



Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 2073A -

ANNO: 2016

A P P U N T I

STUDENTE: Aimar Mauro

MATERIA: Geotecnica Sismica - Prof. Foti

Il presente lavoro nasce dall'impegno dell'autore ed è distribuito in accordo con il Centro Appunti.

Tutti i diritti sono riservati. È vietata qualsiasi riproduzione, copia totale o parziale, dei contenuti inseriti nel presente volume, ivi inclusa la memorizzazione, rielaborazione, diffusione o distribuzione dei contenuti stessi mediante qualunque supporto magnetico o cartaceo, piattaforma tecnologica o rete telematica, senza previa autorizzazione scritta dell'autore.

**ATTENZIONE: QUESTI APPUNTI SONO FATTI DA STUDENTIE NON SONO STATI VISIONATI DAL DOCENTE.
IL NOME DEL PROFESSORE, SERVE SOLO PER IDENTIFICARE IL CORSO.**

SISMOLOGIA APPLICATA

I Terremoto:

esso si definisce come uno scuotimento associato a una rottura che avviene in profondità, all'interno della crosta terrestre o sulla parte superiore del mantello. La rottura rilascia un'energia che viaggia all'interno della crosta terrestre fino ad arrivare a un sito, sottoforma di onde, e si percepiscono delle vibrazioni.

↳ noi percepiamo un moto sismico associato alle vibrazioni (effetto della rottura)

Perché si genera la rottura?

Secondo la teoria della TETTONICA A ZOLLE, la rottura è associata a un ACCUMULO DI ENERGIA ELASTICA (energia di deformazione), che si rilascia al momento della rottura.

Da dove arriva l'energia che porta all'accumulo di deformazione? Cioè qual è la CAUSA DELLA DEFORMAZIONE NEGLI STRATI CROSTALI?

Per capire questo, si parte da un'osservazione su scala mondiale sulla localizzazione degli eventi sismici, ragionando su

- e. → posizione dell'EPICENTRO = proiezione in superficie del punto dove avviene la rottura (detto IPOCENTRO o fuoco)
- i. → profondità

Si notano allora due fatti

- la localizzazione non è casuale, bensì gli epicentri si distribuiscono lungo particolari allineamenti ben definiti
- lungo alcuni allineamenti, l'ipocentro è superficiale; lungo altri, l'ipocentro è più profondo.

Tali allineamenti dividono la crosta terrestre in blocchi detti **zolle**.

Secondo la tettonica a zolle, i terremoti sono causati dal moto relativo di questi blocchi, che internamente sono stabili, nelle cui zone di contatto si manifestano i sismi

⇒ le rotture che si osservano in termini di fenomeni sismici sono dovute all'accumulo di energia dovuto al moto relativo delle diverse zolle.

Perché le zolle si muovono?

Le zolle sono trascinate dai moti convettivi che avvengono nella parte interna del mantello, in cui il materiale si trova allo stato fluido per le alte temperature.



Infatti, la Terra è molto calda verso l'interno e fredda verso la superficie e ciò innesca dei moti convettivi. Questi moti trascinano le zolle che sono sulla parte sovrastante e ad esse possono portare a moti diversi.

⇒ DIVERSE ROTTURE.

Seismicity of the Earth 2000-2008

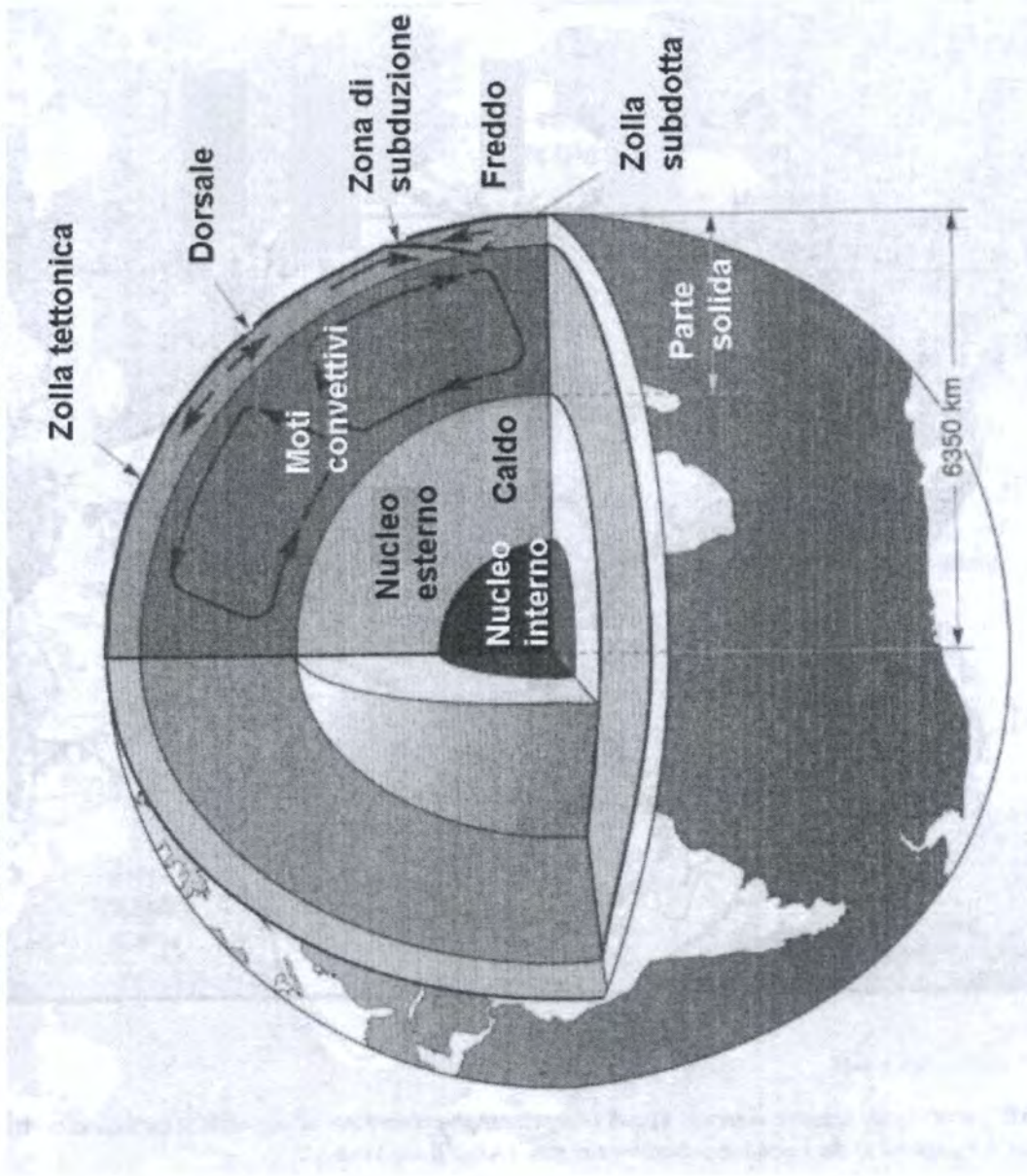


**POLITECNICO
DI TORINO**

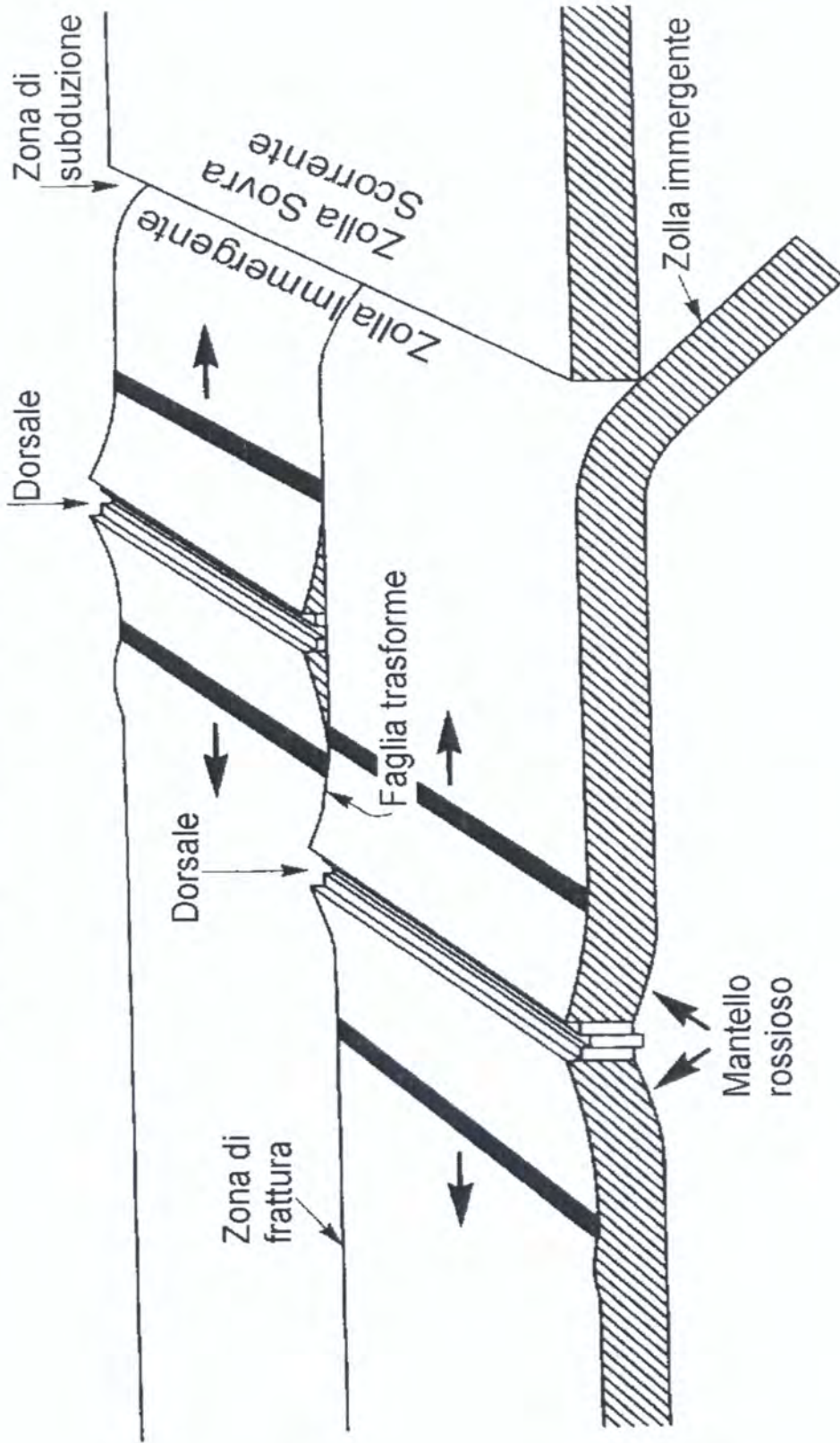
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Struttura interna della terra



Tettonica delle zolle

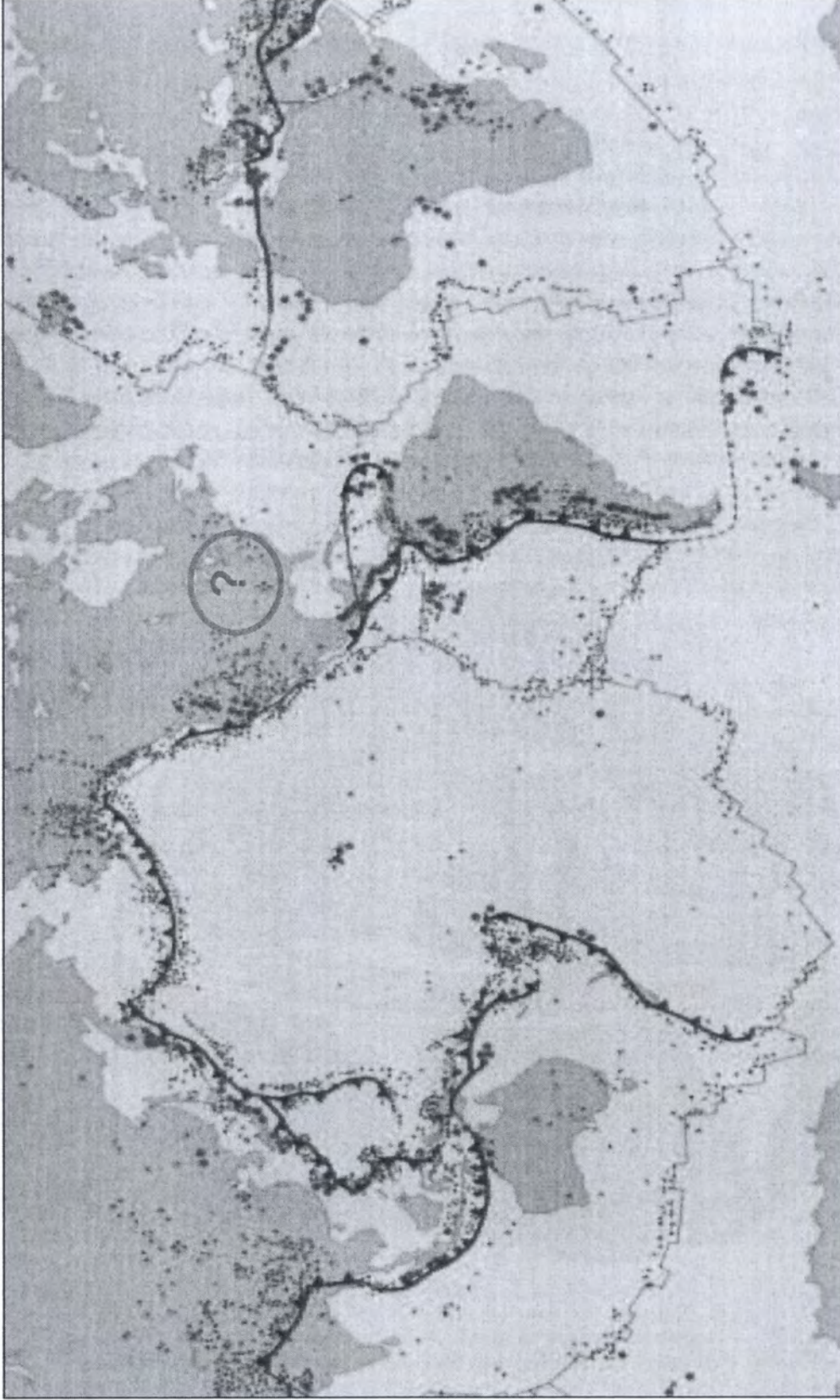


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Attività sismica e tettonica a zolle



(BOLT 1988)

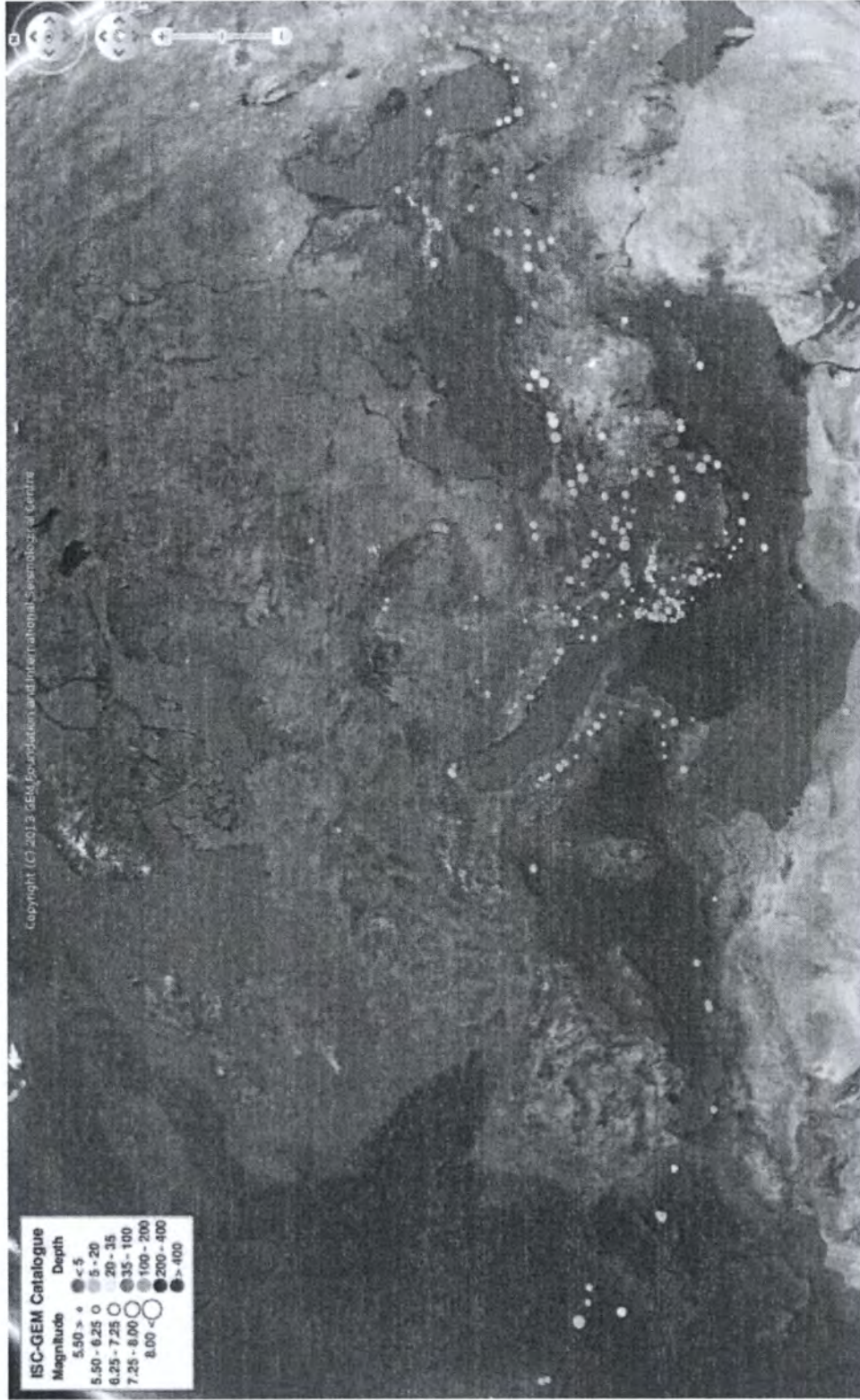
POLITECNICO
DI TORINO



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

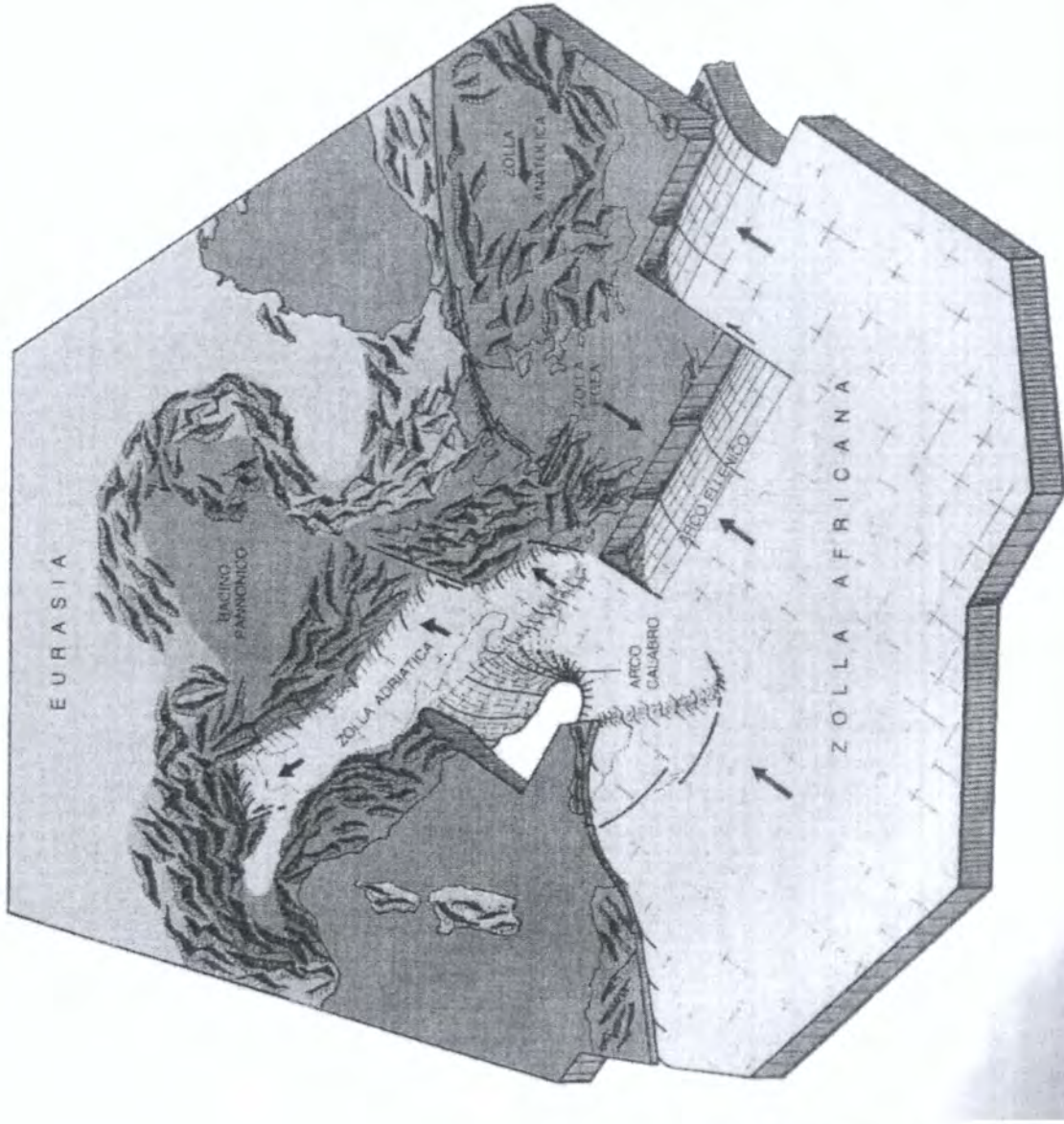
Seismicity of Europe 1900-2010



POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Tettonica Italia



(Mantovani, 1985)



POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

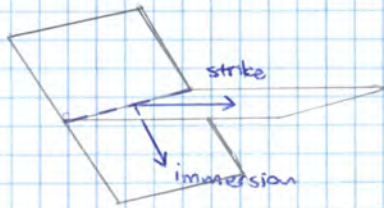
3 Faglie

La rottura avviene in determinate porzioni della crosta terrestre, lungo dei piani che sono i piani di contatto tra le zolle e si dicono **faglie**.

Esse sono importanti perché rappresentano la sorgente di quello che si percepisce come moto sismico generato dal terremoto.

Per le faglie, è possibile una descrizione quantitativa

→ poiché la rottura avviene lungo un piano, si può definire l'**ORIENTAZIONE DEL PIANO NELLO SPAZIO**.



Per definire la posizione spaziale del piano, si usa una descrizione mediante angoli

→ **strike** = direzione della linea di intersezione piano di faglia - piano orizzontale (angolo rispetto al Nord)

→ **immersion** = direzione della retta di massima pendenza

→ **TIPO DI MOTO** che si manifesta lungo la faglia (più importante), che si associa al moto delle zolle,

→ **MOTO DI DISTENSIONE**, in cui le zolle si allontanano, dà luogo a una **faglia normale**.

In questo caso, non avviene semplicemente traslazione orizzontale rispetto al piano campagna ma anche un moto relativo delle zolle in direzione verticale perché il piano di faglia è inclinato. La rottura avviene su una piccola area, poiché la crosta è assottigliata, in cui si accumula meno energia; inoltre, la vicinanza al magma fa sì che la temperatura sia più elevata e il comportamento sia più duttile.

Infine, per effetto della trazione, la tensione di confinamento è inferiore e dunque è più piccola l'azione che porta a rottura

$$\tau_p = c' + \sigma' \tan \varphi'$$

Pertanto l'energia coinvolta è inferiore (non solo per la minore superficie)



→ **MOTO DI COLLISIONE**, in cui avviene sovrascorrimento e c'è un moto nello spazio associato alla direzione del piano di faglia.

Si parla di **faglia inversa**,

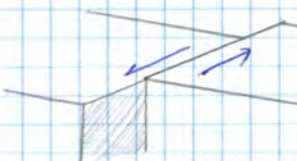
In questo caso, l'area su cui si accumula energia è maggiore e la rottura avviene con livelli di sforzo e di energia maggiori. Inoltre, la temperatura è tendenzialmente più bassa e ciò si traduce in una rottura di tipo fragile.

D'altra parte, il rilascio di energia avviene ad elevata profondità.



→ al confine tra due zolle, che seguono un moto di scorrimento relativo, si trova una **faglia trascorrente**.

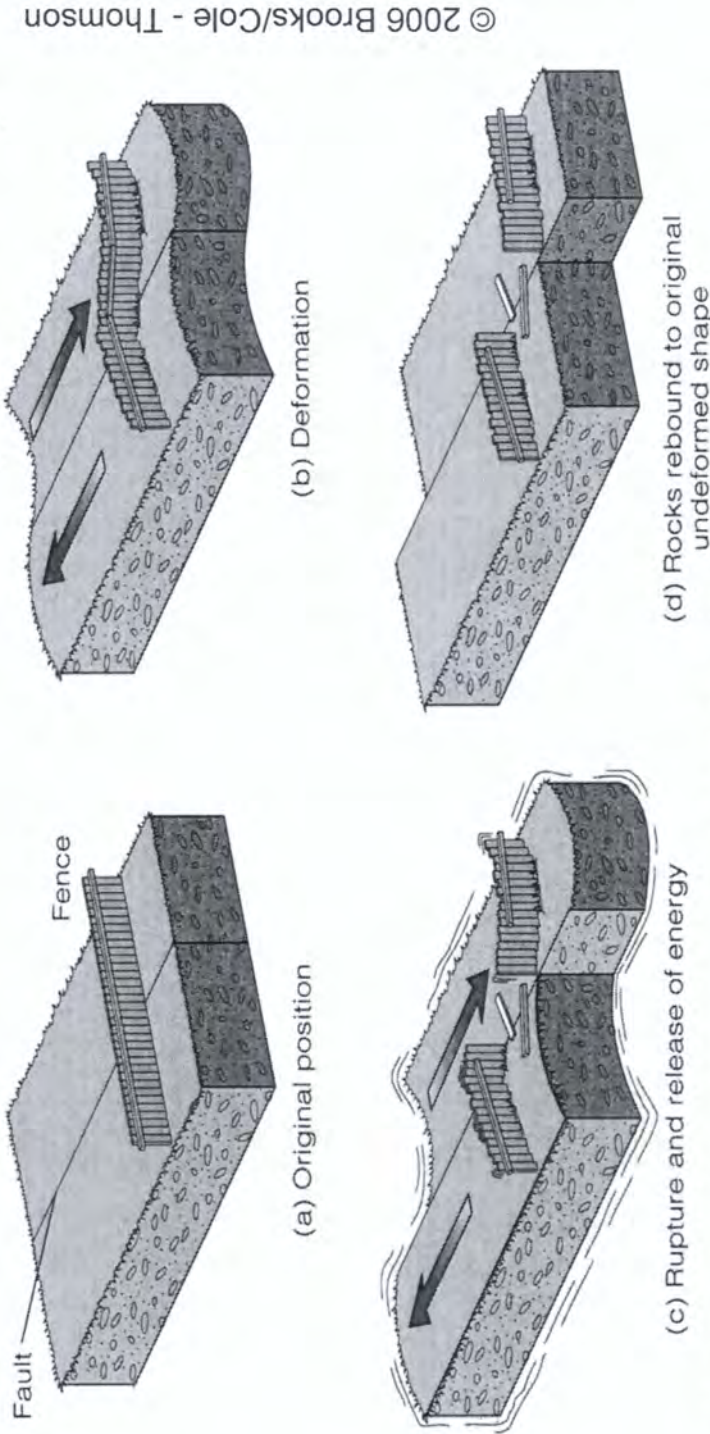
Questa è una faglia sub-verticale e lungo essa avviene un moto relativo in direzione parallela al piano campagna.



