza  $f$  piuttosto che della  $\lambda$ , ottenendo una curva del tipo raffigurato in *fig 5.11c*. La situazione illustrata, in cui la velocità diminuisce al crescere della frequenza, viene

chiamata *dispersione normale* e si verifica quando le proprietà meccaniche dei terreni interessati dal passaggio delle onde sismiche migliorano con la profondità. Nel caso opposto, benchè più raro, si verifica una *dispersione inversa*. Sempre dalla *fig 5.11a,b* si osserva la maggiore attenuazione con la profondità delle componenti ad alta frequenza del segnale sismico; più è grande la lunghezza d'onda, più le caratteristiche di propagazione sono influenzate dalle proprietà degli strati di terreno più profondi.

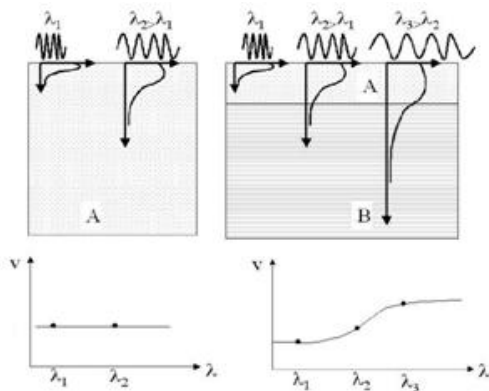


Fig. 5.11a

Fig. 5.11b

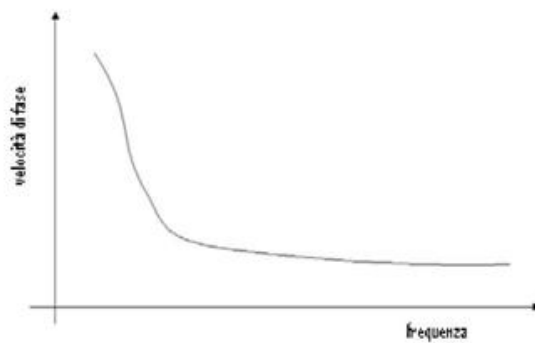


Fig. 5.11c

La curva di dispersione può essere ricavata sperimentalmente attraverso misurazioni effettuate in sito ed essere poi utilizzata per risalire alle proprietà dei terreni investigati come schematizzato nella *fig. 5.12* seguente:

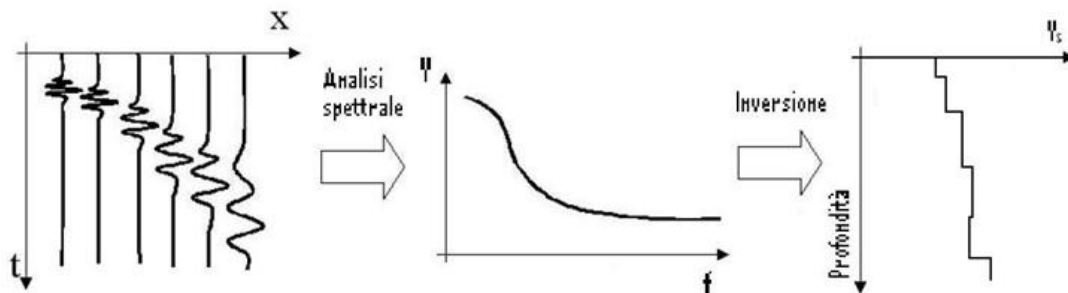


Fig. 5.12- Esempio semplificato del passaggio tra il sismogramma, la curva di dispersione ed il modello del sottosuolo

La propagazione delle onde di Rayleigh in un mezzo stratificato orizzontalmente è un fenomeno multi-modale. Per una certa stratigrafia, ad ogni frequenza può corrispondere più di una lunghezza d'onda e, di conseguenza, più di una velocità di fase.

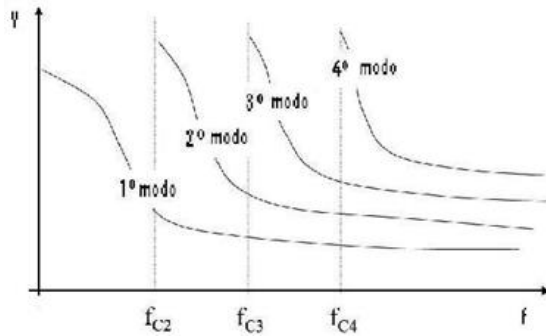


Fig. 5.13a

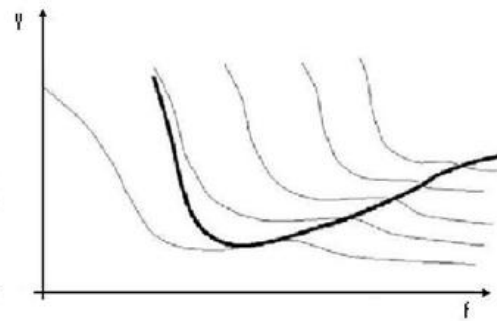


Fig. 5.13b

I differenti modi di propagazione risultanti (fig. 5.13a) possono esistere simultaneamente. Il primo modo di propagazione viene detto *modo fondamentale* ed è sempre presente nel segnale sismico. I modi superiori appaiono solo al di sopra di un dato valore  $f_c$  della frequenza, chiamata *cut-off frequency*. Il numero di modi individuabile dipende dalla struttura del sottosuolo e dal campo di frequenze investigato. La presenza di modi superiori al primo può causare notevoli problemi durante la procedura di estrazione della curva di dispersione dai dati ottenuti in campagna. Ne è un esempio ciò che viene rappresentato in fig. 5.13b dove si può notare che il risultato dell'analisi spettrale è una curva di dispersione apparente.

## 5.4 Analisi spettrale

Qualsiasi processo che rappresenti e quantifichi una grandezza che si propaghi in forma di onde in funzione della frequenza, viene definito come *analisi spettrale*. L'individuazione delle fasi e delle ampiezze costituenti un segnale sismico, da cui ricavare la curva di dispersione, è ottenuta attraverso la Trasformata Discreta di Fourier (*DFT*) applicata ai dati di campagna, i quali sono costituiti da una sequenza  $\{x_n\}$  di campioni registrati ad intervalli di tempo fissati. E' opportuno osservare che il

segnale sismico in sè è rappresentabile attraverso una funzione continua nel tempo  $x(t)$ , dove  $x$  può essere, ad esempio, lo spostamento dalla posizione di equilibrio registrato da un geofono fissato al suolo durante il passaggio dell'onda.

La *DFT* opera sul set continuo di dati  $\{x_n\} = x_0, \dots, x_{N-1}$  attraverso la relazione:

$$X_k(\omega) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n(t) \cdot e^{\left(\frac{-2\pi i}{N} kn\right)}$$

( $k = 0, 1, \dots, N-1$ )

in cui "i" corrisponde all'unità immaginaria e  $\omega = 2\pi f$  è la frequenza angolare.

Ogni termine della sequenza  $\{X_k(\omega)\}$  viene calcolato con un algoritmo *FFT* (*Fast Fourier Transform*). Il risultato dell'analisi viene solitamente riportato in un diagramma ampiezza-frequenza chiamato *spettro di potenza*.

## 5.5 Teoria dell'inversione

La realtà fisica può essere descritta attraverso l'analisi matematica con l'utilizzo di modelli, ossia di leggi che prevedono un numero limitato di parametri e aventi lo scopo di descrivere il fenomeno investigato. Un modello può essere espresso mediante una o più equazioni vettoriali implicite come  $f(\vec{d}, \vec{m}) = 0$ , in cui  $\vec{d} = (d_1 \dots d_n)^T$  è l'insieme dei dati osservabili e  $\vec{m} = (m_1 \dots m_2)^T$  è l'insieme dei parametri che caratterizzano il modello.

Risolvere il problema diretto significa ricavare il valore dei dati a partire da valori arbitrari assegnati ai parametri del modello; risolvere il problema inverso, invece, vuol dire dedurre il valore dei parametri a partire dai valori misurabili dei dati osservati. In molti casi è possibile separare i dati dai parametri del modello ed ottenere un insieme di equazioni lineari rispetto ai dati, ma che dipendano in maniera generalmente non lineare dai parametri del mezzo di una funzione  $G$ ; pertanto si ottiene:

$$f(\vec{d}, \vec{m}) = 0 = \vec{d} - G(\vec{m})$$

Per risolvere il problema inverso, occorre trovare quei valori  $\bar{m}^*$  che più si avvicinano a soddisfare l'eguaglianza. A tale scopo si introduce il concetto di *funzione costo*, definita come una misura dello scostamento dallo zero del risultato ottenuto dalla differenza  $\bar{d} - G(\bar{m}^*)$ . I metodi utilizzati vengono distinti principalmente in due categorie:

-*Metodi di ricerca locale*: cercano il minimo della funzione costo nell'intorno di una soluzione di prova.

-*Metodi di ricerca globale*: investigano l'intero spazio dei parametri, una volta che ad esso siano assegnati dei confini, ossia un dominio.

Tali metodi, dunque, sono strumenti matematici ed in quanto tali sono soggetti alla limitazione di fornire solo un dato grado di certezza dove la soluzione ottenuta sia quella più rispondente alla realtà. Di solito, infatti, la soluzione del problema inverso presenta il grave inconveniente di non essere univoca a causa delle incertezze sperimentali dovute alle semplificazioni introdotte nel modello e della possibilità che alcuni parametri risultino indeterminabili con i dati a disposizione.

## 5.6 Analisi delle onde di Rayleigh

Lo studio della propagazione delle onde di Rayleigh come mezzo per ricavare il profilo di velocità delle onde di taglio si basa sui fenomeni e sulle procedure sopracitati ed è giustificato dalla stretta relazione che intercorre tra i valori di queste due velocità in funzione delle caratteristiche dei mezzi attraversati. Tale relazione può essere espressa nella forma (Schwab e Knopoff, 1972):

$$F(f_j, c_{Rj}, \bar{V}_S, \bar{V}_P, \bar{\rho}, \bar{h}) = 0 \quad (j = 1, 2, \dots, m)$$

in cui:  $f_j$  = frequenza in Hz (Hertz)

$c_{Rj}$  = velocità di fase dell'onda di Rayleigh di frequenza  $f_j$

$\bar{V}_S = (V_{S,1} \dots V_{S,n})^T$  = vettore della velocità delle onde di taglio per n strati

$\bar{V}_P = (V_{P,1} \dots V_{P,n})^T$  = vettore di velocità delle onde di compressione

$\bar{\rho} = (\rho_1, \dots, \rho_n)^T =$  vettore della densità

$\bar{h} = (h_1, \dots, h_{n-1})^T =$  vettore degli spessori degli strati; n ha spessore infinito

I metodi indiretti per la valutazione della velocità delle onde di taglio utilizzano relazioni del tipo presentato, introducendo diversi vincoli ed ipotesi sui parametri, mentre i dati sono costituiti dalle misure delle velocità delle onde di Rayleigh (curva di dispersione). Un'ipotesi fondamentale, comune a tutti i metodi, riguarda la geometria del sottosuolo, che si considera sia costituito da strati orizzontali omogenei, di estensione indefinita in direzione orizzontale. La procedura di inversione, comune anch'essa, consiste nel generare una curva di dispersione teorica assegnando dei valori arbitrari, seppur verosimili, ai parametri. La curva così ottenuta viene confrontata con quella ricavata dai dati sperimentali, misurando il valore della funzione costo. Successivamente, utilizzando uno degli algoritmi iterativi citati, il valore dei parametri viene modificato fino ad ottenere la curva di dispersione teorica che meglio approssima quella sperimentale, avendo preventivamente fissato una tolleranza nota.

La prima tecnica di indagine basata sull'analisi delle onde di Rayleigh ad essere proposta fu la **SSRM** (*Steady State Rayleigh Method*; Jones, 1958). Questa tecnica utilizzava un unico ricevitore ed una fonte di energia costituita da una macchina vibrante in grado di produrre un segnale monocromatico, composto quindi da un'unica frequenza. Il ricevitore veniva spostato lungo una direzione radiale rispetto all'ubicazione della fonte per cercare i punti in cui il segnale arrivava in fase, ricavando così la lunghezza d'onda  $\lambda$  e la velocità  $c_f = \lambda \cdot f$ . Per ricavare la curva di dispersione, la procedura veniva ripetuta cambiando la frequenza di input del segnale sismico. La tecnica, ora abbandonata, offriva in risposta, risultati poco precisi e non consentiva una veloce esecuzione dell'indagine.

La tecnica **SASW** (*Spectral Analysis of Surface Waves*; Nazarian e Stokoe, 1984) rappresenta la prima evoluzione della tecnica SSRM. Nello schema di acquisizione più comune fig. 5.14 si utilizzano due ricevitori posti ad una distanza  $d$  (inizialmente  $d = 1$  m) ed una fonte di energia posta in linea con i ricevitori ad una distanza  $2d$  (*common receiver midpoint geometry, fig. 5.14*). L'energizzazione viene ripetuta più volte nella stessa configurazione per aumentare il rapporto S/N attraverso procedure

di stacking. La tecnica misura la differenza di fase tra il segnale registrato ai due geofoni ed il relativo tempo di ritardo. Pertanto è prassi comune effettuare registrazioni sia "in andata" che "in ritorno", invertendo la geometria del sistema, in modo da minimizzare l'influenza degli errori di misura. Poichè le lunghezze d'onda rilevabili dipendono dalla distanza tra i ricevitori, mentre la profondità investigabile  $z$  dipende dalla lunghezza d'onda ( $z \approx \lambda$ ), la procedura viene ripetuta aumentando per gradi la distanza  $d$ , solitamente fino ad un massimo di 500m. Dai dati così ottenuti si ricava la curva di dispersione tramite analisi spettrale. le profondità investigate con questa tecnica di solito non superano i 50m.

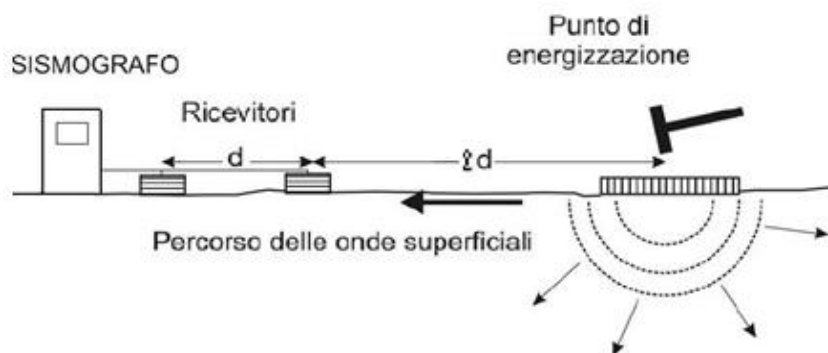


Fig. 5.14- Esempio di acquisizione in "common receiver midpoint geometry"

La tecnica SASW, come la SSRM, presenta diversi inconvenienti; ad esempio, la necessità di variare più volte la configurazione geometrica della prova rende alquanto laboriosa l'intera procedura di acquisizione dei dati. Poichè si ipotizza che la maggior parte dell'energia si propaghi in forma di onde di Rayleigh, è molto difficile, con due soli ricevitori, riuscire a distinguere il segnale dal rumore in siti particolarmente rumorosi, dove l'ipotesi non può essere considerata valida. La probabilità di ottenere una curva di dispersione apparente è molto elevata nel caso siano presenti modi superiori di vibrazione.

Per risolvere alcuni problemi della tecnica SASW è stato proposto l'utilizzo di tecniche multicanale, ossia che utilizzano un numero di ricevitori variabile da 12 a 72 o più, collegati ad un unico sismografo. L'utilizzo di sistemi multicanale consente di aumentare sensibilmente il numero di dati acquisiti a parità di tempo di lavoro, semplifica la separazione del segnale dal rumore e permette di isolare, nel

diagramma  $c-f$ , il modo di vibrazione fondamentale dai modi superiori. Uno di questi metodi prende il nome di **MASW** (*Multichannel Analysis of Surface Waves*; Park et al., 1999) che verrà descritta nel prossimo capitolo. Esiste anche un'altra tecnica multicanale chiamata **Re.Mi** (*Refraction Microtremor*; Louie, 2001). La tecnica Re.Mi, a differenza di quelle descritte finora, è una tecnica di indagine passiva, pertanto non necessita di una fonte di energia per la produzione di onde sismiche, ma registra ciò che viene definito come rumore ambientale. Tale rumore è principalmente costituito da onde a bassa frequenza (quindi ad elevata  $\lambda$ ), per cui l'analisi condotta su di esso consente di raggiungere profondità d'indagine relativamente elevate (fino a 100m). Di solito, la geometria della prova prevede stendimenti lineari dei ricevitori, spazati tra loro da 2 a 20m secondo la profondità da investigare. Gli stendimenti possono essere lunghi anche più di 500m. L'analisi spettrale viene effettuata attraverso una trasformata bidimensionale che analizza l'energia di propagazione del rumore in entrambe le direzioni dello stendimento. I vantaggi di questa tecnica sono la capacità di fornire un'elevata mole di dati con un dispendio economico molto basso. Basta, infatti, un unico operatore per effettuare la procedura di acquisizione. Tale sistema garantisce anche la possibilità di lavorare in qualunque tipo di ambiente anche se estremamente rumoroso, ma presenta molti limiti in termini di accuratezza della misura poichè si basa sull'ipotesi che il rumore sia omnidirezionale.

Un'altra tecnica di indagine passiva consiste nella **HVSR** (*Seismic Noise Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio*). Il principio di base è che i rapporti medi spettrali delle vibrazioni ambientali in direzione orizzontale e verticale possano offrire informazioni utili circa le proprietà di risonanza del sottosuolo circostante. Considerazioni teoriche e modellistica numerica suggeriscono che il modello dei rapporti H/V rispetto alla frequenza (curva H/V) presenti una relazione profonda con le caratteristiche del suolo. D'altra parte molti ricercatori, sulla base del confronto tra il rapporto H/V e la risposta sismica di un sito, concordano sul fatto che avendo configurazioni stratigrafiche spaziali semplici, il massimo della curva H/V può fornire una stima equa della frequenza fondamentale di risonanza di un sito.

Tale parametro è direttamente legato allo spessore della copertura sedimentaria più superficiale e ciò rende la curva H/V uno strumento esplorativo efficace per studi ed indagini geologiche. Studi più recenti hanno dimostrato che le misurazioni del rumore possono essere utilizzate per mappare lo spessore di sedimenti incoerenti.



L'approccio si basa sul presupposto che nell'area investigata, le variazioni laterali della velocità delle onde S siano minori e che essa aumenti principalmente con la profondità secondo la seguente legge:

$$v_s(z) = v_{s0} (1 + Z)^x$$

dove  $v_{s0}$  è la velocità delle onde di taglio di superficie,  $Z = z/z_0$  (con  $z_0 = 1\text{ m}$ ) ed  $x$  corrisponde alla dipendenza tra velocità e profondità. Tenendo conto di ciò e considerando la relazione tra  $f_r$  (frequenza di risonanza), la velocità media delle onde di taglio in sedimenti sciolti  $\bar{V}_s$  ed il loro spessore  $h$ :

$$f_r = \bar{V}_s / 4h$$

la dipendenza tra spessore ed  $f_r$  diviene:

$$h = \left[ v_{s0} \frac{(1-x)}{4f_r} + 1 \right]^{1/(1-x)}$$

edove  $f_r$  viene esplicitata in Hz;  $v_{s0}$  in m/s;  $h$  in m.

Una possibile limitazione all'utilizzo di questo sistema può avvenire se ci si trova in presenza di coperture sedimentarie spesse. In questo caso, i picchi H/V, potrebbero comparire a frequenze molto basse, al di sotto della frequenza minima effettivamente rilevabile dalla strumentazione. Vale la pena notare, tuttavia, che le apparecchiature geofisiche oggi in uso permettono di individuare massimi H/V al di sopra di 0,1-0,5Hz (Foti et al., 2011).

Va citata, inoltre, la tecnica **FTAN** (*Frequency-Time Analysis*; Levshin et al., 1972). Quest'ultima si differenzia dalle precedenti in quanto conduce l'analisi spettrale sulla velocità di gruppo delle onde di Rayleigh, piuttosto che sulla velocità di fase. Tale procedura presenta il vantaggio di poter utilizzare un unico ricevitore, riducendo l'ammontare di lavoro in campagna. La fonte di energia utilizzata è costituita da una sorgente di dimensioni adeguate per generare basse frequenze. Per distanze sorgente-ricevitore (offset) inferiori a 50m si utilizzano ricevitori con frequenza propria di 4,5Hz mentre, per distanze superiori, si usano ricevitori con frequenza di 1Hz; ciò

consente una precisa rilevazione delle lunghezze d'onda elevate, così da raggiungere profondità d'investigazione anche superiori ai 60m.

## **6. Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)**

L'introduzione dei sistemi multicanale (Dobrin e Savit, 1988) ha rappresentato un'importante evoluzione del metodo di indagine basato sull'analisi spettrale delle onde di superficie. Originariamente, questi sistemi prevedevano solo misure in attivo, in considerazione del fatto che la maggior parte dell'energia (circa il 70%) prodotta con i sistemi convenzionalmente utilizzati nelle indagini sismiche che misurano le onde P, si trasmette in forma d'onda di Rayleigh (Richards et al., 1970). Non fa eccezione la tecnica MASW, presentata da C.B. Park e collaboratori nel 1999, sviluppata presso il Kansas Geological Survey (KGS, Kansas University). Successivamente, anche in seguito alle ricerche effettuate da J. Louie sulla tecnica Re.Mi (2001), sono stati sviluppati sistemi di acquisizione in passivo anche per la MASW la quale, però, si distingue dalla precedente sia nella configurazione geometrica dei ricevitori che nei procedimenti di calcolo utilizzati per elaborare i dati.

### **6.1 Procedure di acquisizione dei dati**

Come accennato nel capitolo precedente, l'approccio multicanale presenta diversi vantaggi rispetto alla tecnica SASW, primo tra tutti la possibilità di registrare un'estesa banda di frequenze, quindi di lunghezze d'onda, mantenendo invariata la geometria del sistema di acquisizione dei dati, con un notevole risparmio sui tempi di esecuzione.

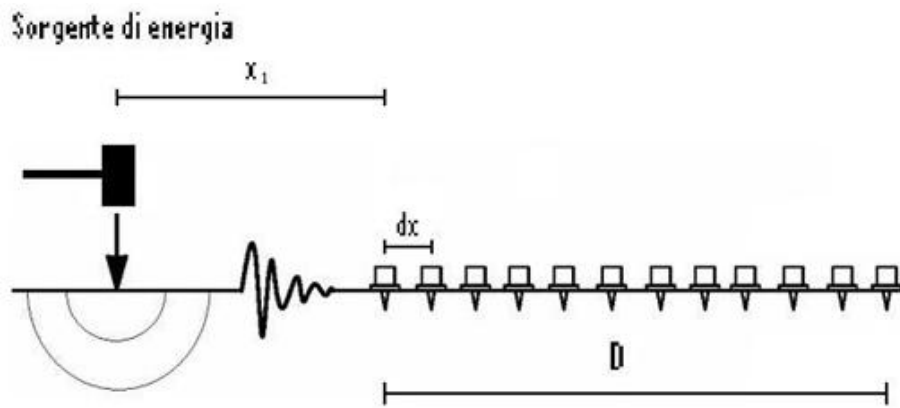


Fig. 6.1- Esempio di configurazione geometrica per sondaggi MASW

Per l'esecuzione di misure in attivo si utilizza la configurazione geometrica mostrata in fig. 6.1, dove  $x_1$  è la distanza tra la sorgente di energia e il primo ricevitore (*source offset*),  $dx$  è l'interasse tra i ricevitori e  $D$  è la lunghezza totale dello stendimento, pari a  $(n-1) \cdot dx$  se  $n$  è il numero di ricevitori utilizzati.

Comunemente, i ricevitori sono geofoni verticali con frequenza propria di 4,5Hz privi di filtri, in grado di registrare, in condizioni ottimali, il transito di onde con frequenze variabili dai 4 ai 50Hz. La scelta dei parametri geometrici è estremamente importante per ottimizzare i risultati dell'indagine in quanto l'affidabilità di questi ultimi dipende dalla qualità dei dati acquisiti in sito. In particolare, occorre considerare l'assunzione per cui le onde registrate siano principalmente onde di Rayleigh che si propagano con fronti d'onda planari; qualunque errore derivato dalla mancata validità di queste ipotesi viene definito un effetto di *near field*. Ciò è provocato essenzialmente dall'interferenza con onde di volume e dall'aver trattato i fronti d'onda con un modello planare mentre, in realtà, sarebbe più corretto assumere per essi un modello cilindrico. Per minimizzare tali errori sarebbe sufficiente aumentare l'offset  $x_1$ , in quanto ciò consentirebbe la naturale separazione delle componenti del segnale dovute alle onde di volume da quelle dovute alle onde di superficie, visto che le prime sono sempre più veloci. Ciò ridurrebbe l'influenza dell'approssimazione dovuta al modello di propagazione planare. L'offset, però, non può essere aumentato in maniera indiscriminata a causa del verificarsi dell'effetto *far field* consistente nell'attenuazione, con la distanza percorsa, delle alte frequenze del segnale; in questo modo si perderebbe la risoluzione sui primi metri di sottosuolo investigato. Inoltre, gli stessi autori della tecnica MASW hanno ipotizzato che, a

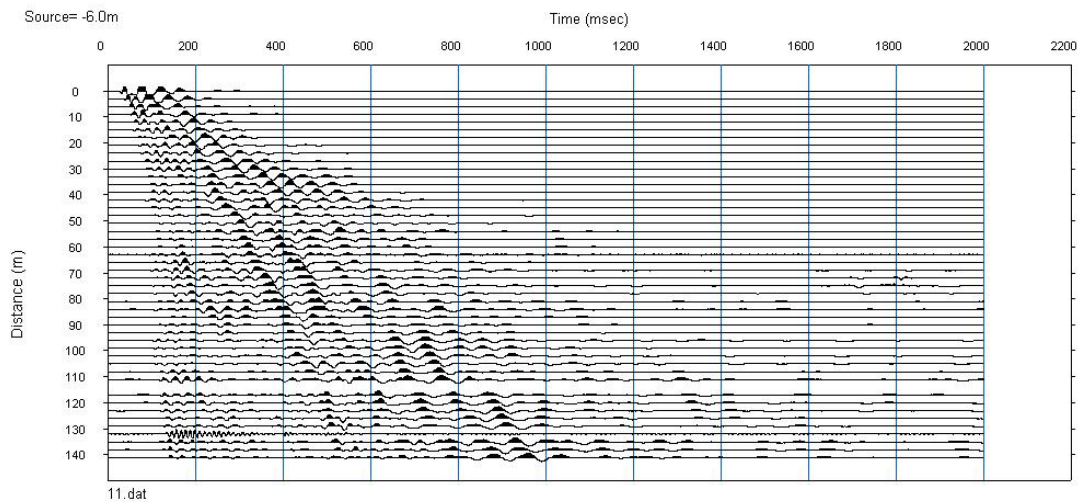
parità di frequenza, il modo fondamentale sia attenuato in maniera maggiore rispetto ai modi superiori e questo aumenterebbe la possibilità di ricavare una curva di dispersione apparente. Ovviamente, l'effetto *far field* condiziona anche la massima lunghezza dello stendimento. Aumentare il parametro  $D$  consentirebbe di campionare le lunghezze d'onda maggiori, quindi di spingere l'indagine più in profondità diminuendo, però, il grado di confidenza del risultato finale. La lunghezza dello stendimento dipende dal numero dei ricevitori utilizzati, in numero variabile da 12 a 48, e dalla distanza presente tra essi (interasse). Quest'ultima definisce il grado di dettaglio sui primi metri d'indagine in quanto la minima profondità risolvibile è circa uguale al valore  $dx$  ( $dx_{min} = 0,5m$ ;  $dx_{max} = 5m$ ).