Queste sono forme ideali, mentre la realtà è più complessa e i moti sono combinati.

Inoltre, a movimenti diversi corrispondono evidenze morfologiche diverse in superficie. Ciò è importante perché, dalla superficie, diventa possibile identificare correttamente la faglia.

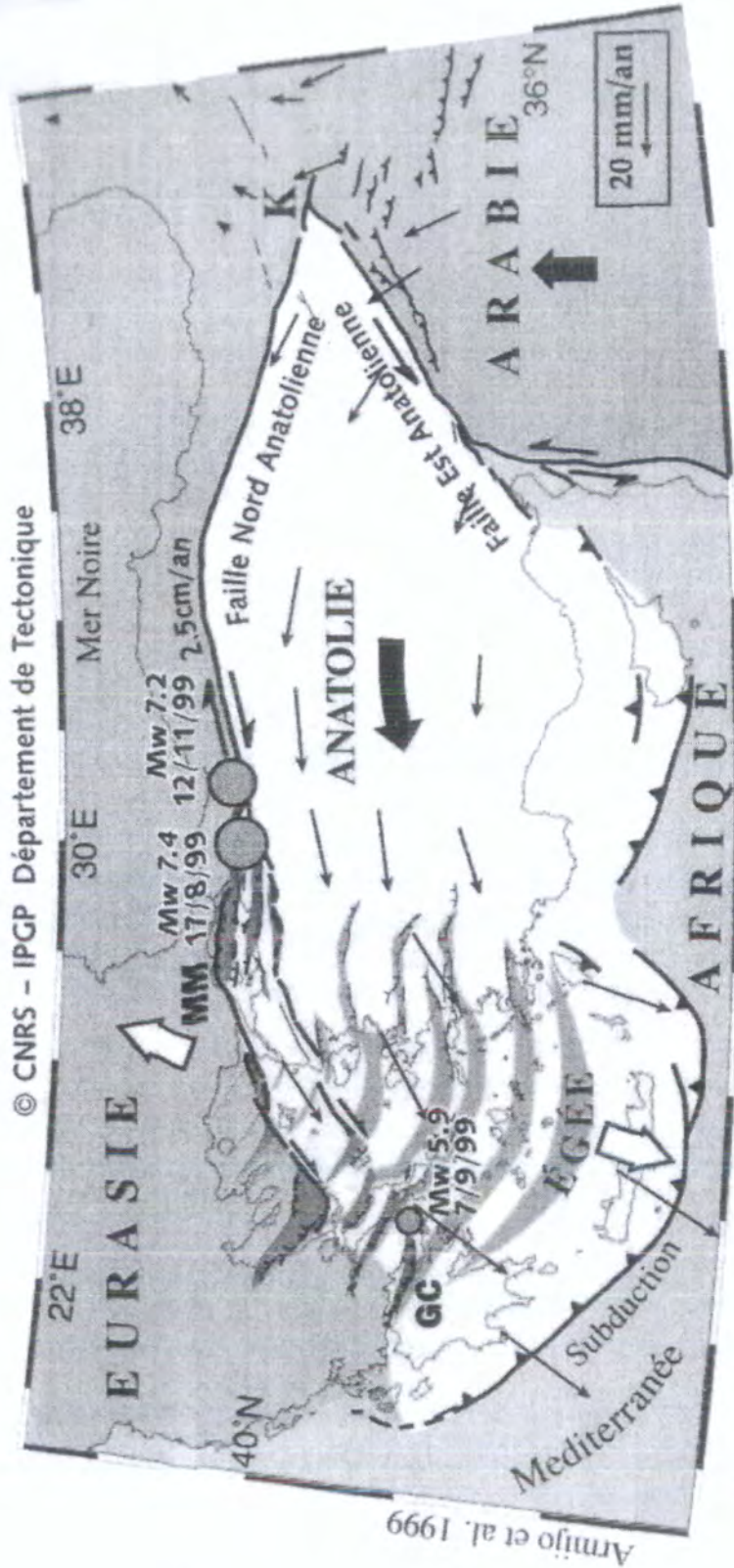
Teoria del Rimbalzo Elastico (Reid, 1911)



1. movimenti relativi tra due blocchi cristalli → deformazione
2. aumento degli sforzi di taglio τ lungo la potenziale superficie di rottura
3. accumulo di energia elastica
4. quando $\tau = \tau_f$ in un punto (fuoco) → innesco scorrimento relativo
5. propagazione del fenomeno e rilascio dell'energia accumulata
6. diminuzione τ lungo la superficie di rottura e nuovo equilibrio
7. avvio nuovo processo deformativo



Faglia Anatolica (Turchia-Grecia)



MM = Mer de Marmara
GC = Golfe de Corinthe

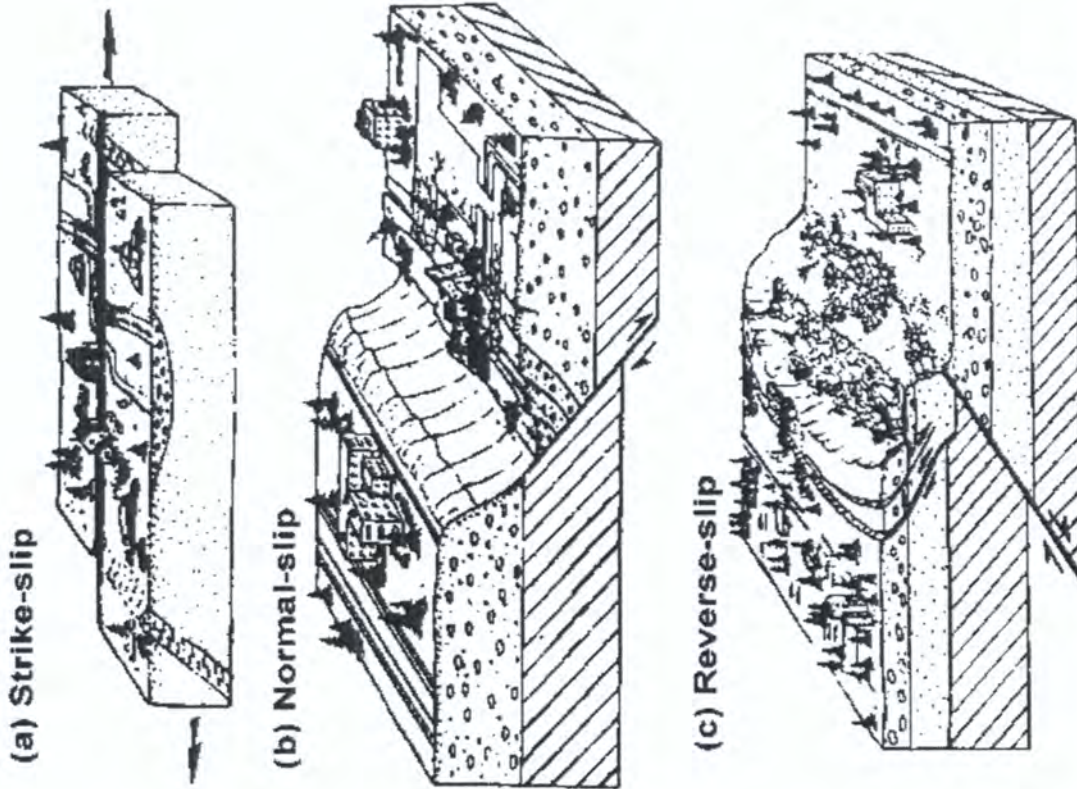


POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Localizzazione e tipologia delle faglie

Gli spostamenti in superficie associati ai diversi meccanismi di faglia possono essere riconosciuti sulla base dei segni morfologici che lasciano sul territorio pertanto una attenta osservazione del territorio fornisce indicazioni sulla localizzazione e tipologia delle faglie presenti



5 DEFINIZIONI → **ipocentro**: punto in cui avviene la rottura

→ **epicentro**: proiezione in superficie dell'ipocentro

→ **distanza ipocentrale ed epicentrale**, riferite al punto di osservazione. La distanza è importante perché l'energia rilasciata (concentrata in un punto) deve distribuirsi spazialmente in una zona più grande e su una superficie maggiore, diminuendo di entità.

→ **gap sismico**



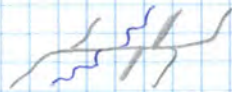
Se si considera la localizzazione degli epicentri dei terremoti di più sequenze sismiche, si nota che le scosse di ciascuna sequenza tendono a localizzarsi in zone precise, mentre altre rimangono "scoperte". In queste ultime, dunque, si è rilasciata poca energia e bisognerà aspettarsi in esse un evento che tenderà a saturare la lacuna.

6 Localizzazione delle faglie attive

Innanzitutto, le rotture di superficie sono perlopiù attese lungo faglie pre-esistenti. Lo sviluppo di una nuova faglia o la riattivazione di una a lungo inattiva sono fenomeni rari. Siccome interessano le i movimenti che si sono manifestati in epoche geologiche recenti, si definiscono come **faglie attive** le faglie che si sono formate a partire dall'olocene (≤ 11.000 anni).

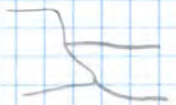
Detto ciò, come si riconosce la presenza di una faglia nel territorio?

Un primo modo è l'OSSERVAZIONE MORFOLOGICA.



Esistono infatti delle morfologie tipiche di rottura di faglia associate ai meccanismi già visti

→ in presenza di faglie trascorrenti, tutte le caratteristiche del territorio presentano una dislocazione



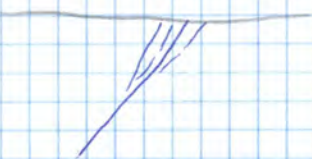
→ le faglie normali si caratterizzano dalla presenza di importanti scarpate



→ le faglie inverse determinano una forte alterazione morfologica

Questa analisi è fatta dal geologo.

Per l'ingegnere, esiste il **catalogo delle faglie attive e capaci** ("capaci" = capaci di produrre una rottura sulla superficie), che è interrogabile via GIS. Questo si costituisce di mappe in cui sono tracciate linee colorate che rappresentano i diversi tipi di faglia e che identificano le possibili tracce sulla superficie delle faglie.

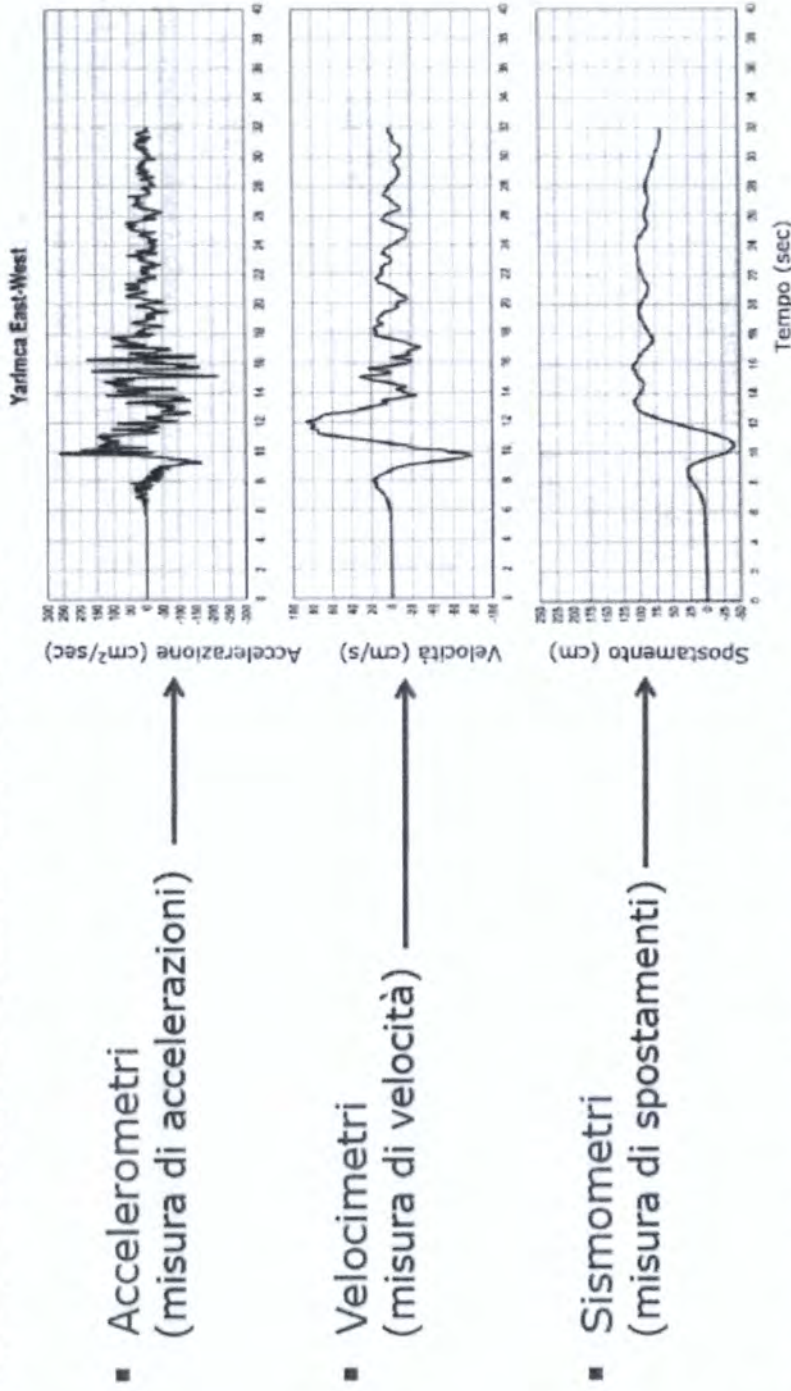


in realtà, la linea di proiezione delle faglie non è mai definita poiché la superficie di rottura tende ad allargarsi a ventaglio e a frammentarsi (non ci si aspetta una singola manifestazione della rottura)

Con questo strumento, in prima battuta, si trovano le faglie attive e capaci e poi si procede a uno studio avanzato con il geologo.

Misura e parametri del moto sismico

Per la misura dello scuotimento sismico sono disponibili 3 diverse categorie principali di strumenti



E' possibile passare da una registrazione in termini di accelerazione ad una in termini di velocità e/o di spostamento tramite integrazione; l'integrazione produce tuttavia effetti di filtraggio delle frequenze più alte e quindi è spesso poco affidabile...



Pertanto, gli strumenti moderni possono registrare in parallelo più valori, integrando

→ un velocimetro, che è sensibile a moti modesti (va bene per scosse di piccola intensità)

→ poiché il velocimetro tende a saturarsi facilmente, e si rischia di non registrare alcuni elementi.



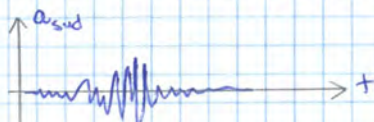
In particolare, si possono alterare i valori di picca e si possono perdere contenuti di frequenza. Pertanto, si inserisce anche un sismometro, che si attiva solo per soglie di una certa intensità, poiché non funziona bene per piccole intensità.

⇒ **si accoppiamo un velocimetro** (per scosse deboli) e **un sismometro** (per scosse forti)

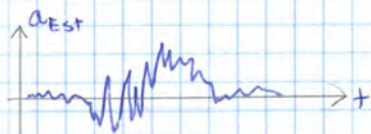
RISULTATO: SEGNALE SISMICO

Come è fatto il segnale rilevato dalla strumento di misura?

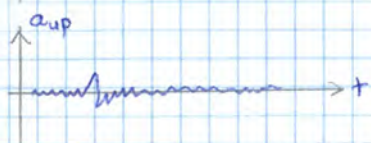
Si consideri un accelerogramma con le componenti nelle tre diverse direzioni.



Il segnale si associa a vibrazioni, con oscillazioni positive e negative.



In esso, si possono individuare dei blocchi temporali, cioè degli intervalli di tempo in cui le caratteristiche del moto e del segnale si mantengono. Il passaggio da un blocco all'altro indica che sta arrivando qualcosa di diverso.



La durata è di qualche decina di secondi e una durata maggiore si traduce in maggiori danni conseguenti, poiché l'azione è più continua.

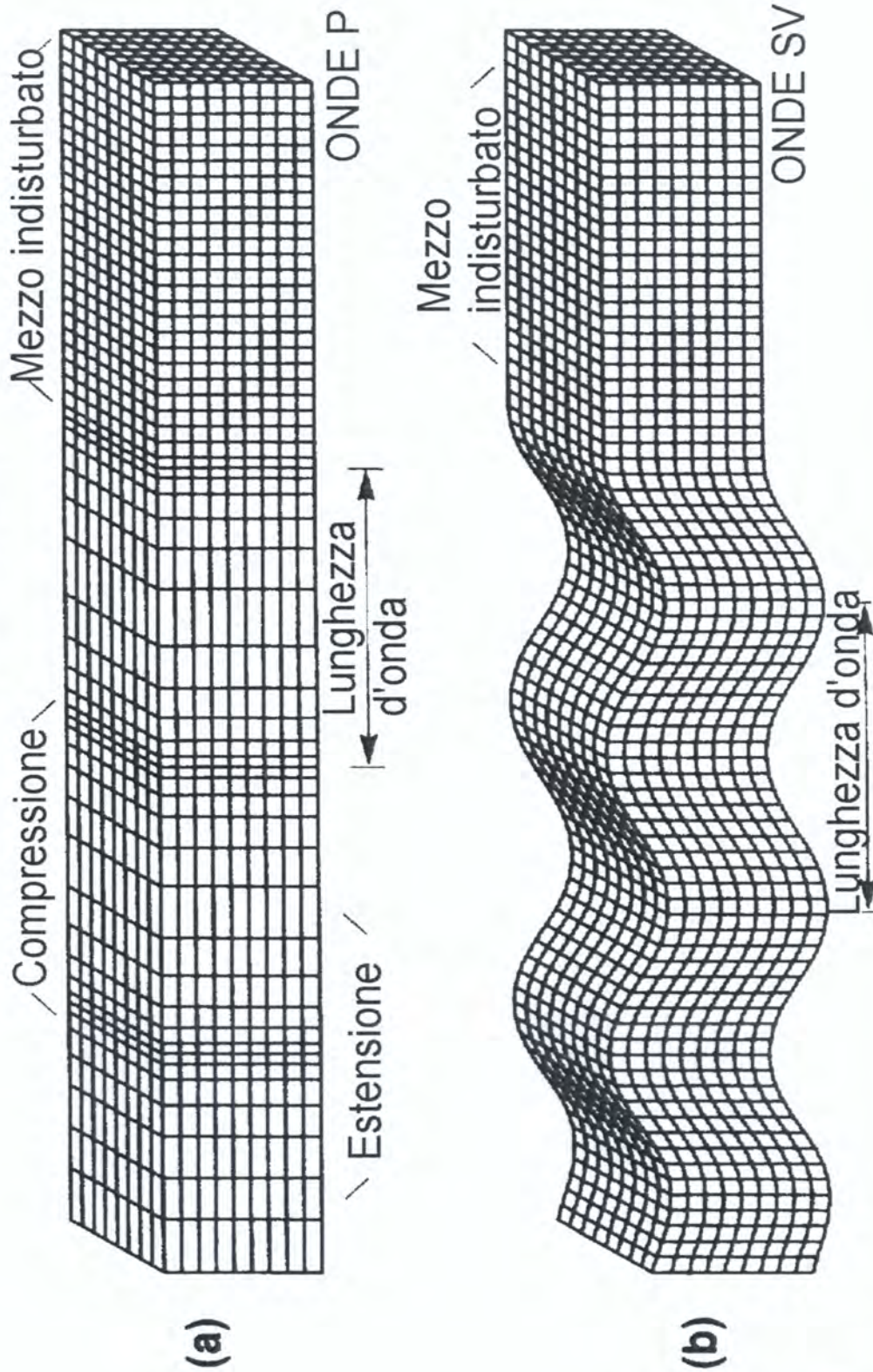
L'ordine di grandezza delle ampiezze è di frazioni di g ma, nello specifico, le ampiezze non sono le stesse.

In particolare, quando arriva il sisma, la componente verticale (Moto Sussultorio) è maggiore delle altre due (Moto Ondulatorio). In seguito, l'ampiezza della componente orizzontale è il doppio della componente verticale.

↳ la componente verticale è meno preoccupante perché altera i carichi verticali solo di una frazione ($\leq 10-20\%$). La componente orizzontale produce invece sollecitazioni più gravose perché ~~è~~ è maggiore e perché le strutture sono progettate più che altro per stare in piedi.

⇒ GRANDE ATTENZIONE ALLA COMPONENTE ORIZZONTALE

Onde di volume



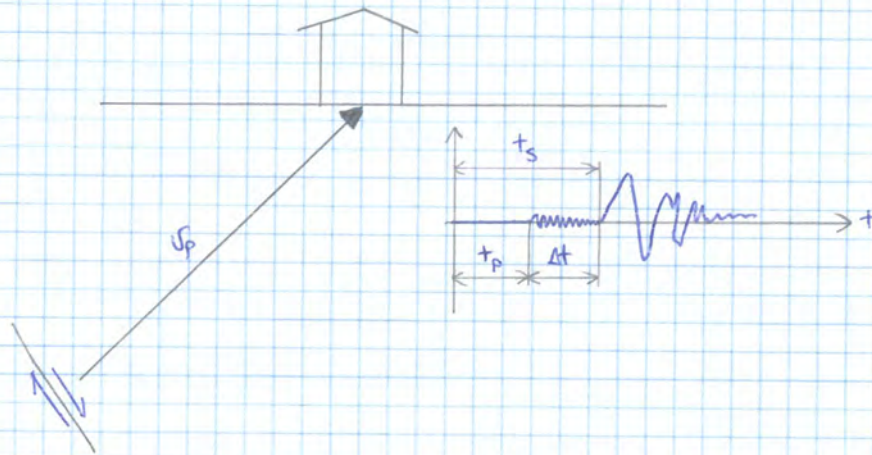
(Bolt, 1988)



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

2 Calcolo della distanza epicentrale



Una perturbazione si propaga attraverso il terreno e genera nel ricevitore una storia di accelerazioni, in cui si nota un ritardo tra onde P e S. Questo può essere sfruttato per determinare a quale distanza è avvenuto il sisma.

In teoria, se è noto l'istante di partenza dell'onda P (posto come $t=0$) e nota la struttura della crosta terrestre, da cui si ricava la velocità, è sufficiente leggere l'istante di arrivo dell'onda P. La distanza epicentrale vale allora

$$d = v_p t_p$$

Il problema è che non è noto il tempo $t=0$ e dunque si lavora secondo un APPROCCIO DIFFERENZIALE:

la distanza può essere calcolata anche in riferimento all'arrivo delle onde S.

$$d = v_s t_s$$

Questa espressione non può essere nuovamente usata in maniera diretta ma, se si confrontano le espressioni, si può ricavare la distanza.

$$d = \frac{\Delta t_{p-s}}{\frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_p}}$$

Nella crosta superficiale, i valori medi di velocità sono

$$v_p \sim 5,8 \text{ km/s} \quad v_s \sim 3,3 \text{ km/s}$$

e dunque la distanza si può valutare come

$$d [\text{km}] \sim 7,5 \Delta t_{p-s} [\text{s}]$$

Per recuperare le informazioni del passato, si sfrutta la **scala di intensità macrosismica**:

essa è una scala basata sull'osservazione degli **EFFETTI PRODOTTI DAL TERREMOTO** su strutture ed eventuali fenomeni deformativi indotti, che sono correlati a una scala di misura del terremoto, detta **intensità macrosismica**.

I	Terremoto non percepito dalla popolazione ma solo dallo strumento
II - V	Percezione crescente, con reazioni di paura e caduta di oggetti (più facile rispetto a una rottura strutturale perché è solo un problema di equilibrio).
VI - VII	Danni
VIII - XI	Crolli e distruzione di ^{una} percentuale crescente di edifici
XII	Distruzione totale

Nell'assegnare l'intensità macrosismica, ci sono dei problemi:

→ essa dipende dalla tipologia del costruito e dalla densità del costruito e dunque è difficile rendere oggettiva la valutazione.

→ a parità di sisma, non si può assegnare un valore univoco di intensità perché, in genere, esiste una dipendenza dalla localizzazione (tipicamente, il danno è massimo all'epicentro).
In genere, si fa riferimento alla condizione epicentrale.

D'altra parte, questa scala permette di ricostruire tutti i terremoti dell'epoca pre-strumentale fino a molto indietro nel tempo, se esistono importanti fonti storiografiche, migliorando la significatività statistica dei cataloghi.

In Italia, sulla base di tali fonti, si è ricostruita una mappa di massima intensità macrosismica:

si nota che quello che è successo sul territorio non è uniformemente distribuito e si allinea alla distribuzione delle faglie e alla teoria della tettonica a zolle.

Questa mappa è utile perché indica già le zone in cui è necessaria attenzione. Infatti, laddove in passato si sono verificati eventi sismici, possono avvenirne altri.

D'altra parte, questa non dice in modo quantitativo cosa si attenderà in futuro.

VANTAGGI : recupero delle informazioni dal passato

SVANTAGGI : scala poco oggettiva ed è difficile renderla quantitativa

Scala Mercalli Modificata USGS

La Scala Mercalli Modificata si basa sugli effetti risentiti dalle persone (bassi gradi) e sui danni agli edifici (gradi alti). Equazioni di conversione sviluppate dall'USGS associano l'intensità locale del terremoto con grandezze fisiche misurabili localmente come la **PGA (Accelerazione di picco al suolo)** o la **PGV (Velocità di picco delle onde al suolo)**.

Intensità	Scossa	PGA in g	PGV in cm/s	Danni potenziali
I	impercettibile	<0,0017	<0,01	Nessuno
II - III	leggera	0,0017 - 0,014	0,01 - 1,1	Nessuno
IV	moderata	0,014 - 0,039	1,1 - 3,4	Nessuno
V	piuttosto forte	0,039 - 0,092	3,4 - 8,1	Molto lievi
VI	forte	0,092 - 0,18	8,1 - 16	Lievi
VII	molto forte	0,18 - 0,34	16 - 31	Moderati
VIII	rovinosa	0,34 - 0,65	31 - 60	Moderati - Gravi
IX	distruttiva	0,65 - 1,24	60 - 116	Gravi
X	completamente distruttiva	>1,24	>116	Molto Gravi



POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Intensità - Magnitudo

Intensità: misura basata sugli effetti prodotti sull'ambiente naturale e costruito (parametro non univoco per un terremoto, dipende da distanza epicentrale e qualità del costruito)

Magnitudo: misura oggettiva e quantitativa della forza di un terremoto (parametro caratteristico)

Non è possibile stabilire una scala di conversione. Localmente è possibile definire una corrispondenza di massima.