In un'indagine attiva, un altro parametro di fondamentale importanza è la fonte di energizzazione utilizzata. Essa può consistere in una massa battente (una mazza ad es.) con peso variabile dai 5 ai 10kg che fornisce un impulso dove l'energia è principalmente concentrata su frequenze medio-alte, comprese tra i 10 e i 30Hz per il modo fondamentale. Per generare impulsi di frequenza più bassa basta aumentare la massa in caduta con valori superiori ai 20kg, sebbene il guadagno in termini di profondità d'indagine ottenibile non sempre è proporzionato all'aumento degli oneri dell'esecuzione della prova. L'utilizzo di macchine vibranti, in grado di immettere nel sottosuolo un segnale continuo di frequenza controllata, è solitamente limitato a scopi di ricerca. Quando si usa una sorgente di energia di tipo impulsivo, si effettuano più energizzazioni (minimo 3) mantenendo invariata la configurazione geometrica, con l'obbiettivo di aumentare il rapporto S/N attraverso procedura di stacking.

Indicativamente si può affermare che la massima profondità indagata è uguale alla massima lunghezza d'onda rilevata con la strumentazione a disposizione ( $z_{max} \approx \lambda_{max}$ ), mentre la massima profondità alla quale si può ragionevolmente fornire una stima della velocità delle onde di taglio ( $V_s$ ) è pari alla metà della massima profondità d'indagine raggiunta ( $z_{V_s \ max} \approx (z_{max})/2$ ).

## 6.2 Estrazione della curva di dispersione

I dati ricavati in sito vengono riportati su un diagramma tempo-distanza (sismogramma) in cui ogni traccia  $r_i(t)$  è una funzione discontinua nel tempo rappresentativa del moto del suolo registrato dall'i-esimo geofono (*fig.6.2a*).



*Fig. 6.2a- Sismogramma ottenuto durante una prova in località Caldes*

La complessità delle procedure di calcolo applicate ad una gran mole di dati rende necessario l'utilizzo di software dedicati per l'estrapolazione delle curva di dispersione attraverso l'analisi spettrale e, quindi, per la sua successiva inversione. Il risultato dell'analisi spettrale viene riportato solitamente in un diagramma a scala cromatica detto *spettro di potenza*.

Per l'analisi di dati acquisiti in attivo con configurazioni geometriche lineari, l'energia associata ad ogni frequenza è calcolata attraverso la relazione:

$$E_{1-D}(\omega, c) = \left| \sum_{i=1}^N e^{j\varphi_i} R_i(\omega) \right|$$

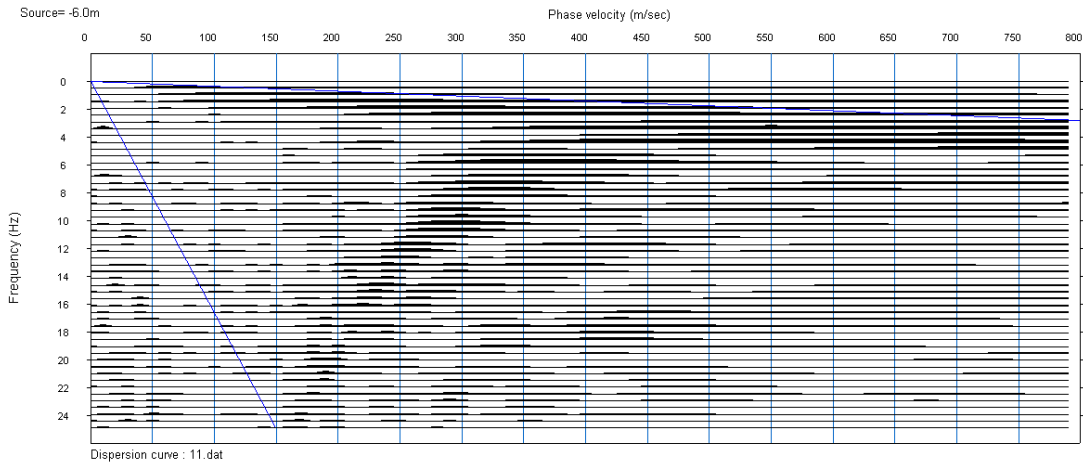
in cui:  $R_i(\omega)$  = trasformata di Fourier della traccia  $r_i(t)$

$\omega = 2\pi f$  è la frequenza angolare

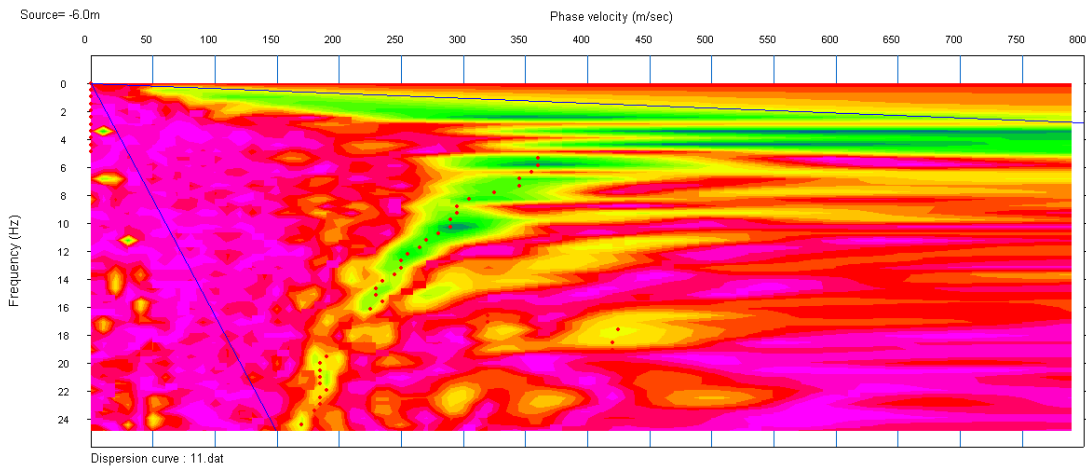
$c$  = velocità di fase

$\varphi_i = \omega x_i / c_R$  corrisponde allo slittamento di fase (*phase shift*) necessario come condizione per poter sommare le  $N$  tracce su ogni frequenza  $j$ .

Per poter separare il segnale dal rumore e distinguere il modo di vibrazione fondamentale dai modi superiori, viene effettuata l'analisi della coerenza degli arrivi del segnale ad ogni ricevitore. La curva di dispersione sperimentale viene individuata contrassegnando in modo automatico i punti di maggior energia più rappresentativi e verosimilmente appartenenti al modo fondamentale (*picking*), fig. 6.2b e 6.2c.



*Fig. 6.2b*



*Fig. 6.2c- Rappresentazione del picking della curva di dispersione nello spettro di potenza relativo al sismogramma di fig. 6.2a*

### 6.3 Profilo della velocità: l'inversione

Il fenomeno della dispersione è legato, come descritto, alla struttura del terreno in cui l'onda si propaga. Nelle indagini indirette finalizzate alla stima della velocità delle onde di taglio si assume che il terreno investigato abbia una struttura a strati di estensione indefinita in senso orizzontale. Con quest'ipotesi è possibile descrivere l'andamento della velocità in funzione della frequenza e di quattro parametri che identifichino le proprietà e la struttura del terreno e cioè le velocità delle onde P ( $V_p$ ) ed S ( $V_s$ ) per ciascuno strato, la densità ( $\rho$ ) e lo spessore degli strati ( $h$ ). L'uso di questi parametri è sufficiente per costruire un modello del sottosuolo in quanto da essi è possibile ricavare il valore di tutti i moduli dinamici caratterizzanti il comportamento elastico di un materiale ed espressi in funzione di  $V_s$  e  $V_p$ :

$$\text{-Coefficiente di Poisson: } \nu = \frac{1}{2} \frac{(V_s/V_p)^2 - 2}{(V_s/V_p)^2 - 1}$$

$$\text{-Modulo di compressibilità: } k = \rho(V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$$

$$\text{-Modulo di taglio: } G = \mu = \rho V_s^2$$

$$\text{-Modulo di Young: } E = \frac{3k}{(V_p/V_s)^2}$$

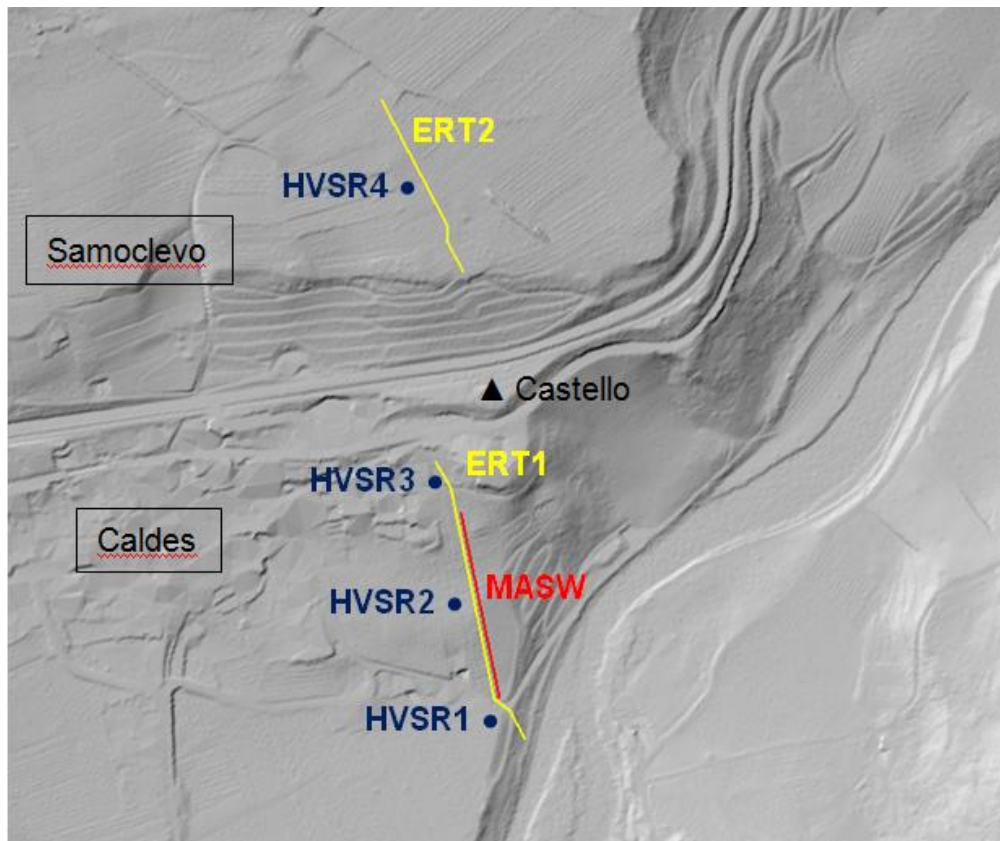
La scelta nella parametrizzazione del modello dipende, dunque, dalla necessità di bilanciare il numero di incognite alle informazioni in esso contenute e all'incertezza presente nei dati. In un modello stratificato, i parametri corrispondono alle proprietà di ogni singolo strato. Le caratteristiche geometriche dello stendimento durante l'acquisizione devono essere introdotte nella modellazione mentre le proprietà degli strati sono le incognite del processo d'inversione. Da studi parametrici si è indicato come la velocità delle onde di taglio e lo spessore degli strati siano i parametri a cui la dispersione delle onde superficiali è più sensibile, mentre la stima della densità ha minore influenza sul fenomeno di dispersione.

## 7. Esecuzione delle indagini geofisiche a Caldes

Le indagini, effettuate il 05/03/2013, sono state spazialmente organizzate come visibile in *fig. 7.1* e composte da:

- 1 stendimento per la sismica attiva a valle del castello con sistema MASW. L'acquisizione è stata realizzata con un sismografo a 48 canali con spaziatura tra i geofoni di 3m. La lunghezza complessiva della linea sismica è di 144m. L'energizzazione è stata prodotta con un fucile sismico e mazza battente, eseguita con un offset di 6m dal primo geofono. Per ridurre il rumore di fondo e migliorare la qualità complessiva dei sismogrammi, sono state eseguite 11 energizzazioni.
- 2 linee elettriche ERT, una a valle del castello (ERT1) ed una a monte (ERT2) in località Samoclevo. L'acquisizione è stata realizzata attraverso un dispositivo di acquisizione a 72 canali (Syscal-Pro Iris) con spaziatura diversa. Nell' ERT1, la distanza interelettrodica era di 5m utilizzando 48 canali, per uno stendimento totale di circa 235m. L'acquisizione è avvenuta utilizzando due configurazioni, dipolo-dipolo e Wenner-Schlumberger. Per quanto riguarda la linea ERT2, la distanza interelettrodica era di 2m per una lunghezza totale di 94m. In quest'ultimo caso si è optato per un solo tipo di configurazione, dipolo-dipolo. Il dispositivo di acquisizione è dotato di un sistema per la gestione automatica degli elettrodi ed è in grado di commutare elettrodi di corrente in elettrodi di misura per tutte le possibili combinazioni quadripolari.
- 4 prove sismiche passive, 3 a valle del castello (HVSR1, HVSR2, HVSR3) ed uno a monte (HVSR4). Queste sono state eseguite con un tomografo (TROMINO<sup>®</sup>), ossia un sismometro a tre componenti e range di frequenza tra 0,1 e 256Hz.





*Fig. 7.1- Posizione dei test geofisici nell'area studio*

Di seguito vengono riportate alcune foto scattate durante la preparazione dell'apparecchiatura e dell' indagine.



*Foto 1- Castel Caldes*



*Foto 2- Preparazione dell'apparecchiatura*



*Foto 3- Dispositivo di acquisizione Syscal-Pro Iris*





*Foto 4- Scattata durante lo stendimento della linea ERT2 a Samoclevo*

## **7.1 Elaborazione e risultati**

### **7.1.1 MASW**

I dati, consistenti nell'acquisizione di treni d'onda dall'istante di energizzazione, sono stati registrati in un computer portatile durante l'esecuzione e successivamente trattati. Delle 11 energizzazioni effettuate, ne sono state selezionate 4 poichè qualitativamente adeguate per le elaborazioni successive. I sismogrammi e gli spettri di potenza relativi a questi ultimi sono visibili nell'Allegato 2. L'interpretazione geofisica è stata eseguita con il software SWAMI per l'inversione e con il software SEISIMAGER per l'analisi spettrale delle onde superficiali. Si può osservare come le velocità delle onde di taglio siano tipiche di sedimenti non consolidati con riferimento alla profondità d'indagine raggiunta, aumentando considerevolmente in prossimità di 31 m (*fig. 7.1.1a e 7.1.1b*).

Profilo Vs finali - Blocco note

File Modifica Formato Visualizza ?

# Final Shear Wave Velocity Profile

#	Depth to # Top of Layer	Layer Thickness	Shear Wave Velocity	Standard Deviation
	0.0	1.0	258.0	3.7
	1.0	1.0	253.3	3.4
	2.0	2.0	227.3	2.6
	4.0	2.0	191.7	1.9
	6.0	2.0	203.5	2.5
	8.0	2.0	251.7	2.8
	10.0	3.0	312.1	3.1
	13.0	3.0	365.8	3.4
	16.0	5.0	406.7	4.2
	21.0	5.0	430.4	5.1
	26.0	5.0	443.5	6.0
	31.0	0	450.6	6.8

Fig. 7.1.1a- Risultati MASW

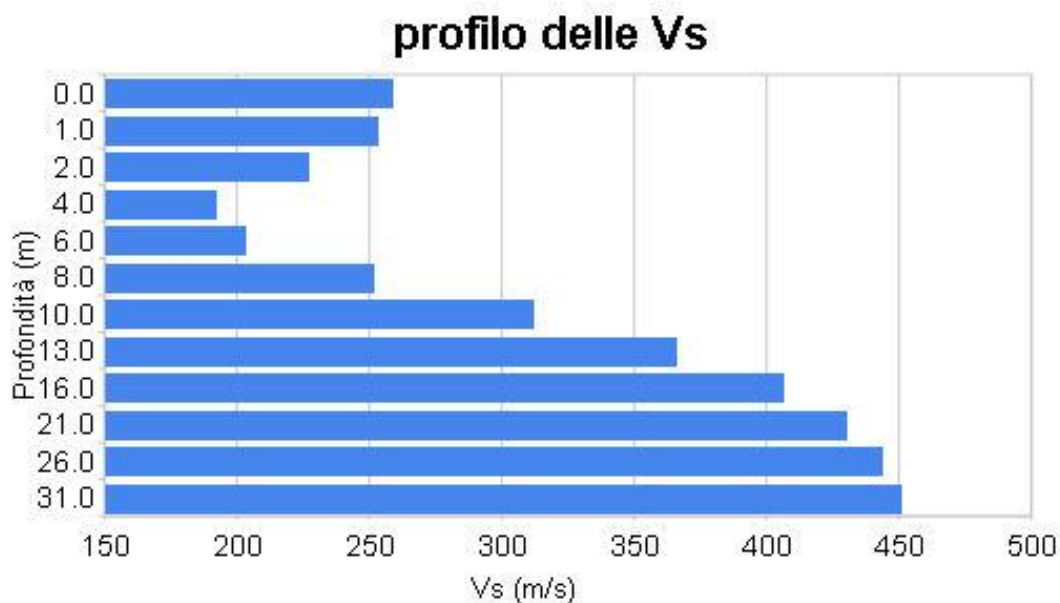


Fig. 7.1.1b- Profilo delle  $V_s$  ottenuto dai dati riportati in fig. 7.1.1a

## 7.1.2 ERT

I profili ERT 2-D sono stati ottenuti utilizzando il software ProfileR per l'inversione 2D dei dati e con il software SURFER per la rappresentazione grafica. I risultati sono mostrati nelle figure seguenti.

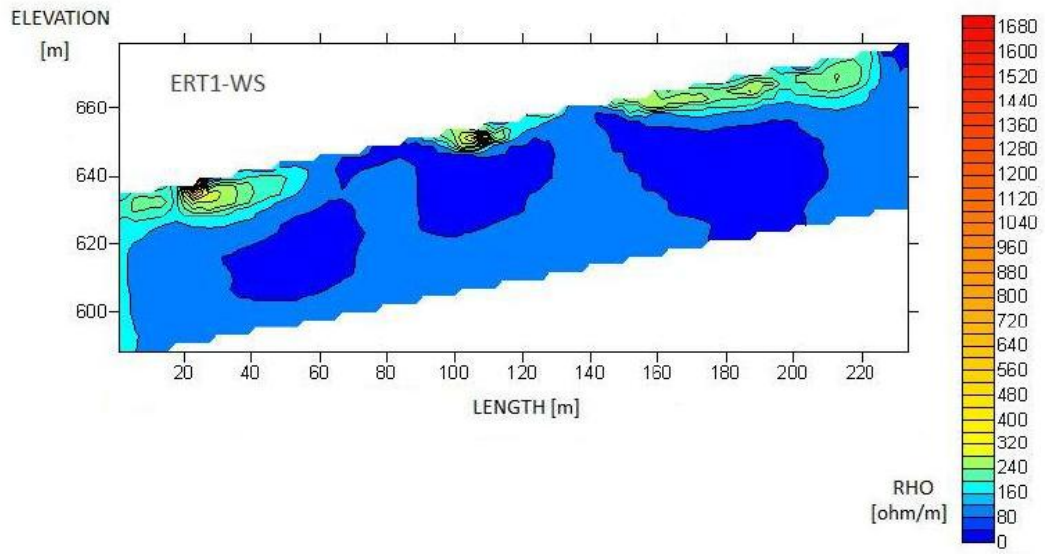


Fig. 7.2- ERT 2D relativa allo stendimento Wenner-Schlumberger della linea ERT1 nel sito Caldes

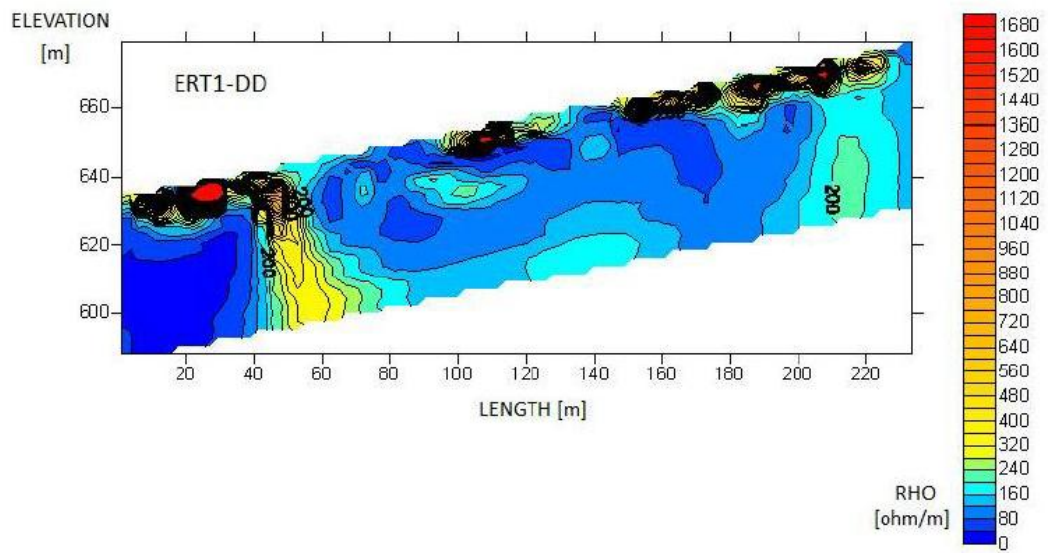
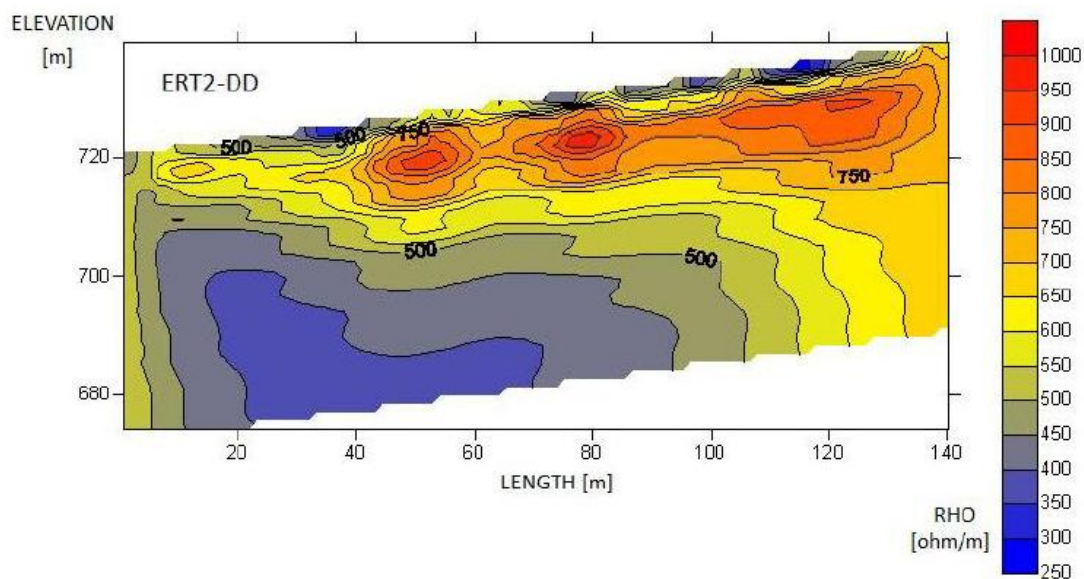


Fig. 7.3- ERT 2D relativa allo stendimento dipolo-dipolo della linea ERT1 nel sito Caldes

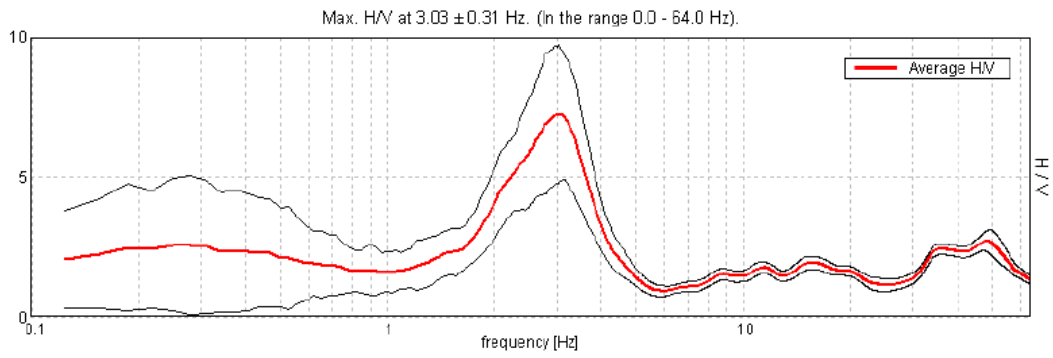


*Fig. 7.4- ERT 2D relativa allo stendimento dipolo-dipolo della linea ERT2 nel sito di Samoclevo*

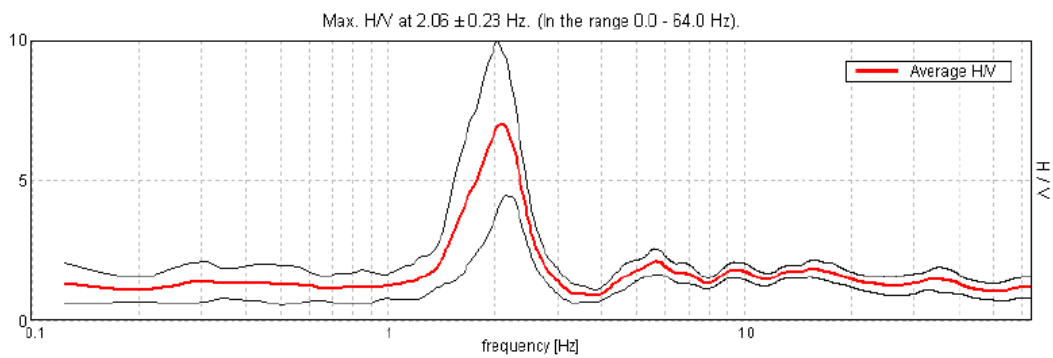
Nei primi due grafici si può osservare come la resistività sia piuttosto bassa, tipica di materiali non consolidati. Infatti, non è riscontrabile la presenza di bedrock almeno fino alla massima profondità d'indagine, intorno ai 40-50m. La terza figura, riferita al sito di Samoclevo, mostra invece la resistività tipica di materiali rocciosi a profondità molto basse e ciò si estende uniformemente lungo tutto lo stendimento. Quest'informazione fa supporre che, contrariamente al sito di Caldes, a Samoclevo il substrato si trovi subito sotto un sottile strato superficiale di terreno.

### 7.1.3 HVSr

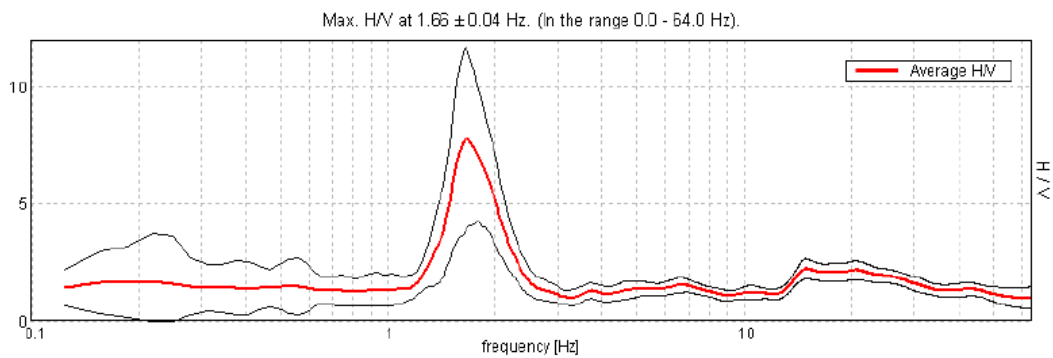
Dalle registrazioni del rumore sismico, ottenute con il tomografo, sono state ottenute le curve spettrali e da queste, tramite una modellazione diretta, si è ricostruito il modello di sottosuolo caratterizzato dai profili di velocità. Per trattare i dati è stato utilizzato il software GRILLA (Micromed S.p.a.). I risultati ottenuti sono le curve H/V in frequenza (H/V), rappresentate nelle immagini seguenti.