Scala Mercalli	Effetti	Scala Richter
I	Non percepito Percezione crescente Reazioni di paura Caduta di oggetti senza danni	2
II		3
III		4
IV		5
V		5
VI	Danni lievi	5
VII		
VIII	Crolli e distruzione di una percentuale crescente di edifici	6
IX		
X		
XI		
XII		
	Storicamente mai raggiunto	

La magnitudo equivale alla potenza la quale trasmette una emittente radio, l'intensità al segnale ricevuto (dipende da distanza e qualità dell'apparato) (Richter)



POLITECNICO DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

In realtà, questa scala è idonea solo per piccole DISTANZE DAL L'EPICENTRO (infatti, si parla di "magnitudo locale").

Per terremoti più distanti, è più difficile quantificare con questa scala perché le ampiezze sono più piccole e si va fuori scala.

Per tali terremoti, si usa una magnitudo basata sull'ampiezza delle ONDE DI SUPERFICIE, poiché la coda diventa prevalente a elevate distanze.

$$M_s = \log A + 1,66 \log_{10} \Delta + 2,0$$

Per TERREMOTI PROFONDI, si usa un'altra misura di magnitudo.

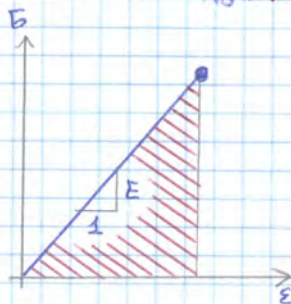
$$m_b = \log A - \log T + 0,01 \Delta + 5,9$$

PROBLEMA: avere tante forme di magnitudo definite per diversi tipi di terremoti rende difficile il confronto tra di essi.

Per ovviare a questo, di recente si è introdotta una scala di magnitudo che coprisse tutti i casi e si svincolasse dalla singola osservazione diretta allineandosi effettivamente alla base del fenomeno (uno scuotimento al superficie causato da una rottura in profondità).
Pertanto, si vincola la stima alla condizione di sorgente e all'energia che è rilasciata e si parla di **magnitudo di momento**

$$M = \frac{\log M_0}{1,5} - 10,7$$

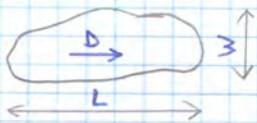
M_0 = momento sismico, misura dell'ENERGIA RILASCIATA



Essa dipende dall'area A della superficie di rottura e su di essa si immagina che l'energia abbia una distribuzione uniforme. L'energia specifica dipende dalla resistenza, che è la soglia a cui si produce la rottura e indica la capacità di accumulo dell'energia. Immaginando che il comportamento sia elastico fino a rottura, l'energia rilasciata corrisponde all'area tridirezionale e dipende dal modulo elastico e dalla deformazione massima, ottenuta mediante misura dello spostamento dalla posizione originaria di rilascio dell'energia.

Il momento sismico corrisponde all'integrale dell'energia specifica.

$$M_0 = \mu AD$$



A = area della faglia $A = LW$

μ = modulo di taglio, dipendente dal punto di rottura, se si trova sulla crosta terrestre o nella parte superiore del mantello (essendo più profondo, è più rigido).

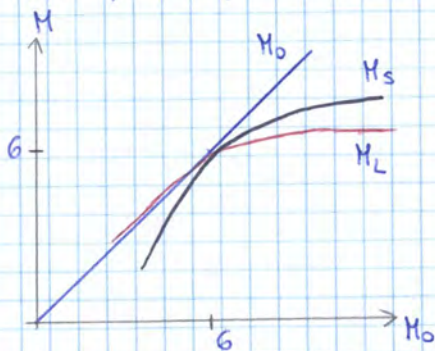
D = spostamento medio sulla faglia, stimato dai sismologi

Questo è il modo oggettivo per quantificare l'energia del sisma e dunque è il modo più oggettivo per stimare la magnitudo.

PROPRIETA': I TERREMOTI PIÙ PROFONDI HANNO MAGNITUDO MAGGIORE perché interessano aree maggiori e materiali con maggiore capacità di immagazzinare energia.

CONFRONTO TRA LE SCALE DI MAGNITUDO

Si esegue un confronto tra le scale di magnitudo e la magnitudo di momento (quella più importante).



Si può notare che le altre scale tendono a saturare, cioè tendono a non produrre una definizione oggettiva su terremoti di elevata magnitudo e le curve si appiattiscono.

La magnitudo locale coincide con quella di momento fino a 6, mentre la magnitudo con onde S va bene solo per terremoti forti (che producono una quantità sufficiente di onde S).

In genere, sui cataloghi si trovano i valori di magnitudo locale e di momento.

In particolare, la magnitudo locale è una scala logaritmica basata sull'ampiezza degli spostamenti e questo, di per sé, non è indicativo dell'energia. Per avere una quantità di energia, si può convertire secondo la relazione approssimata

$$E \sim \frac{\text{ampiezza}^2}{3}$$

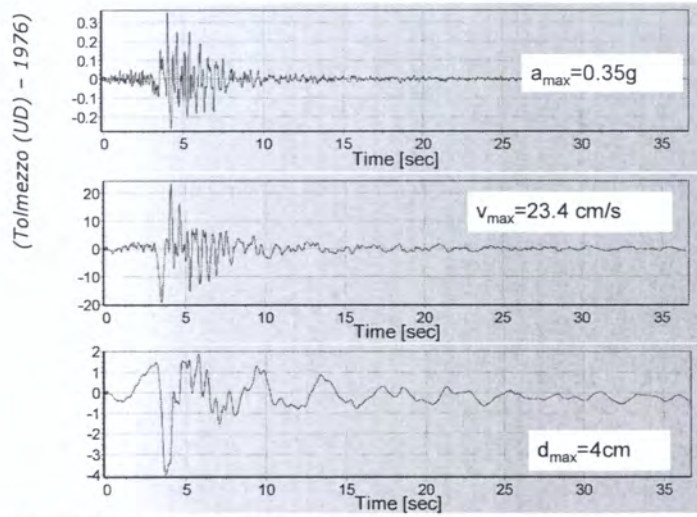
In questo caso, E è l'energia ricevuta nel recettore (non quella rilasciata) e si nota che a un ordine di grandezza della magnitudo corrisponde un'energia ben maggiore.

$$\Delta M = 1 \quad \Rightarrow \quad 30E$$

$$\Delta M = 2 \quad \Rightarrow \quad 1000E$$

Ad es. un passaggio di magnitudo da 6 a 4 dà una variazione molto grande di energia.

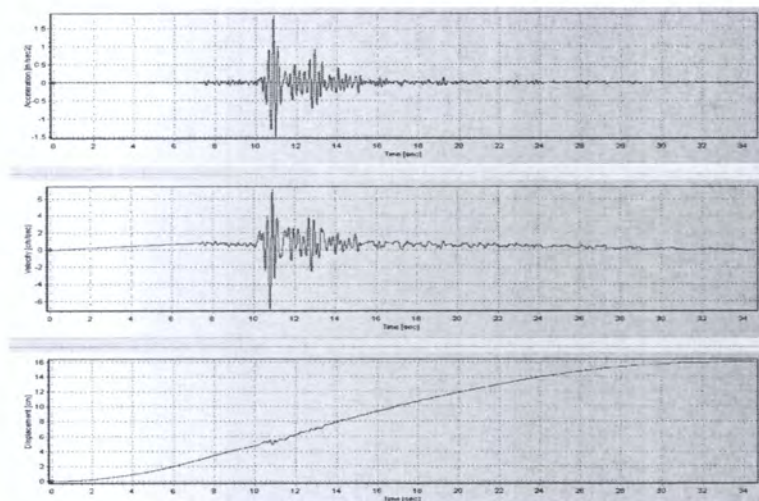
Parametri di scuotimento



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2013

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Segnali non corretti (.raw)



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2013

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

In questo caso, si può correggere la linea base sottraendo la media di tutti i valori (sotto l'ipotesi che l'errore sia costante) e si procede anche a un filtraggio alle bassissime frequenze.

In tal modo, si rimuove di fatto la deriva nell'accelerazione e velocità, mentre nello spostamento c'è qualche elemento che viola il principio di causalità, ossia avviene uno spostamento prima che arrivi il segnale che lo provoca (quando la velocità è nulla). Ciò si deve al fatto che le correzioni usualmente applicate non sono del tutto efficaci.

⇒ non è sufficiente prendere la versione corretta, ma bisogna verificare anche che la correzione sia efficace. In caso contrario, si cerca un'altra storia accelerometrica.

3 Parametri legati al moto nel dominio del tempo

Come parametri descrittivi dello scuotimento, in un primo tentativo, si possono considerare

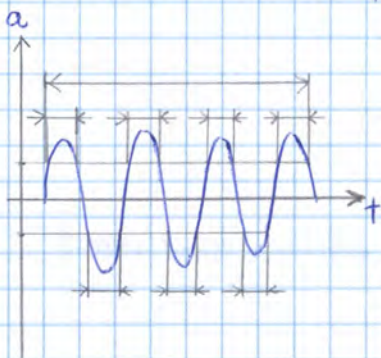
→ accelerazione massima

→ velocità massima

→ spostamento massimo

Questi parametri, però, da soli non sono rappresentativi perché forniscono un'informazione su cosa succede in un istante.

Si può allora fare riferimento alla DURATA.



Questa non è la durata della registrazione ma corrisponde all'intervallo di tempo che intercorre tra inizio e fine della parte significativa.

Pertanto, si fissa una soglia e si valutano il primo e ultimo istante in cui si supera (in valore assoluto) la soglia: si parla di **durata di intervallo** (BRACKETED DURATION).

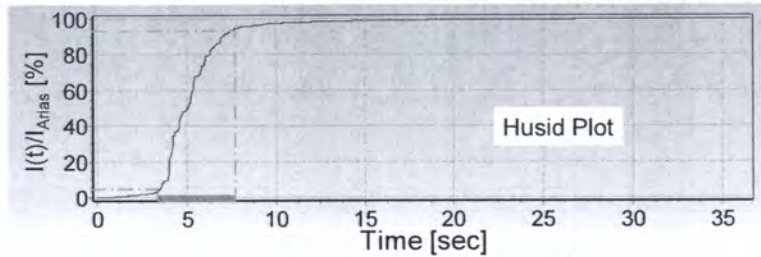
In realtà, non interessa tutto questo intervallo ma solo quegli intervalli in cui si supera effettivamente la soglia. Si parla così di **durata uniforme** ("uniforme" perché in tale durata l'accelerazione supera sempre la soglia).

Queste definizioni di durata, anche se si legano alla parte significativa del segnale, hanno il difetto di dipendere da un valore di soglia.

Intensità di Arias

Funzione Intensità del moto:
$$I(t) = \frac{\pi}{2g} \int_0^t a^2(\tau) d\tau$$

Intensità di Arias: massimo della funzione di intensità
(Tolmezzo (UD) - 1976) Intensità di Arias=0.80m/s



Significant Duration=4.3s

Durata Significativa (Significant Duration):
intervallo temporale tra il 5% ed il 95%

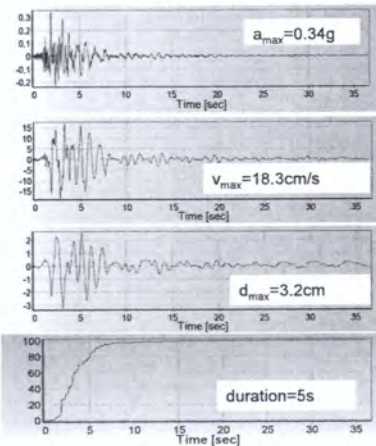


Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2013

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

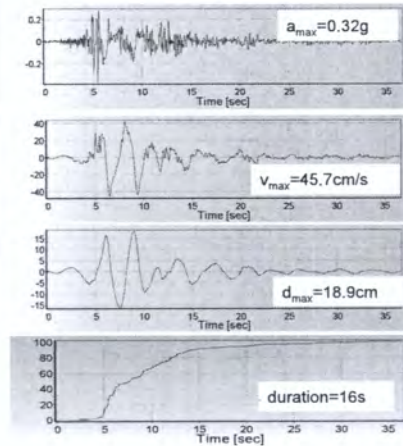
Esempio

Catania, 1990: $M_w=5.6$



Intensità di Arias=0.71m/s

Irpinia, 1980 (Sturmo): $M_w=6.9$



Intensità di Arias=1.42m/s



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2013

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Anche se l'accelerazione massima è simile, in termini di effetti prodotti, i due eventi sismici sono molto diversi

→ in Irpinia, è presente un impulso molto marcato nella storia delle velocità

→ guardando le registrazioni, in Irpinia si osservano cicli a bassa frequenza mentre in Catania c'erano cicli ad alta frequenza (diverso contenuto in frequenza).

⇒ non basta l'accelerazione massima per descrivere l'evento sismico

In particolare, a rendere complessa l'analisi, intervengono due aspetti.

→ **ruolo della durata**

Si può notare in generale che molte registrazioni, a parità di accelerazione massima, presentino una diversa durata. Queste registrazioni possono essere realizzate a diverse distanze e possono riguardare eventi di magnitudo molto diversa.

La magnitudo è calcolata come

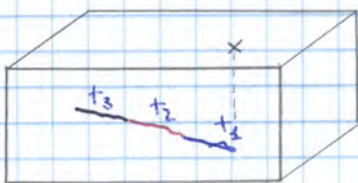
$$M_0 = \mu A d$$

Il termine μ è il modulo di taglio e, in Italia, è costante e pari al valore crostale.

Pertanto, se μ è uguale, la magnitudo è diversa perché cambia l'area o lo spostamento.

Ignorando lo spostamento, tendenzialmente una magnitudo maggiore implica un'area maggiore in cui si produce la rottura.

D'altra parte, esiste una relazione tra durata e area di rottura attraverso lo Husid Plot (l'area è infatti legata all'intensità, cioè all'energia) e allora esisterà anche una relazione tra durata e magnitudo.



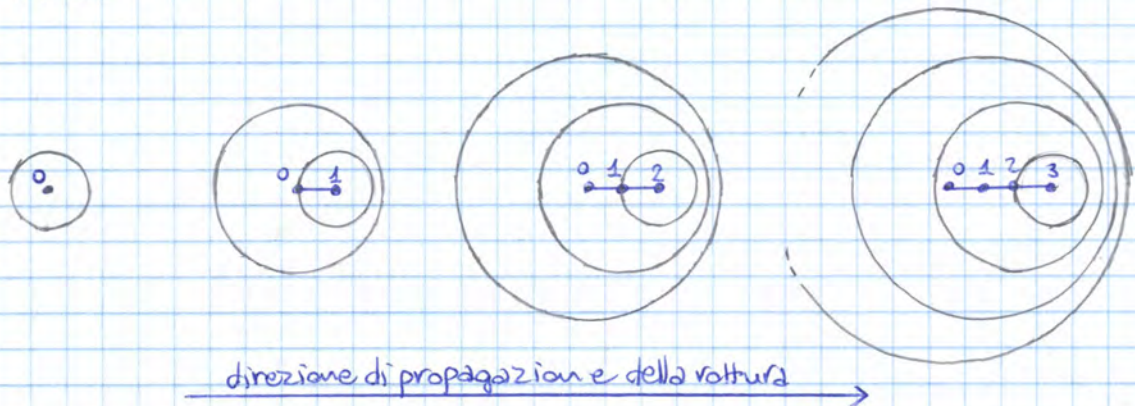
Del resto, tutti i fenomeni di frattura sono associati a un innesco in un punto e alla propagazione della frattura nelle parti circostanti, cioè al rilascio di energia che influenza le zone circostanti che, a loro volta, cominciano a rilasciare energia. Nel tempo, la rottura si trasferisce alle zone vicine, allontanandosi dal punto iniziale.

Dunque il terremoto non interessa direttamente tutta l'area ma la interessa in modo progressivo e questo implica una certa durata. In particolare, se la rottura interessa una zona limitata, l'innesco e la propagazione avvengono in un arco temporale ridotto.

→ registrazioni nella zona posteriore alla propagazione presentano durate prolungate e ampiezza massima ridotta (DIRETTIVITÀ INVERSA: la rottura si propaga nella direzione opposta rispetto al sito).

→ registrazioni nella zona di propagazione presentano brevi durate e ampiezza massima più grande (DIRETTIVITÀ DIRETTA: la rottura si propaga verso il sito).

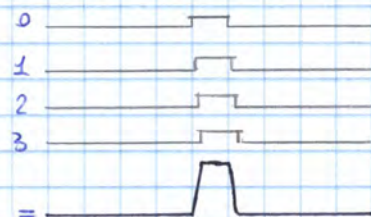
L'effetto di direttività, chiaramente, vale solo PER SITI ALLINEATI RISPETTO ALLE FAGUE.



Stazione in direzione opposta



Stazione nella stessa direzione



In questo modo, a parità di evento, due siti forniscono diverse registrazioni.

L'effetto di direttività si nota bene se ci si focalizza sulla storia delle velocità

→ le velocità registrate in A presentano una pulsazione ben marcata



Parametri legati al moto nel dominio delle frequenze

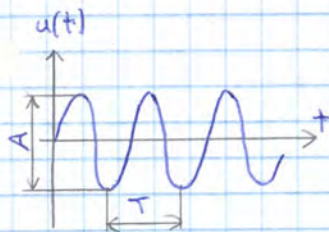
In questo caso, il segnale è rappresentato nel dominio delle frequenze e se ne valutano le corrispondenti componenti.

Il concetto base è che qualunque serie di valori (una serie temporale, in questo caso) può essere sempre rappresentata come una somma di più funzioni armoniche.

Per potere fare questo, però, si assume una serie che si ripete con ciclicità nel tempo, cioè si ripete all'infinito ed è preceduta da infiniti cicli.

PREMESSA: moto armonico

Esso è una serie temporale definita da una funzione seno e coseno.



$$u(t) = A \sin(\omega t + \varphi)$$

$A =$ AMPIEZZA DEL MOTO (se u è uno spostamento, allora A è uno spostamento)

$T =$ PERIODO, cioè lunghezza temporale del ciclo completo. Infatti, i valori si ripetano ogni volta che, all'argomento della funzione trigonometrica, si somma la quantità

$$\omega T = 2\pi \quad [T] = s$$

$\omega =$ PULSAZIONE, cioè il numero di radianti al secondo.

$$\omega = \frac{2\pi}{T}$$

$f =$ FREQUENZA, cioè il numero di cicli al secondo.

$$f = \frac{1}{T} \quad [f] = \text{Hz}$$

$\varphi =$ FASE, che rappresenta l'ordinata allo zero e si definisce come lo sfasamento della funzione armonica rispetto a quella che parte da 0 a $t = 0$.

In un moto armonico, la relazione tra spostamenti, velocità e accelerazioni è semplice perché, derivando, si ottengono sempre funzioni armoniche.

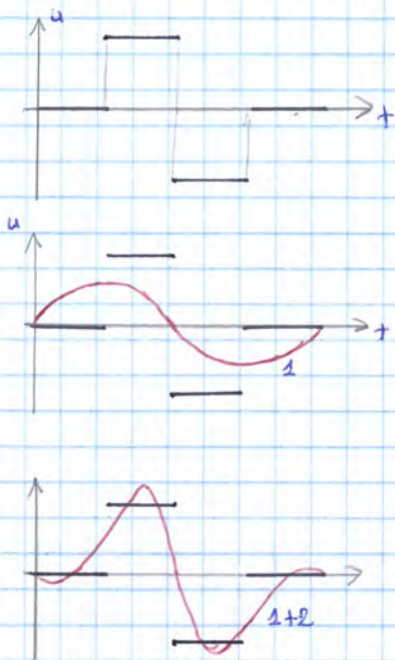
$$u(t) = A \sin(\omega t + \varphi)$$

$$v(t) = A\omega \cos(\omega t + \varphi) = \omega u(t)$$

$$a(t) = -A\omega^2 \sin(\omega t + \varphi) = -\omega^2 u(t)$$

l'ampiezza delle velocità
→ è ω x ampiezza degli spostamenti

Es (ONDA QUADRA)



Data un'onda quadra, se la si vuole rappresentare con un'unica funzione armonica, si sceglie la funzione che meglio rappresenta l'onda.

La pulsazione di tale armonica si lega alla lunghezza totale di registrazione e in particolare si può adottare la prima armonica, il cui periodo proprio è uguale alla durata totale.

Di fatto, questa funzione ha in comune con il segnale soltanto il periodo.

si aggiunge allora una seconda armonica, per cui

$$n = 2 \quad T_n = \frac{T}{2}$$

La somma delle 2 armoniche definisce la nuova funzione e c'è qualche miglioramento nell'approssimazione.

Aggiungendo altre armoniche, la forma dell'onda quadra è riprodotta meglio attraverso una sequenza di armoniche, ciascuna con una certa frequenza.

Ci si potrebbe poi spingere sempre più in avanti con la serie ma, aggiungendo ulteriori componenti, la variazione è poco significativa perché produce solo piccole variazioni di ampiezza.

La serie di Fourier e i relativi spettri consentono di valutare il contenuto di frequenza e di individuare frequenze particolarmente importanti per la descrizione del segnale.

I parametri legati alla rappresentazione nel dominio delle frequenze si dicono **parametri spettrali** e, nello studio con la serie di Fourier, sono

$$c_n \quad \varphi_n$$

In genere, le componenti di frequenza più importanti sono comprese tra 0 e 10 Hz.

Una rappresentazione alternativa rispetto allo spettro delle ampiezze di Fourier è lo **spettro di potenza**, che è una rappresentazione legata al valore di ampiezza normalizzata rispetto alla lunghezza temporale del segnale T_d .

$$G = \frac{c_n^2}{\pi T_d}$$

Ciò permette di risaltare le componenti dominanti del segnale sismico e si nota che, in molte registrazioni sismiche, i picchi si concentrano nella

In termini matematici, l'equazione del moto è

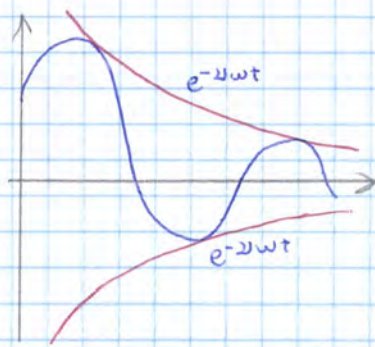
$$m\ddot{x} + kx = 0$$

e da essa si ricava la seguente legge del moto.

$$x(t) = \frac{\dot{x}_0}{\omega} \sin \omega t + x_0 \cos \omega t \quad \omega^2 = \frac{k}{m}$$

Nella realtà, il moto non continua in modo indefinito nel tempo perché esiste uno smorzamento.

In altri termini, durante il movimento avviene una dissipazione di energia dovuta alla resistenza dell'aria, alla dissipazione intrinseca da parte del materiale, etc.



In questo caso, la legge del moto assume l'espressione

$$x(t) = e^{-\nu\omega t} \left(\frac{\dot{x}_0 + \nu\omega x_0}{\omega_D} \sin \omega_D t + x_0 \cos \omega_D t \right)$$

dove ω_D è la pulsazione smorzata

$$\omega_D = \omega \sqrt{1 - \nu^2}$$

L'attenuazione è governata dalle caratteristiche di dissipazione del sistema e, valutando come si susseguono i picchi, è possibile ricondursi all'informazione sullo smorzamento.

Infatti, lo smorzamento ν si lega al logaritmo del rapporto tra i picchi successivi di ampiezza dell'oscillazione Δ

$$\nu = \frac{\Delta}{2\pi} \quad \Delta = \log \frac{y_i}{y_{i+1}}$$

Ora, si può valutare la risposta del sistema rispetto a una sollecitazione applicata:

se si applica una forza alla massa, questa darà luogo a una certa risposta.

In particolare, se la forzante ha la stessa frequenza pari a quella propria del sistema, l'oscillazione aumenta molto e si dice che il sistema va in RISONANZA.

D'altra parte, la forzante può essere anche un moto applicato all'a base e questo produce effetti diversi su strutture diverse (con diversi periodi propri)

→ un moto a basse frequenze eccita strutture a elevati periodi propri.

→ un moto dove la componente ad alta frequenza è predominante eccita strutture a ridotto periodo proprio.

caratteristiche dissipative.

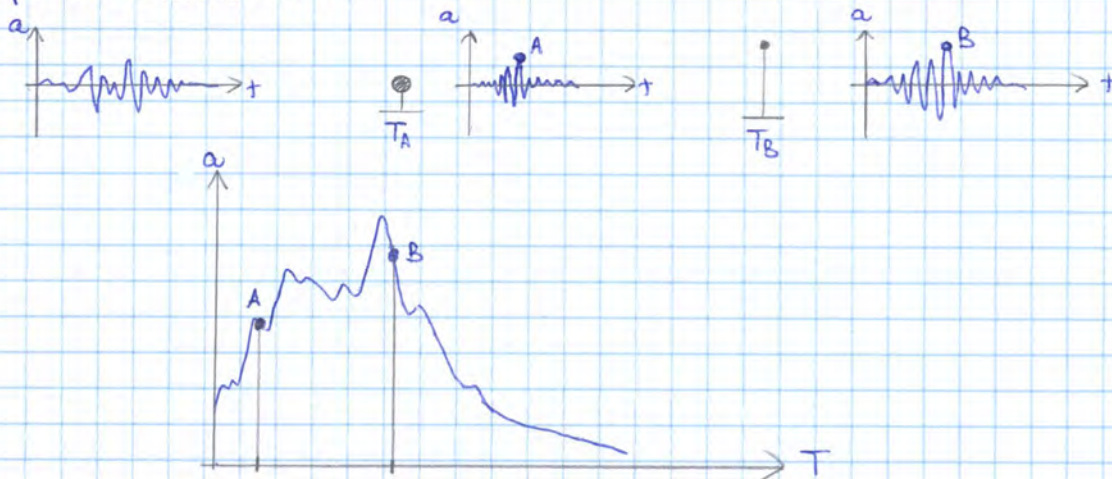
Detto ciò, la definizione dello spettro di risposta prevede di imporre la storia delle accelerazioni sulla sua base e di leggere le corrispondenti storie temporali.

→ un oscillatore tozzo (alta frequenza propria) risponde in modo più significativo alle alte frequenze.

→ un oscillatore molto flessibile (bassa frequenza propria) risponde di più alla componente a bassa frequenza.

Mettendo insieme le diverse risposte di più oscillatori e considerando per ciascuno il picco di accelerazione (o velocità o spostamento), si ottiene lo **spettro di risposta**:

esso fornisce la massima risposta in termini di velocità, accelerazioni o spostamenti a una determinata storia di accelerazioni in funzione del periodo di oscillazione.



Lo spettro di risposta è importante perché, in prima approssimazione, il periodo fondamentale di oscillazione degli edifici è legato al numero di piani

$$T \sim 0,1n$$

⇒ dallo spettro di risposta si possono individuare le strutture più sensibili rispetto a un dato scuotimento alla base

Infatti, lo SPETTRO DI RISPOSTA CONDENSA LA RISPOSTA DEI DIVERSI EDIFICI ed è uno strumento molto importante.