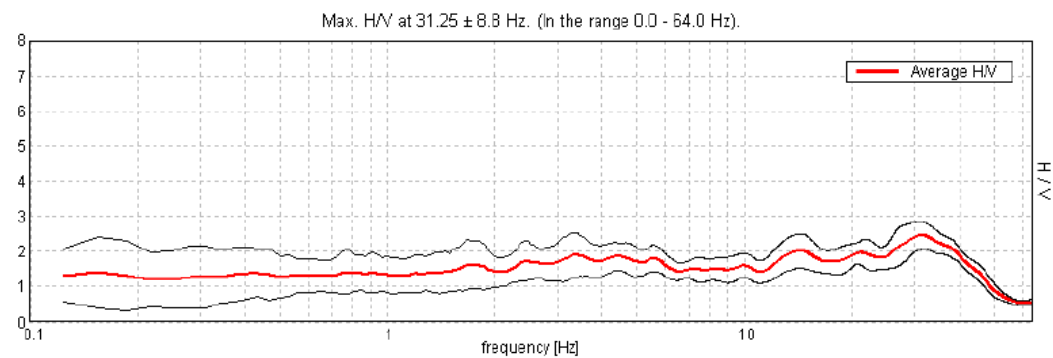
*Fig. 7.5- Curva H/V per il test HVSRI nel sito di Caldes*



*Fig. 7.6- Curva H/V per il test HVS2 nel sito di Caldes*



*Fig. 7.7- Curva H/V per il test HVS3 nel sito di Caldes*



*Fig. 7.8- Curva H/V per il test HVS4 nel sito di Samoclevo*

La presenza di un picco nel rapporto H/V è considerata la frequenza di risonanza del sistema, determinata da un significativo contrasto d'impedenza in profondità dovuto alla transizione tra due mezzi. Conoscendo le  $V_s$  sedimenti ed applicando l'ipotesi di risonanza, è possibile stimare la profondità di tale transizione, ossia in questo caso il passaggio dai sedimenti al bedrock. Per quanto riguarda le prove HVSR1, HVSR2 e HVSR3 il substrato è stato stimato essere ad una profondità rispettiva di 45m, 50m, 60m dal p.c.

La tecnica HVSR si è rivelata uno strumento efficace per la stima della risposta in frequenza  $F_0$  del sottosuolo. Tale frequenza è dunque legata alla profondità dei contrasti d'impedenza acustica e alle velocità di propagazione delle onde negli strati superiori. Per un mezzo continuo stratificato, la frequenza di risonanza fondamentale è:

$$F_0 = \frac{V_s}{4H}$$

dove  $V_s$  corrisponde alla velocità delle onde di taglio e  $H$  alla profondità dove si trova il contrasto di impedenza  $IC$ . Quest'ultimo, relativo a due mezzi come substrato (1) e sedimenti (2) equivale al rapporto tra le impedenze di entrambi:

$$IC = \frac{Z_1}{Z_2}$$

in cui  $Z = \rho V$  e dove  $V$  equivale alla velocità delle onde sismiche e  $\rho$  alla densità del mezzo.

Osservando la curva H/V per la prova HVSR4 (*fig. 7.8*), non si osserva un picco evidente come nelle altre. Da ciò si può dedurre, osservando anche i risultati ERT, che il substrato sia così prossimo alla superficie da rendere il contrasto d'impedenza non risolvibile strumentalmente. Inoltre, con le informazioni acquisite, si può concludere che nella parte di Caldes, a valle del castello, la pendenza del substrato sia inferiore alla pendenza topografica.



## 8. I sondaggi e le analisi geotecniche

Nella zona circostante al castello sono stati eseguiti 3 sondaggi in pozzo, come mostrato in *fig 8.1*. La prima indagine, denominata S1, raggiunge una profondità di 15m, mentre le altre due (S2 ed S3) si attestano intorno ai 25m. La rappresentazione della stratigrafia è riportata nelle *fig. 8.2-8.6*. Dalle carote sono stati ottenuti campioni indisturbati dei materiali costituenti il sottosuolo, i quali sono stati successivamente analizzati nel laboratorio della Provincia Autonoma di Trento. Dalle colonne stratigrafiche si può osservare come i campioni analizzati appartengano a tre gruppi principali: limi argillosi, sabbie e ghiaie sabbiose. Il fatto di poter raggruppare il volume di terreno coinvolto in tipologie distinte da caratteristiche simili, si rende molto utile nella fase di modellazione poichè rende più semplice assegnare le proprietà del materiale coinvolto ai relativi strati.

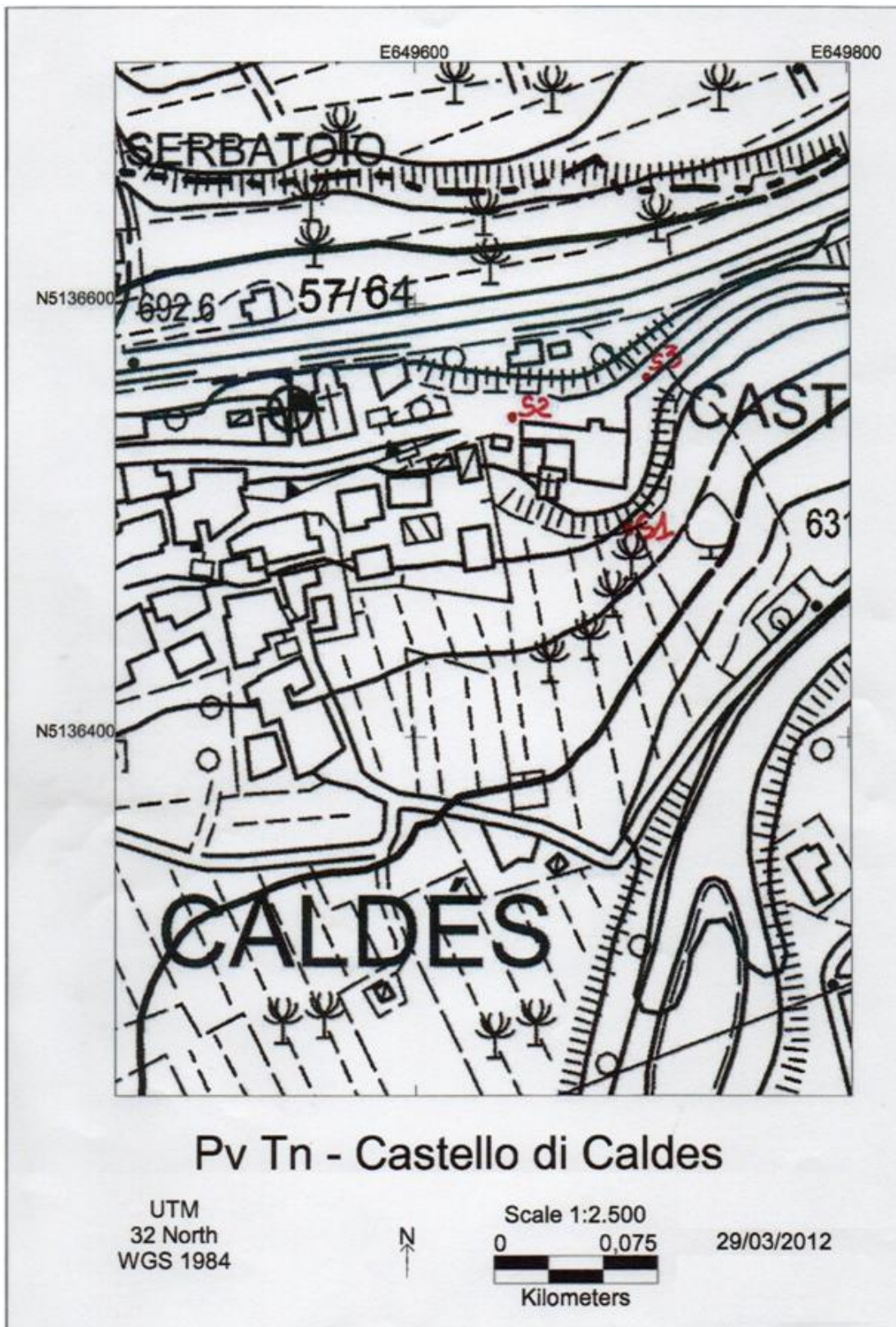


Fig. 8.1- Posizione dei sondaggi S1, S2 ed S3

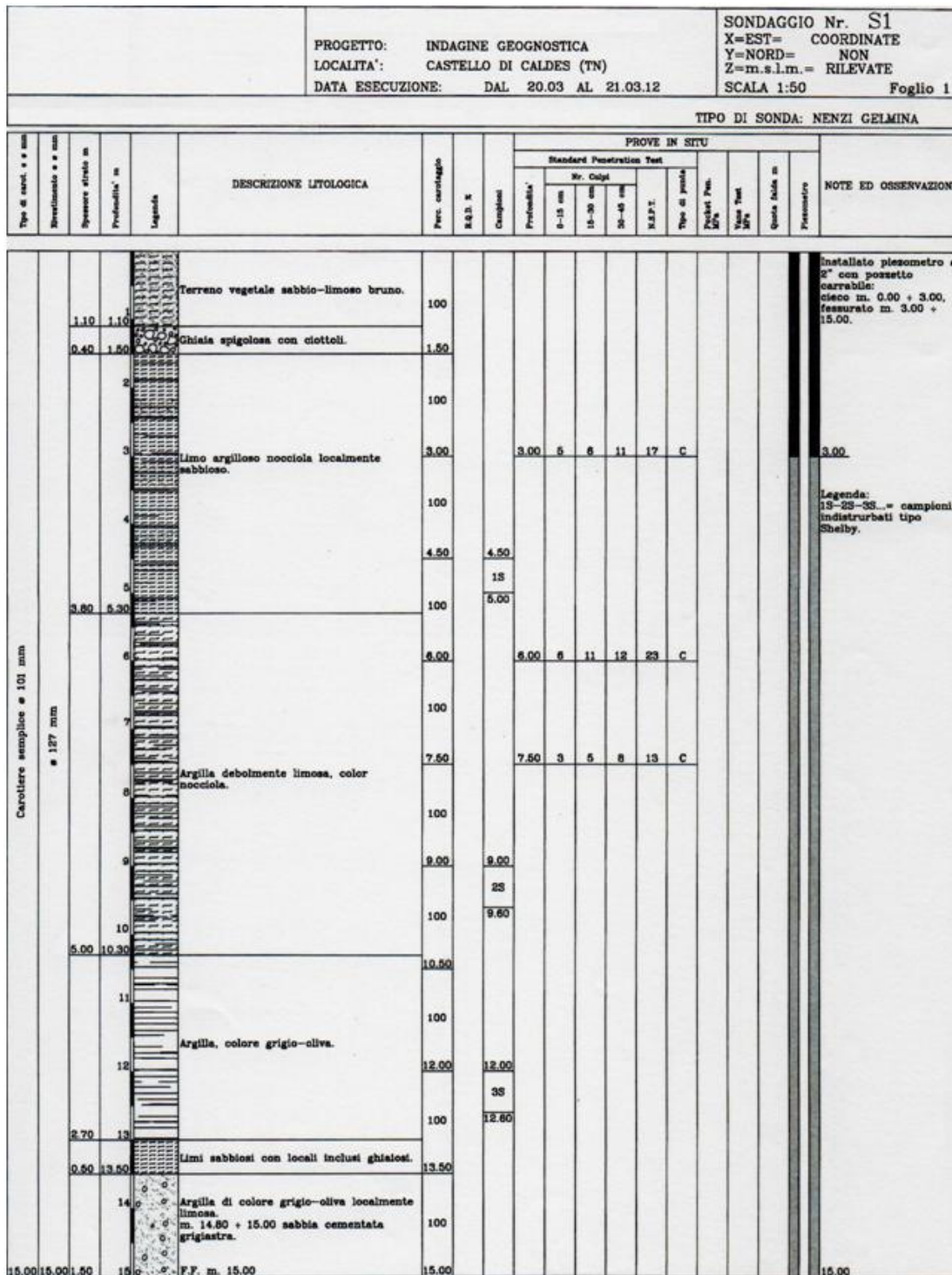


Fig. 8.2- Stratigrafia dall'analisi del sondaggio S1



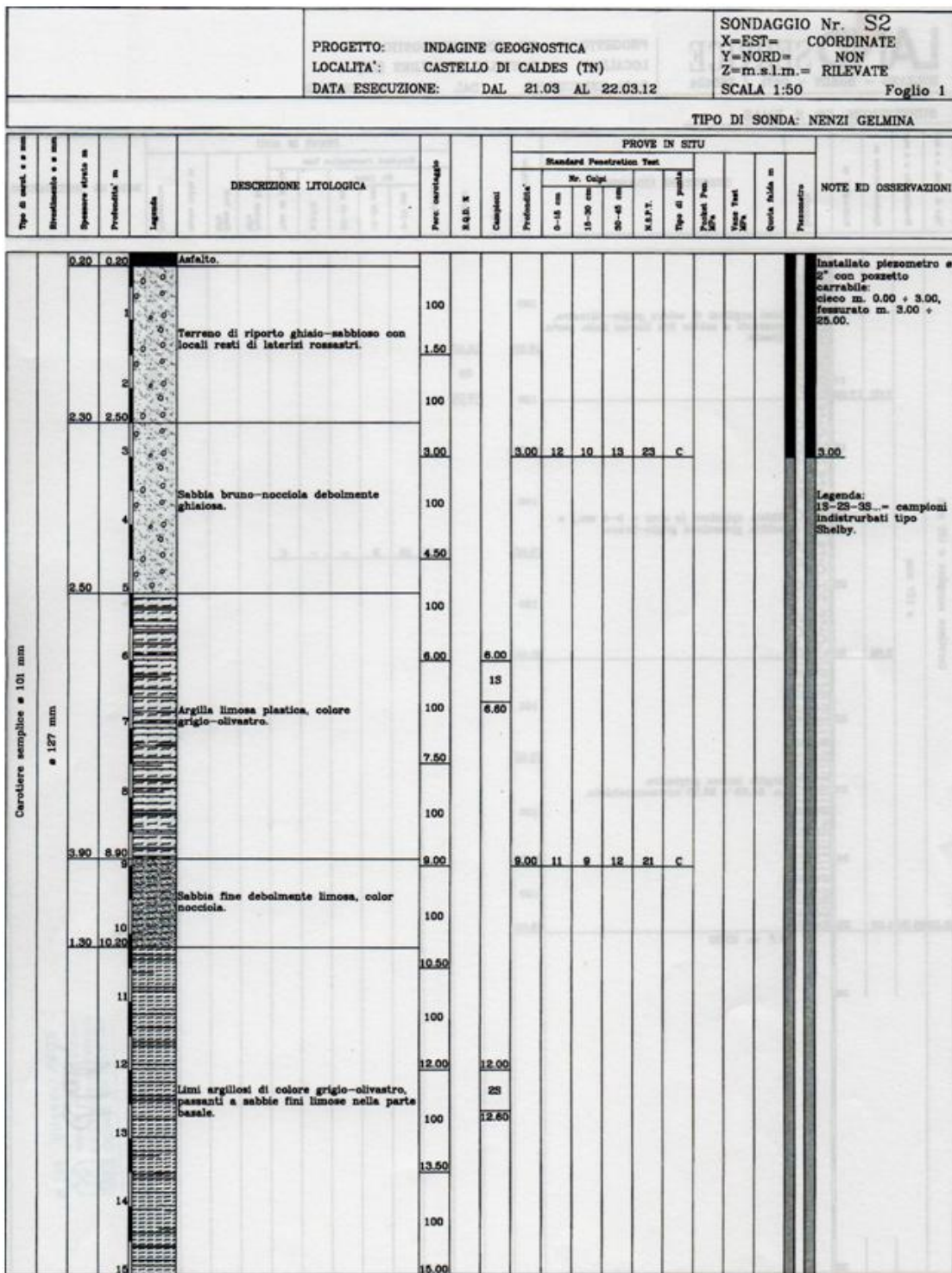


Fig. 8.3- Stratigrafia dall'analisi del sondaggio S2 (prima parte)









## 8.1 Modellizzazione

Analizzando il comportamento della  $V_s$  con la profondità, è stata effettuata una schematizzazione del sottosuolo raggruppando gli strati aventi velocità simili con l'obiettivo di semplificare il modello. Quest'ultimo verrà offerto come dato di input per i modelli numerici di scuotimento sismico. Successivamente, ogni gruppo di  $V_s$  è stato correlato con la stratigrafia disponibile dai sondaggi.

Tale modello di sottosuolo è riportato nella tabella seguente:

Depth [m]	$V_s$ [m/s]	Mean $V_s$ [m/s]	Layer type	Assigned material
0	258	250	sand	<b>SAND</b>
1	253,3			
2	227,3			
4	191,7	200	silt + clay	<b>CLAYEY SILT</b>
6	203,5			
8	251,7			
10	312,1	350	gravel 1	<b>GRAVEL</b>
13	365,8			
16	406,7			
21	430,4	440	gravel 2	
26	443,5			
31	450,6			

*Fig. 8.7- Modello del sottosuolo*

I primi 2 metri sono stati classificati come sabbie, i successivi 6m come limo argilloso ed i restanti come ghiaie ma con diverse velocità delle onde di taglio.

Così facendo si è ottenuto uno schema riassuntivo del sottosuolo suddiviso in quattro strati contenenti tre materiali differenti.

Per confermare la veridicità del modello ipotizzato, si sono messe a confronto le curve H/V del modello con quelle misurate attraverso un metodo diretto.

Sostanzialmente, per ogni punto in cui fosse disponibile una misura di sismica passiva, sono stati inseriti manualmente per ogni strato i corrispondenti valori di



spessore,  $V_s$  media e densità. Se i picchi osservabili nelle curve H/V corrispondono con il modello teorico, significa che la ricostruzione è accettabile.

Dato che il profilo  $V_s$  si estende solo fino ai 31 m, lo spessore dell'ultimo strato è stato esteso fino alla profondità nota del substrato, con una presunta leggera variazione di velocità per ottenere un migliore adattamento della curva. Ciò è giustificato dalle indagini ERT che non mostrano significative variazioni tra i 30 ed i 50m di profondità. Al bedrock è stata assegnata una  $V_s$  di 900m/s come desunto da prove geofisiche eseguite in zone limitrofe.

## 9. Interpretazione delle prove geofisiche

Nelle figure seguenti sono riportati i 3 modelli di sottosuolo elaborati per le tre prove e nei grafici il confronto tra le curve H/V con le curve dai dati misurati.

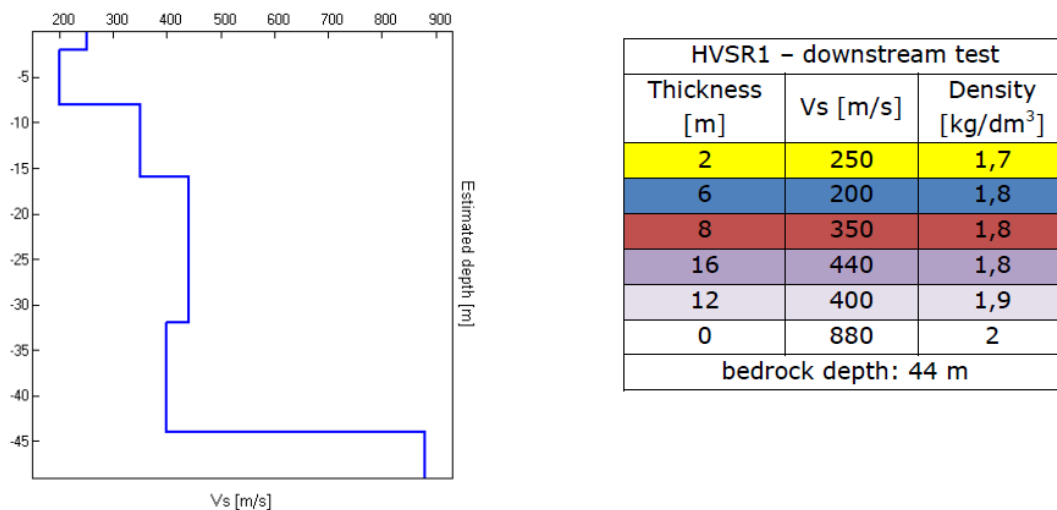
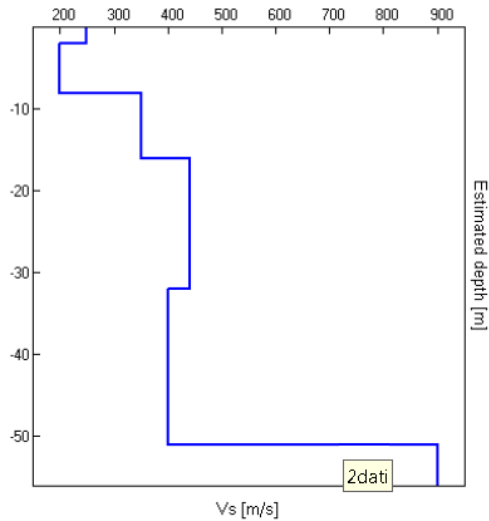
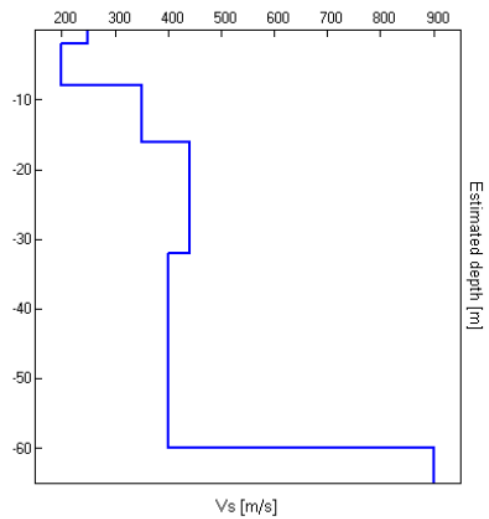


Fig. 9.1- Modello del sottosuolo corrispondente al test HVSR1



HVS2 - intermediate test		
Thickness [m]	Vs [m/s]	Density [kg/dm <sup>3</sup> ]
2	250	1,7
6	200	1,8
8	350	1,8
16	440	1,8
19	400	1,9
0	900	2
bedrock depth: 51 m		

Fig. 9.2- Modello del sottosuolo corrispondente al test HVS2



HVS3 - upstream test		
Thickness [m]	Vs [m/s]	Density [kg/dm <sup>3</sup> ]
2	250	1,7
6	200	1,8
8	350	1,8
16	440	1,8
28	400	1,9
0	900	2
bedrock depth: 60 m		

Fig. 9.3- Modello del sottosuolo corrispondente al test HVS3

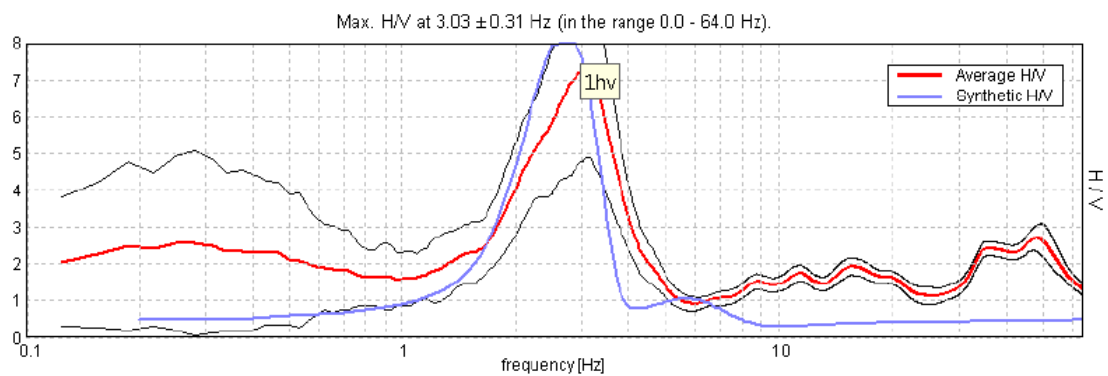


Fig. 9.4- Comparazione tra le curve H/V calcolate e misurate per il test HVS1

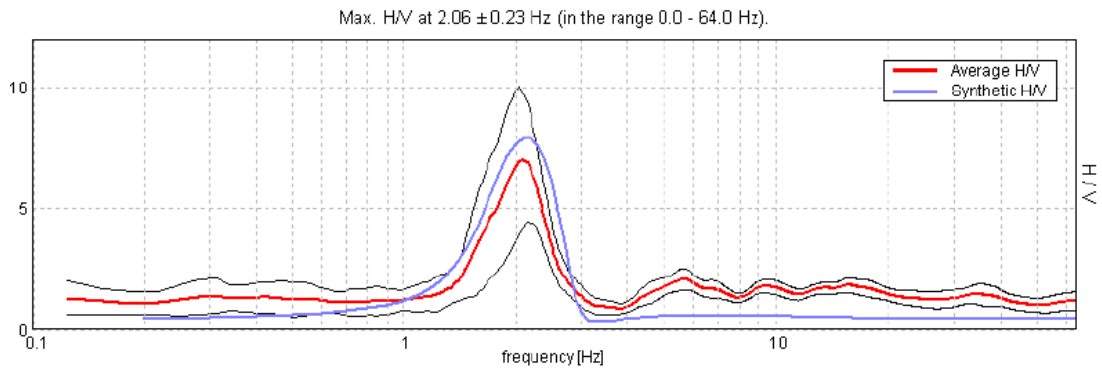


Fig. 9.5- Comparazione tra le curve H/V calcolate e misurate per il test HVSR2

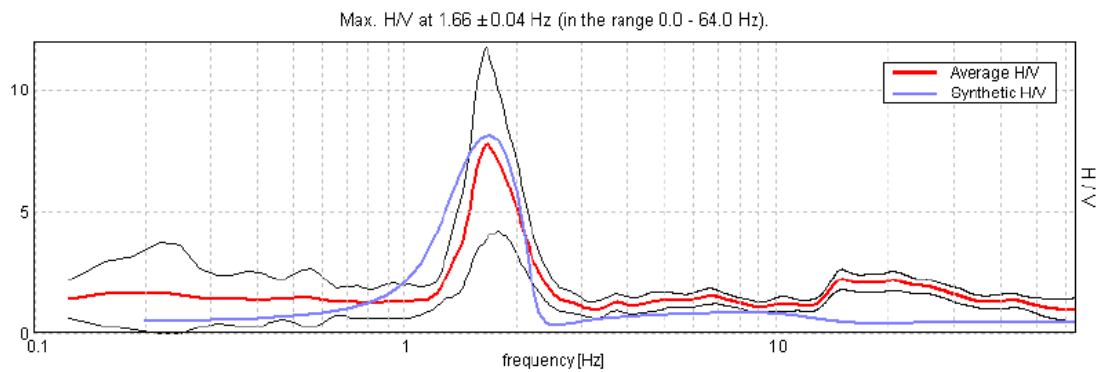


Fig. 9.6- Comparazione tra le curve H/V calcolate e misurate per il test HVSR3

Osservando le figure si nota come le curve calcolate e misurate siano abbastanza simili, pertanto si possono ritenere le schematizzazioni adottate come valide.

In questo modo è possibile non solo dedurre l'andamento del limite tra substrato e sedimenti ma anche la tendenza degli strati (fig. 9.7 e 9.8).

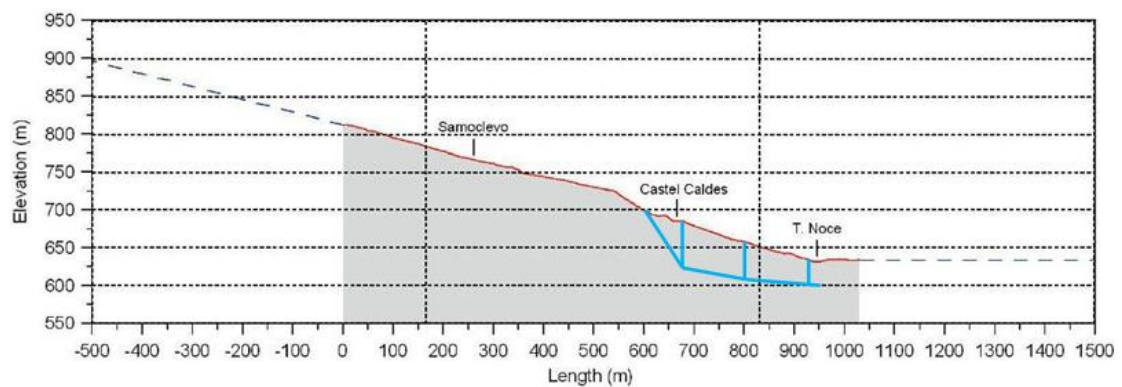
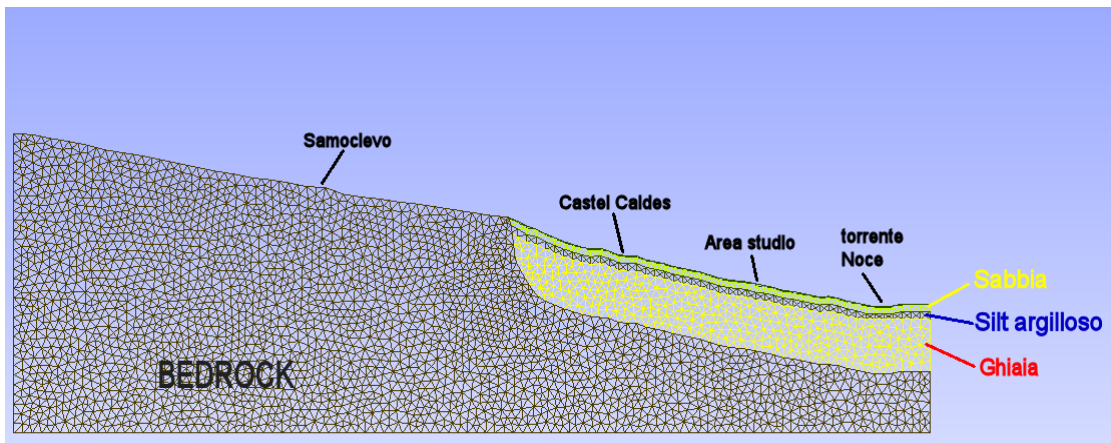


Fig. 9.7- Ricostruzione schematica del modello di sottosuolo nell'area studio.



*Fig. 9.8- Ricostruzione grafica del modello di sottosuolo nell'area studio.*

Il lavoro svolto finora trova utilizzo in una serie di studi successivi.

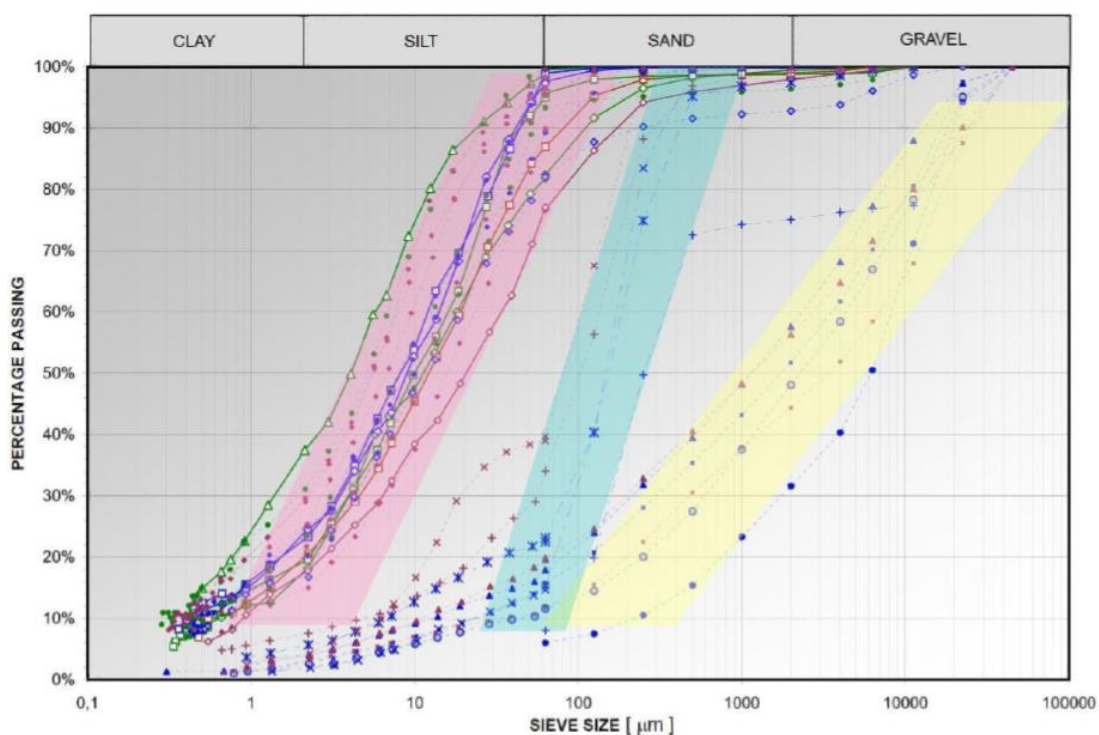
Nei capitoli seguenti verranno descritte più dettagliatamente alcune prove di laboratorio eseguite dal Laboratorio di Geotecnica della Provincia Autonoma di Trento sui campioni prelevati in località Caldes. I risultati ottenuti dai test dinamici, assieme a quelli geofisici, saranno utilizzati come dati di input per l'analisi monodimensionale. Con quest'ultima, utilizzando i programmi REXEL ed EERA, sarà possibile osservare le differenze in termini di accelerazione del suolo nelle località di Caldes e Samoclevo.

## 10. Le indagini geognostiche di Castel Caldes

Per la stesura di questa tesi sono stati utilizzati dati e risultati di indagini geognostiche effettuate dal Servizio Geologico PAT durante una campagna di sondaggi per la restaurazione di Castel Caldes, all'interno di uno studio di microzonazione sismica. Gli otto campioni utilizzati per le analisi sono stati prelevati dai sondaggi S1, S2 ed S3 ai quali si fa riferimento nel capitolo 8 a pagina.

Di seguito vengono riportati brevemente i metodi sperimentali ed i risultati ottenuti dall'analisi geotecnica per la stima dei parametri dinamici dei terreni interessati.

Dapprima sono state condotte analisi e prove per la classificazione dei terreni. Da queste si sono ottenuti le curve granulometriche (*fig. 10.1 e 10.2*) e la carta di classificazione di Casagrande riguardante le condizioni di plasticità (*fig. 10.3*).



*Fig. 10.1- Curve granulometriche relative ai limi-argillosi (rosa), sabbie (azzurro) e ghiaie sabbiose (giallo)*

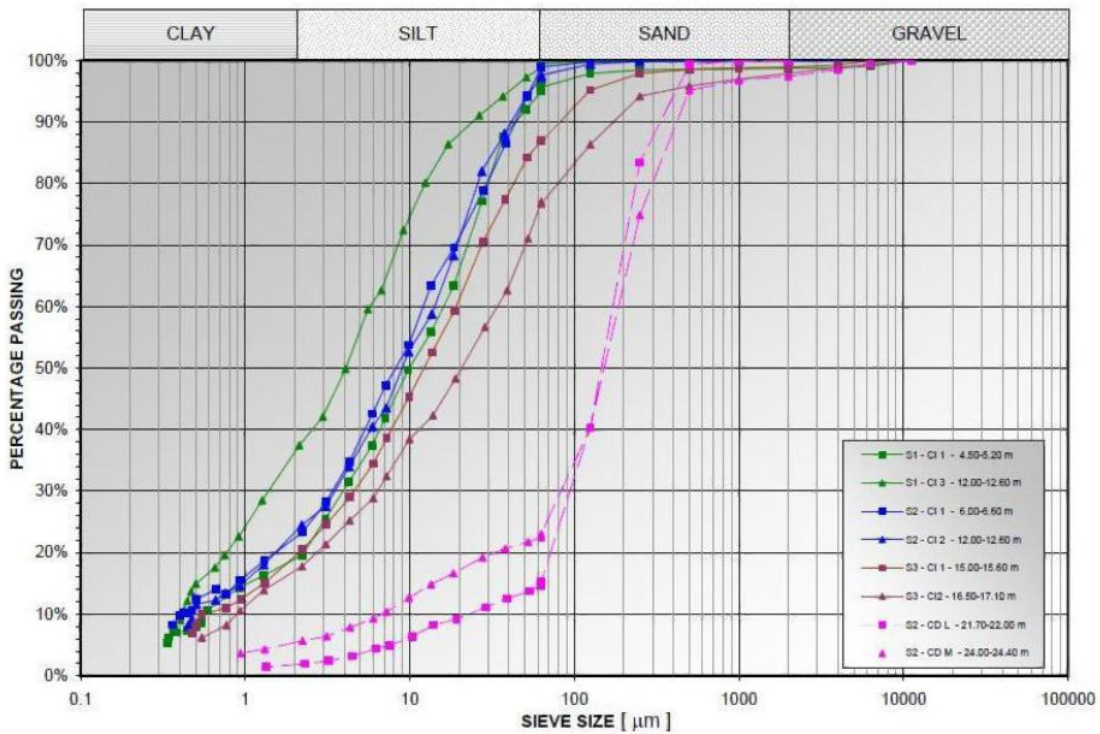


Fig. 10.2- Curve granulometriche degli otto campioni analizzati

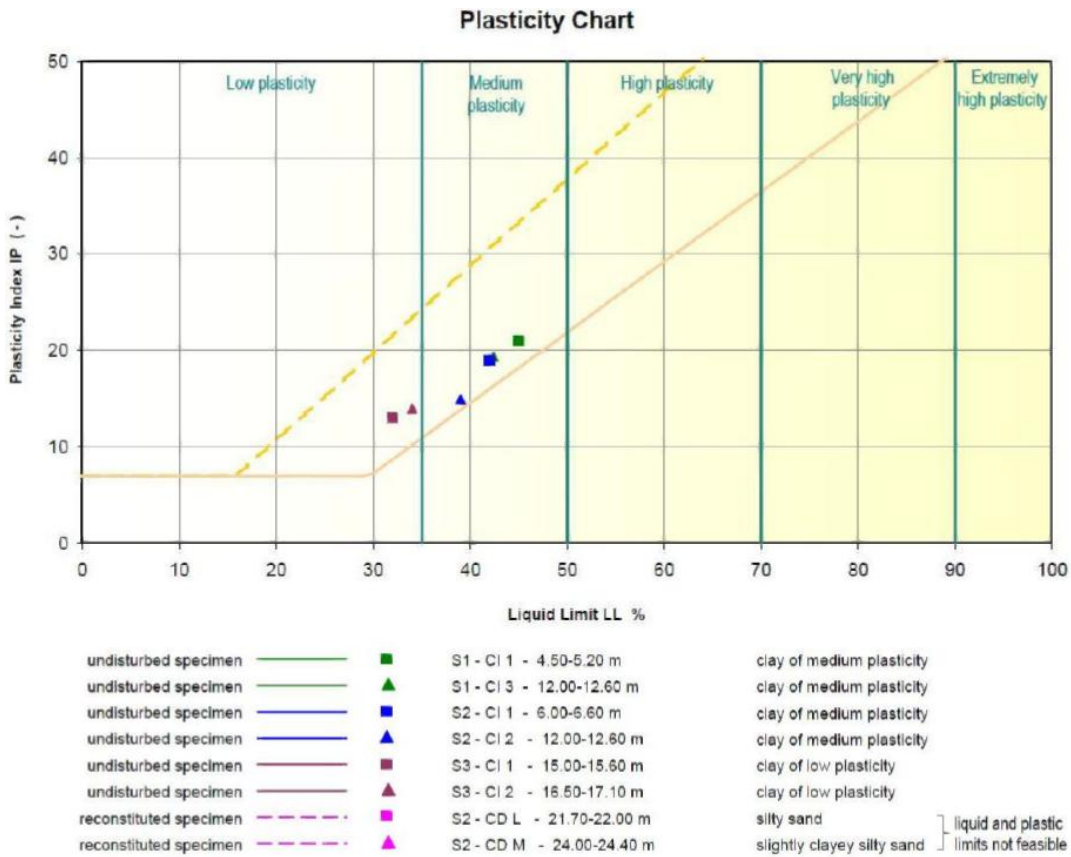


Fig. 10.3- Classificazione di Casagrande per gli otto campioni analizzati

Successivamente sono state effettuate prove di consolidazione edometrica, misure di conducibilità idraulica e prove triassiali consolidate non drenate.

Alcune prove di laboratorio sono state condotte attraverso un' apparecchiatura di colonna risonante (RC) e taglio torsionale ciclico (TTC).

## 10.1 Proprietà dinamiche dei suoli

La natura e la distribuzione dei danni causati da un terremoto è fortemente influenzata dalla risposta dei terreni a carico ciclico. Tale risposta è per lo più controllata dalle proprietà e dai parametri meccanici del suolo stesso. Per gli effetti generati dalla propagazione delle onde, nel terreno vengono coinvolte deformazioni di bassa entità. Al contrario, per quanto riguarda la stabilità dei terreni, essi sono soggetti a deformazioni di intensità più elevata. Il comportamento dei suoli soggetti a carico dinamico è controllato dalle *proprietà dinamiche dei suoli*. Al giorno d'oggi sono disponibili diverse tecniche per la loro misurazione, ognuna con differenti limiti e vantaggi relativi alle diverse problematiche. Le proprietà che influenzano la propagazione delle onde, assieme al rapporto di Poisson ed alla densità, sono il *modulo di taglio* e lo *smorzamento*. Le caratteristiche di questi ultimi, nei terreni caricati ciclicamente, sono di fondamentale importanza per la valutazione degli effetti sismici a basse, medie ed alte deformazioni poichè i suoli assumono per loro natura un comportamento non lineare. Ad alti livelli deformativi, l'influenza del numero di cicli di carico sulla resistenza al taglio riveste un ruolo rilevante, così come le variazioni di volume (Kramer, 1996).

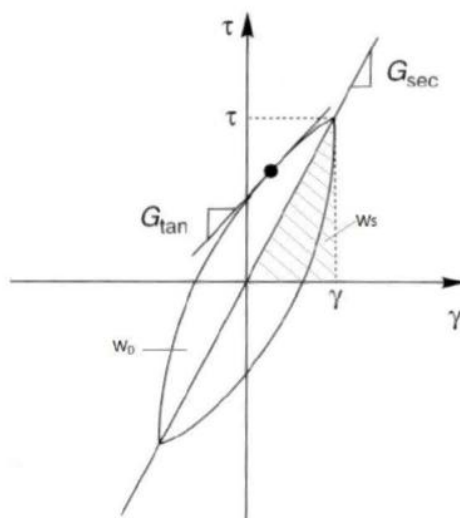
### 10.1.1 Il rapporto tensione-deformazione nei suoli caricati ciclicamente

Per rappresentare il comportamento relativo al rapporto tensione-deformazione nei suoli, è possibile utilizzare tre classi di modelli: *modelli equivalenti lineari*, *modelli ciclicamente non lineari* e *modelli costitutivi avanzati*. I primi sono i più semplici da realizzare e usati più comunemente, ma offrono una possibilità limitata per rappresentare i molteplici aspetti del comportamento che coinvolge i terreni caricati

ciclicamente. D'altra parte i modelli costitutivi avanzati permettono una ricostruzione molto dettagliata ma sono estremamente complessi e normalmente non vengono utilizzati nelle elaborazioni più comuni (Kramer, 1996).

### 10.1.2 Il modello equivalente lineare

In questo modello, un suolo soggetto a carico ciclico simmetrico può esibire un ciclo d'isteresi del tipo rappresentato in *fig. 10.4*. Questo può essere descritto attraverso la traiettoria che descrive oppure dai parametri che ne definiscono la forma. Due caratteristiche importanti sono l'inclinazione e l'ampiezza che assume il ciclo d'isteresi. La prima dipende direttamente dalla rigidità del suolo e può essere descritta in ogni punto, durante il ciclo di carico, dal *modulo di taglio tangenziale* ( $G_{tan}$ ).



*Fig. 10.4- Rappresentazione di un ciclo d'isteresi*

Questo è variabile all'interno di un ciclo di carico ma il suo valore medio, rappresentativo del ciclo d'isteresi considerato, può essere approssimato dal *modulo di taglio secante*:

$$G_{sec} = \frac{\tau}{\gamma}$$



dove  $\tau$  e  $\gamma$  sono riferite rispettivamente all'entità della tensione di taglio ed alla deformazione. Pertanto  $G_{sec}$  descrive l'inclinazione generale del ciclo d'isteresi. L'ampiezza di quest'ultimo è invece relativa all'area ed è una misura della dissipazione di energia, descritta dal rapporto di smorzamento  $\xi$  :

$$\xi = \frac{W_d}{A\pi W_s} = \frac{1}{2\pi} \frac{A_{ciclo}}{G_{sec} \gamma^2}$$

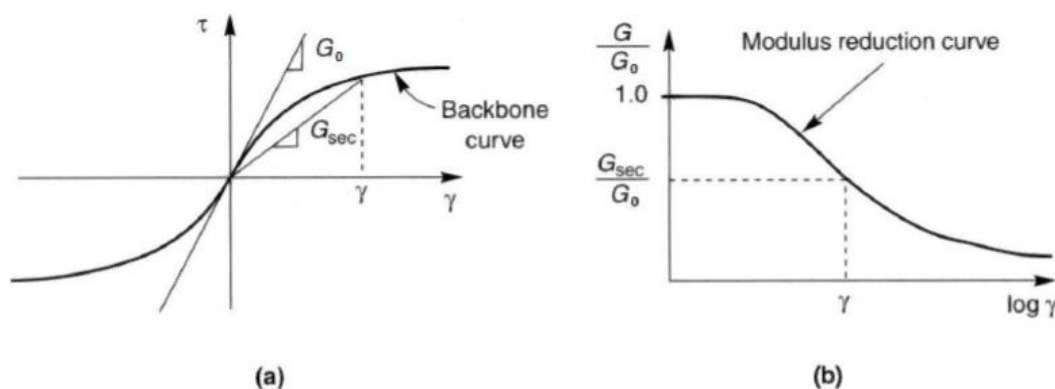
dove  $W_d$  rappresenta l'energia dissipata,  $W_s$  il valore massimo di energia raggiunto dal sistema e  $A_{ciclo}$  l'area del ciclo d'isteresi. I parametri  $G_{sec}$  e  $\xi$  sono spesso indicati come parametri dei materiali *lineari equivalenti*.

$G_{sec}$  e  $\xi$  richiedono molta attenzione nella caratterizzazione di suoli diversi perchè gran parte dei metodi più comuni utilizzati per le analisi di risposta dei terreni, si basano sull'utilizzo delle proprietà lineari equivalenti. L'assunto che sta alla radice della linearità nell'utilizzo di un modello equivalente lineare svolge un ruolo di primaria importanza quando viene applicato alla risposta del suolo. Inoltre, tale modello implica che la deformazione torni a valori prossimi allo zero dopo il ciclo di carico (Kramer, 1996).

### 10.1.3 Il modulo di taglio ( $G$ )

Le analisi di laboratorio hanno mostrato che la rigidità del suolo è influenzata da: ampiezza della deformazione ciclica, indice dei vuoti, tensione efficace, indice di plasticità, rapporto di sovraconsolidazione e numero dei cicli di carico. Il modulo di taglio secante ( $G_{sec}$ ) di un elemento di suolo varia con l'ampiezza ciclica che assume il rapporto tensione-deformazione. Ad ampiezze corrispondenti a bassi livelli deformativi,  $G_{sec}$  presenta valori alti ma che decrescono all'aumentare della deformazione. Il luogo dei punti corrispondenti alle estremità dei cicli d'isteresi appartenenti a diversi cicli deformativi è chiamato *backbone curve* (fig. 10.5a). L'inclinazione di tale curva all'origine del sistema di assi rappresenta il valore più alto del modulo di taglio, ossia  $G_0$ . Ad ampiezze più alte, il rapporto  $G_{sec}/G_0$  decresce a valori inferiori a 1. Durante la caratterizzazione della rigidità di un elemento di

terreno si deve considerare, oltre a  $G_0$ , come varia il rapporto  $G_{sec}/G_0$  in relazione all'ampiezza di deformazione ciclica e ad altri parametri. La variazione del rapporto con la deformazione di taglio è rappresentato in *fig. 10.5b* dalla *curva di decadimento del modulo di taglio normalizzato*.



*Fig. 10.5a,b- Schematizzazione della backbone curve e della curva di decadimento del modulo di taglio normalizzato.*

La misurazione delle velocità delle onde di taglio può essere utilizzata per calcolare  $G_0$  con la relazione seguente perchè la maggior parte delle prove geofisiche comportano deformazioni di taglio inferiori a circa il  $3 \cdot 10^{-4}\%$  :

$$G_0 = \rho V_s^2$$

dove  $\rho$  corrisponde alla densità del suolo.

L'utilizzo delle  $V_s$  è quindi il metodo più affidabile per la valutazione in situ di  $G_0$ . Quando i valori delle  $V_s$  non sono disponibili da indagini geofisiche,  $G_0$  può essere calcolato in modi diversi attraverso prove di laboratorio o da altri parametri derivanti dalle indagini geognostiche.

Inizialmente, il comportamento del rapporto  $G/G_0$  relativo a suoli grossolani veniva considerato come profondamente diverso rispetto a quello relativo ai terreni fini. Ricerche successive hanno rivelato, invece, una graduale transizione tra il rapporto  $G/G_0$  di suoli grossolani non plastici e quello di terreni plastici più fini. Si evince come allora il grado di plasticità del suolo in esame influenzi la forma della curva di

decadimento del modulo. Il modulo di taglio di suoli altamente plastici tende a diminuire più lentamente assieme alla deformazione rispetto a ciò che accade in presenza di suoli a bassa plasticità (fig. 10.6). In più, considerando la curva relativa ad un suolo avente indice di plasticità eguale a zero, si è osservato come essa sia molto simile alla curva media che veniva utilizzata normalmente per le sabbie, quando suoli grossolani e fini venivano trattati separatamente (Kramer 1996). Ciò significa che le curve rappresentate in figura possono essere applicate ad entrambi.

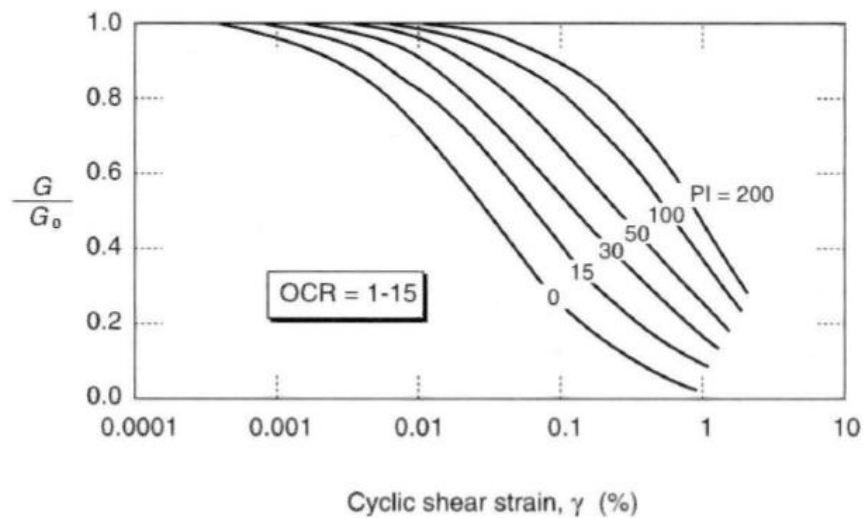


Fig. 10.6- Curva di decadimento del modulo di taglio per terreni fini a differente plasticità

#### 10.1.4 Il rapporto di smorzamento ( $D$ )

In teoria, la dissipazione di energia in un ciclo d'isteresi non avviene per deformazioni al di sotto di un valore di soglia della deformazione di taglio ciclica lineare. Alcune prove sperimentali, comunque, mostrano che almeno una parte dell'energia viene dissipata anche a bassissimi livelli deformativi; in questo modo il rapporto di smorzamento non può mai assumere valore nullo. Oltre la soglia di deformazione l'ampiezza dei cicli d'isteresi, per un suolo caricato ciclicamente, aumenta assieme all'ampiezza della deformazione. Il comportamento del rapporto di smorzamento è influenzato anche dalle caratteristiche di plasticità del suolo in

esame. I rapporti di smorzamento di suoli altamente plastici sono più bassi di quelli aventi plasticità inferiore per una stessa ampiezza di deformazione ciclica (fig. 10.7).

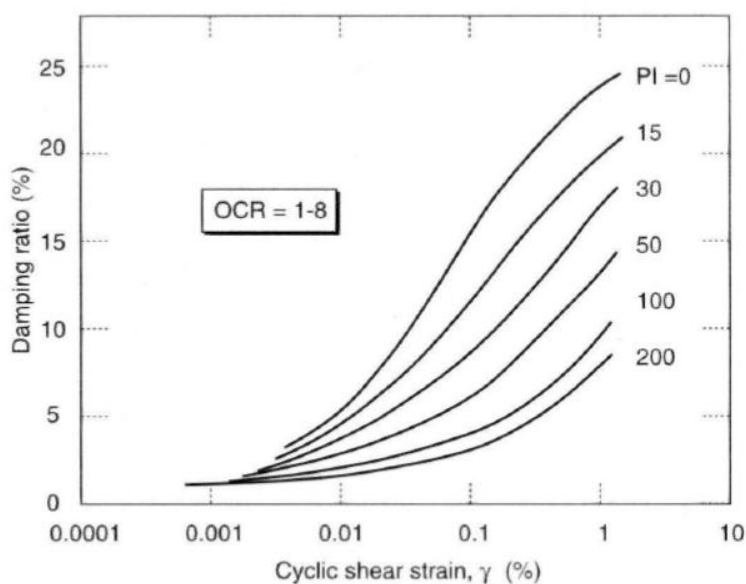


Fig. 10.7- Variazione dello smorzamento per terreni fini a differente plasticità

Considerando la curva di smorzamento per un terreno avente indice di plasticità uguale a zero, si è osservato che tale curva è molto simile alla curva di smorzamento media utilizzata comunemente per i terreni grossolani quand'essi venivano trattati separatamente rispetto ai fini.

Anche in questo caso, come per il rapporto  $G/G_0$ , tale somiglianza suggerisce che le curve di smorzamento rappresentate possano essere applicate sia a terreni grossolani che a suoli fini (Kramer, 1996).

### 10.1.5 Parametri d'influenza su G e D

A causa dei molteplici parametri che influenzano il modulo di taglio ed il fattore di smorzamento, Hardin e Drnevich (1972a) raggrupparono quei cinque che più di tutti rivestono un ruolo fondamentale, ossia l'ampiezza della deformazione, le tensioni efficaci agenti, l'indice dei vuoti, il numero di cicli di carico ed il grado di saturazione. Le conclusioni a cui giunsero sono le seguenti:

- Il modulo di taglio decresce ed il fattore di smorzamento aumenta, molto rapidamente, con l'aumento dell'ampiezza della deformazione. Tuttavia, il grado di incremento o decrescita dipende da un elevato numero di parametri e non è pertanto possibile ricostruire un rapporto tra  $G$  (o  $D$ ) e la deformazione con una singola relazione. Il grado di diminuzione di  $G$  e di aumento di  $D$  è più alto a:

- più basse tensioni efficaci
- più alto indice dei vuoti
- minore numero di cicli di carico

Inoltre all'inizio, si osserva che i tassi di crescita o diminuzione sono maggiori per terreni coesivi rispetto a terreni incoerenti.

- Il modulo di taglio aumenta e lo smorzamento diminuisce con l'aumento delle tensioni efficaci. Per ampiezze di deformazione molto piccole, il modulo di taglio varia nell'ordine dello 0.5 relativamente all'influenza delle tensioni efficaci mentre la variazione raggiunge 1.0 per ampiezze di deformazione elevate. Lo smorzamento decresce circa dello 0.5 indipendentemente dall'ampiezza della deformazione.
- Il modulo di taglio e lo smorzamento diminuiscono con l'aumento dell'indice dei vuoti nei terreni coesivi.
- Il modulo di taglio diminuisce per suoli coesivi ed aumenta lievemente per suoli incoerenti con il numero di cicli di carico. Il rapporto di smorzamento decresce secondo il logaritmo del numero di cicli di carico sia nei terreni coesivi come in quelli incoerenti fino a 50000 cicli circa. Oltre questo valore sembra comparire un fattore di affaticamento che causa un'inversione di tendenza e lo smorzamento inizia ad aumentare.
- L'effetto del grado di saturazione sul modulo di taglio e lo smorzamento nei suoli non coesivi è piccolo ma, nei terreni coesivi, il primo aumenta rapidamente con il decremento del grado di saturazione.