PROPRIETÀ: se la rigidità dell'oscillatore è molto alta, in pratica la massa è solidale al terreno.

In questa situazione, il periodo T è nullo e dunque lo spettro a $T=0$, corrispondente all'accelerazione massima subita dalla massa con rigidità infinita, corrisponde all'accelerazione

RISCHIO SISMICO E PERICOLOSITÀ SISMICA

Finora si sono visti i metodi di osservazione e quantificazione degli eventi sismici attraverso parametri in funzione del tempo e della frequenza.

Ora, ci si pone in una chiave di lettura diversa:

vista l'osservazione di un evento passato, COSA SI PUÒ PREVEDERE IN FUTURO?

Non è possibile prevedere quando effettivamente si verificherà un evento sismico, ma si può prevedere quanto, cioè cosa ci si attende in un periodo futuro in termini di scuotimento.

Questo è importante, perché ciò rappresenta l'azione con cui si va a verificare la struttura.

Una volta noto il "quanto", in ingegneria si ragiona in termini di sicurezza e si definisce un fattore di sicurezza; dal punto di vista del territorio, si ragiona in termini di RISCHIO.

A tal proposito, si definisce il **rischio sismico** a partire da 3 componenti

→ **pericolosità sismica** = cosa ci si attende in un determinato sito in termini di scuotimento (è il "quanto").

→ **vulnerabilità** = come la struttura può reagire a un determinato livello di scuotimento.

↓
combinando pericolosità e vulnerabilità, si quantifica il danneggiamento atteso

→ **esposizione** = entità delle possibili conseguenze di un collasso o di prestazioni non adeguate.

Di fatto, nel contesto della pianificazione nazionale, si ragiona nel seguente modo:

→ **pericolosità**: c'è una macrozonazione basata sull'accelerazione del suolo, che ricalca i fenomeni passati poiché questi sono la base dello studio di pericolosità.

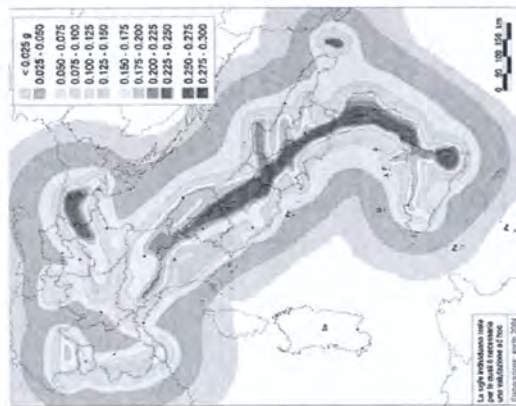
↳ del resto, uno si aspetta scuotimenti elevati laddove ce ne siano stati di recente

→ **vulnerabilità**: essa si lega alle prestazioni del costruito e quindi dalla tipologia di costruito.

→ **esposizione**: è definita dalla densità della popolazione o dalle attività produttive.

Studi di macrozonazione

$$\text{Pericolosità} \times \text{Vulnerabilità} \times \text{Esposizione} = \text{Rischio sismico}$$



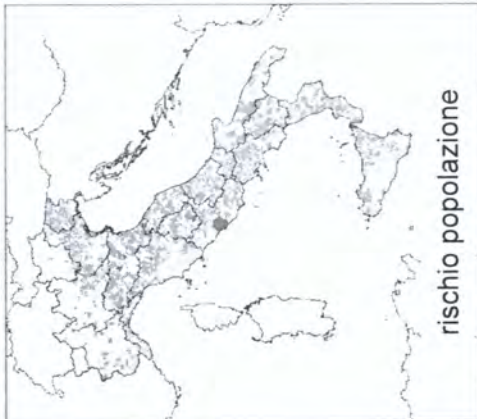
Accelerazione attesa al suolo



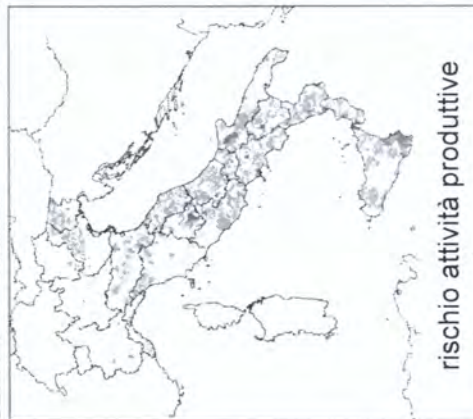
Valutazione prestazioni del costruito



Densità di popolazione o attività produttive



rischio popolazione



rischio attività produttive



POLITECNICO DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

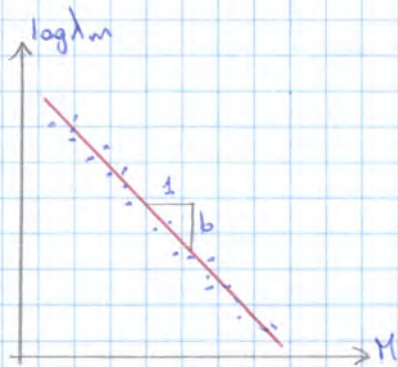
Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

In particolare, la valutazione della magnitudo attesa avviene mediante una relazione empirica, detta **legge di Gutenberg-Richter**, che lega la magnitudo attesa alla ricorrenza dei terremoti.

↳ la relazione è sensata perché a tempi maggiori corrisponde un maggiore accumulo di energia.

(esempio)
T = 1000 anni

M	n	λ
> 5	15	15/1000
> 6	5	5/1000
> 7	1	1/1000



Per individuare la relazione, Gutenberg e Richter hanno tabulato i dati empirici esistenti in base al valore di magnitudo e alla frequenza di terremoti di intensità superiore a quella magnitudo (si ragiona in maniera cumulata) in una determinata finestra temporale.

Si può notare che la relazione non è lineare, cioè non c'è lo stesso numero di terremoti forti e deboli ma, più si va verso i terremoti forti, più il numero diminuisce.

D'altra parte, la relazione tra magnitudo e frequenza è una relazione lineare in scala logaritmica.

$$\log \lambda_m = a - bM$$

λ_m = **frequenza annuale di superamento**, cioè frequenza di terremoti di intensità superiore a una certa magnitudo. Essa è indicatrice dell'intervallo di tempo che intercorre tra terremoti di una certa intensità.

a, b = parametri derivanti dalla regressione dei dati sperimentali

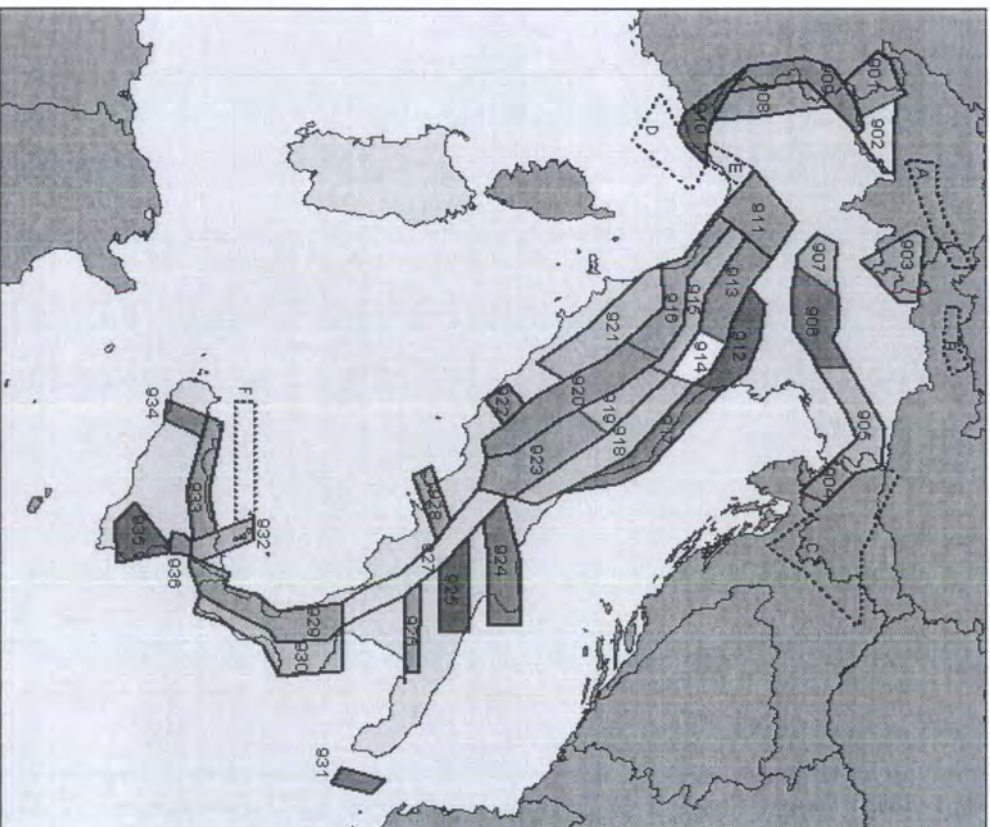
È chiaro che la valutazione non può essere eseguita a partire dalla singola faglia, bensì sulla zona sismogenetica. Infatti, per ricavare i parametri a e b, bisogna costruire una statistica dei terremoti e su una singola faglia non si dispone ancora di un numero significativo di eventi da cui estrarre i parametri.

VANTAGGI: attraverso la legge di Gutenberg-Richter, una volta fissato il periodo di riferimento (è la base di tutto perché è in questo periodo che l'energia si accumula), si può prevedere la magnitudo attesa. Il periodo di riferimento è scelto sulla base della vita utile ^{dell'opera}.

SVANTAGGI: siccome si assume un andamento lineare, questo non ha limiti e, per periodi di ritorno grandi ($\lambda_m \rightarrow \infty$), si trovano magnitudo sempre più elevate. In realtà, i sistemi di faglie hanno dimensioni finite.

Zone sismogenetiche – ZS9

Meccanismi di generazione attesi (tipo di faglia, tasso di deformazione) omogenei



(Meletti e Valensise, 2004)

Si assume che all'interno della zona, il terremoto possa verificarsi ovunque con la stessa probabilità



POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

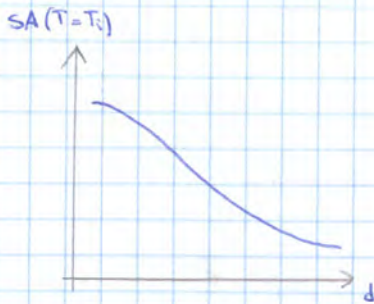
Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Le curve hanno un'espressione del tipo

$$a_{max} = f(M; d)$$

e definiscono la **legge di attenuazione regionale**.

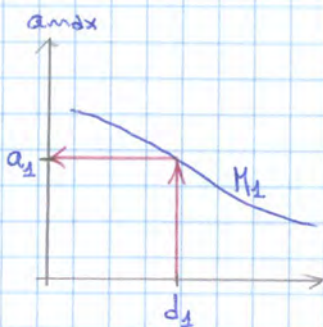
Tale valutazione può essere riferita a qualunque parametro di scuotimento, come PGA, PGV, PGD, intensità di Arias, durata, etc.



La valutazione può anche essere riferita a un singolo valore dello spettro di risposta, cioè la risposta di un oscillatore semplice a uno scuotimento alla base. In particolare, fissato un periodo T , si plottano i valori dello spettro di risposta calcolati su tutte le registrazioni degli eventi passati, ottenendo un certo andamento per un'assegnata magnitudo.

$$SA(T=Ti) = f(M; d)$$

Ⓜ Selezione del terremoto di controllo



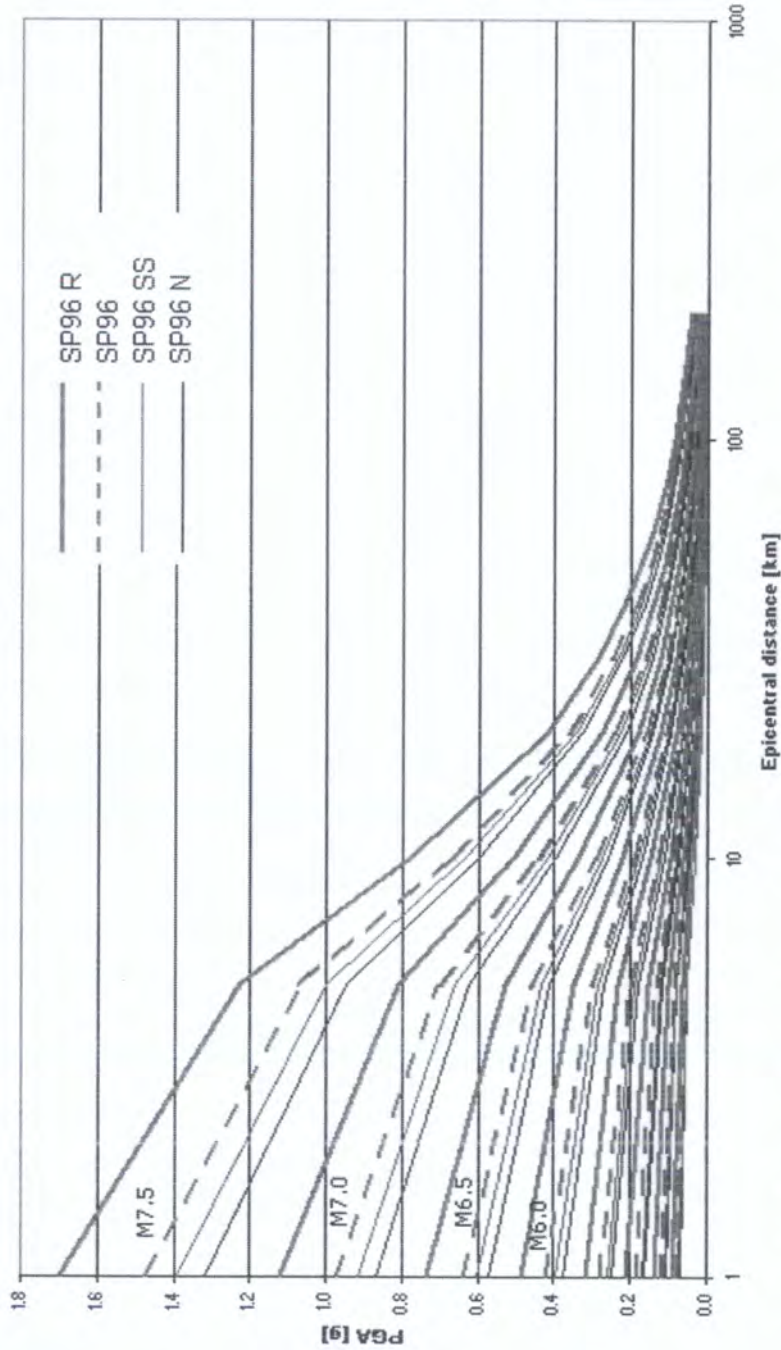
Per ciascuna faglia, nota la magnitudo e la distanza, attraverso la legge di attenuazione regionale si può ricavare l'accelerazione attesa. Il terremoto che corrisponde all'effetto peggiore costituisce il terremoto di controllo;

non è detto che questo si leghi alla faglia più vicina o a quella che produce la magnitudo maggiore, poiché c'è una combinazione di magnitudo e distanza.

OSSERVAZIONE Ⓜ: nella legge di attenuazione regionale, se si fa riferimento alla curva media, si perdono le informazioni relative alla dispersione dei risultati sperimentali (picchi)

OSSERVAZIONE Ⓜ: la valutazione può essere fatta per tutte le faglie messe assieme e per le faglie separate in funzione della tipologia, in modo da conservare più informazioni.

Legge di attenuazione di Sabetta e Pugliese (1996)



(Gruppo di Lavoro INGV, 2004)

Figura 4. Curve di attenuazione SP96 in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente: quella a tratteggio è l'attenuazione SP96 media, in rosso la correzione per faglie inverse (R), in verde per faglie trascorrenti (SS) ed in blu per faglie normali (N).



POLITECNICO DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Pertanto, la distribuzione in probabilità della variabile y si lega alla distribuzione della magnitudo e alla distribuzione della distanza.

$$P(y > \bar{y}) = \iiint P(y > \bar{y} | m; d) P_D(d) f_H(m) dm dd$$

↳ il fatto che $y > \bar{y}$ non si lega solo a m o a d ma a una combinazione di m e d

Detto ciò, si vanno a definire le distribuzioni per magnitudo e distanza.

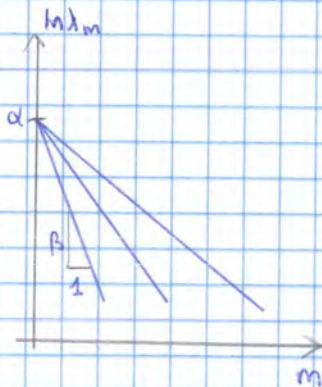
→ $f_H(m)$: essa definisce la probabilità che un evento di una certa magnitudo sia superato ed è governata dalla legge di Gutenberg-Richter, che lega la magnitudo al tempo.

Si assume che la variabile abbia una DISTRIBUZIONE ALLA POISSON, del tipo

$$P(N \geq 1) = 1 - e^{-\lambda_m t}$$

$P(N \geq 1)$ = probabilità di avere almeno un evento di magnitudo superiore a m nel tempo t

λ_m = frequenza annuale di superamento dell'evento di magnitudo m



$$\lambda_m = \frac{N_{H>m}}{\text{interv. } t}$$

Questo parametro deriva dalla legge di Gutenberg-Richter

$$\ln \lambda_m = \alpha - \beta m$$

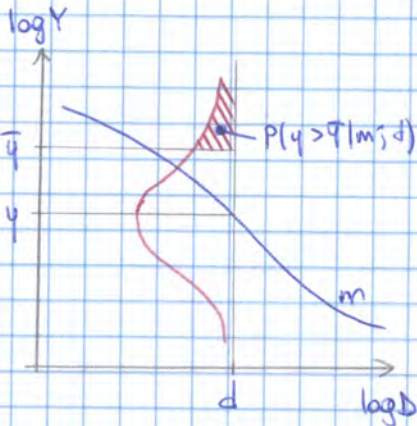
dove α e β sono ottenuti mediante analisi di regressione dei dati di sismicità regionale.

Il modello di Poisson presenta delle forti ipotesi alla base.

→ EVENTI INDIPENDENTI, cioè non c'è relazione tra eventi successivi (non c'è memoria).

→ EVENTI RARI, ossia la probabilità che avvengano due eventi ravvicinati nel tempo è piccola. Ciò non accade nella realtà perché si vedono eventi ravvicinati a seguito della rottura di diverse porzioni di faglia o di faglie contigue.

→ $P(y > \bar{y} | m; d)$: essa è la probabilità condizionata per la quale, date una magnitudine m e una distanza d , si superi la soglia \bar{y} .



Questo non è altro che la LEGGE DI ATTENUAZIONE REGIONALE, derivante dalla regressione dei dati sperimentali e ora associata alla dispersione dei dati, descritta mediante una distribuzione statistica.

In questo modo, assegnate una distanza e una magnitudine, si ottiene l'andamento della distribuzione del parametro atteso condizionato da distanza e magnitudine e la relativa probabilità di superamento è uguale all'area.

Combinando queste 3 distribuzioni e integrandole, si ottiene la probabilità che un valore prefissato di un parametro sia superato in un certo arco temporale.

Chiaramente, questa valutazione è fatta per la SINGOLA SORGENTE.

In presenza di PIÙ SORGENTI, se nell'approccio deterministico si seleziona solo quella più importante, ora si combinano le probabilità derivanti da diverse sorgenti

$$P = \sum P_i(y > \bar{y})$$

Il risultato finale è un'ASSOCIAZIONE DIRETTA TRA PROBABILITÀ DI SUPERAMENTO DI UNA SOGLIA E LA SOGLIA STESSA e viceversa.

$$P \leftrightarrow \bar{y}$$

Questa associazione si ottiene andando a caratterizzare le diverse sorgenti, definendo

→ distribuzione statistica delle distanze dal sito

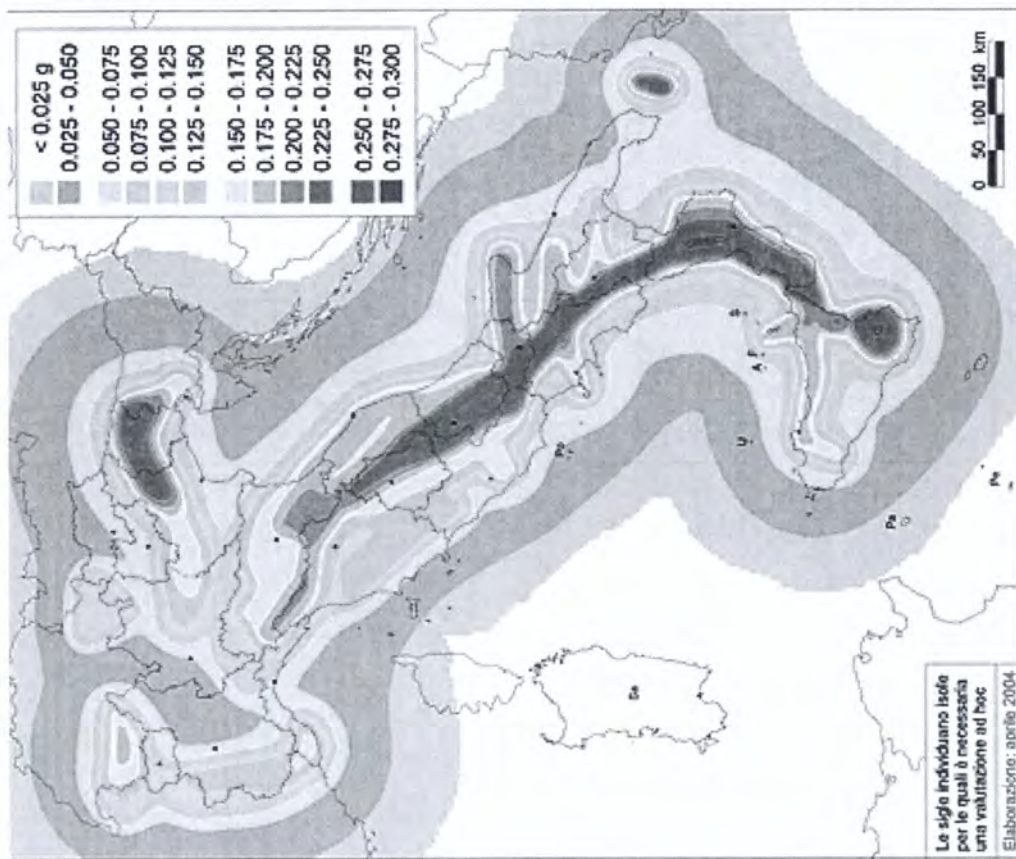
→ distribuzione temporale dei terremoti

→ dispersione nella legge di attenuazione

e da qui si ottiene la probabilità che ogni sorgente produca un effetto superiore a una soglia.

Il ragionamento può essere applicato su qualunque parametro, come anche i valori dello spettro di risposta dovuti una probabilità di superamento ogni tot anni.

Pericolosità Sismica Territorio Italiano



ISTITUTO NAZIONALE DI GEOFISICA E VULCANOLOGIA

Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale
(riferimento: Ordinanza PCM del 20 marzo 2003 n.3274, All.1)
espressa in termini di accelerazione massima del suolo (a_{max})
con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni
riferita a suoli molto rigidi ($V_{s,0} > 800$ m/s; cat.A, All.2, 3.1)

Probabilità di superamento di una soglia stabilita del parametro (p. es. a_g) in un determinato intervallo di tempo

Viene calcolata sulla base di:

- Zonazione sismogenetica
- Catalogo sismico (distribuzione spazio-temporale degli eventi sismici passati)
- Modello di attenuazione (variazione con la distanza degli effetti dei terremoti)

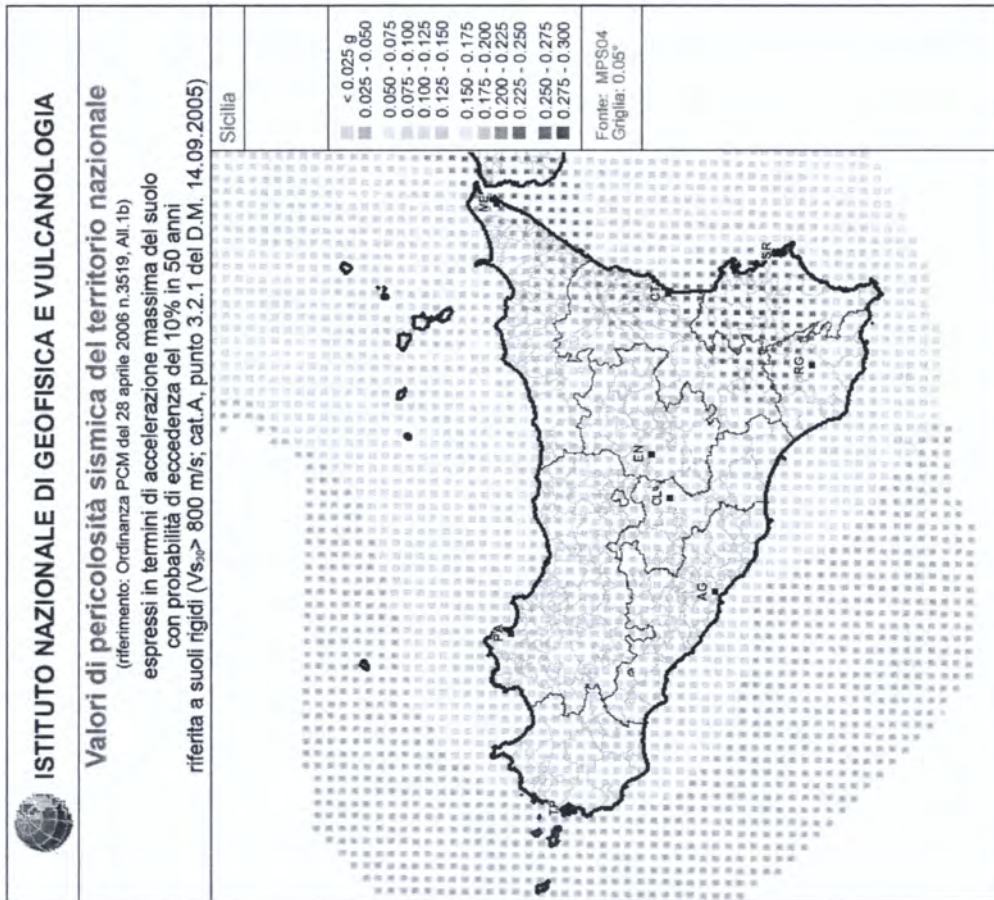


POLITECNICO DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Pericolosità Sismica Regione Sicilia



POLITECNICO
 DI TORINO



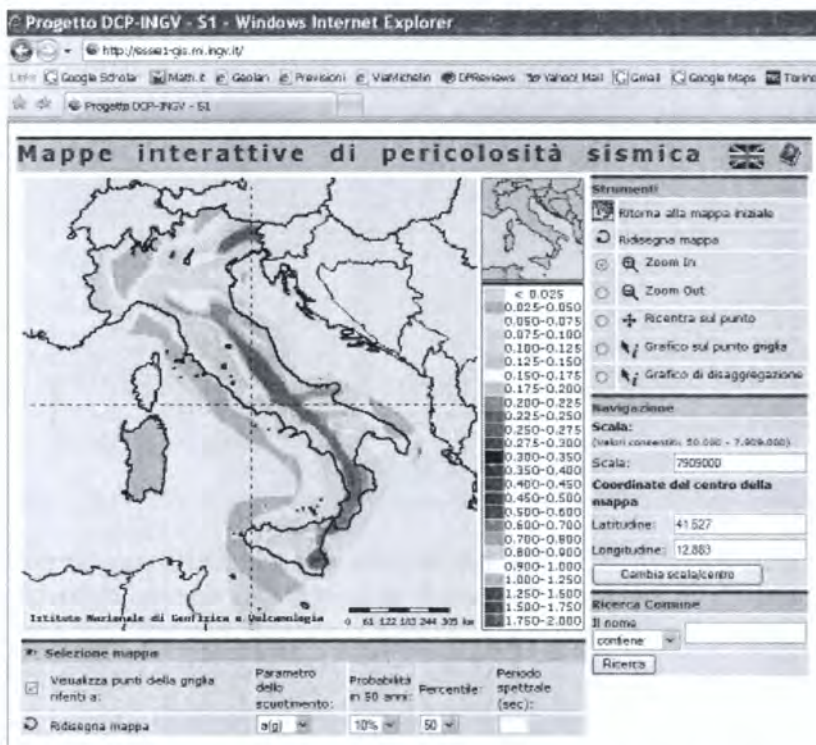
Corso di Geotecnica Sismica
 Sebastiano Foti ©2016

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
 Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

STIMA DELLA PERICOLOSITÀ – BANCA DATI DELL'INGV

La banca dati di riferimento per gli studi di pericolosità nel territorio italiano è disponibile al sito <http://esse1-gis.mi.ingv.it/>.

Il database presenta una mappa del territorio italiano, il quale è suddiviso secondo una griglia regolare di punti.



Ciascun punto della griglia presenta un identificativo, definito in accordo con le prescrizioni delle Norme Tecniche delle Costruzioni, e ciascuno di essi è stato oggetto di un esplicito studio di pericolosità. In particolare, la pericolosità è definita attraverso alcuni parametri di scuotimento e la banca dati, per ciascun punto, restituisce l'andamento della distribuzione probabilistica relativa a ciascun parametro.

Nel database di riferimento, è possibile impostare la visualizzazione dell'informazione di pericolosità impostando i seguenti elementi nel menu posto nella parte bassa della finestra.

- Tipo di parametro di scuotimento, che può essere la massima accelerazione al suolo (PGA) o il valore spettrale dell'accelerazione.
- Probabilità di superamento in 50 anni, fissata al 10% di default, che permette di selezionare la distribuzione probabilistica di riferimento.
- Percentile, che permette di selezionare il valore all'interno della distribuzione scelta e si definisce come il valore avente una determinata probabilità di superamento nella distribuzione. In questo ambito, si lavora con il 50° percentile, ossia il valore mediano.

Dopo aver impostato i parametri e cliccato sul comando *Ridisegna mappa*, il sistema fornisce una rappresentazione grafica in cui colora i punti della griglia in funzione del range di valori che assume in esso il parametro in esame.

Prob. di ecc. in 50 anni	Spettri di risposta a pericolosità uniforme										
	50° percentile (Coordinate del punto lat: 37.236°, lon: 14.4917°, ID: 49189)										
	Periodo (in sec)										
	0.00	0.10	0.15	0.20	0.30	0.40	0.50	0.75	1.00	1.50	2.00
2%	0.3755	0.0643	0.0464	0.0009	0.0050	0.7815	0.0594	0.0240	0.5182	0.3118	0.1927
5%	0.2424	0.4702	0.5775	0.6175	0.6644	0.4925	0.5035	0.3620	0.2985	0.1625	0.1103
10%	0.1694	0.3304	0.3898	0.4118	0.4675	0.3360	0.3218	0.2250	0.1720	0.1119	0.0746
22%	0.1017	0.2107	0.2488	0.2584	0.2357	0.1987	0.1791	0.1101	0.0870	0.0549	0.0309
50%	0.0705	0.1726	0.2046	0.2126	0.1872	0.1552	0.1204	0.0605	0.0654	0.0401	0.0264
99%	0.0665	0.1461	0.1728	0.1831	0.1599	0.1265	0.1060	0.0693	0.0491	0.0293	0.0193
50%	0.0544	0.1197	0.1392	0.1528	0.1267	0.1051	0.0836	0.0507	0.0358	0.0212	0.0129
92%	0.0441	0.1000	0.1154	0.1179	0.1040	0.0822	0.0604	0.0355	0.0251	0.0145	0.0087
81%	0.0342	0.0752	0.0900	0.0881	0.0758	0.0533	0.0404	0.0179	0.0060	0.0000	0.0000

Qualora il punto in esame non coincida con uno dei vertici del grigliato, si adotta un'interpolazione dei punti vicini rispetto al target.

OSSERVAZIONE

In campo probabilistico, un parametro fondamentale che interviene nella valutazione di pericolosità è il periodo di riferimento.

Esiste una relazione tra il periodo di riferimento, la probabilità di superamento e il periodo di ritorno T_R (che res, derivante dall'assunzione della distribuzione poissoniana per descrivere il problema di valutazione del superamento da parte del parametro di un valore prefissato).

$$T_R = \frac{1}{\lambda_m} = - \frac{V_R}{\ln(1 - P_{VR})}$$

Una probabilità di superamento P_{VR} del 10% sopra una vita di riferimento V_R di 50 anni corrisponde a un periodo di ritorno T_R di 475 anni.

Del resto, nel modello di Poisson, la probabilità è direttamente legata alla frequenza e dunque il periodo di riferimento (la frequenza è il reciproco del periodo) attraverso la relazione

$$P \sim 1 - e^{-\lambda_m T}$$

In questo modo, il vantaggio è che a un periodo di ritorno corrispondono diverse probabilità per diversi valori di vita utile.

GRAFICO DI DISAGGREGAZIONE

Esso rappresenta la scomposizione del risultato in termini di probabilità di superamento in funzione della sorgente che determina un certo valore di scuotimento.

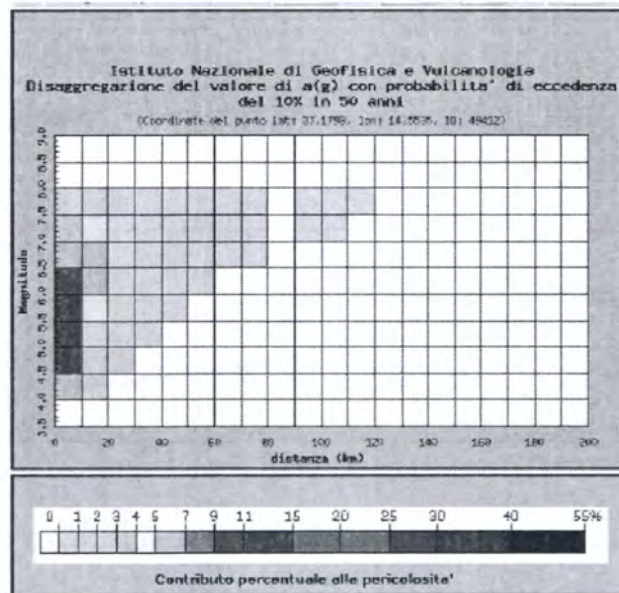
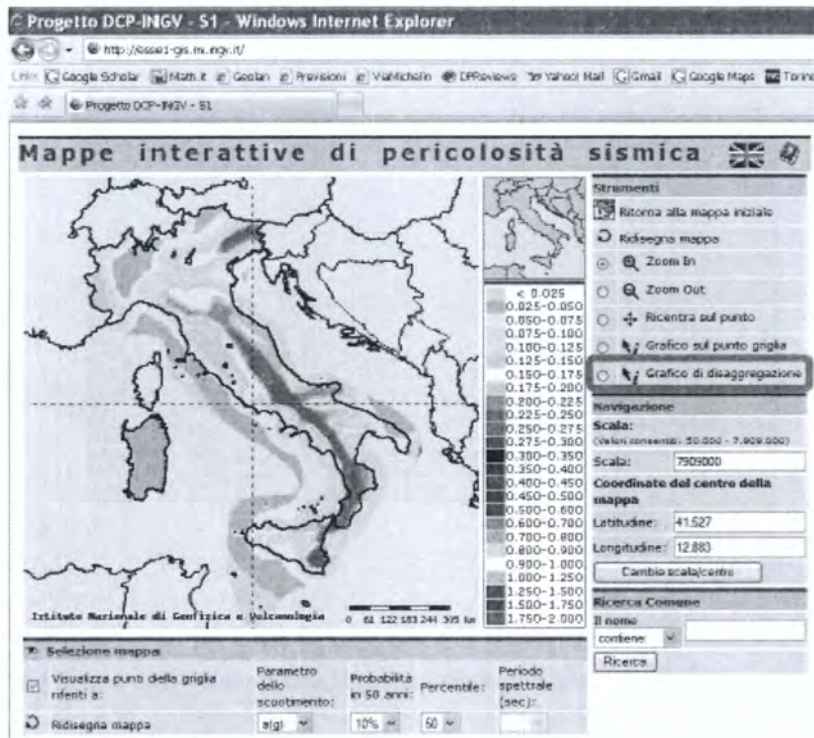
Infatti, quando si esegue uno studio deterministico, tra più sorgenti poste a una certa distanza dal sito, in genere ci si limita a individuare quella che produce lo scuotimento maggiore.

Nell'ambito dello studio probabilistico, la definizione della probabilità di superamento è figlia non solo di due sorgenti, ma della composizione delle probabilità associate alle diverse faglie.

In questo modo, però, non c'è un'associazione diretta con una specifica sorgente e, di conseguenza, non c'è un legame univoco con la magnitudo attesa (legata alle faglie).

Se si volesse valutare la magnitudo di riferimento o come una singola sorgente contribuisca al quadro globale, si esegue uno studio di disaggregazione: data la suddivisione di una sorgente in porzioni aventi una certa magnitudo e distanza, si valuta come ciascuna di esse contribuisca a dare le probabilità. In questo modo, si valutano quali terremoti a una certa distanza e magnitudo contribuiscono a definire il quadro, cioè si

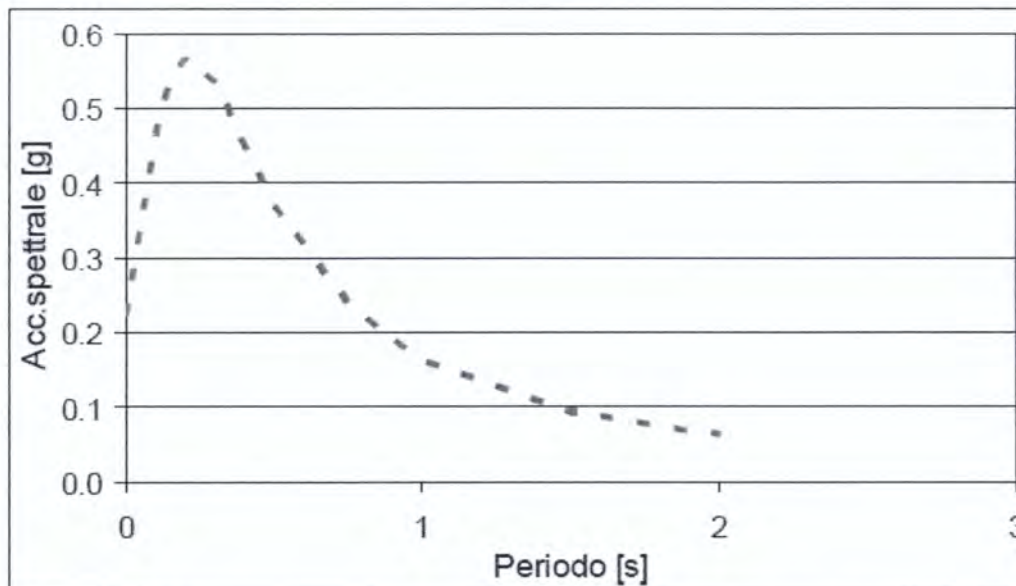
All'interno del database, è possibile ottenere la rappresentazione in forma grafica e tabellare del diagramma di disaggregazione, attivando l'opzione *Grafico di disaggregazione*.



PREVISIONE DELLO SCUOTIMENTO

Lo spettro a pericolosità uniforme è recepito all'interno della normativa.

Infatti, lo spettro a pericolosità uniforme nasce teoricamente come forma spettrale variabile di natura complessa.



Ciò determina però delle difficoltà nella progettazione e, pertanto, è meglio fare riferimento a una forma spettrale regolare ancorata a pochi punti di riferimento. In particolare, nella NTC, si trova un'approssimazione dello spettro a pericolosità uniforme, con una forma standardizzata che si ancora mediante 3 parametri allo spettro di pericolosità uniforme.

- Accelerazione massima al suolo, corrispondente al punto dello spettro a periodo nullo.
- Moltiplicatore S , che definisce la porzione ad accelerazione spettrale costante nello spettro di risposta.
- Periodo T_c , che definisce il punto di passaggio dalla zona ad accelerazione spettrale costante alla zona a velocità spettrale costante.

I tre parametri sono definiti a seconda del sito in esame.

periodo di ritorno	intensità	prestazione
$P = 1 - e^{-(\lambda \bar{y} t)}$ $T_R = \frac{-V_R}{\ln(1 - P_{V_R})}$		
elevato (evento raro)	alta	anche modesta (SLU)
basso (evento frequente)	bassa	buona (SLE)

In questo contesto, si utilizzano i dati forniti dall'INGV e ci si accontenta di uno studio di base fatto sul territorio nazionale, limitato alle strutture ordinarie, in modo da avere anche un'uniformità nel giudizio.

PREVISIONE DELLO SCUOTIMENTO

Con le considerazioni fatte in precedenza, è possibile ottenere la condizione di partenza e da essa si possono sviluppare i modelli con i quali eseguire le verifiche.

Innanzitutto, bisogna valutare come l'azione intervenga come valore di input all'interno dei modelli geotecnici. Nei modelli strutturali, spesso si fa riferimento soltanto allo spettro di risposta con forma standard perché esso rappresenta la risposta di una struttura semplice, ossia l'oscillatore a un grado di libertà, e permette anche l'analisi di strutture più complicate. Quando si parla di risposta del suolo, invece, non si è più in presenza di un sistema discreto in termini di gradi di libertà, bensì si ha un sistema continuo e così diventa complesso utilizzare lo spettro di risposta per definire la risposta sismica.

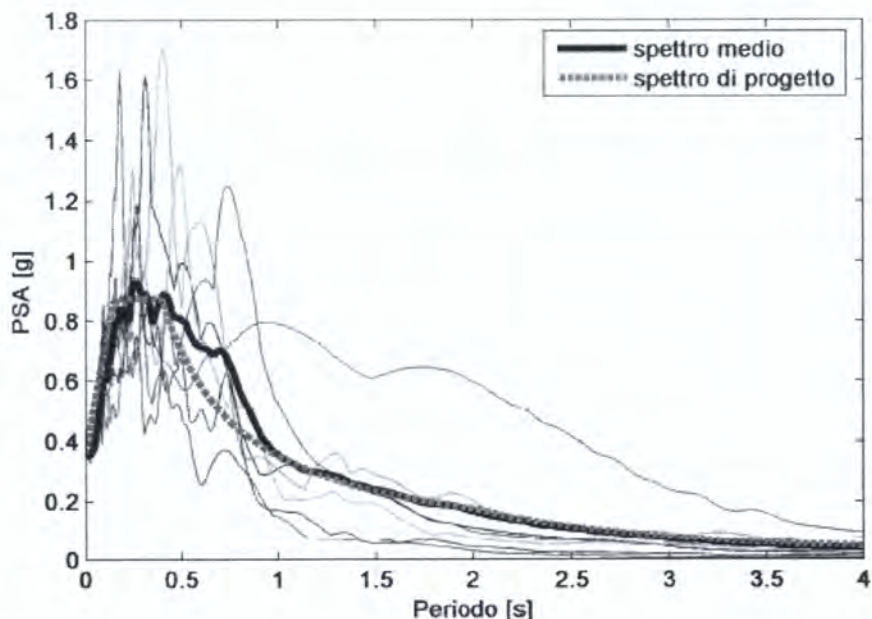
Pertanto, occorre abbandonare l'idea dello spettro di risposta per definire lo scuotimento atteso.

Ciò significa che, nell'analisi di un sistema geotecnico, occorre ritornare alla descrizione nel dominio del tempo, ossia capire come è eccitato il sistema istante per istante.

Occorre così utilizzare degli accelerogrammi, rispetto ai quali si valuta la risposta del terreno.

Gli accelerogrammi possono essere ricavati in diversi modi.

L'approccio più rigoroso si lega alla modellizzazione della rottura della faglia e alla propagazione dell'energia. Gli accelerogrammi ottenuti simulando il processo di rottura e valutando cosa succede punto per punto sono detti accelerogrammi simulati. Questi non possono essere adottati per le strutture ordinarie e presentano alcune importanti limitazioni.



SELEZIONE DEGLI ACCELEROGRAMMI

Le banche dati presentano un'ampia collezione di accelerogrammi relativi ad eventi occorsi nel passato e se ne selezionano alcuni che siano rappresentativi delle caratteristiche dello scuotimento in sito.

La selezione si basa sul criterio di rappresentatività e può avvenire in più modi.

Da una parte, si cerca un numero di accelerogrammi in modo che, in media, il loro spettro di risposta sia simile (la somiglianza è definita secondo dei criteri assegnati dall'EC8) allo spettro di risposta atteso in sito, derivante dallo studio di pericolosità. Lo scostamento non deve essere superiore al 10% in difetto e al 30% in difetto.

Occorre notare che non esiste un singolo accelerogramma che risolva tutto lo spettro ma l'intero spettro è risolto prendendo almeno 3 accelerogrammi.

- Alcuni spettri di risposta sono rappresentativi di terremoti più forti e coprono la regione a sinistra.
- Alcuni spettri sono rappresentativi di terremoti più deboli e coprono la regione a destra, per periodi propri maggiori.

In media, questi producono lo stesso risultato in termini di spettro di risposta.

Il vantaggio è che, nell'eseguire le singole simulazioni numeriche, in ciascuna c'è qualcosa di ragionevole in termini di frequenza e si ottengono degli effetti che sono ragionevoli nel riprodurre la non linearità del sistema.

Come avviene la selezione degli accelerogrammi al fine di individuarne uno rappresentativo e quali parametri di ricerca si sfruttano nel database?

- In primis, si seleziona un evento che presenti un'accelerazione pari all'accelerazione di picco al suolo.
- Distanza e magnitudo: è noto che la prima parte dello spettro di risposta a probabilità uniforme è governata da terremoti vicini e deboli, mentre l'ultima parte è governata da terremoti lontani e forti. Ciò si lega al diverso contenuto in frequenza perché i terremoti vicini presentano un elevato contenuto in frequenza, mentre i terremoti lontani tendono a subire un'attenuazione alle alte frequenze e possono sprigionare una grande quantità di energia a basse frequenze. L'informazione

Con questi parametri, è possibile entrare nel database e selezionare gli accelerogrammi che soddisfano tali caratteristiche. Spesso, disponendo di una limitata quantità di terremoti registrati, occorre allentare qualche restrizione nella ricerca.

OSSERVAZIONE: SCELTA DELL'ACCELERAZIONE DI RIFERIMENTO

Anche per l'accelerazione è poco ragionevole fissare un unico valore e la ricerca è eseguita per intervalli.

Se un accelerogramma è distinto rispetto all'accelerazione target, si esegue una scalatura lineare mediante la proporzione

$$\frac{a_g}{a_{max}}$$

E si individua un accelerogramma scalato che presenta lo stesso picco.

La scalatura lineare nel dominio del tempo si traduce in una scalatura lineare nel dominio delle frequenze. Ciò significa che la distribuzione in termini di frequenza è la stessa, ma l'accelerazione è diversa e dunque l'accelerogramma cambia.

Per questo, il fattore di scala deve essere limitato per evitare di passare da una scossa leggera a una con accelerazioni importanti e dunque il fattore idealmente deve essere limitato entro il seguente range.

$$0,7 < \frac{a_g}{a_{max}} < 1,4$$

A volte, è possibile sfiorare rispetto al target ideale.

- Accelerazione corretta: l'attributo "corretta" è dovuto al fatto che il database contiene le forme accelerometriche originali, con l'errore di digitalizzazione, e occorre eliminare le derive all'interno del segnale.
- PGV (dato opzionale).
- Nome dell'evento (dato opzionale).
- Data dell'evento (dato opzionale), per selezionare i dati digitali.
- Codice della stazione e nome della stazione (dato opzionale).
- Classificazione dell'accelerometro secondo EC8: bisogna impostare la categoria A, che corrisponde ad accelerometro posizionato su un affioramento rigido. In alcuni casi, i risultati presentano una classificazione di tipo A*, che indica che la stazione non è stata oggetto di specifiche prove di caratterizzazione ma può essere ritenuta come posizionata su un affioramento rigido sulla base delle informazioni geologiche. Pertanto, le relative misurazioni sono affette da un margine di incertezza, ma questi possono essere accettati a causa della carenza di informazioni.

Homepage **Waveforms** Stations Events REXELite

Waveforms Search

Simple search **Advanced search**

Magnitude (M_W or M_L) from [≥]: 4 to [<]: 8

Epicentral distance [Km] from [≥]: 0 to [<]: 20

Corrected PGA [cm/s^2] from [≥]: 150 to [<]: 269.2

PGV [cm/s] from [≥]: to [<]:

Event id

Date (YYYY-MM-DD) from [≥]: to [<]:

Station Code

Station Name

EC8 A

New Search **Search** **Parameter table**

Impostando tutti questi parametri, il database fornisce un elenco di stazioni contenenti i record accelerometrici in corrispondenza del target. Qualora la ricerca desse luogo a un numero insufficiente di risultati, bisognerebbe allentare i vincoli sui parametri in input oppure estendere la ricerca ad altri database. Nell'interfaccia, ciascun risultato è descritto con il nome dell'evento, magnitudo, data e tipo di faglia. Cliccando poi sul risultato, si accede alla descrizione di dettaglio.

Results 1 - 5 of 5

Event id	Date	M_W	M_L	Style of faulting	Stati. Code	EC8	R. eqiv. [km]	Processing	Corr. PGA [cm/s^2]	PGV [cm/s]	Location	Instrument	Detail
IT-2013-0009	2013-06-30 14:40:08 Ⓞ	4.5	4.4	Normal faulting	IV.T0912 Ⓞ	A*	2.100	manually processed	225.057	7.097	00	HN	Ⓞ
IT-2012-0061	2012-10-25 23:05:24 Ⓞ	5.2	5.0	Normal faulting	IT.MEM Ⓞ	A	2.400	manually processed	182.357	11.254	00	HG	Ⓞ
IT-1997-0137	1997-10-14 15:25:09 Ⓞ	5.6	5.5	Strike-slip faulting	IT.CESM Ⓞ	A*	8.700	manually processed	175.507	6.736	00	HN	Ⓞ
IT-2009-0105	2009-04-07 21:34:29 Ⓞ	4.5	4.3	Normal faulting	IT.AQ2 Ⓞ	A	1.400	manually processed	166.359	5.713	00	HN	Ⓞ
IT-1998-0103	1998-09-09 11:28:00 Ⓞ		5.5	Unknown	IT.LIS Ⓞ	A	18.000	manually processed	161.928	12.530	00	HN	Ⓞ

- Caratteristiche del sensore.
- Caratteristiche sulla modalità di processamento dei dati.

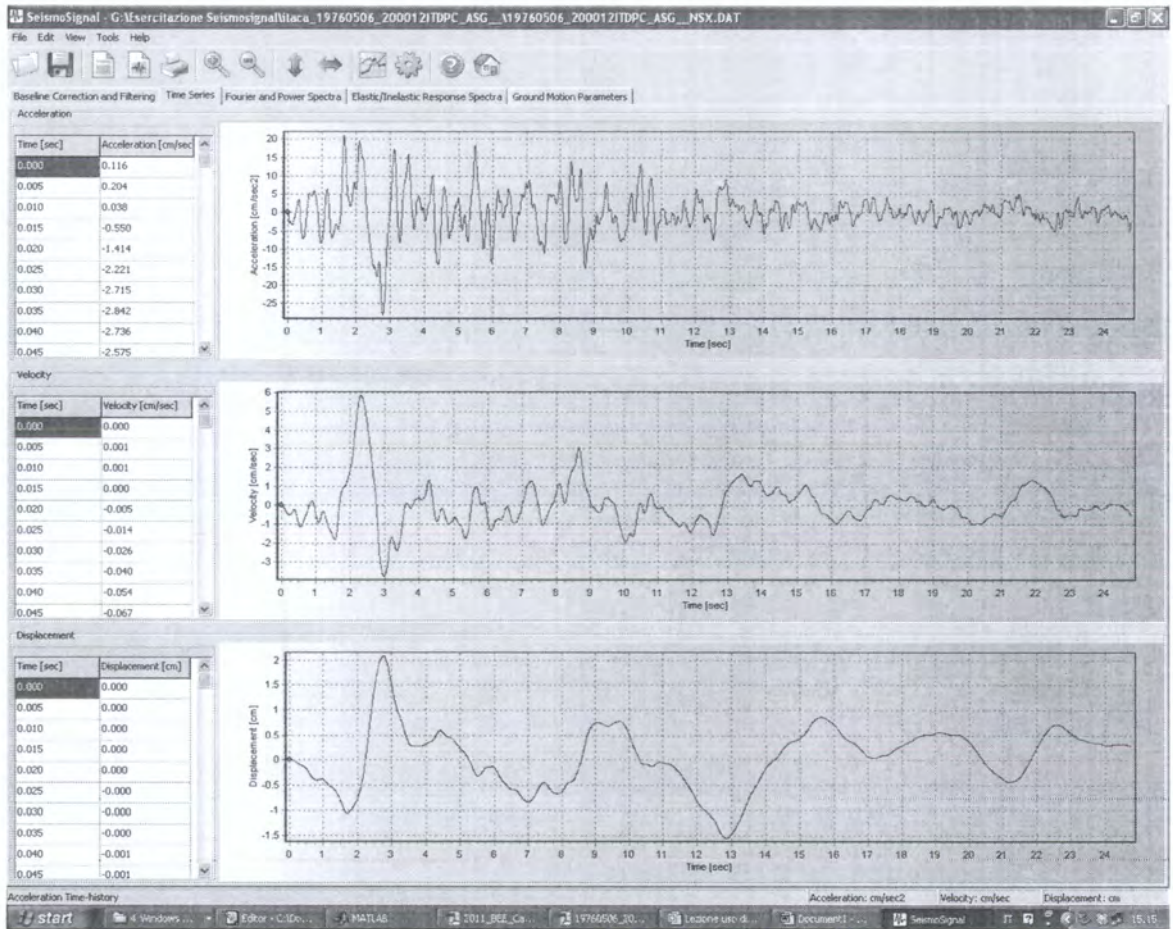


A questo, seguono i dati registrati incolonnati secondo la sequenza temporale.