Esistono anche altri parametri che influenzano il comportamento di  $G$  e  $D$ , come l'età geologica, la cementazione, il rapporto di sovraconsolidazione, il grado di deformazione e la frequenza di carico.

## 11. Prove di laboratorio

L'evoluzione degli strumenti di laboratorio e delle tecniche di misura, verificatasi negli ultimi anni nel campo della dinamica dei terreni, è legata prevalentemente allo sviluppo ed alla diffusione di calcolatori in grado di acquisire e controllare l'esecuzione delle fasi sperimentali e di elaborare grandi moli di dati. E' direttamente collegata, inoltre, all'utilizzo di tecniche innovative per la misurazione locale delle deformazioni e delle tensioni all'interno dei provini e ad apparecchiature in grado di generare percorsi tensionali e deformazioni molto simili a quelli che si verificano nel sito. Dunque, si è resa necessaria la realizzazione di dispositivi in grado di effettuare misure sismiche di precisione in laboratorio come ad esempio le piezoceramiche (*bender elements*), accelerometri e velocimetri miniaturizzati.

Per quanto concerne il livello deformativo investigato, possono essere applicate prove dinamiche e cicliche. Queste sono a loro volta suddivise in due gruppi principali:

*-Prove a livelli deformativi bassi e medi:* vi rientrano le prove di colonna risonante (RC), di taglio torsionale ciclico (TTC) e prove che utilizzano *bender elements* (BE).

*-Prove a livelli deformativi elevati:* rappresentato dalle prove triassiali cicliche (TXC), di taglio semplice ciclico (TC) e di torsione ciclica (TS).

Sia per le prove dinamiche che per le prove cicliche, sussistono elementi caratterizzanti legati alle modalità di applicazione dei carichi. Per livelli deformativi bassi e medi vengono applicati carichi con frequenze comprese tra gli 1 ed i 100Hz dove si generano forze d'inerzia non trascurabili. Per livelli deformativi più elevati si utilizzano carichi applicati con frequenze comprese tra 0.01 ed 1Hz. In questo caso le forze d'inerzia possono essere considerate come trascurabili.

In *fig. 11.1* sono riportate in sintesi le prove sperimentali di laboratorio più diffuse. Per ciascuna prova sono altresì indicati i livelli deformativi investigati, le frequenze di prova ed una descrizione generale delle grandezze misurate e delle proprietà derivate.

Tipo di Prova	Sigla	Deformazioni e frequenze investigate		Parametri dinamici		
		$\gamma$ [%]	f [Hz]	Rigidezza	Smorzamento	Rottura
Bender elements	BE	$< 10^{-3}$	$> 100$	$V_S \rightarrow G_0$	-	-
Colonna risonante	RC	$10^4 \pm 1$	$> 10$	$f_0 \rightarrow G_0, G(\gamma)$	$D_0, D(\gamma)$ (con SS <sup>1</sup> o AD <sup>2</sup> )	-
Taglio torsionale ciclico	TTC	$10^4 \pm 1$	$0.01 \pm 1$	$\tau(\gamma) \rightarrow G_0, G(\gamma)$	(DW <sup>3</sup> , W <sup>4</sup> ) $\rightarrow D_0, D(\gamma)$	-
Taglio semplice ciclico	TSC	$> 10^{-2}$	$0.01 \pm 1$	$\tau(\gamma) \rightarrow G_0, G(\gamma, N)$	(DW, W) $\rightarrow D_0, D(\gamma, N)$	$\tau/\sigma'_v(N)$
Triassiale ciclica	TXC	$< 10^{-3}$	$> 100$	$q(\epsilon_a) \rightarrow G_0, G(\gamma, N)$	(DW, W) $\rightarrow D_0, D(\gamma, N)$	$q/p(N)$

<sup>1</sup> SS = metodo Steady State

<sup>3</sup>  $\Delta W$  = area del ciclo d'isteresi

<sup>2</sup> AD = metodo Amplitude Decay

<sup>4</sup> W = energia elastica

*Fig. 11.1- Tabella riassuntiva dei diversi tipi di prove*

Uno degli aspetti più problematici nell'utilizzo di apparecchiature in grado di generare elevati livelli deformativi nei provini è quello relativo alla misura delle pressioni neutre e/o delle deformazioni volumetriche. Nei terreni sottoposti a deformazioni di taglio vengono indotte variazioni di volume. In condizioni drenate questo comportamento si manifesta attraverso dilatazioni o contrazioni del volume coinvolto mentre, in condizioni di drenaggio impedito, vengono prodotte variazioni nella pressione del fluido interstiziale e quindi nelle pressioni efficaci. Il concetto è facilmente spiegabile attraverso il Principio di Terzaghi:

$$\sigma_{totali} = \sigma' + u$$

in cui le tensioni totali ( $\sigma_{totali}$ ) che si sviluppano nel mezzo sono date dalla somma delle tensioni efficaci ( $\sigma'$ , agenti tra granulo e granulo) e della pressione interstiziale ( $u$ , isotropa) come illustrato nella *fig. 11.2*.

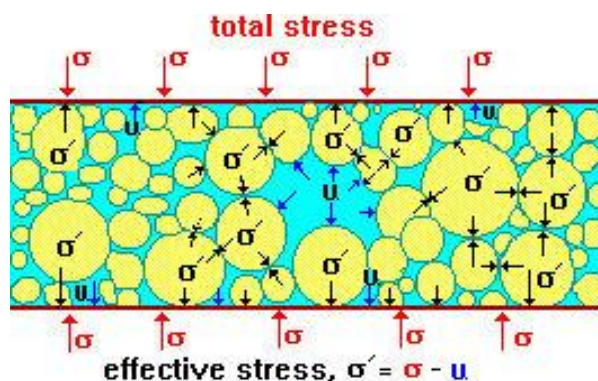


Fig. 11.2- Rappresentazione del principio delle tensioni efficaci di Terzaghi

Le tensioni efficaci determinano il comportamento meccanico del terreno ed è quindi di primaria importanza che le strumentazioni utilizzate a grandi deformazioni siano in grado di misurare le eventuali sovrappressioni esercitate dal fluido interstiziale così come le variazioni di volume che coinvolgono il campione. Tuttavia, ad elevate deformazioni si possono manifestare anche effetti di penetrazione della membrana che avvolge il provino. Questo fenomeno comporta variazioni locali della sovrappressione del fluido interstiziale e conseguentemente variazioni di volume.

## 11.1 Prove di Colonna Risonante (RC)

La colonna risonante, inizialmente, è stata sviluppata per lo studio del comportamento dinamico dei metalli e delle rocce, solo successivamente venne adattato allo studio dei terreni. Di questo apparecchio ne esistono diverse versioni, riconducibili a due tipi fondamentali:

-*Apparecchio di Hardin e Music (1965)*: Permette l'applicazione sul provino, oltre ad un momento torcente armonico, anche di un carico verticale armonico. In questo modo è possibile determinare, assieme alla velocità delle onde S, anche la velocità delle onde P, il coefficiente di Poisson ed il modulo longitudinale E. Con esso è inoltre possibile consolidare il provino in modo anisotropo.



-*Apparecchio di Stokoe e Isenhowe (1979)*: Con esso il provino viene eccitato attraverso un momento torcente e la consolidazione avviene in modo isotropo.

Nel corso delle prove RC si misurano la frequenza di risonanza e la rotazione del provino (Richart et al., 1970). Dal valore della frequenza è possibile risalire alla velocità di propagazione delle onde di taglio e quindi al modulo  $G$  mentre, dall'angolo di rotazione subito dal provino, si ricava la deformazione tangenziale  $\gamma$ . Il provino utilizzato nelle prove RC ha forma cilindrica con un diametro della base solitamente compreso tra i 3,8 ed i 5cm ed un'altezza pari al doppio del diametro.

Durante la prova viene generato un segnale elettrico sinusoidale attraverso un generatore di funzioni ed un amplificatore di potenza con il quale è possibile variare ampiezza e frequenza del segnale. Quest'ultimo ( $V(t)$ ) è trasformato in sollecitazione meccanica torsionale ( $M_t(t)$ ) da un motore elettromagnetico costituito da otto bobine interagenti con quattro magneti permanenti fissati alla testa del provino attraverso una piastra (*drive plate*). La frequenza di eccitazione viene variata finchè il sistema entra in risonanza, ossia raggiunge il valore di frequenza dove l'angolo di fase tra eccitazione torsionale ed angolo di rotazione sono pari a  $2\pi$  e dove si ottiene la massima ampiezza di risposta.

In condizioni di risonanza sussiste una relazione tra la velocità delle onde di taglio  $V_s$  e la frequenza fondamentale  $f_n$  del tipo  $V_s = f(f_n, h)$  dove con "h" si intende l'altezza del provino ed "f" si descrive come una funzione che dipende dalle condizioni di quest'ultimo. Variando la frequenza, varia la risposta del provino in termini di accelerazione e poichè l'accelerazione massima si ha in corrispondenza della frequenza fondamentale, si può disporre di un accelerometro collegato alla struttura del provino con il quale identificare la condizione di risonanza relativa al primo modo di vibrazione. Il modulo  $G$  può essere ricavato, nota la densità del provino, attraverso la relazione  $G = \rho V_s^2$ . Con la strumentazione RC è possibile determinare il rapporto di smorzamento  $D$  (*Damping Ratio*) considerando il fattore di amplificazione in risonanza (*Steady State Method*), oppure andando ad interrompere l'eccitazione e misurando il decadimento delle oscillazioni libere del provino (*Amplitude Decay Method*).

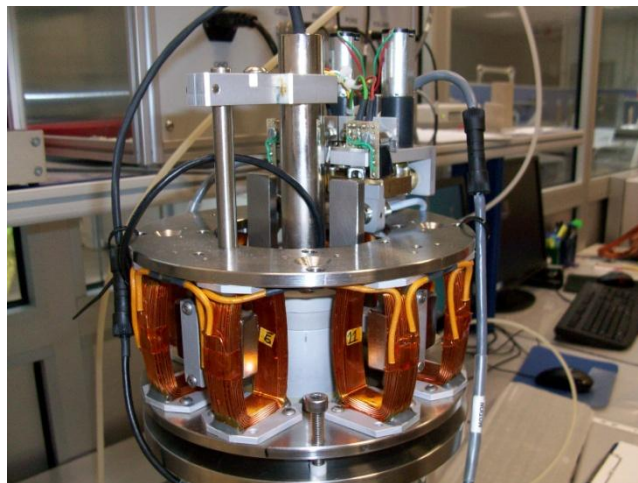
I risultati ottenuti dalle prove sperimentali RC vengono interpretati utilizzando la teoria della propagazione delle onde di taglio in un mezzo linearmente elastico per la determinazione del modulo di taglio  $G$ , oppure rifacendosi alla teoria delle

oscillazioni libere (o forzate) in un mezzo elasto-plastico, per definire il rapporto di smorzamento  $D$  (Simoni, 2004).

Nelle figure seguenti vengono riportate le foto dell'apparecchiatura di Stokoe presente nel Laboratorio di Geotecnica della Provincia Autonoma di Trento in cui sono visibili la camera di confinamento, la strumentazione di controllo e acquisizione, il pannello di controllo per la misura e la regolazione della pressione di cella e dell'acqua all'interno del provino (fig. 11.3). In fig. 11.4 si può osservare un particolare del motore elettromagnetico.



*Fig. 11.3- Attrezzatura e strumentazione di colonna risonante utilizzata dal laboratorio di Geotecnica della Provincia autonoma di Trento per le analisi*



*Fig. 11.4- Particolare del motore elettromagnetico in testa al provino*

## 11.2 Prove di taglio torsionale ciclico (TTC)

Le prove di taglio torsionale ciclico (TTC), allo stesso modo delle prove RC, vengono utilizzate per la misura dei parametri dinamici dei terreni a livelli deformativi medio-bassi. La strumentazione per eseguire prove TTC può essere accoppiata a quella utilizzata per le prove RC. Nel laboratorio di Trento, l'apparecchiatura è stata adattata per poter effettuare anche prove TTC. In esse il provino, una volta saturato e consolidato, viene sottoposto ad un momento torcente applicato all'estremità superiore libera del provino attraverso un motore torsionale al quale viene inviato, con un generatore di funzioni, un segnale (sinusoidale o triangolare) di frequenza costante e ampiezza progressivamente crescente. Attraverso due trasduttori di non contatto, applicati in corrispondenza della testa del provino e del grado di rotazioni da essi misurato, si definisce il ciclo d'isteresi per ogni ampiezza di sollecitazione applicata. Da qui è poi possibile ricavare la legge di decadimento del modulo di taglio e del rapporto di smorzamento (Simoni, 2004).

## 11.3 Procedure sperimentali

Relativamente alle prove standard in colonna risonante, possono essere distinte due fasi fondamentali:

- *Multistage Consolidation Test*: la misura di  $G_0$  avviene per tre diversi valori di pressione efficace di confinamento. Questa viene poi incrementata fino al raggiungimento del valore della pressione efficace litostatica.
- *Large Strain Test*: l'ampiezza del momento torcente viene variata durante la prova di risonanza. In seguito viene interrotta l'eccitazione meccanica del provino e viene condotta la prova di decadimento delle oscillazioni libere (*Amplitude Decay Test*). Infine l'ampiezza viene nuovamente variata ed il test è ripetuto più volte con l'obiettivo di osservare un intervallo di deformazioni sufficientemente esteso.

Sia le prove TTC che RC sono condotte sugli stessi campioni con l'utilizzo dell'apparecchio di Stokoe in condizioni *fixed-free* poichè le fasi preliminari sono le medesime (saturazione e consolidazione isotropa) e l'eccitazione del provino avviene applicando un momento torcente.

Di seguito vengono elencati gli step per l'esecuzione di entrambe le prove. I dettagli di ciascuno vengono descritti dettagliatamente in "*Prove dinamiche di laboratorio-colonna risonante e taglio torsionale ciclico*, G. Simoni, 2004":

1. preparazione del provino
2. montaggio del provino nell'apparecchiatura
3. saturazione
4. consolidazione
5. decadimento in modalità TTC
6. valutazione della deformazione iniziale
7. decadimento in modalità RC
8. Smontaggio del provino e pulizia dell'apparecchio

Per quanto riguarda i provini analizzati, sono state eseguite tutte le procedure elencate. Precisamente, ogni provino è stato saturato inizialmente applicando una contropressione (back-pressure) e successivamente i vari step di consolidazione.

Alla fine di ogni fase di quest'ultima, sono state effettuate le misurazioni del modulo di taglio dinamico a bassa deformazione ( $G_0$ ) in modalità RC, con lo scopo di correlarlo alla pressione efficace ( $\sigma'_c$ ) per i diversi suoli presi in esame (*multistage consolidation test*, *fig. 11.5*). Al raggiungimento della tensione voluta, sono state condotte le prove di taglio torsionale ciclico a 0.5Hz per 25 cicli, incrementando le tensioni fino al limite del campo di deformazione plastica, ma senza superarlo. A questo scopo, si è dovuto prestare la massima cura per evitare un aumento della pressione interstiziale e verificare che non vi fosse una degradazione ciclica in atto.

In seguito si è controllato che la deformazione, il modulo di taglio dinamico ( $G$ ) ed il fattore di smorzamento ( $D$ ) del ciclo  $n$ -esimo fossero simili a quelli dei cicli iniziali (Viganò et al, 2013b). Questi risultati sono riportati in *fig. 11.6*.

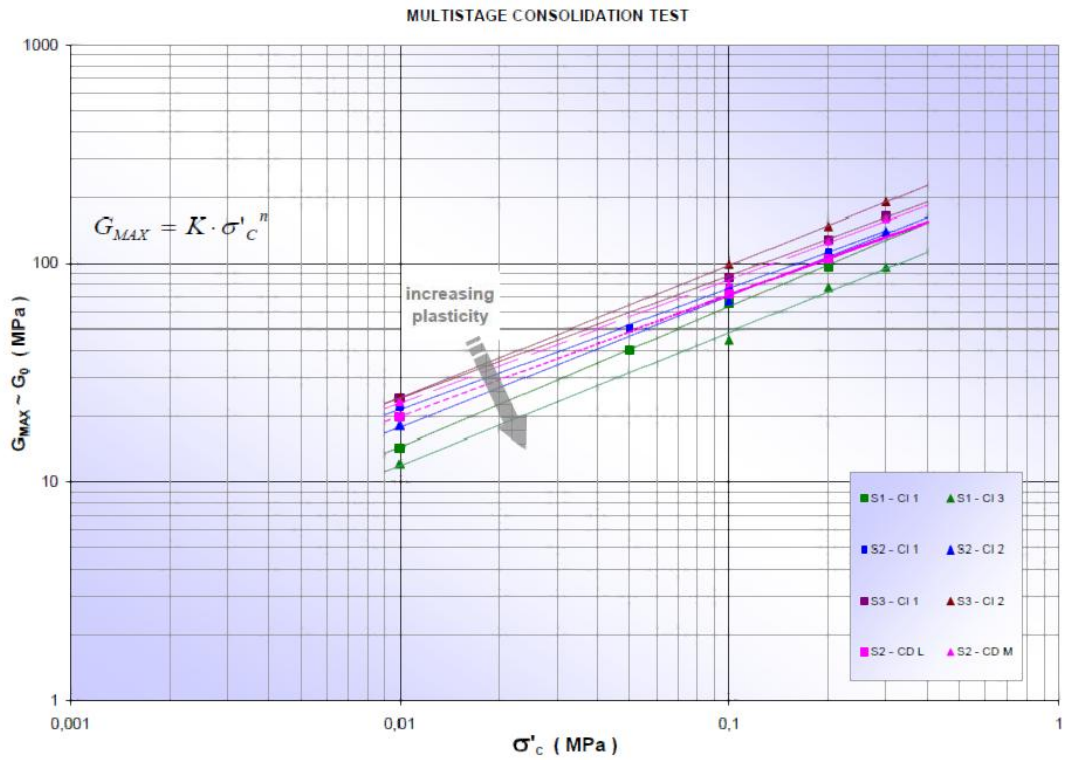


Fig. 11.5- Multistage consolidation test per gli otto campioni analizzati

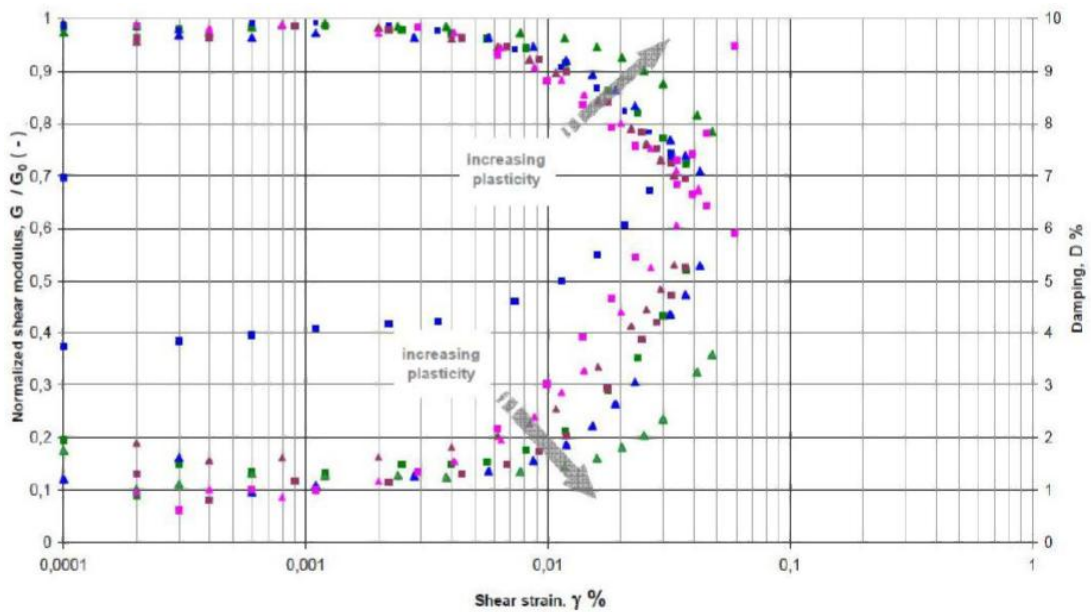
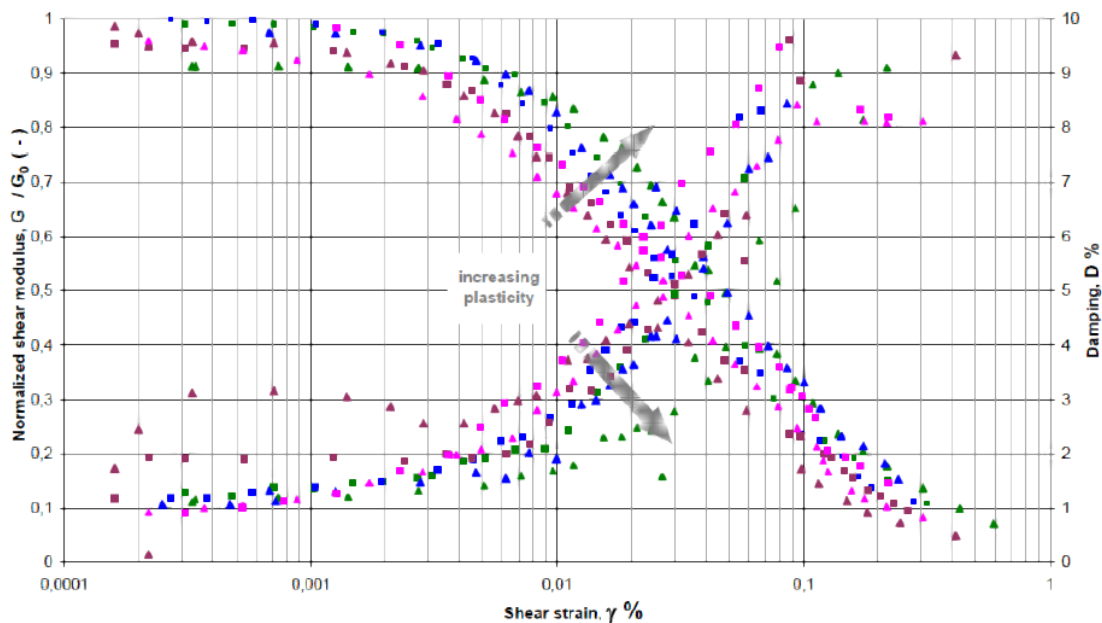


Fig. 11.6- Misurazioni sperimentali effettuate in modalità TTC per gli otto campioni analizzati

Le prove RC sono invece state eseguite modulando la frequenza all'interno di un intervallo contenente la frequenza di risonanza del provino e del dispositivo di carico dell'apparecchio. In condizioni di risonanza, conoscendo il momento d'inerzia del corpo formato dal provino più l'apparecchio, è stato possibile determinare il modulo di taglio ad un certo valore di deformazione. Queste prove sono state ripetute diverse volte per differenti tensioni, ottenendo la tipica curva di decadimento oltre la soglia elastica (*large strain test*).

I valori dello smorzamento sono stati rilevati in relazione al comportamento isteretico del materiale (prove TTC, interpolazione dei cicli d'isteresi, *fig. 11.6*) oppure in relazione alle caratteristiche viscoelastiche (prove RC, *half power method*, *fig. 11.7*). Inoltre, lo smorzamento è stato misurato utilizzando la tecnica a decadimento libero, collegata al decremento logaritmico delle oscillazioni libere dopo l'applicazione di una tensione applicata alla frequenza di risonanza (Viganò et al, 2013b).



*Fig. 11.7- Misurazioni sperimentali effettuate in modalità RC per gli otto campioni analizzati*

## 12. Elaborazione dei risultati delle prove RC e TTC

I risultati sperimentali, ottenuti dalle prove dinamiche di laboratorio, possono essere utilizzati per esprimere le relazioni che correlano le tensioni ed il rapporto di smorzamento alle deformazioni. Tali risultati sono stati elaborati con l'obiettivo di determinare il modulo di taglio dinamico a basse deformazioni ( $G_0$ ). Questo è stato utilizzato per normalizzare le curve di decadimento ed i parametri delle curve di interpolazione del modulo di taglio ( $G$ ) e del fattore di smorzamento ( $D$ ).  $G_0$  è stato dunque misurato sperimentalmente in corrispondenza di tensioni molto basse con l'utilizzo di trasduttori piezoceramici o bender elements. In questo caso, si è adottata l'estrapolazione lineare di Hardin e Drnevich (1972b), tracciando la traiettoria dei punti determinata dalle diverse tensioni (*fig. 11.5*). In questo modo il valore di  $G_0$  ha il vantaggio di essere un risultato più solido ed affidabile, determinato attraverso una serie di misure, poichè queste sono state eseguite per incrementi graduali delle oscillazioni dove l'errore strumentale diminuisce (Viganò et al., 2013b). Per l'interpolazione dei dati sperimentali del modulo di taglio è stato usato l'approccio del modello di iperbole modificata di Yokota et al. (1981). Per la rappresentazione analitica della curva di smorzamento si è utilizzato il modello esponenziale proposto da Yokota et al. (1981):

$$\frac{G}{G_0} = \frac{1}{1 + \alpha \gamma^\beta}$$
$$\frac{D}{D_{max}} = e^{\lambda \frac{G}{G_0}}$$

dove  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $D_{max}$  e  $\lambda$  sono costanti caratteristiche di ogni suolo considerato. Le curve di interpolazione relative alle prove TTC e RC sono rappresentate nelle *fig. 12.1* e *12.2*. Come si può osservare nelle figure, l'influenza della plasticità dei suoli presi in esame sui parametri dinamici è evidenziata dalla distribuzione dei dati sperimentali, nonostante il ristretto intervallo dell'indice di plasticità riscontrato (*fig. 10.3*). Vi è così una buona correlazione tra la plasticità (e granulometria) e le curve ottenute dalle prove dinamiche. Nelle *fig. 11.6* e *11.7* i dati relativi ai due campioni sabbiosi, per i quali non è stato possibile determinare i limiti di Atterbergh, sono stati posizionati accanto ai suoli meno plastici (Viganò et al., 2013b).