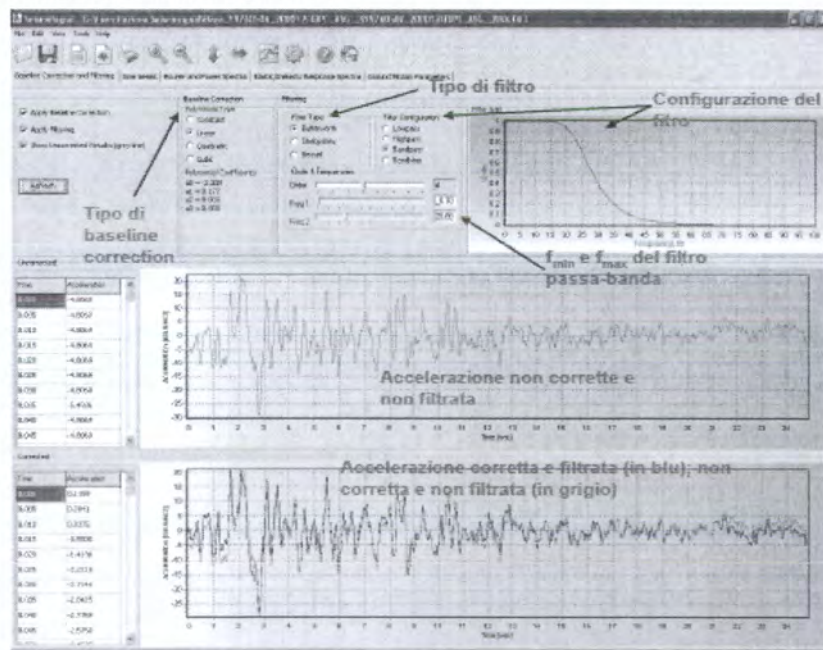
I dati sono trattati con il software SeismoSignal.

Una volta aperto il file di interesse, il software chiede alcune informazioni per capire dove si trovano i dati, dovendo lavorare su file provenienti da banche dati.

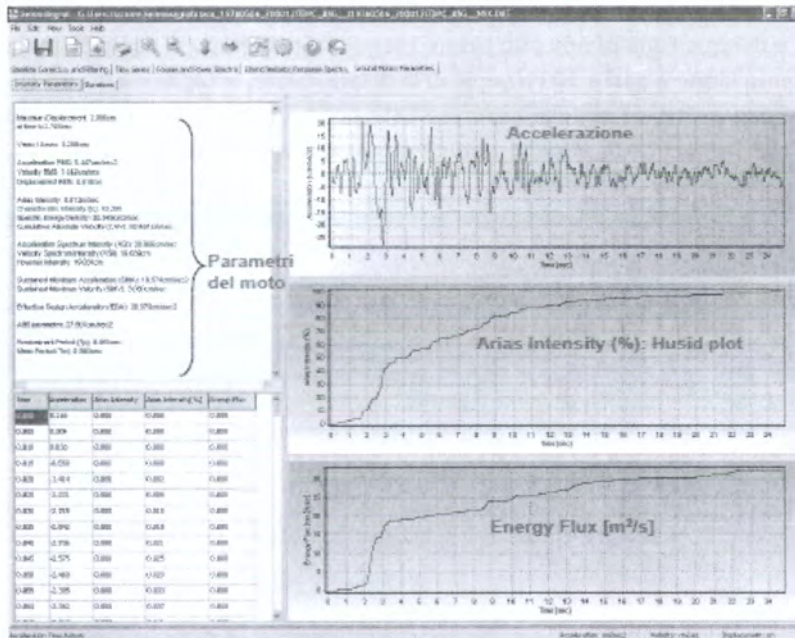
- Riga 1: punto di inizio del dato, in quanto il software ignora l'header.
- Ultima riga: deve essere un valore superiore rispetto a quello indicato come prima riga e può essere anche superiore rispetto al numero di dati effettivamente presenti nel file.
- Intervallo temporale di registrazione dei dati: se il valore inserito è errato, si rischia un'alterazione della forma d'onda.
- Fattore di scala: siccome si sono selezionati degli accelerogrammi provenienti da casi diversi con diversi valori di accelerazione massima, occorre scalare i dati in modo da riportarsi alla pericolosità di interesse. Per fare ciò, si applica un fattore di scala dato dal rapporto tra pericolosità e accelerazione massima, in modo da ottenere una storia delle accelerazioni che si spinga fino al valore target.
- Modalità di disposizione dei dati: i dati possono essere in una colonna (in tal caso, si imposta di interpretare i dati come accelerazioni), su due colonne (tempo e accelerazione) o in sequenza (più dati sono riportati sulla stessa riga).
- Unità di misura nel quale il dato è esportato (è indicato nell'header).



- Pannelli di correzioni che possono essere applicate come la baseline correction o filtri ad alte e basse frequenze, in modo da eliminare gli errori.



- Parametri di moto sismico, che descrivono le caratteristiche del cinematisimo come accelerazione massima, velocità massima, intensità di Housner, etc. Per quanto riguarda la durata, esiste un pannello che permette di calcolare la durata uniforme e la durata significativa.



Si indica lo spostamento della generica sezione come

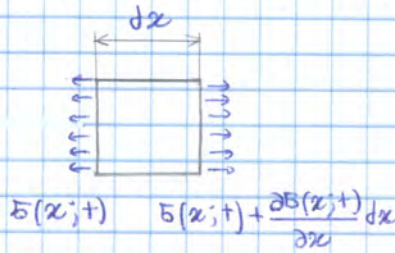
$$u(x; t)$$

dove

x = coordinata che definisce la direzione longitudinale della barra

t = tempo

In questa condizione, si studia la condizione di equilibrio della barra.



Si considera un elementino infinitesimo di barra, sulle cui facce sono applicati degli stati tensionali (secondo la convenzione della scienza delle costruzioni - $\sigma > 0$ se di trazione). Lo stato tensionale varia con x e t . Per semplicità, si assume che non ci siano forze di volume.

Si scrive l'equazione di equilibrio alla traslazione orizzontale.

$$\begin{matrix} \oplus \\ \rightarrow \end{matrix} \quad -\sigma A + \left(\sigma + \frac{\partial \sigma}{\partial x} dx \right) A = A dx \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (1) \quad A = \text{area di sezione}$$

Al II membro, siccome esiste una dipendenza dello spostamento dal tempo, interviene la forza d'inerzia (legata alla massa, espressa dalla densità ρ).

Da qui si ottiene

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2)$$

Questa è la relazione tra stato tensionale e spostamento.

Per risolvere l'equazione, occorre introdurre il legame costitutivo tra tensioni e spostamenti, che descriva il comportamento meccanico della barra:

il legame più semplice, è il LEGAME ELASTICO LINEARE, scritto in assenza di confinamento laterale (la barra è libera di espandersi lateralmente).

$$\sigma = E \varepsilon \quad (3)$$

La deformazione assiale ε si definisce come

$$\varepsilon = \frac{\partial u}{\partial x} \quad (4)$$

Ovviamente, tutte le volte che l'argomento assume lo stesso valore, anche la funzione f sarà la stessa e dunque lo spostamento si ripete.

Esiste così un istante t_1 nel quale un punto x_1 presenta uno spostamento uguale a quello che aveva il punto x_0 all'istante t_0 . Questo punto si trova imponendo la condizione

$$u_0 = u_1$$

Ciò corrisponde a eguagliare gli argomenti della funzione f di D'Alembert.

$$x_0 - v_b t_0 = x_1 - v_b t_1$$

$$x_1 - x_0 = v_b (t_1 - t_0)$$

$$\Delta x = v_b \Delta t$$

Δx = variazione di spostamento

Δt = intervallo di tempo che è trascorso

Da qui si ricava

$$v_b = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (7)$$

Quindi, il termine v_b rappresenta una velocità ed è la velocità con cui la perturbazione si sta muovendo (nella direzione $x > 0$).

→ Si può notare che la velocità v_b è costante, essendo un rapporto di costanti, e dipende solo dalle CARATTERISTICHE DEL MATERIALE dove avviene la propagazione e non dalle caratteristiche della perturbazione (entità e forma), grazie alla linearità del processo.

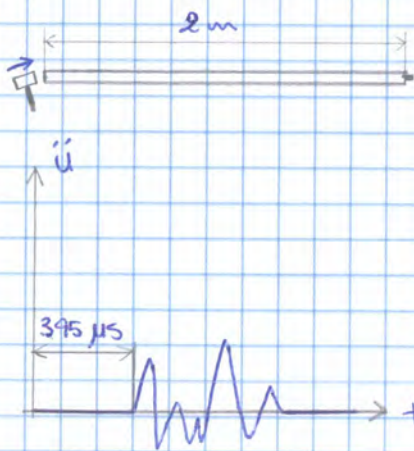
→ durante la propagazione, LA PERTURBAZIONE MANTIENE UGUALE LA FORMA E L'AMPIEZZA e non ci sono forme di attenuazione. Questo comportamento è conseguenza di 2 aspetti:

→ il materiale è elastico lineare

→ il mezzo è monodimensionale e l'energia si trasferisce da una sezione all'altra rimanendo distribuita sulla stessa area

→ la perturbazione è trasferita, mentre i punti materiali oscillano attorno alla posizione di equilibrio ma rimangono di fatto nella loro posizione.

Es (VELOCITÀ DI PROPAGAZIONE E MATERIALI)



Data una barra in acciaio con le caratteristiche

$$\rho = 7800\ \text{kgm}^{-3} \quad l = 2\ \text{m}$$

si applica una perturbazione longitudinale su un estremo.

Dal lato opposto, è collocato un sensore che rileva il moto in quell'estremo, in termini di accelerazione longitudinale:

all'istante $t = 0$ è immessa la perturbazione e, dopo un po' di quiete, arriva la perturbazione e si vede l'oscillazione associata.

Valutare il modulo elastico dell'acciaio.

Determinare l'istante di arrivo se la barra fosse in calcestruzzo ($E = 30\ \text{GPa}$; $\rho = 2400\ \text{kgm}^{-3}$)

La velocità di propagazione è data dal rapporto tra lo spazio percorso dall'onda e il tempo impiegato.

$$v_{b, \text{acc}} = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \quad (7)$$

$$= \frac{2\ \text{[m]}}{395 \cdot 10^{-6}\ \text{[s]}} = 5060\ \text{ms}^{-1}$$

Da qui, è immediato ricavare il modulo elastico del materiale.

$$E_{\text{acc}} = \rho v_b^2 = \quad (6)$$

$$= 7800\ \text{[kgm}^{-3}\text{]} \cdot 5060^2\ \text{[m}^2\text{s}^{-2}\text{]} =$$

$$= 2,0 \cdot 10^{11}\ \text{Pa} = 200\ \text{GPa}$$

Nel caso che la barra fosse in ~~acc.~~ calcestruzzo, la velocità di propagazione diventerebbe

$$v_{b, \text{cls}} = \sqrt{\frac{E_{\text{cls}}}{\rho_{\text{cls}}}} = \quad (6)$$

$$= \sqrt{\frac{30 \cdot 10^9\ \text{[Pa]}}{2400\ \text{[kgm}^{-3}\text{]}}} = 3500\ \text{ms}^{-1}$$

↓
valore tipico anche per la
roccia competente

$$\frac{1}{V_b^2} \frac{T''}{T} = -k^2 \Rightarrow \frac{T''}{T} = -k^2 V_b^2 = -\omega^2 \quad (13)$$

Se si riesce a trovare delle forme funzionali che soddisfano le relazioni (12) e (13), si troverà la soluzione del moto poiché U e T esprimono il moto.

Le forme funzionali sono le funzioni trigonometriche che, in virtù della formula di Eulero, sono espresse come esponenziali complessi.

$$U(x) = A_1 e^{ikx} + A_2 e^{-ikx} \quad (14)$$

entrambe le funzioni sono soluzioni e dunque la soluzione è la loro combinazione lineare. I termini A_1 e A_2 definiscono le ampiezze della perturbazione e dipendono dall'input assegnato

$$T(t) = A_3 e^{i\omega t} + A_4 e^{-i\omega t} \quad (15)$$

Essendo funzioni armoniche U e T sono funzioni periodiche nelle quali il periodo è governato da k e ω , rispettivamente.

$$T = \frac{1}{f} \quad \leftarrow \quad T = \frac{2\pi}{\omega} \quad (16) \quad \rightarrow \text{aggiungendo questo tempo, l'argomento diventa } 2\pi \text{ e il valore si ripete}$$

$$\lambda = \frac{2\pi}{k} \quad (17) \quad \begin{array}{l} \omega = \text{frequenza circolare} \\ k = \text{numero d'onda (duale di } \omega \text{ nello spazio)} \end{array}$$

Nella realtà, interessa la composizione delle soluzioni

$$\begin{aligned} u(x; t) &= U(x) T(t) = \quad (9) \\ &= (A_1 e^{ikx} + A_2 e^{-ikx}) (A_3 e^{i\omega t} + A_4 e^{-i\omega t}) = \quad (14 + 15) \\ &= A_1 A_3 e^{ikx} e^{i\omega t} + A_1 A_4 e^{ikx} e^{-i\omega t} + A_2 A_3 e^{-ikx} e^{i\omega t} + \\ &\quad + A_2 A_4 e^{-ikx} e^{-i\omega t} = \\ &= B_1 e^{i(kx + \omega t)} + B_2 e^{i(kx - \omega t)} + B_3 e^{-i(kx - \omega t)} + B_4 e^{-i(kx + \omega t)} \end{aligned}$$

Si pone in evidenza il numero d'onda k e si ricorda la relazione

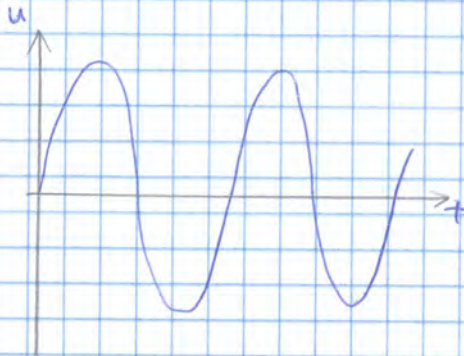
$$k V_b = \omega \Rightarrow \frac{\omega}{k} = V_b \quad (13)$$

$$V_b = \lambda f$$

Velocità di propagazione dell'onda
(19)

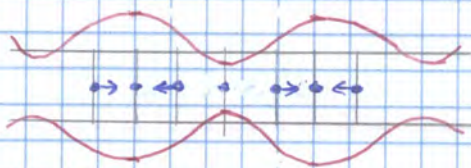
Questa relazione è importante nella caratterizzazione:

siccome la velocità V_b è una proprietà del materiale, se si manda un'onda ad alta frequenza, questa necessariamente ha una piccola lunghezza d'onda; se si manda un'onda a bassa frequenza, questa necessariamente ha una grande lunghezza d'onda.



Se poi si valuta lo spostamento che corrisponde a un'istantanea, si nota un picco che corrisponde a uno spostamento longitudinale marcato, poi un punto fermo, un punto con spostamento nella direzione opposta, un punto fermo e così via.

Si ha così un'alternanza di stati di compressione e di dilatazione.



Un istante di tempo dopo, lo spostamento si è traslato verso destra (nel caso che $u = f(x - V_b t)$) e le zone di compressione e di dilatazione sono traslate.

In effetti, questa compressione-dilatazione permette la trasmissione di energia e della perturbazione (se un punto si comprime, l'altro si dilata).

⇒ la perturbazione è una successione di stati di compressione e dilatazione che permette la propagazione dell'energia e dell'onda sismica e, durante la propagazione, non si produce distorsione.

Per questo motivo, le onde longitudinali sono dette **onde di compressione**.

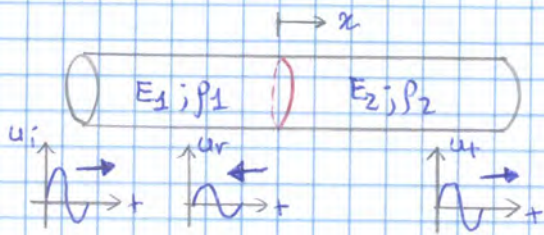
Inoltre, siccome la barra è libera di espandersi lateralmente, si nota che

→ la sezione compressa si dilata

→ la:

e questi stati si alternano.

Esiste così un effetto di Poisson che indica che la barra cambia anche di sezione.



Si consideri una barra in condizioni di espansione libera, costituita per un tratto dal materiale 1 e per l'altro tratto dal materiale 2.

Cosa succede quando l'onda, che si propaga nel mezzo 1, arriva all'interfaccia?

Come in precedenza, si ignora la sorgente e l'onda è un insieme di successivi stati di compressione e trazione che viaggiano sulla barra.

La perturbazione si propaga verso destra e rappresenta la **perturbazione incidente** u_i , ossia quella che altera le condizioni d'interfaccia.

Per studiare il comportamento all'interfaccia si assume che ci sia **CONGRUENZA NEL PUNTO DI CONTATTO**. In altri termini, le due porzioni di barra sono incollate e non compenetrano.

Si fa poi riferimento al **principio di Huygens**:

ogni sezione interessata dalla perturbazione può essere considerata come sorgente di una nuova perturbazione.

Infatti, siccome la sezione si sposta dalla propria posizione di equilibrio, essa altera le posizioni adiacenti e così trasferisce la perturbazione.

Quando la perturbazione altera la sezione d'interfaccia delle barre, questa genera una perturbazione u_t di ampiezza diversa, detta **perturbazione trasmessa**, nella II porzione della barra.

Inoltre, per effetto della perturbazione dell'equilibrio, si genera un'onda che viaggia indietro e torna nel I mezzo 1, detta **onda riflessa** u_r .

Qualitativamente, quando un'onda incontra un ostacolo, il comportamento dipende dal rapporto relativo delle rigidità dei mezzi (la rigidità rappresenta la resistenza opposta alla propagazione) e ci sono diverse quote di energia trasmessa e riflessa

→ passando a un materiale più rigido, grossa parte dell'energia è riflessa

→ passando a un materiale più deformabile, grossa parte dell'energia è trasmessa.

$$E_1(x=0; t) = E_2(x=0; t) \quad \text{Condizione di equilibrio} \quad (27)$$

Queste condizioni possono essere tradotte in termini di componenti d'onda.

$$\begin{aligned} \rightarrow \text{spostamento} \quad u_1(x=0; t) &= u_i(x=0; t) + u_r(x=0; t) = \\ &= u_t(x=0; t) = u_2(x=0; t) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \rightarrow \text{tensioni} \quad E_1(x=0; t) &= E_i(x=0; t) + E_r(x=0; t) = \\ &= E_t(x=0; t) = E_2(x=0; t) \end{aligned}$$

Si esplicitano le equazioni, usando le espressioni (23), (24) e (25).

\rightarrow spostamento

$$u_1(x=0; t) = A_i e^{i\omega t} + A_r e^{i\omega t} = A_t e^{i\omega t} = u_2(x=0; t)$$

$$\Rightarrow A_i + A_r = A_t \quad (28)$$

\rightarrow tensioni

$$\begin{aligned} E_1(x=0; t) &= E_1 \frac{\partial u_i}{\partial x} \Big|_{x=0; t} + E_1 \frac{\partial u_r}{\partial x} \Big|_{x=0; t} = \\ &= -E_1 k_1 A_i e^{i\omega t} + E_1 k_1 A_r e^{i\omega t} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} E_2(x=0; t) &= E_2 \frac{\partial u_t}{\partial x} \Big|_{x=0; t} = \\ &= -E_2 k_2 A_t e^{i\omega t} \end{aligned}$$

$$\Rightarrow -E_1 k_1 A_i e^{i\omega t} + E_1 k_1 A_r e^{i\omega t} = -E_2 k_2 A_t e^{i\omega t}$$

$$-E_1 k_1 A_i + E_1 k_1 A_r = -E_2 k_2 A_t \quad (29)$$

Si sfruttano le relazioni

$$E_i = \rho_i v_{bi}^2 \quad ($$

$$A_r = \frac{1-\alpha}{1+\alpha} A_i$$

$$A_r = \frac{1-\alpha}{1+\alpha} A_i \quad \text{Ampiezza dell'onda riflessa} \quad (33)$$

Sfruttando l'equazione (26), si ricava l'ampiezza dell'onda trasmessa.

$$\begin{aligned} A_t &= A_i + A_r = \\ &= A_i + \frac{1-\alpha}{1+\alpha} A_i = \frac{2}{1+\alpha} A_i \end{aligned}$$

$$A_t = \frac{2}{1+\alpha} A_i \quad \text{Ampiezza dell'onda trasmessa} \quad (34)$$

Un'espressione simile può essere scritta in termini di stati tensionali.

$$B_r = \frac{\alpha-1}{\alpha+1} B_i \quad (35)$$

$$B_t = \frac{2\alpha}{\alpha+1} B_i \quad (36)$$

Il parametro che governa il passaggio attraverso l'interfaccia è l'IMPEDENZA SPECIFICA.

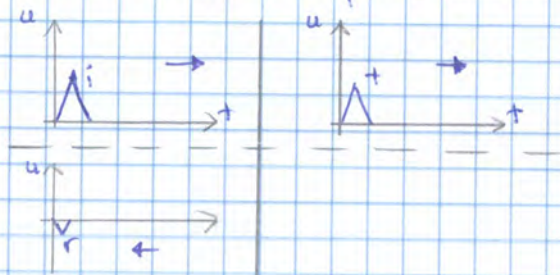
→ $\alpha > 1$ (PASSAGGIO DA UN MEZZO A MINORE IMPEDENZA A UNO A MAGGIORE IMPEDENZA)

Nel caso di $\alpha = 2$, si ottiene

$$A_r = -\frac{1}{3} A_i \quad A_t = \frac{2}{3} A_i$$

In questo caso, l'onda riflessa ha un'ampiezza inferiore ed è cambiata di segno, cioè uno spostamento positivo diventa negativo e viceversa.

L'onda trasmessa ha un'ampiezza inferiore e ha lo stesso segno.



↓
a livello di tensioni,
si ottiene

$$B_r = 1/3 B_i$$

$$B_t = 4/3 B_i$$

→ $\alpha = 0$ (ESTREMO LIBERO)

L'estremo libero corrisponde al passaggio da un materiale con una certa impedenza a un materiale a impedenza nulla e si ha

$$A_r = A_i$$

$$A_t = 2A_i$$



Da una parte, l'onda rimbalza e torna indietro uguale a se stessa.

Dall'altra parte, lo spostamento sull'estremo libero è pari a 2 volte lo spostamento all'interno. In questo caso, il valore A_t è solo lo spostamento dell'estremo e non c'è onda che si trasmette, non essendoci impedenza.

Lo spostamento è doppio perché, a un certo istante, arriva l'onda incidente con un certo spostamento. Allo stesso istante, interviene lo spostamento da parte dell'onda riflessa che è uguale. Pertanto, alla faccia estrema si ottiene 2 volte lo spostamento che si aveva rispetto all'onda incidente.

Questo aspetto è importante perché molte opere si trovano al piano campagna e li percepiscono uno spostamento molto maggiore rispetto a quanto accade nel terreno (lo stesso accade per velocità e accelerazioni), per effetto delle condizioni di estremo libero.

A livello di tensioni, si ha

$$E_r = -E_i$$

$$E_t = 0$$

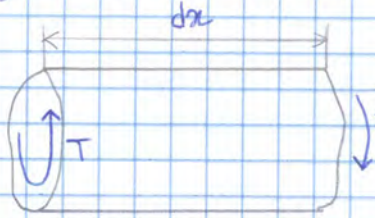
Nell'onda riflessa, l'onda di compressione diventa onda di trazione. Infatti, ad es. in un palo infisso occorre un'armatura in testa per la battitura.

Inoltre, l'altra tensione è nulla perché si è all'estremo libero.

In effetti, un altro modo per ricavare questi risultati corrisponde a scrivere le espressioni dell'onda incidente e riflessa e imporre la tensione E_t pari a 0.

Torsione

Nel caso di una sollecitazione di tipo torsionale, si impone la congruenza nella rotazione.



In particolare, si scrive l'equazione di equilibrio delle 2 coppie torcenti applicate ai 2 estremi di un conico di barra di lunghezza dx .

$$-T + \left(T + \frac{\partial T}{\partial x} dx \right) = \underbrace{\rho J dx}_{\text{Forza d'inerzia}} \frac{d^2 \vartheta}{dt^2} \quad (37)$$

La legge costitutiva che lega la variazione di torsione alla variazione di rotazione in campo elastico lineare presenta solo il modulo di taglio G poiché non avviene variazione di volume ma solo distorsione.

$$\partial T = JG \frac{\partial \vartheta}{\partial x} \quad (38)$$

Combinando le equazioni, si ottiene l'equazione del moto.

$$\frac{\partial^2 \vartheta}{\partial x^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \vartheta}{\partial t^2} \quad (39)$$

L'equazione è analoga al caso di sollecitazione assiale della barra e la velocità di propagazione è

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (40)$$

In questo caso, la propagazione dell'onda non è associata a una variazione di volume ma c'è solo distorsione.

→ rotore di un potenziale vettoriale.

$$\{u\} = \nabla \Phi + \nabla \wedge \{H\} \quad (45)$$

$$\{F\} = \nabla F + \nabla \wedge \{B\} \quad (46)$$

I vettori H e B sono potenziali vettoriali e rispettano la proprietà

$$\nabla \cdot \{H\} = 0 \quad \nabla \cdot \{B\} = 0 \quad \rightarrow \text{divergenza nulla}$$

Si sostituisce la decomposizione nell'equazione di Navier () e si ottiene

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Phi + \rho F - \rho \ddot{\Phi} \right] + \nabla \wedge \left(\mu \nabla^2 \{H\} + \rho \{B\} - \rho \ddot{\{H\}} \right) = 0 \quad (47)$$

In questa equazione, compaiono un gradiente e un rotore e la somma è nulla.

Perché l'equazione sia soddisfatta, è sufficiente annullare separatamente i due contributi

→ il primo contributo definisce le cosiddette **onde P**

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Phi = \rho \ddot{\Phi} \quad (48)$$

→ il secondo contributo definisce le cosiddette **onde S**

$$\mu \nabla^2 \{H\} = \rho \ddot{\{H\}} \quad (49)$$

Si può notare che queste equazioni sono simili a quelle viste nel moto monodimensionale.

$$E \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

In questo caso, però, l'argomento non è più uno spostamento bensì un potenziale

→ potenziale scalare, che è associato alla variazione volumetrica e, nella barra, corrisponde all'onda longitudinale.

→ potenziale vettoriale, che è associato a una distorsione di forma e, nella barra, corrisponde all'onda torsionale.

Sfruttando l'analogia con il caso monodimensionale, si possono ricavare le velocità di propagazione.

→ ONDA P

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{M}{\rho}} \quad (50)$$

La velocità di propagazione dell'onda che determina solo una variazione di volume in un mezzo 3D corrisponde alla velocità di un'onda longitudinale in una barra confinata.

Si fa riferimento al modulo elastico in condizioni confinate perché la propagazione avviene in un continuo e, se si isola una porzione, si troverà del materiale circostante che confina lateralmente.

→ ONDA S

Essa rappresenta l'onda di distorsione e questa viaggia alla stessa velocità di un'onda torsionale in una barra.

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (51)$$

Si può notare che, in qualunque caso

$$V_p > V_s$$

Onde piane

Lo studio avviene in condizione spaziale e la soluzione si lega a come si propaga l'onda.