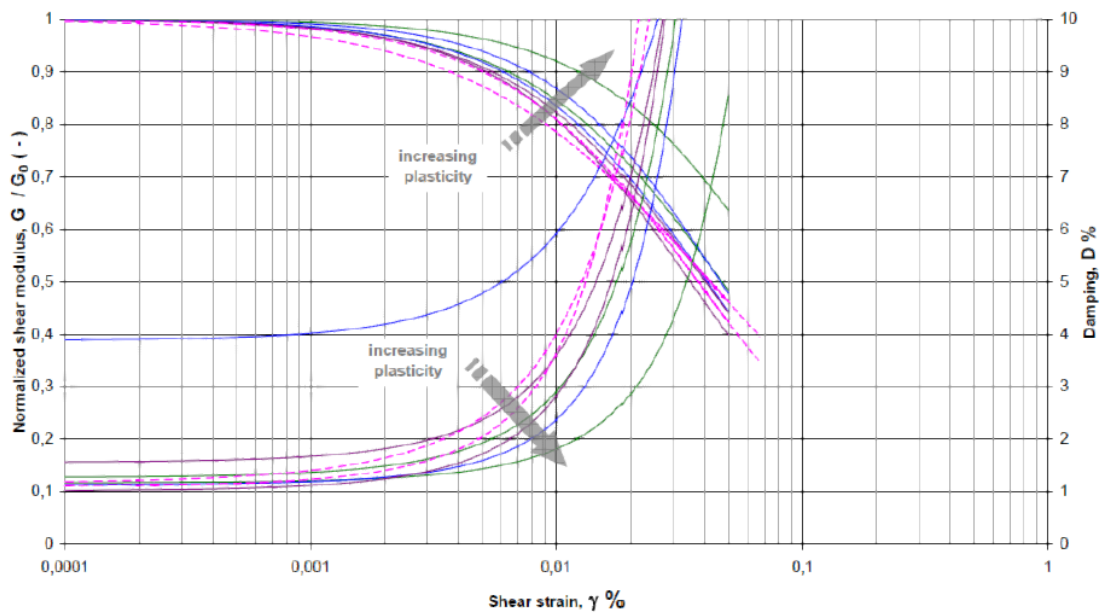


Fig. 12.1- Curve d'interpolazione in modalità TTC per gli otto campioni analizzati

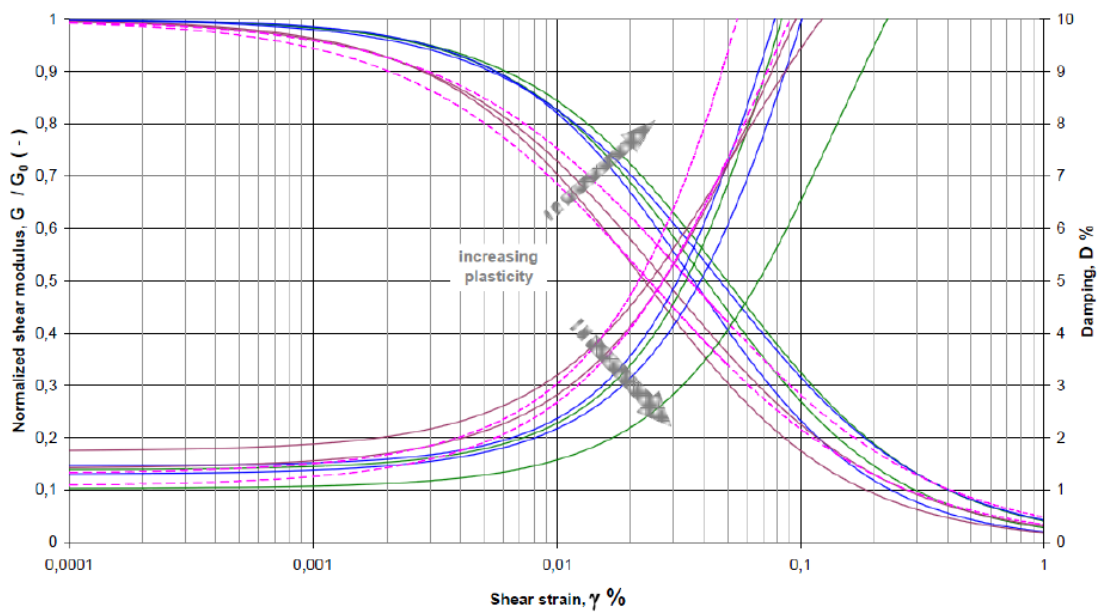


Fig. 12.2- Curve d'interpolazione in modalità RC per gli otto campioni analizzati

I dati ottenuti dai metodi TTC ed RC sono entrambi apprezzabili, ma nelle analisi successive verranno utilizzate le curve ottenute dal metodo RC per le seguenti ragioni:

- Le misure ottenute in modalità RC si spingono oltre il limite elastico permettendo l'analisi di un ampio intervallo di deformazioni. Invece, le



misurazioni effettuate in modalità TTC si fermano prima di raggiungere tale limite.

- Alle basse tensioni la modalità RC sembra essere più idonea della TTC. Ciò è dovuto all'affidabilità delle misurazioni condotte a deformazioni più alte. Infatti, per basse deformazioni le interpolazioni proposte in modalità TTC sono basate su dati sperimentali meno affidabili, giudicandoli da un punto di vista metrologico.

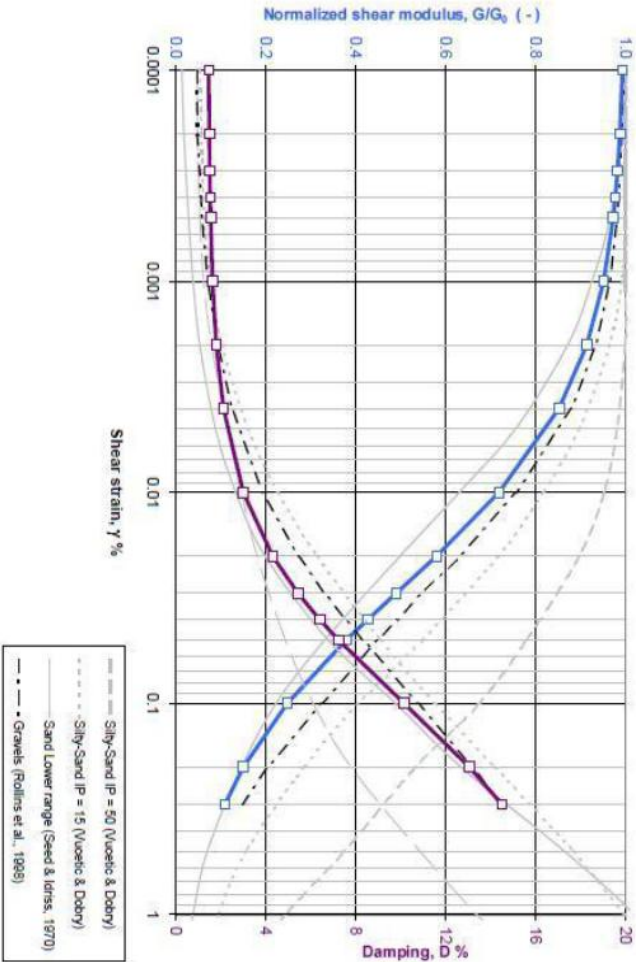
In seguito, dalle curve sono stati scelti 16 punti rappresentativi. Questi ultimi (modulo di taglio normalizzato  $G/G_0$  - deformazione di taglio  $\gamma$ , smorzamento  $D$  - deformazione di taglio  $\gamma$ ) serviranno come dato in input per i modelli numerici. La rappresentazione dei punti scelti è mostrata nelle figure seguenti dove la prima è relativa alle sabbie e la seconda ai silt argillosi.

**Resonant Column Tests**

fitting of Yokota et al. (1981) model to experimental data obtained on 2 samples: S2-CD L (21.70-22.00 m) and S2-CD M (24.00-24.40 m) at the effective stress of 200 kPa (S2 CD L) and 300 kPa (S2 CD M) normalized using  $G_e$  coming from the hyperbolic relationship of Hardin & Drnevich

$\alpha$	$\beta$	$D_{max}$	$\lambda$
23.3607	0.8887	19.3231	-2.5740

$\gamma$ (%)	$G/G_0$ (-)	$D$ (%)
0.0001	0.994	1.498
0.0002	0.988	1.519
0.0003	0.983	1.539
0.0004	0.978	1.558
0.0005	0.974	1.577
0.001	0.952	1.667
0.002	0.915	1.835
0.004	0.853	2.152
0.01	0.719	3.033
0.02	0.581	4.335
0.03	0.491	5.456
0.04	0.428	6.423
0.05	0.380	7.262
0.1	0.249	10.183
0.2	0.152	13.074
0.3	0.111	14.523

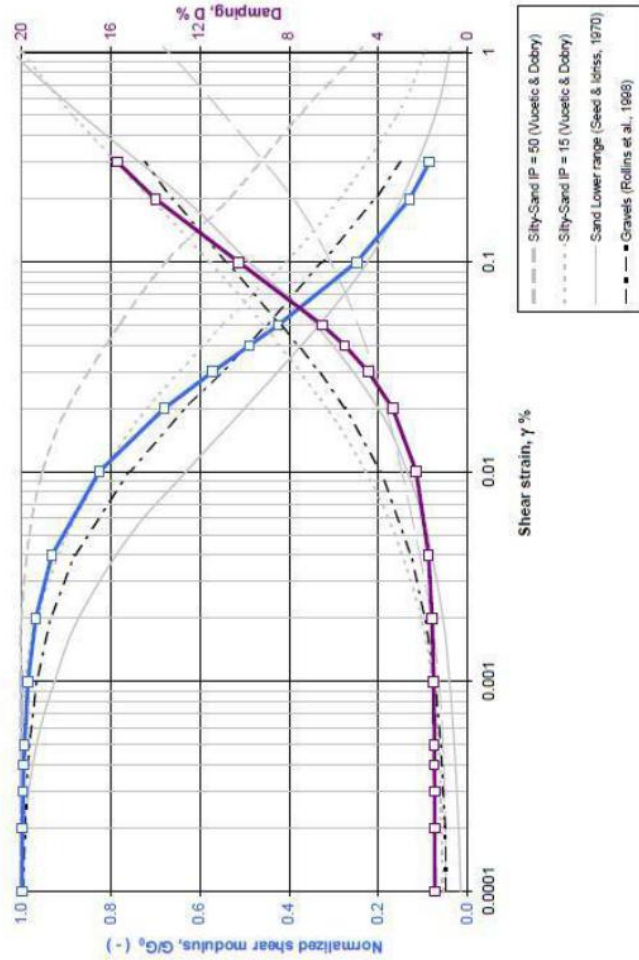


### Resonant Column Tests

fitting of Yokota *et al.* (1981) model to experimental data obtained on 2 samples: S1-C11 (4.50-5.00 m) and S2-C11 (6.00-6.60 m) at the effective stress of 200 kPa normalized using  $G_0$  coming from the hyperbolic relationship of Hardin e Drnevich

$\alpha$	$\beta$	$D_{near}$	$\lambda$
43.1209	1.1548	19.5943	-2.5964

$\gamma$ (%)	$\frac{G(\gamma)}{G_0} = \frac{1}{1 + \exp(\gamma/\lambda)}$	$D$ (%)
0.0001	0.999	1.464
0.0002	0.998	1.469
0.0003	0.996	1.475
0.0004	0.995	1.480
0.0005	0.993	1.486
0.001	0.985	1.517
0.002	0.968	1.587
0.004	0.932	1.744
0.01	0.825	2.298
0.02	0.680	3.353
0.03	0.571	4.451
0.04	0.488	5.515
0.05	0.424	6.509
0.1	0.249	10.270
0.2	0.129	14.000
0.3	0.085	15.706



## 13. La Risposta Sismica Locale

Per lo studio della risposta sismica locale nel caso di studio a Caldes è stato utilizzato un approccio che, in questo caso, richiede un'analisi di risposta sito specifica attraverso una serie di metodi multidisciplinari coinvolgenti la geologia, la geofisica e la geotecnica. Ciò permette di ottenere il comportamento dei rapporti deformativi nel tempo, le accelerazioni subite dal suolo ed i corrispondenti spettri di risposta. L'intera procedura può essere così sintetizzata:

1. Definizione della struttura e della geometria del sottosuolo attraverso un modello fisico.
2. Definizione dell'input sismico agente nell'interfaccia tra suolo e bedrock.
3. Applicazione del codice di calcolo per le simulazioni numeriche.

A questo proposito vengono richiesti una serie di dati:

- profondità del bedrock sismico, ossia la sequenza stratigrafica caratterizzata da una  $V_s$  uguale o superiore a 800m/s e che può non essere coincidente con il bedrock geologico (Gruppo di Lavoro MS, 2008),
- numero e spessore dei depositi che giacciono sul bedrock,
- proprietà sismiche e meccaniche del bedrock e dei depositi,
- profondità dell'acquifero.

Tutti questi parametri tendono ad influenzare i modelli numerici ed i risultati, in particolar modo la profondità dell'interfaccia bedrock-depositi e la struttura del suolo correlata ai cambiamenti nelle  $V_s$  (Barani et al., 2013).

I metodi per le analisi di risposta sito-specifica possono essere classificati da:

- il dominio scelto in cui operare i calcoli (frequenza o tempo),
- la complessità del modello costitutivo impiegato (lineare, lineare-equivalente, non lineare),

- considerare o meno gli effetti prodotti dalla pressione dei pori (analisi in tensioni efficaci o in tensioni totali),
- utilizzare modelli spazialmente differenti (1-D, 2-D e 3-D).

Nel caso studio di Caldes è stato utilizzato un modello equivalente lineare e monodimensionale (attraverso il codice di calcolo di EERA; Bardet et al., 2000).

### **13.1 Modellazione numerica: approccio monodimensionale**

L'analisi di risposta locale monodimensionale assume che tutti i limiti geologici siano orizzontali e che la risposta dei depositi sia predominante, in relazione alla propagazione verticale delle onde dal bedrock sottostante (Kramer, 1996). Quindi, i calcoli per un caso di questo tipo sono validi per una modellazione piano parallela degli strati lungo la verticale del sistema, assumendo che la stratigrafia sia lateralmente omogenea.

Alla luce di queste considerazioni, i principali fattori responsabili dell'amplificazione del moto sismico sono il contrasto d'impedenza fra strati diversi (in modo particolare fra strati e bedrock) e gli effetti di risonanza dovuti alla prossimità tra le frequenze del moto nel substrato e la vibrazione naturale del deposito.

Le procedure di calcolo considerano, in soluzione all'equilibrio dinamico del sistema, la relazione non lineare attraverso due tipi di analisi, equivalente lineare e non lineare.

La prima consiste nell'esecuzione di una sequenza di analisi complete lineari con il progressivo aggiornamento dei parametri di rigidezza e smorzamento fino al raggiungimento di un determinato criterio di convergenza. Questi parametri dipendono dallo stato deformativo del suolo.

L'analisi non lineare riguarda, invece, l'integrazione passo passo delle equazioni del moto, variando simultaneamente i valori di rigidezza e smorzamento.

L'analisi di tipo equivalente lineare permette di ottenere buoni risultati per deformazioni non elevate del suolo, minori dell' 1%. Per deformazioni più alte è necessario passare ad un'analisi incrementale di tipo non lineare.

Tra i programmi che adottano l'approccio di analisi equivalente lineare, i più conosciuti e usati più frequentemente sono il codice SHAKE (Schnabel et al., 1972; Idriss et al., 1992) ed EERA (Bardet et al., 2000), utilizzato in questo studio.

Entrambi lavorano all'interno del campo delle tensioni totali utilizzando un modello fisico del terreno in cui gli strati sono considerati omogenei e continui, a comportamento viscoelastico lineare (*modello fisico di Kelvin-Voigt*). Esso consiste in un numero  $n$  di strati paralleli e sub-orizzontali di estensione laterale infinita posti su un semipiano corrispondente al bedrock e sul quale è applicato l'input sismico.

Ogni strato, considerato omogeneo ed isotropo, è caratterizzato da uno spessore  $h$ , una densità  $\rho$ , un modulo di taglio  $G$  ed un rapporto di smorzamento  $\xi$ . L'input sismico è costituito da onde di taglio che si propagano in direzione perpendicolare alla superficie libera.

L'equazione utilizzata nel modello è la relazione di equilibrio dinamico espressa in funzione dello spostamento:

$$\bar{G} \frac{\delta^2 u}{\delta z^2} = \rho \frac{\delta^2 u}{\delta t^2}$$

dove:

$z$  = profondità

$\rho$  = densità

$t$  = tempo

$u$  = spostamento orizzontale

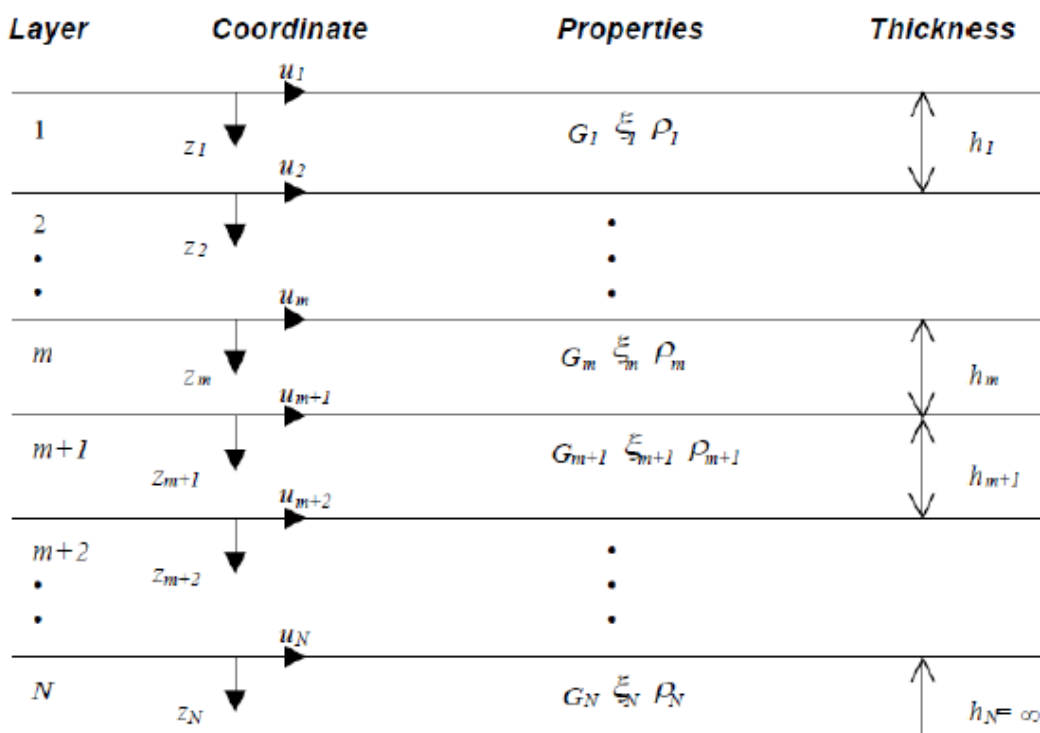
$\bar{G}$  = modulo di taglio espresso come:  $\begin{cases} \bar{G} = \rho \bar{V}_S^2 \\ \bar{V}_S = V_S \sqrt{1 + 2i\xi} \end{cases}$

$V_S$  = velocità delle onde di taglio

$\xi$  = rapporto di smorzamento.

Ogni funzione del tempo può essere suddivisa in una somma di onde armoniche di frequenza circolare  $\omega$  attraverso la Trasformata di Fourier. Una volta ricercata la soluzione per ogni singola onda, le soluzioni ottenute vengono combinate con la Trasformata di Fourier inversa. In questo modo il codice di calcolo utilizzato dal programma può lavorare nel dominio della frequenza.

In *fig. 13.1* è mostrato lo schema di calcolo. Vi sono  $N$  gruppi (strati) contenenti ciascuno quattro proprietà note del suolo: densità  $\rho$ , modulo di taglio  $G$  (oppure la velocità  $V_S$ ), il rapporto di smorzamento  $\xi$  e lo spessore  $h$  propri di ogni strato.



*Fig. 13.1- Schematizzazione di un sistema stratificato monodimensionale*

I metodi di calcolo consistono nella stesura dell'equazione del moto per ogni strato e l'imposizione di due condizioni: congruenza tra spostamenti e tensioni tra le interfacce ed uguaglianza tra onde incidenti e riflesse alla superficie. La risoluzione delle equazioni risultanti viene effettuata considerando lo smorzamento del suolo, con lo scopo di esprimere  $V_S$  come funzione del rapporto di smorzamento  $\xi$  attraverso la relazione (Schnabel et. al, 1972):

$$\bar{V}_S = V_s \sqrt{1 + 2i\xi}$$

Il comportamento del suolo non è lineare, varia con la deformazione indotta dallo scuotimento. Ciò è riscontrabile dal comportamento di  $G$  e  $\xi$ . La *fig. 13.2* mostra un esempio del comportamento del modulo di taglio  $G$  e del rapporto di smorzamento  $\xi$

in funzione della deformazione di taglio  $\gamma$ .  $G_0$  corrisponde al modulo di taglio a deformazione molto bassa.

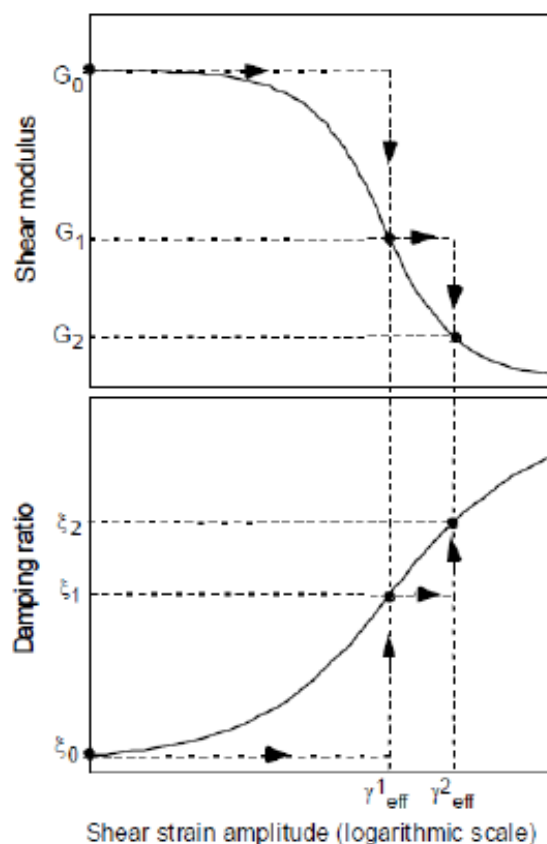


Fig. 13.2- Iterazione del modulo di taglio e del rapporto di smorzamento con la deformazione di taglio nell'analisi equivalente lineare

Dal momento che il livello di deformazione calcolato dipende dai valori delle proprietà equivalenti lineari, è necessaria una procedura iterativa per assicurare che le proprietà utilizzate nelle analisi siano compatibili con i livelli deformativi calcolati in tutti gli strati. Tale procedura è così schematizzata:

1. Stima iniziale di  $G$  e  $\zeta$  per ogni strato.
2. Questi valori vengono utilizzati per determinare la risposta del suolo assieme alla deformazione di taglio in ogni strato.
3. La deformazione di taglio efficace viene determinata dalla deformazione di taglio massima.
4. Dalla deformazione di taglio efficace sono scelti nuovi valori lineari equivalenti di  $G$  e  $\zeta$  per la successiva iterazione.



5. L'iterazione procede come descritto nei punti 2,3,4 fintanto che le differenze tra i valori di  $G$  e  $\zeta$  di due iterazioni consecutive rientrino in un intervallo di valori predeterminato in ognuno degli strati.

I risultati vengono forniti attraverso accelerogrammi. Sebbene il comportamento non lineare del suolo sia approssimato, è importante ricordare che questo metodo è ancora un metodo di analisi lineare. Le proprietà deformative del suolo restano costanti per tutta la durata dello scuotimento. In questo modo il metodo non è in grado di rappresentare variazioni nella rigidità del suolo (Kramer, 1996).

L'analisi monodimensionale è stata condotta nei due siti di Caldes e Samoclevo poichè presentano differenti condizioni stratigrafiche. Questo tipo di analisi, infatti, non considera l'eterogeneità laterale ma solo quella verticale.

### **13.2 Elaborazioni con EERA e REXEL**

EERA è un'applicazione aggiuntiva integrata nel foglio di calcolo Excel. Questo plugin permette di ricostruire gli spettri di accelerazione ed i fattori di amplificazione propri delle zone indagate. Per questo motivo il software necessita dei seguenti dati in input:

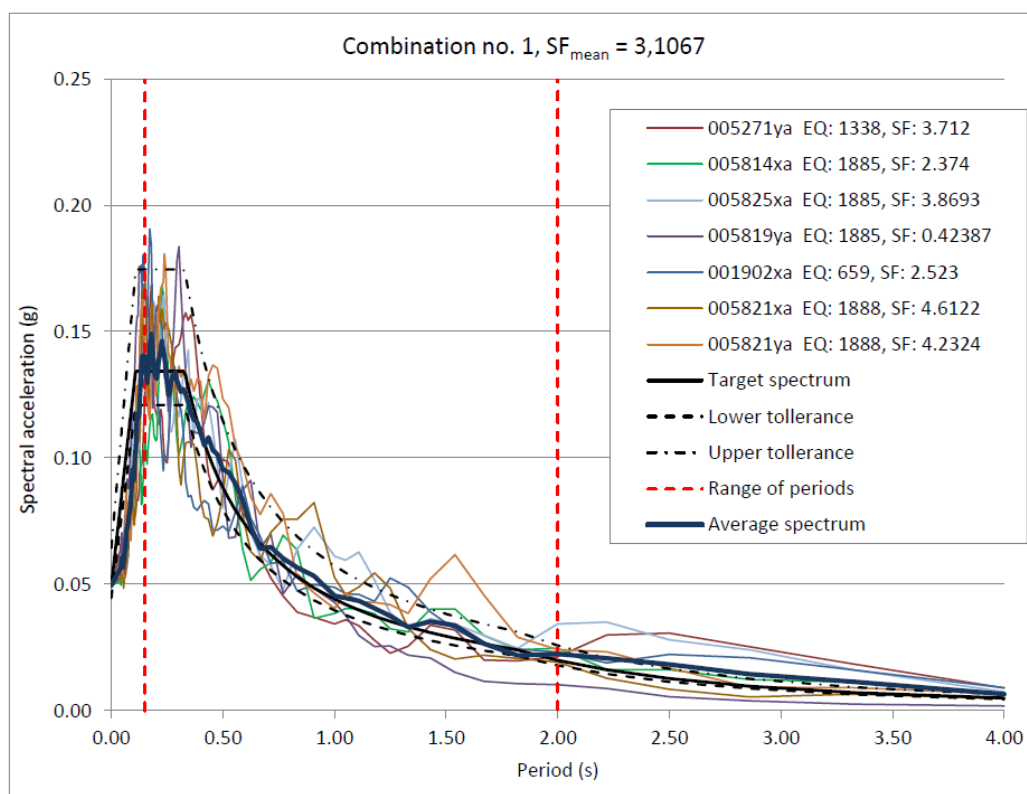
- curve del modulo di taglio e dello smorzamento in rapporto alla deformazione
- profilo verticale del terreno (geometria e proprietà del suolo),
- input sismico

La scelta dell'input sismico da utilizzare è stata effettuata utilizzando il software REXEL (Iervolino et al., 2010, [www.reluis.it](http://www.reluis.it)). Con questo programma è possibile ricercare le combinazioni di sette accelerogrammi naturali compatibili con gli spettri in accelerazione forniti dalle *Norme Tecniche per le Costruzioni (NTC 2008)* oppure dall'*Eurocodice 8*. I datasets contenuti in REXEL sono l'*European Strong-motion Database (ESD)*, utilizzato in questo caso, l'*Italian Accelerometric Archive (ITACA)* ed il *Selected Input Motions for displacement-Based Assessment and Design (SIMBAD)*.

La procedura per la selezione della registrazione consiste in quattro passaggi:

1. Definizione di uno spettro di riferimento orizzontale e/o verticale. In questo caso è stato fatto riferimento al regolamento edilizio italiano (*Italian building code*) inserendo parametri come le coordinate del sito, la categoria d'appartenenza del suolo (in questo caso si è optato per la categoria A inerente ad un sito rigido), la categoria topografica (T1, ossia superficie topografica orizzontale), la durata nominale della struttura (50 anni), la categoria funzionale (di tipo 2) e lo stato limite (livello di soglia riferito alla sicurezza delle persone).
2. Selezione delle registrazioni appartenenti ad un intervallo di magnitudo e distanza specificata dall'utente per un sito specifico. Questi dati sono resi disponibili nel sito dell'INGV (<http://esse1-gis.mi.ingv.it>) oppure direttamente da REXEL. Nel caso in esame gli intervalli scelti sono: per la magnitudo  $[M_{\min}, M_{\max}] = [4.5, 6.5]$  e per la distanza  $[R_{\min}, R_{\max}] = [40, 110]$ km.
3. Definizione di un intervallo di tolleranza dove lo spettro medio sia compreso tra il 10 ed il 30%.
4. Ricerca delle combinazioni per le sette registrazioni che, in media, corrispondono ai parametri specificati al punto 3. La componente spettrale nel caso in esame risulta essere solamente quella orizzontale, poichè il tipo di analisi eseguita è monodimensionale.

Infine, utilizzando un fattore di scala di default pari a 5, REXEL è in grado di restituire in forma grafica la combinazione dei sette accelerogrammi scelti. Assieme a questi viene tracciato anche uno spettro corrispondente alla media degli altri (*fig. 13.3*).



*Fig. 13.3- Combinazione dei sette spettri compatibili. Nella parte in alto a destra sono presenti i codici identificativi di Rexel relativi ad ogni registrazione ed il fattore di scala applicato a ciascuno.*

### 13.3 Risultati della modellazione numerica

Avendo quindi a disposizione tutti i dati di input richiesti come le curve di  $G$ ,  $D$  e  $\gamma$  (dalle prove dinamiche di laboratorio), il profilo verticale del suolo (con il modello ottenuto con le  $V_s$  dalle indagini geofisiche) e l'input sismico (fornito da Rexel in forma di accelerogramma medio) è possibile utilizzare EERA.