Per descrivere le onde di volume, si può considerare la soluzione relativa alla propagazione di un'onda piana:



data la direzione \vec{n} di propagazione, TUTTI I PUNTI CHE GIACCONO SUI PIANI PERPENDICOLARI A \vec{n} HANNO LO STESSO SPOSTAMENTO.

In questa situazione, il potenziale ha un'espressione analoga alla soluzione di d'Alembert:

nel caso monodimensionale, la soluzione è del tipo

$$f(x - V_b t)$$

Relazioni tra le costanti

	λ, μ	G, ν	E, ν	K, G
λ	λ	$\frac{2G\nu}{1-2\nu}$	$\frac{\nu E}{(1+\nu)(1-2\nu)}$	$K - \frac{2}{3}G$
$\mu \equiv G$	μ	G	$\frac{E}{2(1+\nu)}$	G
K	$\frac{(3\lambda + 2\mu)}{3}$	$\frac{2G(1+\nu)}{3(1-2\nu)}$	$\frac{E}{3(1-2\nu)}$	K
E	$\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	$2(1+\nu)G$	E	$\frac{9KG}{3K+G}$
ν	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	ν	ν	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$

$$\lambda + 2\mu = \frac{1-\nu}{(1+\nu)(1-2\nu)} E = M \quad \uparrow$$

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{M}{\rho}}$$

Modulo Edometrico



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Polarizzazione delle onde S

Si è visto che le onde piane presentano lo stesso spostamento nei piani perpendicolari al vettore \vec{n} che definisce la direzione di propagazione.

Inoltre, le onde P definiscono uno spostamento solo parallelo alla direzione di propagazione, mentre le onde S determinano uno spostamento perpendicolare a tale direzione.

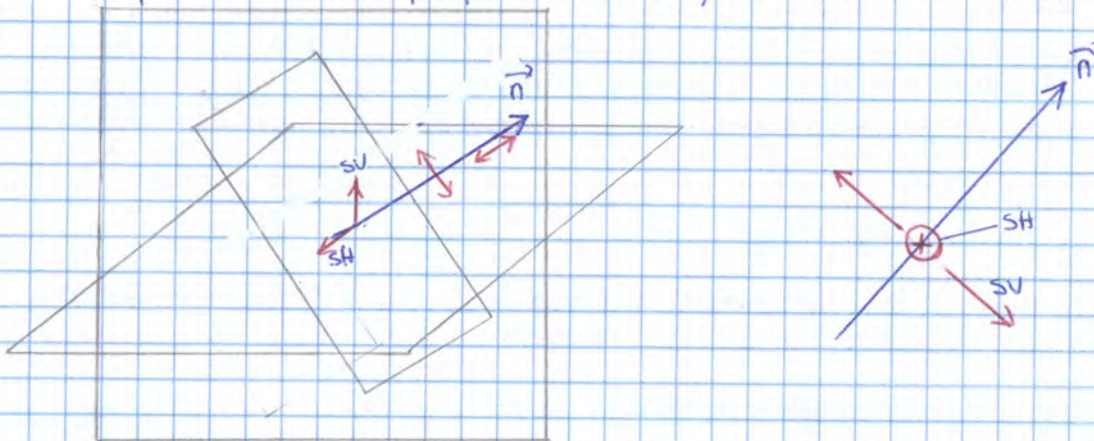
Pertanto, una volta definita la direzione \vec{n} , l'onda P definisce solo uno spostamento (che è parallelo a \vec{n} e dunque è ben definito). D'altra parte, l'onda S genera uno spostamento non definito perché questo è perpendicolare ma c'è ancora 1 grado di libertà, nel senso che il generico spostamento perpendicolare rispetto a \vec{n} può essere qualunque.

⇒ c'è difficoltà a descrivere lo spostamento associato all'onda S

Per descrivere tale spostamento, si può eseguire una proiezione su 2 piani perpendicolari

→ piano verticale in cui giace \vec{n}

→ piano a esso perpendicolare, che sarà orizzontale



In questo modo, lo spostamento associato all'onda S, che ha una generica direzione perpendicolare a \vec{n} , può essere scomposto in una componente sul piano verticale e in una componente sul piano orizzontale.

Così, lo spostamento associato all'onda S può essere visto come composizione di 2 spostamenti, detti

→ **onda S polarizzata nel piano verticale (sV)**, cioè l'onda S associata alla componente di spostamento polarizzata nel piano verticale

→ **onda S polarizzata nel piano orizzontale (SH)**, cioè l'onda S associata alla componente di spostamento polarizzata nel piano orizzontale.

Queste componenti partono insieme, cioè dalla stessa distorsione, ma la distorsione si produce in 2 piani.

In questo modo, lo spostamento associato all'onda P giace sul piano verticale, come anche quello dell'onda SV.

Lo spostamento associato all'onda SH giace sul piano orizzontale e ~~determina~~ giace dunque su un piano diverso.

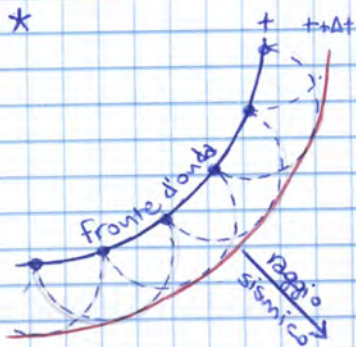
⇒ LE ONDE SV e P GIACCONO SULLO STESSO PIANO,
L'ONDA SH GIACE SU UN PIANO DIVERSO

Così, anche se viaggiano a velocità diverse, le onde SV e P possono essere accoppiate e interferirsi, visto che si trovano sullo stesso piano.

L'onda SH è invece disaccoppiata e indipendente dalle altre.

Comportamento delle onde di volume all'interfaccia

PREMESSA: propagazione delle onde



Ogni volta che si genera una perturbazione all'interno di un mezzo, si producono delle onde che viaggiano nel mezzo circostante e l'energia tende a ripartirsi in tutte le direzioni dello spazio.

Se il mezzo è omogeneo e isotropo, la propagazione avviene in maniera uguale in tutte le direzioni.

Si può definire il luogo dei punti più lontani raggiunti a un determinato istante dall'onda, detto **fronte d'onda**. In questo caso, il fronte d'onda è sferico.

Per il principio di Huygens, quando un punto è perturbato, quel punto può essere considerato come una sorgente.

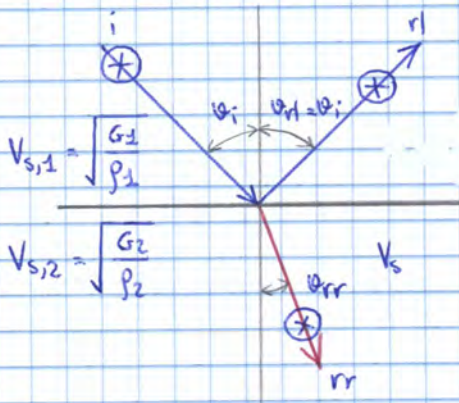
Pertanto, tutti i punti sul fronte d'onda (che sono perturbati) diventano delle sorgenti e, all'istante successivo, si crea un nuovo fronte d'onda che rappresenta il nuovo limite raggiunto dall'onda che si sta propagando.

Si definisce poi il **raggio sismico** come la direzione localmente perpendicolare al fronte d'onda e rappresenta la direzione lungo cui l'onda si propaga localmente.

$$\vartheta_{rr} = \arcsin \left(\frac{V_2}{V_1} \sin \vartheta_i \right) \quad (55)$$

Nel caso delle onde sismiche, esistono diverse tipologie di onde e dunque è possibile che all'interfaccia avvenga la conversione tra un tipo di onda e un altro.

→ ONDE SH



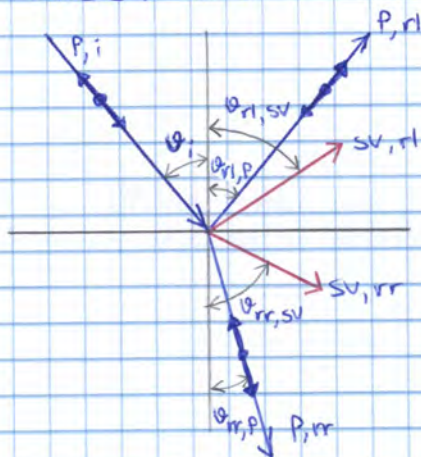
Data la direzione di propagazione, l'onda di taglio polarizzata nel piano orizzontale presenta una direzione in cui avviene lo spostamento perpendicolare al piano del foglio. Per il principio di Huygens, nel punto di incidenza si genera una perturbazione perpendicolare al piano del foglio e, come onda riflessa, si genera solo una vibrazione perpendicolare al piano del foglio. Lo stesso vale per l'onda rifratta.

⇒ L'ONDA RIFLESSA E L'ONDA RIFRATA SONO ONDE SH

In termini di legge di Snell, governa la velocità dell'onda di taglio (legata al modulo di taglio G) e l'angolo dell'onda rifratta è

$$\vartheta_{rr} = \arcsin \left(\frac{V_{s,2}}{V_{s,1}} \sin \vartheta_i \right)$$

→ ONDE P E SV



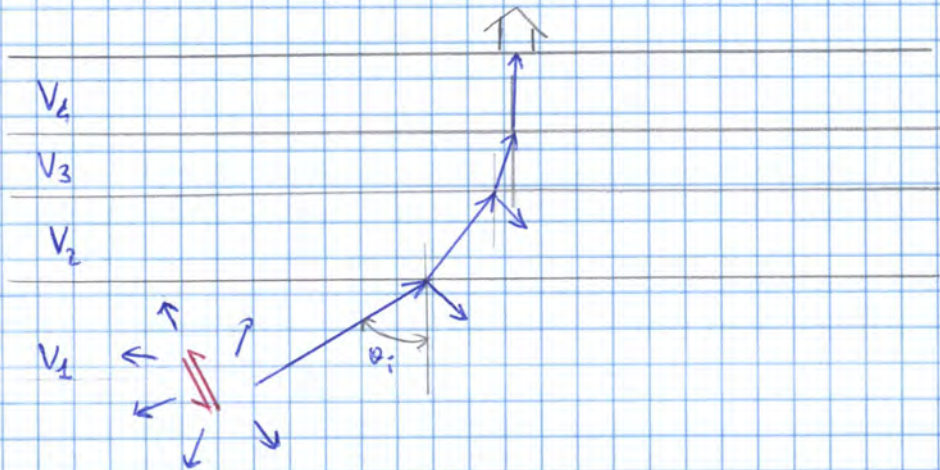
Si consideri ad es. un'onda P, in cui la direzione dello spostamento coincide con la direzione di propagazione. Per il principio di Huygens, all'interfaccia il punto diventa una sorgente e quel punto subisce una distorsione che avviene in una direzione che giace nel piano del foglio. In altri termini, sicuramente si generano delle onde P riflesse e rifratte. D'altra parte, la congruenza non è garantita solo da queste componenti, visto che agiscono su diverse direzioni.

Siccome si è sul piano, non è detto che la distorsione generi solo una variazione di volume, visto che il fronte d'onda non arriva perpendicolare all'interfaccia. Nasce così anche una deformazione di taglio, che induce lo sviluppo di onde S che determinano lo spostamento in una direzione che

Per questo motivo, nel ricevitore le componenti di moto che si registrano hanno un'interpretazione precisa.

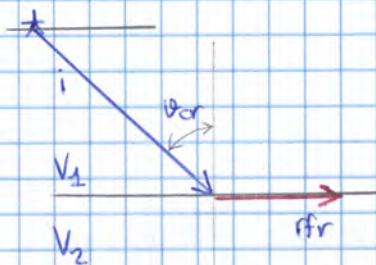
→ la componente sussultoria è legata principalmente alle onde P perché questa produce un moto parallelo alla direzione di propagazione, che è verticale.

→ la componente oscillatoria è legata principalmente alle onde S perché questa produce un moto perpendicolare alla direzione di propagazione, che è verticale.



CASO PARTICOLARE: rifrazione critica

Esso è un caso particolare importante nella caratterizzazione.



Si immagini di generare un'onda su uno strato superficiale.

Esiste un particolare valore dell'angolo di incidenza per il quale l'onda rifratta viaggia sull'interfaccia tra i due mezzi (se $v_2 > v_1$) con una velocità pari a quella nel mezzo 2 perché, per il principio di Fermat, l'onda deve impiegare il minor tempo possibile a percorrere la distanza.

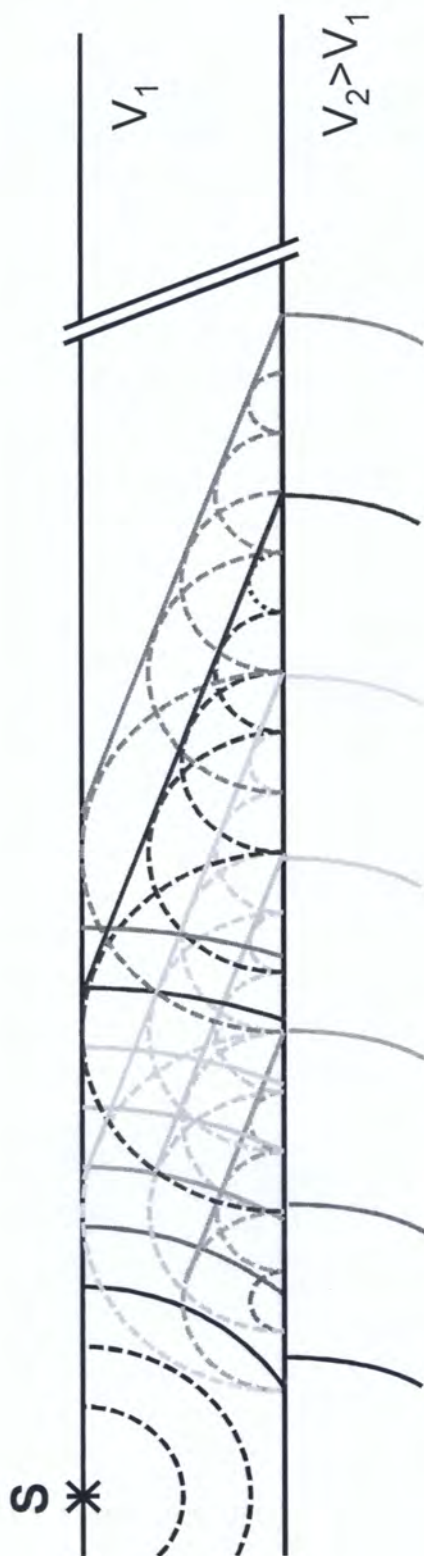
Questa condizione è la **condizione critica** (o rifrazione critica):

in questa situazione, si sviluppa un'onda riflessa e l'onda rifratta viaggia sull'interfaccia.

Tale condizione si realizza quando, secondo la legge di Snell, vale

$$\frac{\sin \theta_{cr}}{v_1} = \frac{\sin 90^\circ}{v_2} = \frac{1}{v_2} \quad (53)$$

Rifrazione Critica: Head Wave



POLITECNICO
DI TORINO



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

definita dall'angolo critico, per la legge di Snell.

In part

In particolare, in ogni istante un punto sempre più in avanti è eccitato e, se si fa un'istantanea, dopo aver eccitato un numero di punti la perturbazione viaggia nel mezzo 1 di una certa quantità e si genera un nuovo fronte d'onda.

Questo prende il nome di **onda di testa** (Head Wave) ed è un'onda associata alla rifrazione critica.

Pertanto, al ricevitore B possono giungere 3 componenti

→ onda diretta

→ onda riflessa

→ onda di testa (se $v_1 < v_2$)

Queste sono 3 perturbazioni generate dallo stesso sistema allo stesso istante ma, siccome seguono percorsi diversi, arrivano a istanti diversi.

In particolare, l'onda diretta percorre una distanza d_1

D'altra parte, l'onda rifratta percorre una distanza maggiore, che però si costituisce di 2 tratti percorsi a velocità v_1 e 1 tratto percorso a velocità $v_2 > v_1$.

⇒ l'istante di arrivo dell'onda rifratta dipende dall'estensione del tratto percorso a velocità v_2

→ se il ricevitore è vicino alla sorgente, l'onda diretta arriva per prima

→ se il ricevitore è lontano dalla sorgente, l'onda rifratta criticamente arriva per prima.

↳ ovviamente, l'onda rifratta criticamente interessa la superficie solo dalla distanza corrispondente a θ_{crit}

Esiste così un punto, detto **punto critico**, tale che prima di esso arriva per prima l'onda diretta, mentre oltre questo punto arriva per prima l'onda rifratta criticamente.

$$\gamma = \frac{V_s}{V_p}$$

Risolvendo l'equazione, si trova il valore di k , che si nota essere dipendente solo dal rapporto di Poisson ν

$$k = \frac{0,87 + 1,12\nu}{1 + 2\nu}$$

Applicando il range di variazione del coefficiente di Poisson per i terreni

$$0 < \nu < 0,5$$

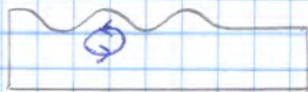
Si trova il range di variazione del rapporto di velocità:

$$0,87 < \frac{V_R}{V_S} < 0,96$$

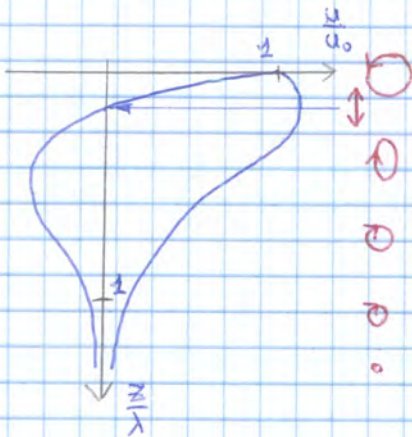
Si può notare che l'onda di superficie che si genera per la presenza della superficie libera viaggia con una velocità di poco inferiore alla velocità delle onde S nello stesso mezzo.

$$V_R < V_S$$

Passando allo SPOSTAMENTO INDOTTO, questo giace nello stesso piano della propagazione ma non è né parallelo né perpendicolare alla direzione di propagazione.



Infatti, il moto è la COMPOSIZIONE DEL MOVIMENTO INDOTTO DALLE ONDE P E DALLE ONDE SV e il moto avviene secondo delle ellissi che invertono il segno a una certa profondità. Di conseguenza, queste onde non generano più una pura distorsione o variazione di volume.



In particolare, la componente di spostamento verticale è massima vicino alla superficie e si riduce con la profondità.

La componente orizzontale, invece, cambia di segno (nel punto di zero, esiste solo uno spostamento verticale) e il verso di rotazione cambia.

Con la profondità, l'ellisse è sempre più ridotta e, se si normalizza la profondità z rispetto alla lunghezza d'onda λ dell'onda armonica di Rayleigh, data da

$$\lambda = \frac{V_R}{f}$$

si scopre che, a circa 1 volta λ , non si risentono praticamente più gli effetti di propagazione dell'onda di Rayleigh.

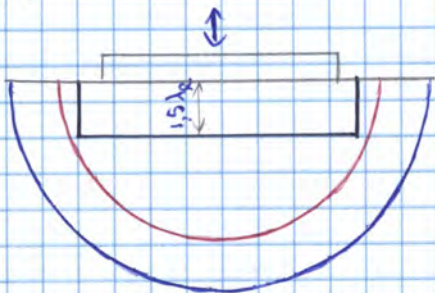
$$z_{\max} = \lambda \quad (\text{al massimo, } 1,5\lambda)$$

È chiaro che l'estensione della zona in cui viaggia l'onda di Rayleigh dipende dalla FREQUENZA

→ ONDE AD ALTA FREQUENZA (bassa λ) VIAGGIANO IN SUPERFICIE

→ ONDE A BASSA FREQUENZA (alta λ) VIAGGIANO PIÙ IN PROFONDITÀ.

Es.



Si immagina una fondazione, attraverso la quale si applica un carico vibrante e si eccita il sistema.

In questo modo, nel suolo si generano onde P, onde S e onde di Rayleigh.

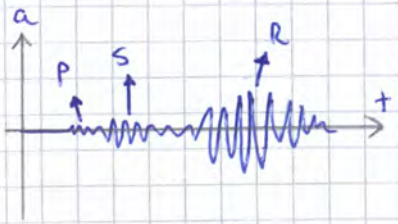
Le onde P sono le più veloci e così, se si considera un'istantanea ed dopo poco tempo dall'immissione dell'energia all'interno del sistema, queste onde hanno un fronte d'onda avanzato e semisferico, visto che partono da una sorgente puntuale e si propagano in tutte le direzioni.

Le onde S si propagano anche esse in tutte le direzioni e sono più lente, perciò il fronte d'onda è arretrato.

Il fronte d'onda delle onde di Rayleigh non è più una semisferica perché queste onde non viaggiano indifferentemente in tutte le direzioni, bensì si propagano su una porzione limitata vicino alla superficie.

Pertanto, la propagazione avviene in tutte le direzioni entro una certa profondità e il fronte d'onda è un cilindro ed è leggermente arretrato rispetto alle onde S.

Si come l'attenuazione è diversa, man mano che ci si allontana dalla sorgente, il contenuto di energia delle onde di RAYLEIGH È MAGGIORE RISPETTO AL CONTENUTO DELLE ONDE DI VOLUME.



Questo è evidente negli accelerogrammi delle registrazioni telesismiche (10^3 km), in cui la componente associata alle onde di Rayleigh è prevalente e, infatti, per grandi distanze, la magnitudine è calcolata sulla base di tale componente.

Questo aspetto è importante per la caratterizzazione perché, a grandi distanze, si può considerare la componente di Rayleigh.

Si nota poi, sempre nell'esperimento della fondazione, che il 60% dell'energia è immessa sotto forma di onde di Rayleigh.

In conclusione, ci sono 2 effetti

- applicando un impulso in superficie, gran parte dell'energia è immessa sotto forma di onde di Rayleigh.
- le onde di Rayleigh smorzano poco e possono essere apprezzate a grandi distanze.

3 Onde di Love

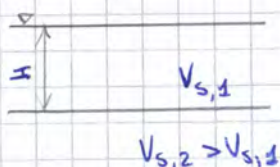
Esse rappresentano le onde di superficie generata dalla componente delle onde polarizzate nel piano orizzontale SH.

Le onde di Love sussistono quando sono soddisfatte due condizioni di esistenza.

- presenza di SUPERFICIE LIBERA che, in termini matematici, si traduce nell'annullamento delle tensioni (tensioni tangenziali nella direzione perpendicolare alla direzione di propagazione) in tale posizione.

$$\{\tau\} - \{n\} = 0, \quad z = 0$$

- presenza di uno strato rigido al di sotto di uno strato deformabile in superficie.



All'interfaccia, si impongono pari equilibrio e congruenza relativamente alle tensioni e spostamenti al di fuori del piano del foglio.

Si come esiste una relazione tra velocità di propagazione e frequenza, si parla di **onda dispersiva**.
In particolare, questo è un caso di "dispersività geometrica" poiché questo comportamento si lega alla geometria del sistema (spessore dello strato superficiale).

OSSERVAZIONE : sulla base di questo ragionamento, anche **le onde di Rayleigh sono onde dispersive in presenza di mezzi stratificati** perché, al variare della lunghezza d'onda, varia la profondità di interesse e di conseguenza varia anche la velocità.

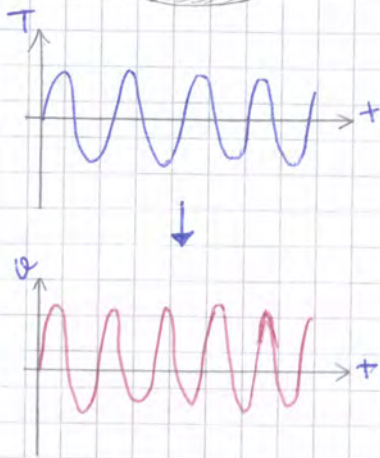
La differenza è che l'onda di Love è sempre dispersiva perché esiste solo in mezzi stratificati, mentre l'onda di Rayleigh può esistere anche in mezzi omogenei.

Prova di taglio - torsione ciclica

PRINCIPIO: questa prova prevede di indurre una sollecitazione di TAGLIO PURO (e' migliore rispetto alla prova triassiale ciclica).



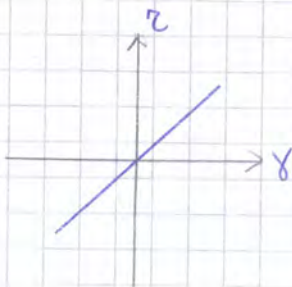
La base sottostante è fissata a un supporto mentre la base sovrastante del campione è sollecitata con una torsione ciclica nel tempo, secondo una determinata frequenza. Si studia la risposta del materiale.



All'interno del campione nasce una sollecitazione di taglio e una deformazione. In un campione cilindrico pieno, gli sforzi di taglio non sono omogenei, poiché sono inferiori nella parte centrale e superiori nella parte laterale. Per avere una maggiore omogeneità, si potrebbe usare un campione cavo, in cui le tensioni tangenziali sono applicate solo sulla circonferenza anulare e sono più uniformi. D'altra parte, il loro confezionamento è difficoltoso e si usano così campioni cilindrici pieni, in genere.

All'interno della prova, si valutano le distorsioni angolari del provino, conseguenti alla torsione applicata.

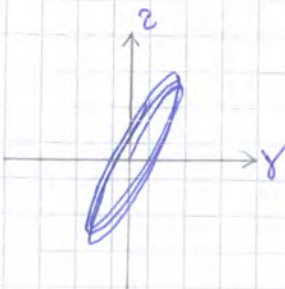
Da qui è possibile studiare il legame sforzo - deformazione del materiale che costituisce il provino.



Se il materiale fosse elastico-lineare, il rapporto tensioni - deformazioni sarebbe lineare

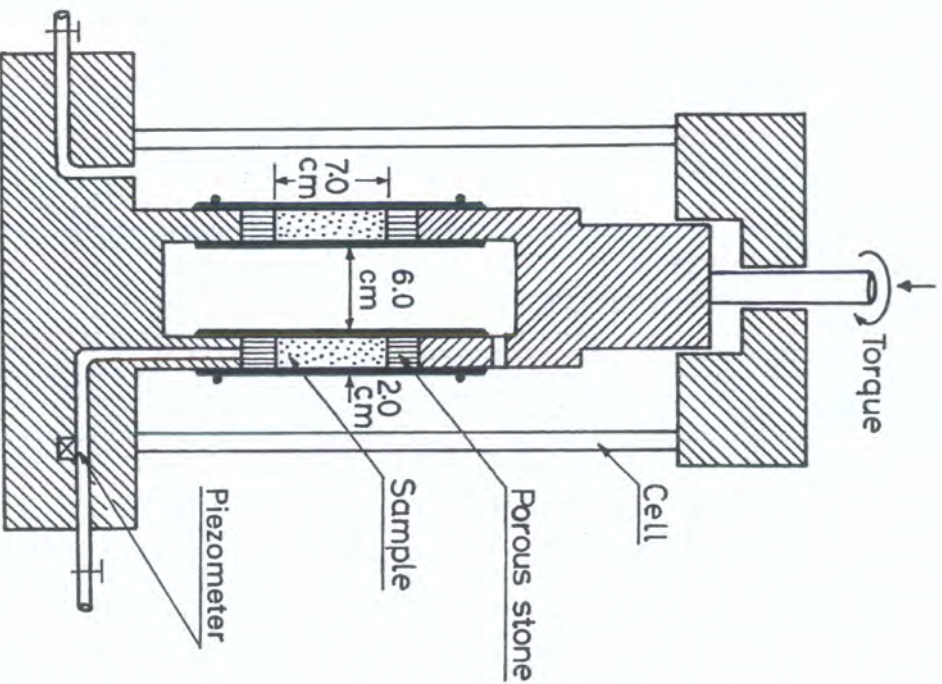
$$\tau = G\gamma$$

e, durante i cicli, ci si muoverebbe lungo una retta.