Spesso i risultati di un'analisi di risposta sismica vengono rappresentati comparando gli accelerogrammi ottenuti alla superficie con quelli riferiti all'interfaccia sedimenti-bedrock. Il contenuto sismico è descritto utilizzando i picchi delle accelerazioni massime, espresse come il rapporto tra il valore dello strato più superficiale e quello dello strato più sottostante (ad esempio il fattore di amplificazione). Fattori di amplificazione maggiori di 1 evidenziano la

presenza di fenomeni di amplificazione, altrimenti si tratta di fenomeni di attenuazione.

Il fattore di amplificazione di Housner è un parametro sismico definito come il rapporto tra l'intensità spettrale calcolata in superficie e l'intensità spettrale calcolata al bedrock. Tale intensità (*intensità spettrale di Housner, SI, 1952*), è un parametro che descrive adeguatamente il contenuto energetico di un sisma e pertanto è direttamente collegato al potenziale danno subito dalle strutture.

Analiticamente, esso rappresenta l'integrale dello spettro di pseudo-velocità  $PSV(\xi, T)$ , calcolato all'interno di un intervallo di periodi  $[T_1 \sim T_2]$ , al 5% dello smorzamento strutturale:

$$SI_{T_1, T_2}(\xi) = \int_{T_2}^{T_1} PSV(\xi, T) dT$$

L'intervallo d'integrazione nella definizione di Housner è  $[0.1 - 2.5]$ s ed include gli effetti per ogni tipologia di struttura. In questo caso vengono considerati quattro intervalli di periodo:

- l'intervallo originale:  $[0.1 - 2.5]$ s
- l'intervallo tipico di strutture rigide (costruzioni in muratura):  $[0.1 - 2.5]$ s
- l'intervallo tipico di strutture flessibili:  $[0.5 - 1.5]$ s
- l'intervallo tipico di strutture sismicamente isolate:  $[1.5 - 2.5]$ s

Nelle *fig. 13.4, 13.5 e 13.6* si possono osservare i risultati delle elaborazioni relativi alle aree in studio di Caldes e Samoclevo.

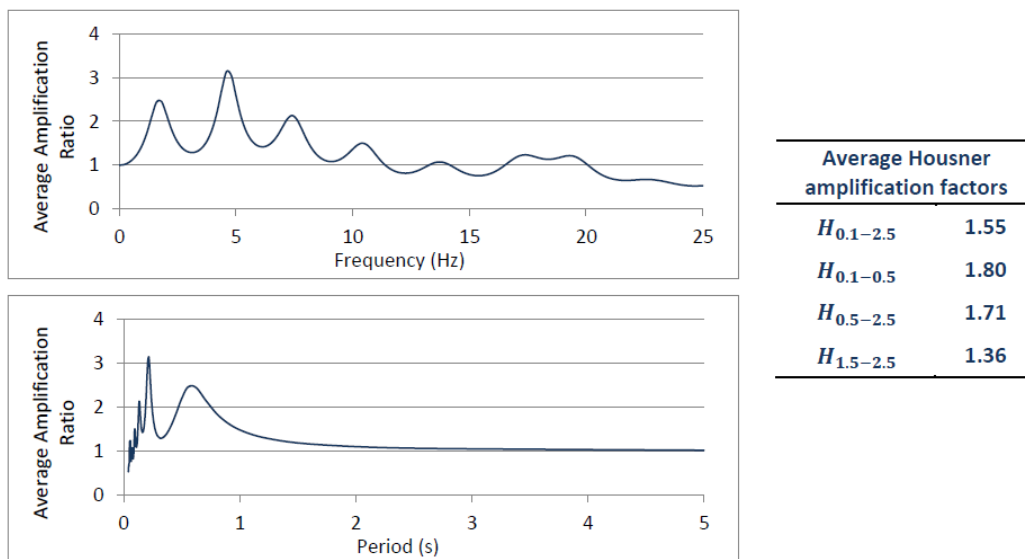


Fig. 13.4- Spettri di amplificazione media in funzione di frequenza e periodo e fattori di amplificazione di Housner per il sito di Caldes.

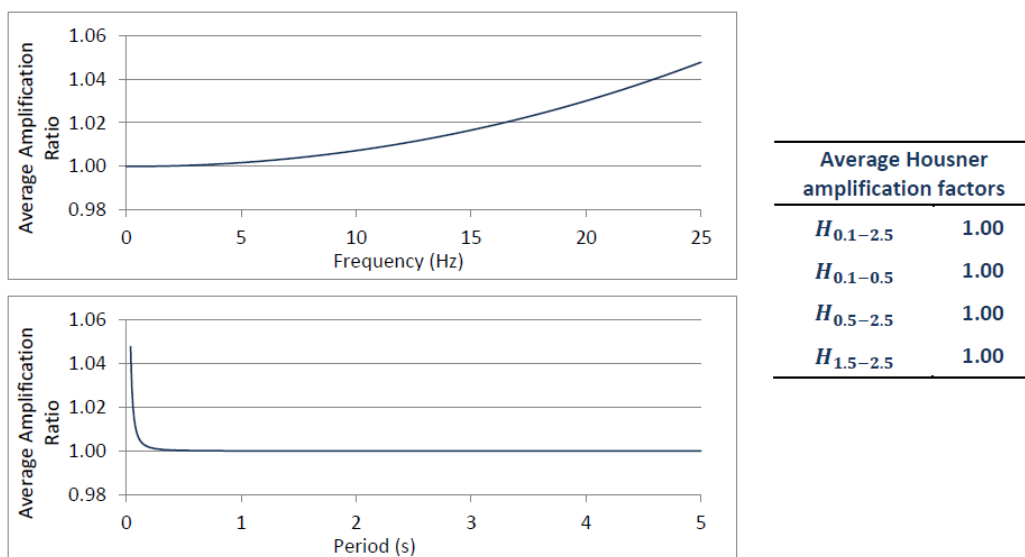


Fig. 13.5- Spettri di amplificazione media in funzione di frequenza e periodo e fattori di amplificazione di Housner per il sito di Samoclevo.

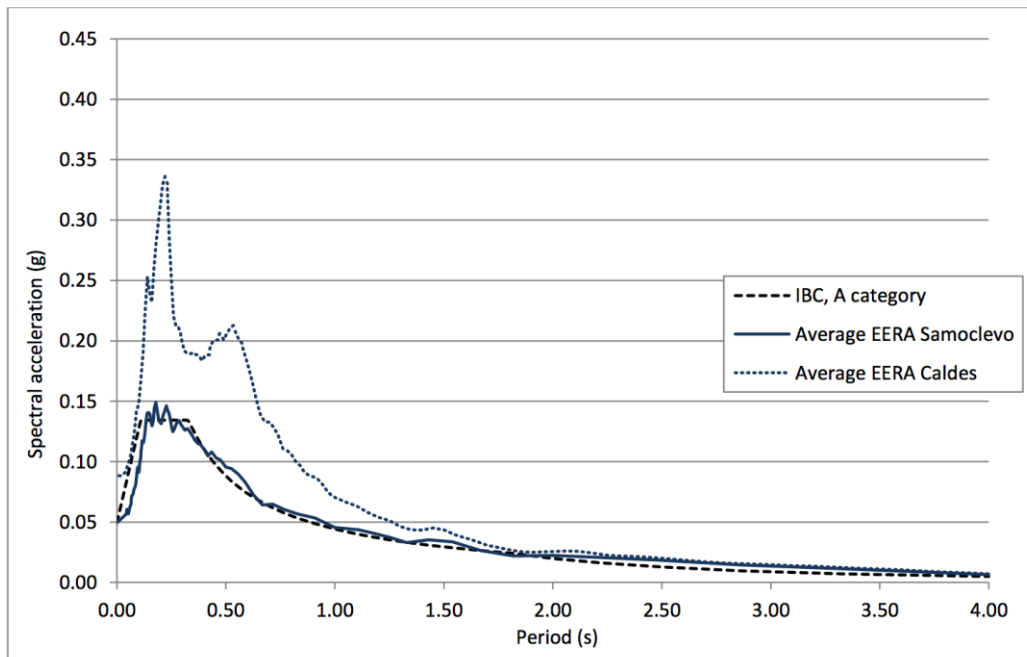


Fig. 13.6- Comparazione tra gli spettri elaborati da EERA appartenenti a Caldes e Samoclevo e lo spettro teorico in accordo all'IBC.

Come si può osservare nei grafici relativi alle due aree, il sito di Samoclevo essendo caratterizzato da un limitato spessore di suolo (circa 0.5) al di sopra del bedrock, non presenta amplificazione. L'assenza di quest'ultima (per un suolo di tipo A in accordo al regolamento edilizio italiano *IBC, Italian Building Code*) è confermata dalla quasi perfetta sovrapposizione delle accelerazioni spettrali tra *IBC* e l'elaborazione effettuata (fig. 13.6) nonché dal fatto per cui il rapporto di amplificazione ed il fattore di Housner tendano ad 1.

La situazione è profondamente diversa nel sito di Caldes dove si osserva un'amplificazione di rilevante intensità dovuta alle differenti condizioni geologiche. A Caldes, infatti, l'amplificazione è massima in un intervallo di periodo compreso tra 0.1 e 0.5s ed il fattore di amplificazione di Housner è pari a 1.80. Considerando questi risultati ed osservando la fig. 13.6 si nota che lo spettro in accelerazione determinato nell'*IBC* sottostima in modo rilevante le accelerazioni spettrali in un periodo tra 0.1 e 0.7s. Il valore massimo dell'accelerazione spettrale ottenuto dalle analisi è pari a 0.33g al periodo 0.21s, eccedendo dallo spettro di riferimento di più di 0.15g.

## 14. Conclusioni

In questa tesi sono state condotte una serie di indagini e studi con lo scopo di fornire dati e risultati inerenti al progetto di microzonazione sismica dell'area di Caldes. Le metodologie utilizzate derivano da un approccio multidisciplinare che coinvolge ambiti interconnessi come la geologia, la geomorfologia, la geofisica e la geotecnica. La comprensione del contesto geologico-strutturale (geologia) va infatti popolata dalla descrizione dei parametri fisici del suolo (geofisica) valutandone il comportamento dinamico e le caratteristiche meccaniche (geotecnica).

Di seguito vengono riportati i risultati e le conclusioni a cui si è giunti.

1. Creazione di un modello di sottosuolo di Caldes e Samoclevo utilizzando analisi di tipo stratigrafico e geofisico. In particolare le indagini di tomografia elettrica e le indagini sismiche hanno permesso la definizione delle proprietà fisiche del sottosuolo quali le velocità delle onde di taglio. Da ciò è stato possibile assumere come il sito di Caldes sia caratterizzato da 2m di sabbia, 6m di limo-argilloso e ghiaia fino alla profondità media del bedrock (51m). Il sito di Samoclevo è invece caratterizzato da uno spessore di suolo molto limitato al di sopra del bedrock calcareo (0.5m).
2. Studio dei campioni limo-argillosi e sabbiosi, analizzati presso il laboratorio di geotecnica della Provincia Autonoma di Trento, attraverso prove dinamiche in RC per determinarne le proprietà dinamiche dei terreni (modulo di taglio normalizzato e curve di smorzamento).
3. A seguito della valutazione dell'input sismico per la zona di studio (condotto dalla Provincia di Trento e dall'Ing. Carrer), sono state eseguite analisi ed elaborazioni con il programma EERA al fine di ottenere un'analisi quantitativa della risposta sismica locale in termini di risposta in accelerazione nei due siti ed una comparazione con gli spettri suggeriti nelle Norme Tecniche per le Costruzioni (IBC).

I risultati ottenuti mostrano comportamenti del suolo molto differenti tra i due siti adiacenti di Caldes e Samoclevo, generati dalle diverse condizioni

geologiche in cui si trovano le due aree. In particolare, il sito di Caldes caratterizzato da coperture sedimentarie, presenta un'accelerazione massima del suolo doppia rispetto all'adiacente sito di Samoclevo.

Questo evidenzia l'importanza della determinazione di accurati modelli di sottosuolo che si rivelano cruciali nel determinare modifiche allo scuotimento sismico del terreno. Come osservato, l'approccio semplificato fornito dalla normativa vigente non è infatti in grado di descrivere in termini esaustivi i possibili effetti di amplificazione stratigrafica dovuti alle diverse condizioni geologiche; ciò può avere rilevanti conseguenze sull'edificato civile e storico, come il caso di Castel Caldes (Tn).



## **Appendice (A): Software utilizzati**

### **(A)1. Profiler**

ProfileR è un software programmato per tracciare il profilo di resistività di uno stendimento superficiale. Il programma offre una soluzione inversa per la distribuzione bidimensionale della resistività basata sul calcolo del flusso 3D di corrente con l'utilizzo di una maglia quadrata agli elementi finiti. La soluzione inversa è centrata su una funzione regolarizzata combinata con una media ponderata dei minimi quadrati.

Il software richiede un numero minimo di dati in entrata per generare la maglia. Ciò che l'utente deve specificare sono il numero di elettrodi e le coordinate degli elettrodi alle estremità dello stendimento. ProfileR può inoltre richiedere in modo opzionale la spaziatura interelettrodica e la posizione altimetrica dei singoli elettrodi.

La maglia generata è costituita da due immagini in cui la prima corrisponde all'area investigata dalla prova e su quest'area saranno associate le variazioni di resistività che verranno fornite da ProfileR. La seconda immagine è in trasparenza e consiste in un'area dove vengono inseriti i limiti della zona interessata. La maglia viene generata con due elementi finiti tra gli elettrodi posti orizzontalmente. Sullo sfondo trasparente, questa maglia viene estesa a sinistra e a destra dello stendimento usando un incremento esponenziale degli elementi. In direzione verticale gli elementi aumentano di dimensione con la profondità. L'area è parametrizzata considerando sottoaree ( o blocchi) di resistività equivalente. Nello sfondo ogni blocco è definito da un gruppo composto da quattro sottoaree (Binley 2003). ProfileR non presenta un sistema di interfaccia grafica. L'output elaborato dev'essere quindi trattato con altri programmi di rendering grafico.

Sito internet: [www.es.lancs.ac.uk/people/amb/freeware/ProfileR/ProfileR.htm](http://www.es.lancs.ac.uk/people/amb/freeware/ProfileR/ProfileR.htm)

## **(A)2. Surfer**

Si tratta di un software in grado di visualizzare immagini di interpolazione tridimensionale. Il sistema operativo richiesto è Microsoft Windows ma esistono emulatori in grado di poterlo utilizzare anche su Apple O.S. e Linux.

Surfer viene largamente utilizzato per la modellizzazione 3D delle aree, delle batimetrie, per la visualizzazione di paesaggi, analisi superficiali e volumetriche, georeferenziazione, modellizzazione dei corpi d'acqua e altro ancora.

Il programma di interpolazione inserito in Surfer è molto sofisticato e permette di visualizzare in forma grafica dati spaziali espressi in coordinate. Le funzionalità e le opzioni disponibili sono molte e ciò permette un maggior controllo sui parametri utilizzati. Surfer, inoltre, può elaborare dati in ingresso provenienti da altre sorgenti come file USGS DEM o ESRI.

Sito internet: [www.goldensoftware.com/products/surfer](http://www.goldensoftware.com/products/surfer)

## **(A)3. SWAMI**

SWAMI (Surface WAve Modal Inversion) risolve il problema inverso non lineare per l'elaborazione ed il calcolo del profilo di velocità delle onde di taglio offrendo come dato in entrata la curva di dispersione (velocità di fase su frequenza) e le incertezze ad essa associate. Si assume che il mezzo sia elastico e la soluzione del problema inverso non è collegata ad un altro problema, dovuto al calcolo di un profilo del rapporto di smorzamento dai dati di attenuazione. L'algoritmo di inversione è basato su:

Constable, S.C., Parker, R. L. and Constable, G. G., *Ocean's Inversion: A practical Algorithm for Generating Smooth Models from Electromagnetic Sounding Data*, Geophysics

Data una curva di dispersione sperimentale e le incertezze associate, l'algoritmo sceglie il profilo di  $V_s$  più regolare vincolato ad una specifica differenza tra i dati

sperimentali e teorici. La convergenza è definita al raggiungimento di un errore quadratico medio minore o uguale a uno, oppure di un cambiamento trascurabile nel profilo di velocità tra un'iterazione e l'altra. Il numero massimo di iterazioni eseguibili è 10; l'utente può comunque variare entrambi i parametri. La descrizione dettagliata dell'algoritmo si trova in *Lai e Rix (1998)*.

L'algoritmo utilizzato per calcolare le curve di dispersione teoriche e le derivate parziali della velocità di fase in rapporto alla  $V_s$  per ogni strato si basano su:

Hisada, Y., 1994, *An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths*, Bollettino della Società Sismologica d'America.

Lai, C.G. e Rix, G. J., 1998, *Simultaneous Inversion of Rayleigh Phase Velocity and Attenuation for Near-Surface Site Characterization*, Report n. GIT-CEE/GEO-98-2, School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of Technology.

La stima finale dell'incertezza del profilo finale di  $V_s$  viene calcolata in base a:

Lai, C. G., Foti, S. e Rix, G. J., 2005, *Propagation of Data Uncertainty in Surface Wave Inversion*, Journal of Environmental and Engineering Geophysics.

Sito Internet: [geosystems.ce.gatech.edu/soil\\_dynamics/research/surfacewaveanalysis](http://geosystems.ce.gatech.edu/soil_dynamics/research/surfacewaveanalysis)

## **(A)4. SeisImager**

SeisImager/2D è un programma completo che include tre metodi per l'analisi dei dati di rifrazione, di inversione, il metodo reciproco e la tomografia. Include inoltre numerose funzioni di modellizzazione.

È dotato di un'interfaccia intuitiva e, tra le altre caratteristiche, permette di:

- visualizzare i dati di rifrazione
- modificare i dati di rifrazione e salvarli
- Selezionare i primi arrivi e salvarli
- Invertire i dati per una determinata sezione di velocità

- Fornire un diagramma spazio-tempo e sezioni di velocità

SeisImager<sup>TM</sup> è costituito da quattro moduli per l'analisi dei dati di rifrazione e delle onde di superficie. Questi sono chiamati Pickwin<sup>TM</sup>, Plotrefa<sup>TM</sup>, WaveEq<sup>TM</sup> e GeoPlot<sup>TM</sup>. Esiste anche la possibilità di utilizzare una modalità semplificata (Wizard) all'interno di ogni modulo per la selezione automatica di specifiche funzioni. Pickwin e Plotrefa sono i moduli utilizzati per le analisi di rifrazione. Con il primo viene effettuata la selezione dei primi arrivi mentre con il secondo vengono eseguite le analisi.

SeisImager/2D dispone di tre possibili tecniche di inversione: il metodo che utilizza il termine temporale, il metodo reciproco e la tomografia. I primi due si basano entrambi sui tempi di arrivo ed i ritardi delle onde ma si differenziano nel metodo in cui i ritardi vengono calcolati, automaticamente nel primo (attraverso inversione lineare ai minimi quadrati) e manualmente nel secondo. Ogni tecnica è differente e si differenzia in base agli obiettivi preposti dall'indagine effettuata e dal tipo di dati acquisito.

Sito Internet: [www.geometrics.com/geometrics-products/seismographs](http://www.geometrics.com/geometrics-products/seismographs)

## **(A)5. Grilla (Micromed)**

Grilla è il software utilizzato per archiviare, organizzare ed analizzare le registrazioni del TROMINO<sup>®</sup> e SoilSpy Rosina.

Le funzioni principali del programma sono:

- Analisi spettrale (spazio, tempo)
- Analisi H/V
- Elaborazione della curva H/V per ottenere il profilo  $V_s$  del sottosuolo e la classificazione sismica del sito
- Analisi multicanale di onde S, comprese Rayleigh e Love (SASW, MASW, ReMi, ESAC, SPAC)
- Modellizzazione delle curve di dispersione delle  $V_s$
- Unione ed adattamento delle curve H/V a quelle di dispersione
- Analisi delle vibrazioni secondo UNI 9916, DIN 4150 (effetti delle vibrazioni di

alta intensità sulle strutture)

- Analisi modale delle strutture (forme e frequenze)

Grilla è in grado di generare automaticamente i rapporti delle differenti analisi, complete di visualizzazione grafica. Le registrazioni provenienti da strumentazioni diverse possono essere comunque importate nel database ed analizzate con Grilla.

Sito Internet: [www.tromino.eu/prodsele.asp?cat=3&prod=4](http://www.tromino.eu/prodsele.asp?cat=3&prod=4)

## **(A)6. REXEL**

Per la ricostruzione dello spettro di accelerazione per il sito d'interesse, in accordo al regolamento edilizio italiano, è necessario specificare:

- le coordinate geografiche del sito (*longitudine* e *latitudine* in gradi decimali),
- la classe di riferimento del sito (T1, T2, T3 o T4),
- la durata nominale della struttura,
- la tipologia funzionale della struttura,
- lo stato limite d'interesse.

Successivamente il programma genera automaticamente lo spettro. Infine, è necessario specificare la componente dello spettro da considerare (orizzontale e/o verticale). Le due componenti ortogonali indipendenti che descrivono il moto orizzontale (X ed Y) sono caratterizzate dallo stesso spettro di risposta, mentre la componente che descrive il moto verticale (Z) è definita da uno spettro specifico. E' possibile selezionare X/Y e Z separatamente o contemporaneamente, dipendentemente dal numero di componenti del movimento del suolo (1,2 o 3) che si desidera siano inclusi.

Il programma contiene al suo interno le registrazioni del database ESD. Il tipo di suolo viene scelto nel primo passaggio e ciò limita automaticamente la ricerca delle combinazioni delle registrazioni a classi ben specifiche. In più, l'utente può scegliere di cercare combinazioni provenienti da intervalli definiti di magnitudo e distanza (intervalli M ed R). Quindi, può selezionare gli intervalli di magnitudo e distanza,  $[M_{\min}, M_{\max}]$  e  $[R_{\min}, R_{\max}]$  in cui inserire le registrazioni. REXEL offre in risposta il numero di registrazioni (ed il corrispondente numero di eventi) disponibile per

quegli intervalli. In questa lista si vanno poi a scegliere un gruppo di sette registrazioni compatibili con lo spettro medio del primo passaggio.

Nello step successivo vengono definiti i parametri relativi alla compatibilità spettrale come l'intervallo del periodo  $[T_1, T_2]$  in cui va riconosciuto lo spettro di riferimento e vengono definite le tolleranze permesse in termini percentuali di deviazione. Infine, è possibile avviare l'analisi.

A questo punto, avendo una lista iniziale di registrazioni e la definizione dei parametri, è possibile decidere quale tipo di ricerca avviare. Il software può cercare combinazioni come:

- sette accelerogrammi ad un componente (orizzontale e/o verticale). Le combinazioni trovate possono essere applicate in una direzione per l'analisi piana di strutture.
- sette coppie di accelerogrammi che includono le due componenti orizzontali di sette registrazioni (ad esempio 14 valori che corrispondono alle componenti X,Y di sette registrazioni). Questo viene utilizzato per casi dove il movimento orizzontale dev'essere applicato in entrambe le direzioni su di una struttura tridimensionale.
- sette gruppi di accelerogrammi che includono le due componenti orizzontali e quella verticale appartenenti a sette registrazioni (ad e. 21 valori che corrispondono alle componenti X,Y e Z di sette registrazioni) per un'analisi tridimensionale completa.

Una volta conclusa l'analisi, REXEL restituisce una serie di combinazioni che rientrano in un intervallo di compatibilità con lo spettro di riferimento definito dal periodo e dai valori di tolleranza scelti precedentemente.

I risultati sono selezionati facendo in modo che le combinazioni con la più piccola deviazione dallo spettro di riferimento siano all'inizio della lista. Ogni combinazione è inoltre identificabile attraverso un numero seriale univoco.

Se viene scelta una combinazione specifica, REXEL ne riporta anche il valore medio di M ed R assieme ad altre informazioni.

## **(A)7. EERA**

Negli ultimi anni si è osservato che i movimenti del suolo in terreni non rigidi assumono un'ampiezza maggiore di quelli che si manifestano nelle vicinanze di affioramenti rocciosi, in dipendenza dalle condizioni locali del suolo. Queste amplificazioni nella risposta sismica vennero inizialmente simulate utilizzando molti software in cui i codici di calcolo richiedevano come assunto delle condizioni di deposito semplificate, come una stratificazione orizzontale ad estensione laterale infinita. Uno dei primi programmi sviluppato a questo proposito fu SHAKE (Schnabel et al., 1972). SHAKE calcola la risposta in un sistema stratificato orizzontale soggetto al transito verticale ed orizzontale di onde di taglio. Inoltre assume che il comportamento ciclico del suolo possa essere simulato utilizzando un modello equivalente lineare. Nel 1998 venne sviluppato EERA utilizzando il linguaggio di programmazione FORTRAN 90 e che si basa sugli stessi concetti base di SHAKE. EERA è l'acronimo di Equivalent-linear Earthquake Response Analysis e consiste in una moderna implementazione dei ben noti argomenti relativi all'analisi di risposta sismica locale. Questi aggiornamenti comportano una serie di vantaggi dovuti al dimensionamento dinamico ed al calcolo matriciale reso possibile in FORTRAN 90. I dati in entrata ed uscita da EERA possono essere organizzati e trattati attraverso il foglio di calcolo Excel poichè il primo è totalmente integrato in quest'ultimo.

## Bibliografia

Aghaei-Araei A., Tabatabaei S. H., Ghalandarzadeh A., 2008, *Assessment of shear modulus and damping ratio of gravelly soils*, Research Project, No. 3-44-69-2007, BHRC, Iran.

Avanzini M., Bargossi G. M., Borsato A., Cucato M., Morelli C., Picotti V., Selli M., 2010, *Note illustrative della Carta Geologica s'Italia alla scala 1:50000, foglio 043 Mezzolombardo*, Provincia Autonoma di Trento e Provincia Autonoma di Bolzano.

Barani S., De Ferrari R., Ferretti G., 2013, *Influence of Soil Modeling Uncertainties on Site Response*, *Earthquake Spectra*: Agosto 2013, Vol. 29.

Bardet J. P., Ichii K. e Lin C. H., 2000, *EERA: A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analysis of Layered Soil Deposits*, Department of Civil Engineering, University of South California.

Binley A., 2003, *ProfileR*, Lancaster University.

Corrao M., Coco G., *Geofisica Applicata*, II Edizione, 2009 , Dario Flaccovio Editore.

CS.LL.PP., DM 14/01/2008, *Norme tecniche per le costruzioni*, Gazzetta Ufficiale della Repubblica Italiana, 29.

Dal Piaz V. G., Castellarin, A., Martin S., Selli L., Carton A., Pellegrini G. B., Casolari E., Daminato F., Montresor L., Picotti V., Prosser G., Santuliana E., Cantelli L., 2007, *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, foglio 042 Malè*, Provincia Autonoma di Trento.



Foti S., 2005, "Surface Wave Testing for Geotechnical Characterization", in Lai C. G., Wilmanski K., *Surface Waves in Geomechanics: Direct and Inverse Modelling for Soils and Rocks*, Springer.

Foti S., Parolai S., Albarello D., Picozzi M., 2011., *Application of Surface wave methods for seismic site characterization*, Surveys in Geophysics, Springer, Vol. 32.

Gabriels P., Sneider R., Norlet G., 1987, *In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves*, Geophysical Prospecting, Vol. 35.

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.

Hardin B. O., Drnevich V. P., 1972a, *Shear modulus and damping in soils: Measurement and parameter effects*, Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE 98(6).

Hardin B. O., Drnevich V. P., 1972b, *Shear modulus and damping in soils: Design equations and curves*, Journal of the Soil Mechanics and Foundation Division, ASCE 98(7).

Housner G. W., 1952, *Spectrum intensities of strong-motion earthquakes*, Proc. Symp. on Earthquake and Blast Effects Structures, Los Angeles.

Iervolino I., Galasso C., Cosenza E., 2010, *REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis*, Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 8.

Knödel K., Voigt H. J., 2007, *Environmental Geology: Handbook of Field Methods and Case Studies*, Springer.

Kramer S. L., 1996, *Geotechnical Earthquake Engineering*, Prentice Hall.

Lanzo G., F. Silvestri, 1999, *Risposta Sismica Locale, Teoria ed Esperienze*, Hevelius Edizioni.

Majorana C., Modena C., Franchetti P., Grendene M., Secchi S., 2007., *Fondamenti di dinamica e di ingegneria sismica*, The McGraw-Hill Companies.

Martin S. e Zambotti P., 2012, *Caratterizzazione geologica della Val di Sole ai fini della valutazione della potenzialità geotermica a bassa entalpia del territorio da Ossana a Caldes e all'utilizzo di fonti energetiche rinnovabili*.

Martino S., Minutolo A., Paciello, Rovelli A., Scarascia Mugnozza G., Verrubbi V., 2006, *Evidence of Amplification Effects in Fault zone Related to Rock Mass Jointing*, Natural Hazards, Volume 39, pp: 419-449.

Marzorati S., Ladina C., Falucci E., Gori S., Saroli M., Ameri G., Galadini F., 2011, *Site effects "on the rock": the case of Castelvechio Subequo (L'Aquila, central Italy)*, Bulletin of Earthquake Engineering, Volume 9, pp: 841-868.

Mazzoldi P., Nigro M., Voci C., *Fisica, Vol. II*, II Edizione, EdiSES, 2002.

Park C. B., Miller R. D., Xia J., 1999, *Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW)*, "Geophysics", 64.

Robinson E. S., Coruh C., 1998, *Basic exploration geophysics*, Wiley.

Schnabel P. B., Lysmer J., Seed H. B., 1972, *SHAKE: A Computer Program for Earthquake Response Analysis of Horizontally Layered Sites*, Report No. UCB/EERC-72/12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

Schwab F. A., Kopnoff L., *Fast surface wave and free mode computations*, in Bolt B.A., Alder B., Fernbach S., *Methods in Computational Physics vol. 11*, 1972.

Seidel K., Lange G., 2007, "Direct Current Resistivity Methods" in Voigt, Lange G., *Environmental Geology : Handbook of Field Methods and Case Studies*, Springer.

SeisImager/2D<sup>TM</sup> Manual, 2009.

Sheriff R. E., Geldart L.P., *Exploration Seismology*, 1995, II Edizione, Cambridge University.

Simoni G., 2004, *Prove dinamiche di laboratorio - Colonna Risonante e Taglio Torsionale Ciclico*.

Socco L. V., Strobbia C., 2004, *Surface-wave method for near-surface characterization: a tutorial*, Near Surface Geophysics.

Viganò A., Groaz O., Froner L., Fedrizzi F., Franceschini A., 2013a, *Monitoraggio sismico, microzonazione sismica e studi sismologici in Trentino*.

Viganò A., Scafidi D., Martin S., Spalalarossa D., 2013b, *Structure and properties of the Adriatic crust in the central-eastern Southern Alps (Italy) from local earthquake tomography*, Terranova.

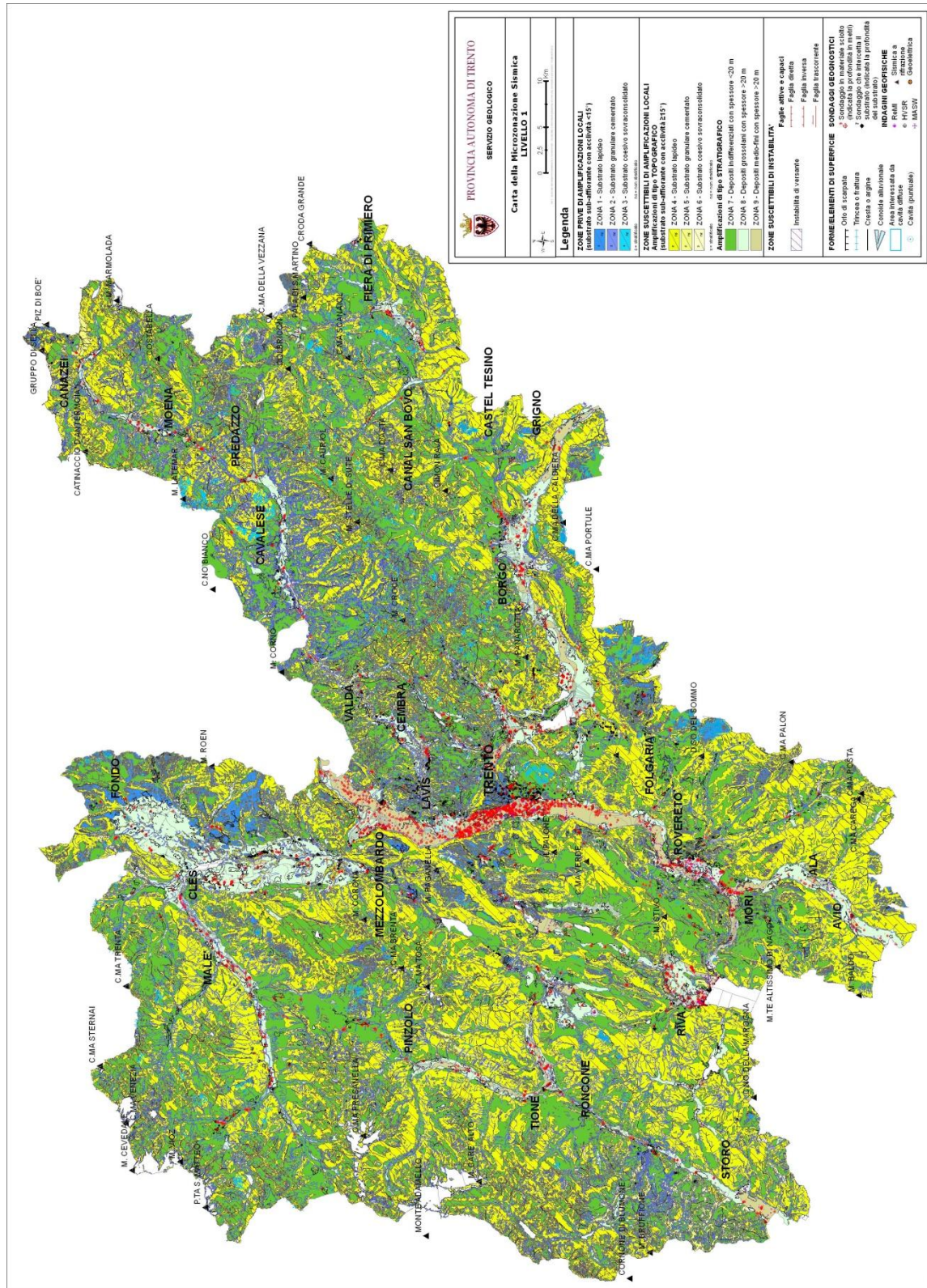
Yokota K., Imai T., Konno M., 1981, *Dynamic deformation characteristics of soils determined by laboratory tests*, OYO technical Rep. 3.

Voglio ringraziare sentitamente il Dott. Alfio Viganò e Fabio Fedrizzi del Laboratorio di Geotecnica di Trento per le informazioni, i dati e le spiegazioni che hanno reso possibile la stesura di questa Tesi.

Un ringraziamento particolare al mio correlatore Dott. Jacopo Boaga per avermi accompagnato durante questo percorso dimostrando, oltre ad una profonda professionalità e competenza, una grande disponibilità.

# Allegato 1:

## Carta della Microzonazione Sismica di primo livello del Trentino



## Allegato 2:

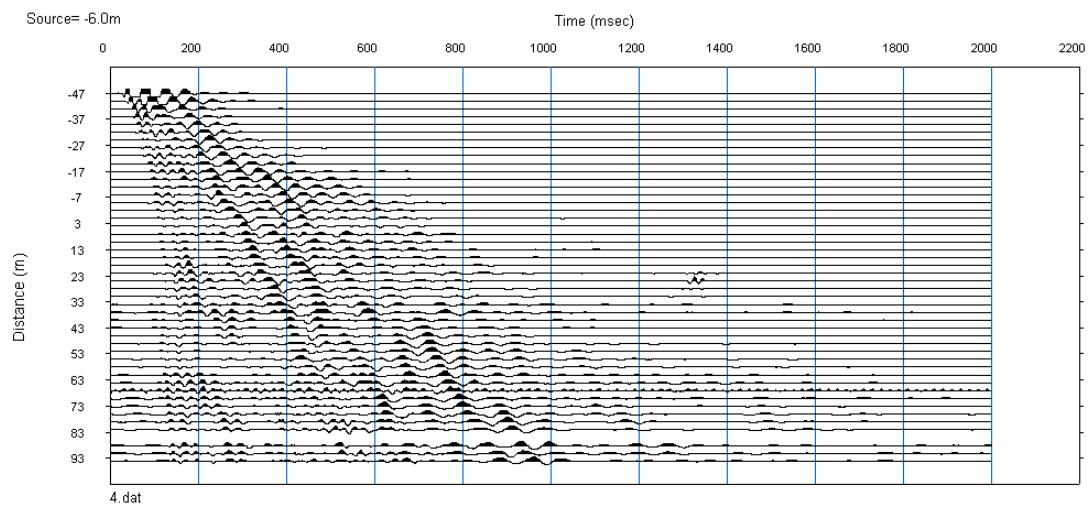
### Dati ed elaborazioni MASW

Di seguito sono riportati i sismogrammi e gli spettri di potenza relativi a quattro degli undici test eseguiti a Caldes. Negli spettri di potenza è possibile osservare il picking dei punti di maggior energia, utilizzati per tracciare la curva di dispersione.

#### Test 1

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

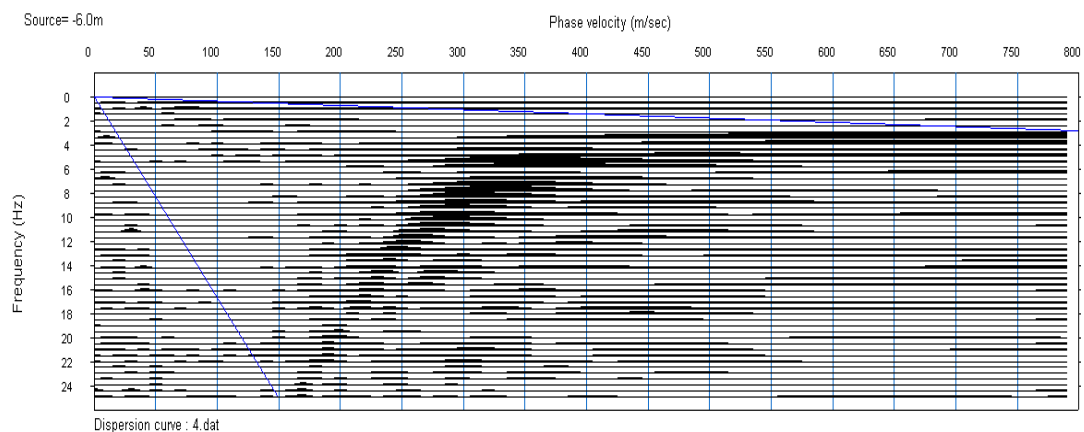
Active 1D MASW(0)



*Sismogramma acquisito nel test 1*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

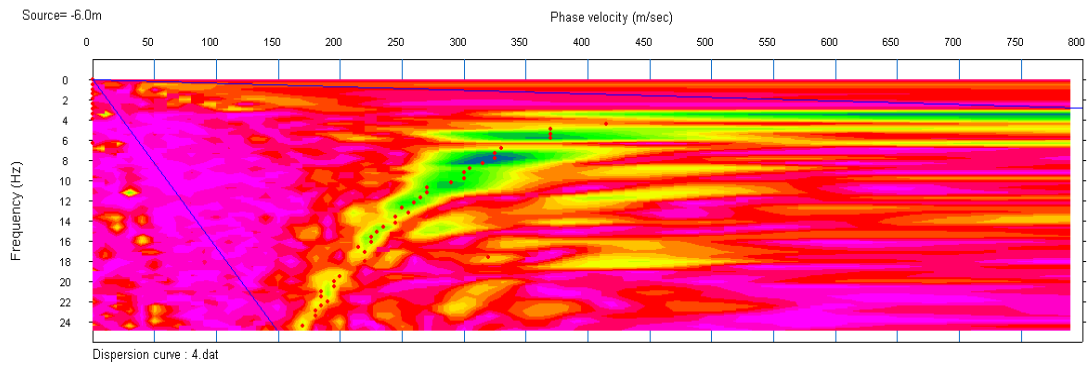
Active 1D MASW(0)



*Curva di dispersione del test 1*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

Active 1D MASW(0)

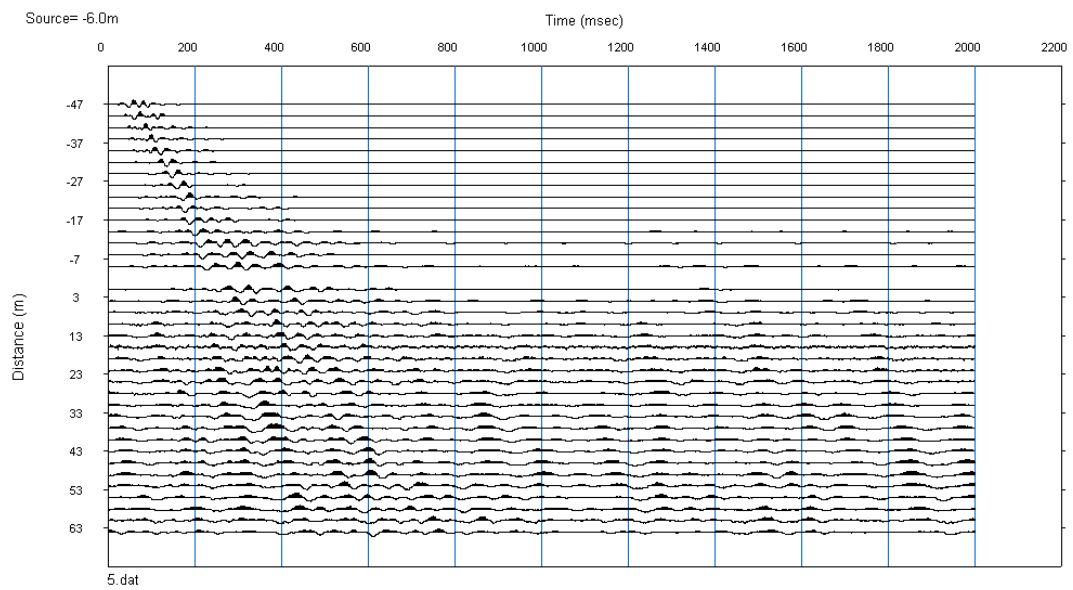


*Picking della curva di dispersione per il test 1*

## Test 2

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

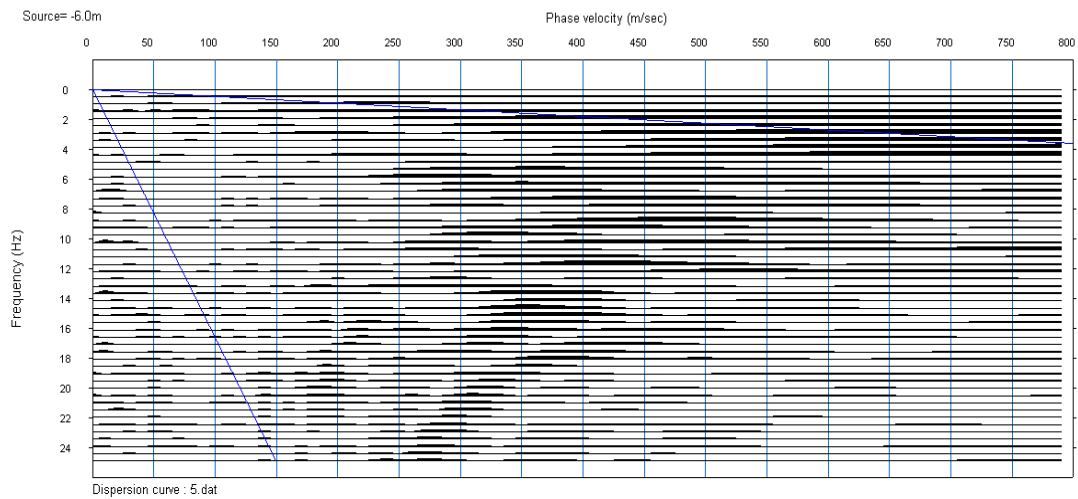
Active 1D MASW(0)



*Sismogramma acquisito nel test 2*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

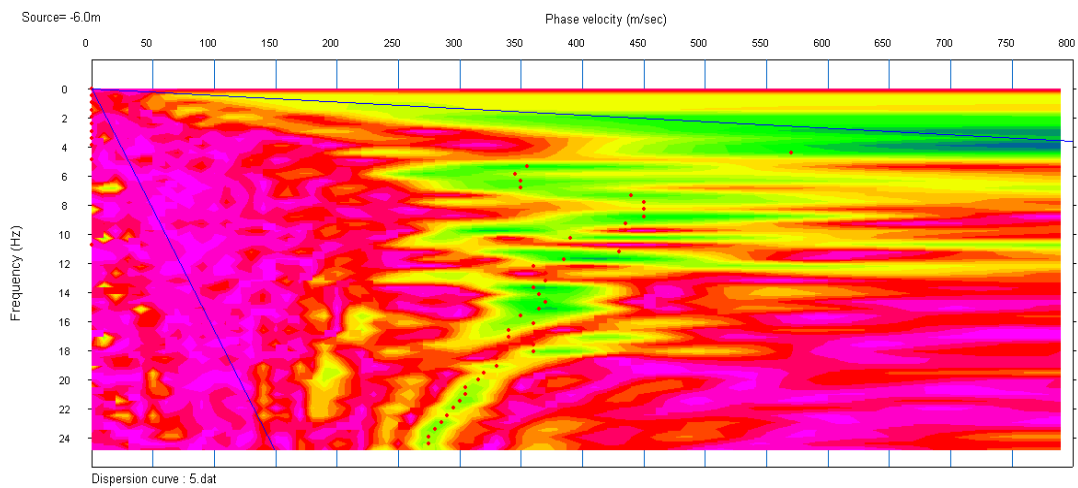
Active 1D MASW(0)



*Curva di dispersione del test 2*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

Active 1D MASW(0)



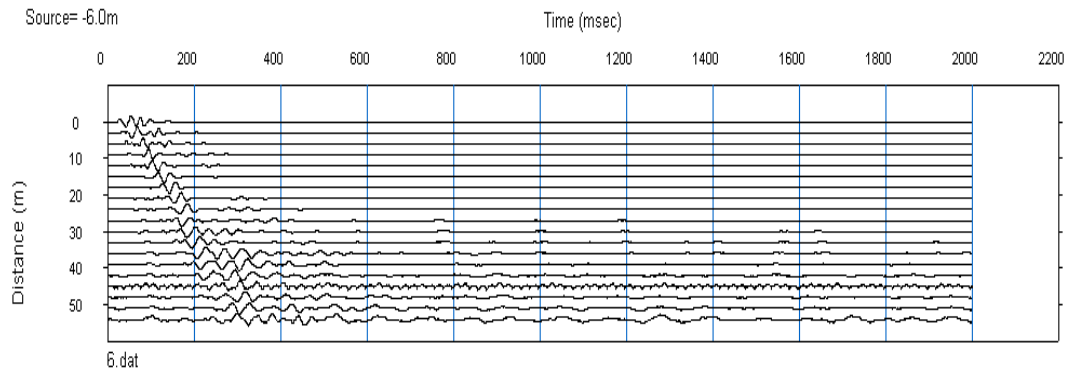
*Picking della curva di dispersione del test 2*



### Test 3

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

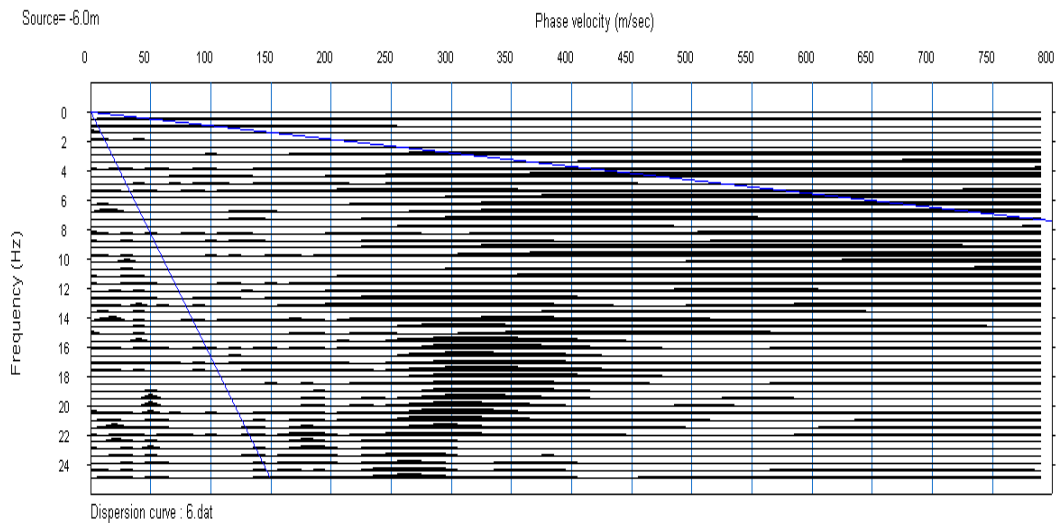
Active ID MASW(0)



*Sismogramma acquisito nel test 3*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

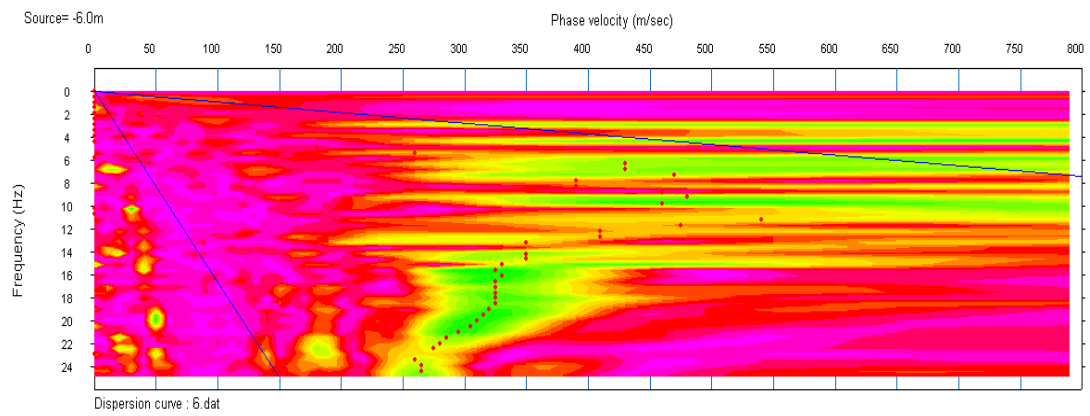
Active ID MASW(0)



*Curva di dispersione del test 3*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

Active 1D MASW(0)

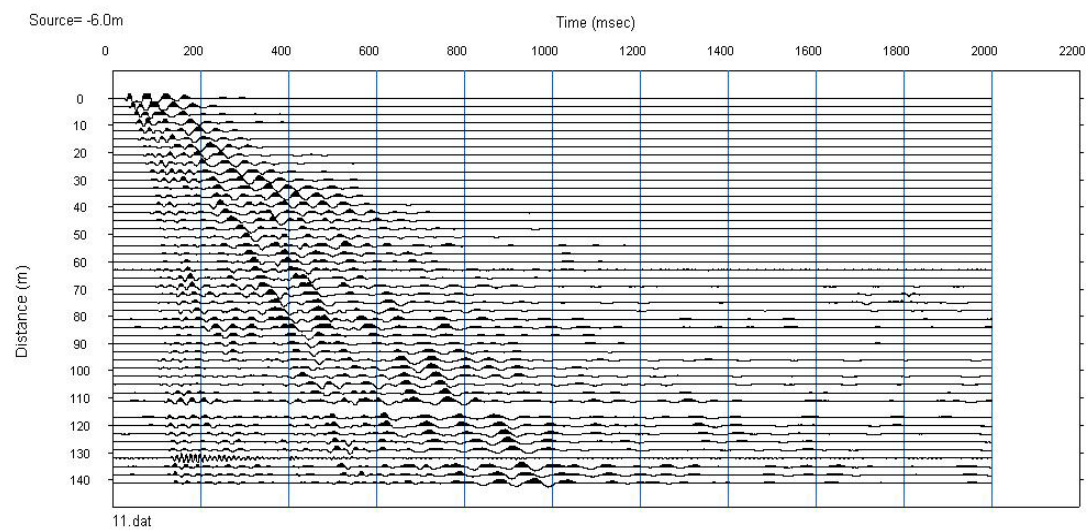


*Picking della curva di dispersione del test 3*

## Test 4

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

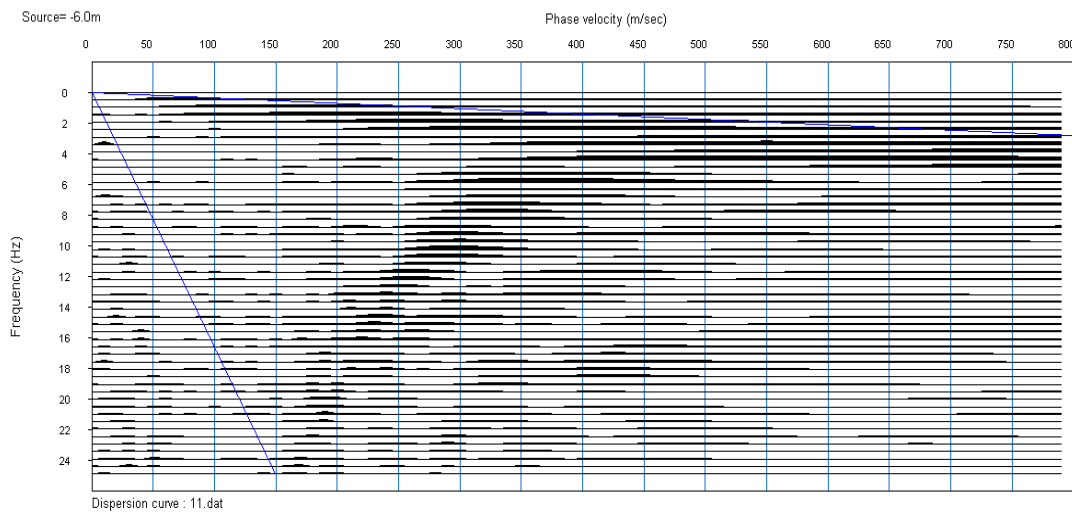
Active 1D MASW(0)



*Sismogramma acquisito nel test 4*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

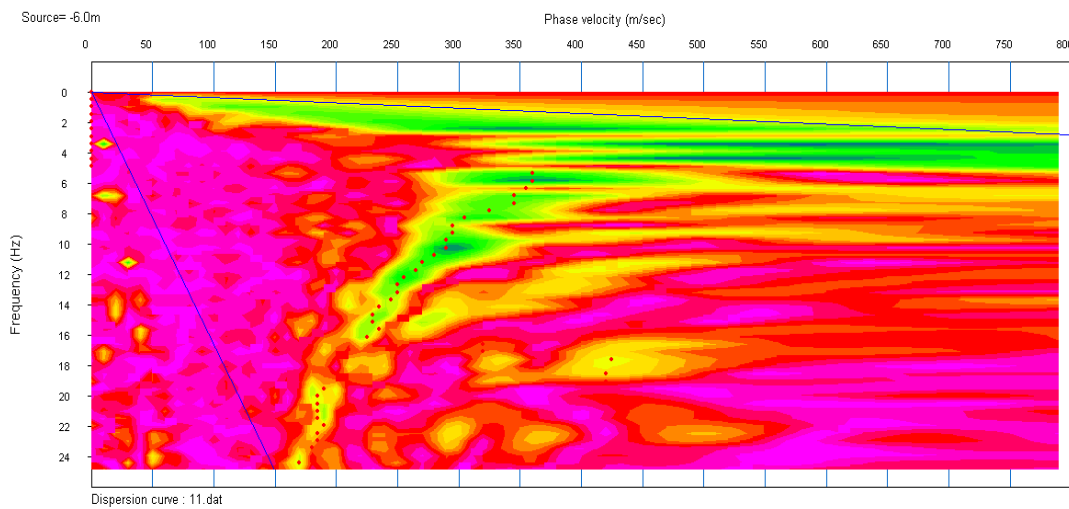
Active 1D MASW(0)



*Curva di dispersione del test 4*

Press Enter key to start Surface Wave Analysis Wizard.

Active 1D MASW(0)



*Picking della curva di dispersione del test 4*