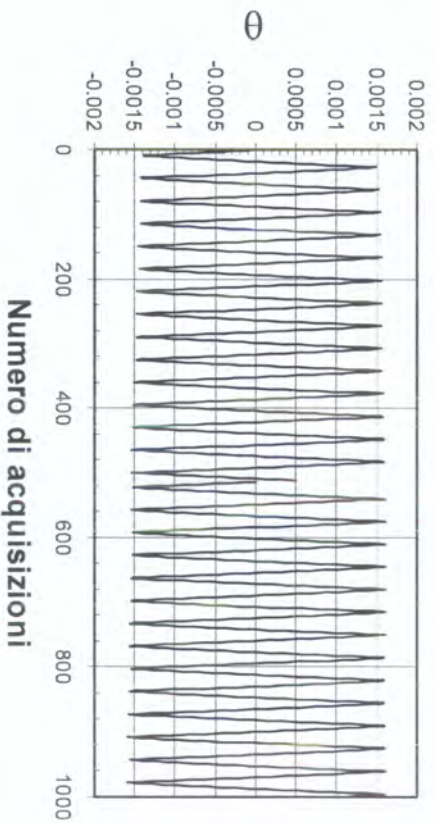


Nella realtà, se si imposta una prova a controllo di carico (il ciclo ha una certa ampiezza della sollecitazione di taglio e oscilla tra due valori di carico) e si comincia a caricare il campione inizialmente scarico, la deformazione cresce in modo non lineare e, allo scarico, la curva seguita è diversa.

Comportamento sforzi deformazioni



Taglio torsionale ciclico:
Applicando una coppia torcente ciclica e valutando le conseguenti distorsioni angolari del provino è possibile valutare il comportamento sforzi deformazioni in condizioni cicliche



Prova in controllo di deformazioni

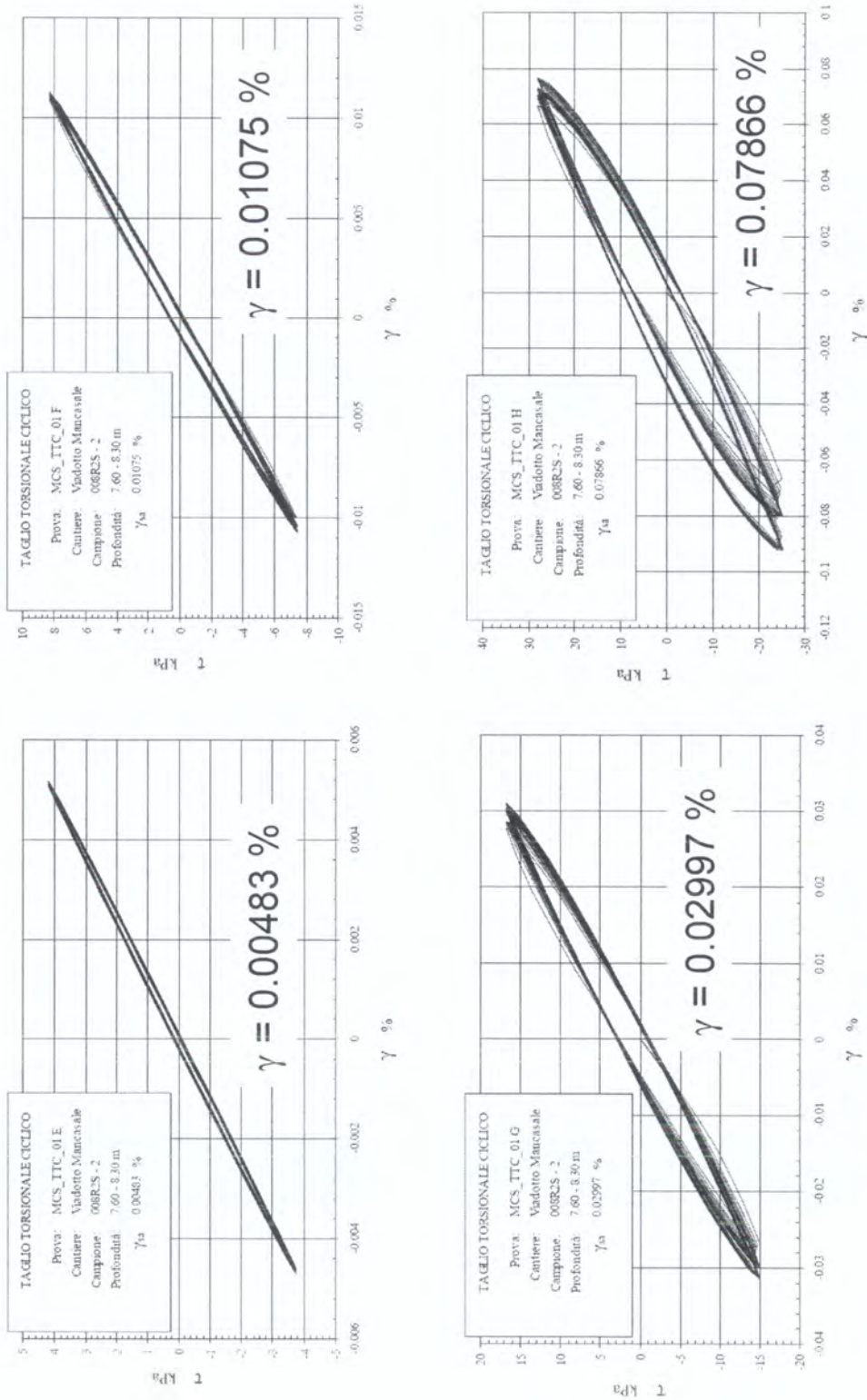


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

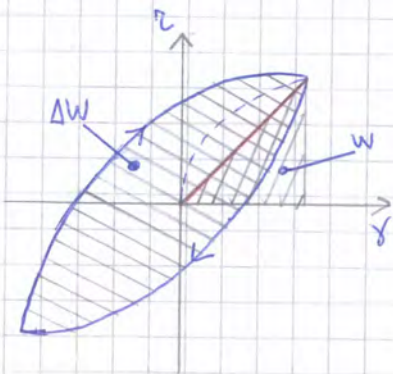
Taglio torsionale ciclico: medie deformazioni



VALUTAZIONE DELLE GRANDEZZE

I tre aspetti legati al comportamento reale dei terreni (riduzione della rigidità, dissipazione dell'energia e influenza del numero dei cicli) possono essere quantificati.

→ **dissipazione di energia**, quantificata dall'area racchiusa dal ciclo di isteresi e si lega al livello deformativo raggiunto.



La dissipazione è espressa mediante il **rapporto di smorzamento** D , che è il rapporto tra l'energia dissipata in un ciclo e la massima energia elastica accumulata durante il ciclo (l'area triangolare - dipende dalla deformazione di picco).

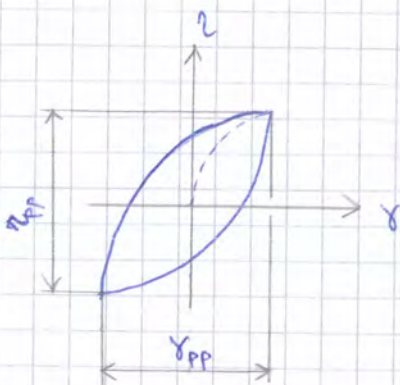
$$D(w) = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W(w)}{W(w)}$$

Si come l'energia dissipata è maggiore all'aumentare dell'ampiezza del ciclo e, nel rapporto di smorzamento, questa è normalizzata,

→ $D \rightarrow 0$ per piccole deformazioni

→ D è più grande all'aumentare del livello deformativo perché il ciclo è più esteso.

→ **variazione di rigidità**, corrispondente alla variazione della pendenza media al variare del livello deformativo.



La rigidità è espressa considerando il modulo di taglio che rappresenta la pendenza media del ciclo di carico-scarico.

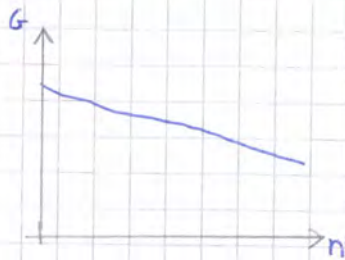
$$G = \frac{z_{PP}}{y_{PP}}$$

z_{PP} = distanza tra i valori di picco di tensione

y_{PP} = distanza tra i valori di picco di deformazione

Questa definizione, rispetto alla curva di carico seguita in condizioni statiche, corrisponde alla definizione di modulo secante. In altri termini, in un ciclo si assimila il comportamento a uno elastico-lineare con rigidità data dal modulo secante al livello deformativo raggiunto.

→ degradazione ciclica



All' aumentare del numero di cicli, avviene una variazione nella pendenza e dunque nella rigidità.

La variazione è forte nei primi cicli e poi il valore si assesta a un certo livello e non c'è più influenza per un elevato numero di cicli.

In questo senso, la degradazione ciclica è variabile e dipende dal livello deformativo.

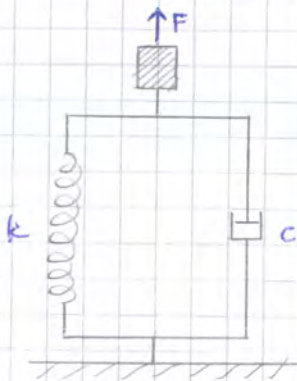
Nella realtà, la variazione di rigidità dovuta a degradazione ciclica è limitata rispetto alla variazione dovuta al livello deformativo e, per questo, LA DEGRADAZIONE CICLICA È TRASCURATA nella descrizione del comportamento dei materiali.

MODELLO COSTITUTIVO DEL TERRENO

Alla luce di quanto visto sul comportamento del terreno, il modello costitutivo adottato nella descrizione della propagazione delle onde (modello elastico lineare) è poco soddisfacente in quanto non permette di tenere conto della dissipazione di energia, che è importante a causa dell'elevata distanza dalla sorgente, con conseguente sovrastima degli effetti.

Si come questo approccio porta a risultati troppo cautelativi, si introduce un nuovo legame costitutivo semplice che permetta di riprodurre i comportamenti visti nei cicli di carico e scarico.

Invece di costruire un modello complesso, preso in riferimento un livello deformativo, si può usare una formulazione elastica con un valore operativo di modulo elastico.



Per tenere conto della dissipazione, si introduce un **modello visco-elastico**.

Questo, nel discreto, presenta due componenti

→ molla, che rappresenta la parte elastica-lineare

→ pistone, che rappresenta la parte viscosa

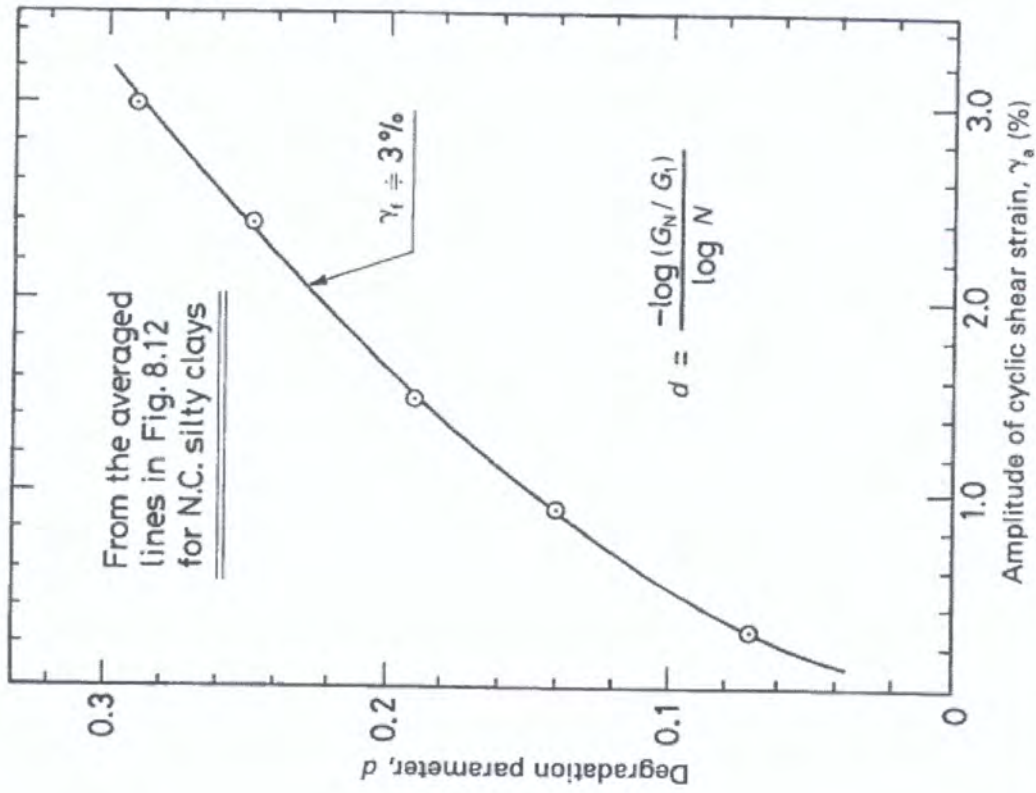
e queste componenti sono accoppiate.

La variazione dello stato tensionale per effetto della deformazione è rappresentata da una forza che nasce da uno spostamento per effetto della rigidità della molla e il pistone dà luogo alla dissipazione di energia.

Degradazione ciclica

$$\delta_G = \frac{G(N)}{G(1)} = N^{-d}$$

A parità di numero di cicli, la degradazione ciclica cresce al crescere della deformazione di taglio



(Ishihara, 1996)



POLITECNICO
DI TORINO

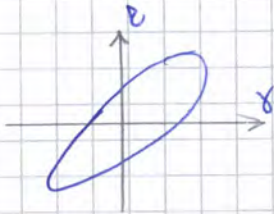
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Passando al continuo, si ottiene una nuova legge costitutiva (riferita alle onde di taglio).

$$\tau = G\gamma + \eta\dot{\gamma}$$

Legge costitutiva visco-elastica



La legge si costituisce di una componente elastico-lineare e di una componente dipendente dalla velocità, intesa come velocità di deformazione. Questo modello permette però di rappresentare un' approssimazione accettabile dei cicli di isteresi.

Per valutare la propagazione delle onde in un mezzo visco-elastico lineare, bisognerebbe ricostruire il sistema di equazioni differenziali che governano il problema, applicando il nuovo legame costitutivo e trovando la nuova soluzione (ora dipendente dalla componente viscosa).

In realtà, è possibile evitare il ricalcolo della soluzione usando il **teorema di reciprocità**:

data la soluzione elastica del problema, la soluzione visco-elastica del problema corrisponde alla soluzione elastica andando a sostituire al modulo ~~eta~~ di taglio reale un modulo complesso che contiene dei coefficienti che definiscono la viscosità,

$$G^* = G(1 + i2D)$$

Così, dalla soluzione elastica lineare, si ricava la soluzione visco-elastica lineare e la velocità di propagazione.

$$\begin{aligned} V_s^* &= \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \\ &= \sqrt{\frac{G(1+i2D)}{\rho}} = \\ &= \sqrt{\frac{G}{\rho}} \cdot \sqrt{1+i2D} = \\ &= V_s \cdot \sqrt{1+i2D} \end{aligned}$$

Assumendo che lo smorzamento sia trascurabile, si ottiene

$$V_s^* = V_s \cdot (1 + iD)$$

$$\Rightarrow \sqrt{1+x} \approx 1 + \frac{x}{2}, x \rightarrow 0$$

Si ottiene così

$$u(x;t) = u_0 e^{-\alpha_s x} e^{i\omega \left(t - \frac{x}{v_s}\right)}$$

$$u(x;t) = u_0 e^{-\alpha_s x} e^{i\omega \left(t - \frac{x}{v_s}\right)}$$

L'espressione è simile al caso elastico lineare, ma ora interviene un esponenziale negativo legato alla distanza x dalla sorgente per il quale, allontanandosi dalla sorgente, l'onda si attenua e si riduce in ampiezza. Questa attenuazione non è più di tipo geometrico, legata all'espansione del fronte d'onda, bensì alla dissipazione energetica da parte del materiale, e si parla di **attenuazione intrinseca**.

↳ "intrinseca" perché è dovuta al materiale, che dissipa nei cicli di carico e scarico

Il termine di smorzamento, essendo legato al parametro

$$\alpha_s = \frac{D\omega}{v_s}$$

dipende da 3 grandezze.

→ **FREQUENZA**: all'aumentare della frequenza, l'attenuazione intrinseca è maggiore. Infatti, nelle registrazioni, non si rilevano componenti ad alta frequenza perché queste si attenuano ad alte distanze. Per la stessa ragione, lo spettro di risposta ad alte frequenze è governato dai sismi vicini perché tale componente per i sismi lontani è dissipata.

→ **DISSIPAZIONE**: il termine D quantifica la capacità del materiale di dissipare energia e, all'aumentare di essa, l'attenuazione è più rapida man mano che ci si allontana dalla sorgente.

→ **VELOCITÀ DELLE ONDE DI TAGLIO**:

in un mezzo rigido, dove la velocità delle onde S è elevata, la dissipazione di energia è minore e l'attenuazione di energia all'allontanarsi dalla sorgente è meno importante, mentre è marcata nei materiali deformabili.

All'insorgere delle deformazioni plastiche, avviene un accoppiamento tra i vari termini e a una distorsione corrisponde anche una variazione di volume.

Siccome la prova di taglio-torsione avviene in condizioni di drenaggio chiuso, che significa

$$\varepsilon_v = 0$$

allora in presenza di deformazioni plastiche, insorgono delle SOVRAPRESSIONI INTERSTIZIALI:

finò applicando la sollecitazione di taglio, fino a quando la risposta è assimilabile a quella di un materiale elastico, a questa corrisponde una deformazione di taglio e non c'è deformazione volumetrica.

Passando alla zona a comportamento plastico, per effetto di una sollecitazione di taglio ci si aspetta anche una deformazione volumetrica.

Siccome il drenaggio è chiuso, il fluido interstiziale non può allontanarsi ed è incompressibile e così non può avvenire deformazione di volume. In questo modo, nasce una sovrappressione interstiziale.

↳ il fluido impedisce la deformazione di volume per effetto della deformazione dello scheletro solido e, per impedirlo, cresce la pressione interstiziale.

Così, a un certo punto, per effetto dell'accoppiamento, in condizioni non drenate inizia a crescere la sovrappressione interstiziale (questo porta poi ai fenomeni di liquefazione).

Il passaggio tra la zona a sovrappressioni nulle (non c'è innesco di variazione di volume) e la zona a sovrappressioni crescenti, corrisponde al punto dal quale le deformazioni plastiche diventano importanti, e un passaggio netto e corrisponde alla **soglia volumetrica** sv.

La soglia volumetrica corrisponde al passaggio tra comportamento elastico non lineare a un comportamento marcatamente plastico.

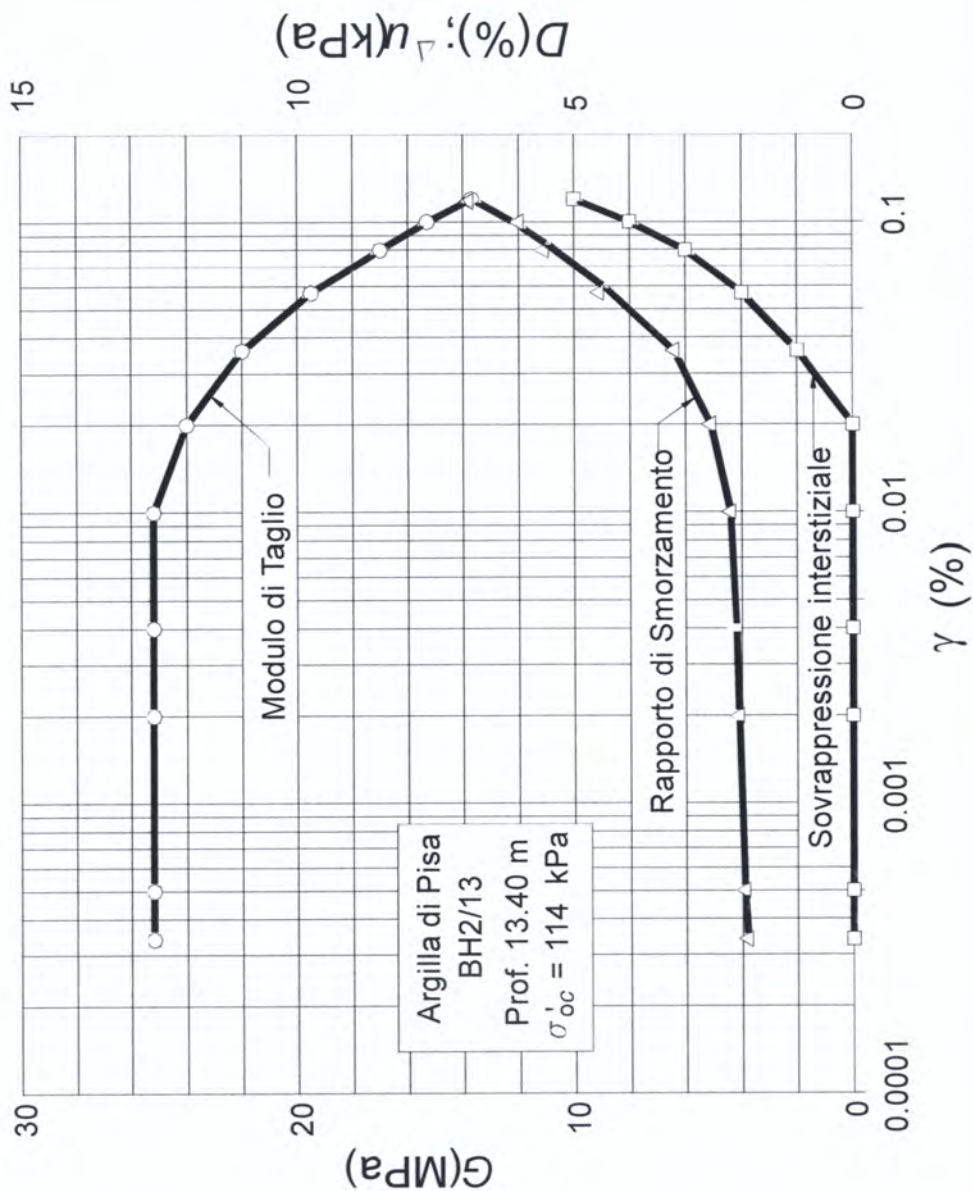
Le soglie sono caratteristiche dei singoli materiali

→ SOGLIA VOLUMETRICA:

per le sabbie, in media la soglia si assesta a

$$\gamma_v = 10^{-2} \% = 10^{-4}$$

Modulo G e Smorzamento D



(da Lancellotta e Pepe, 1990)



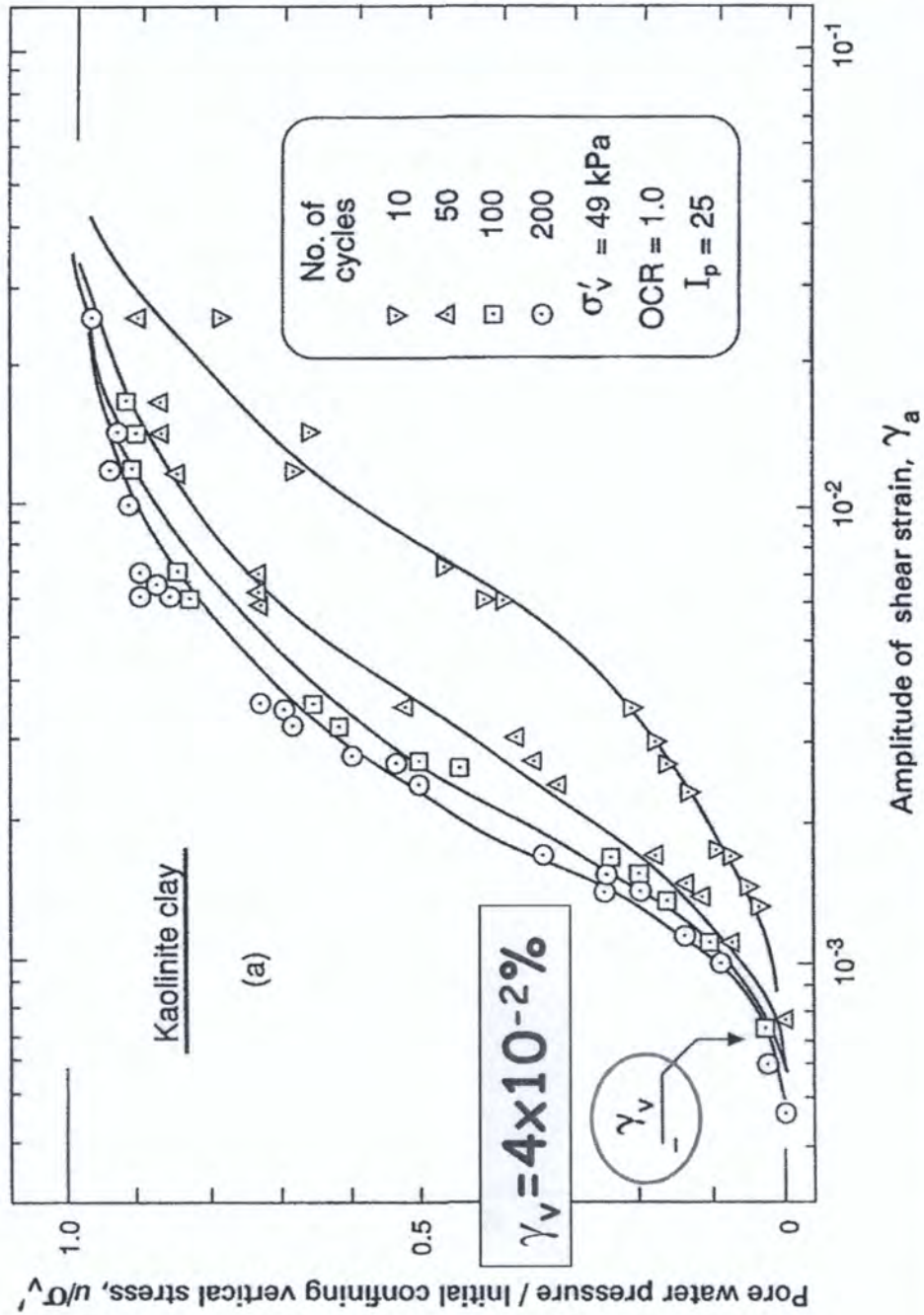
POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Soglia di deformazione volumetrica γ_v

Argilla (caolinite)



POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Threshold Strain Values (Valori di Soglia) (Vučetic, 1994)

Praticamente relazione
sforzi deformazioni lineare.
Poca dissipazione

lineare

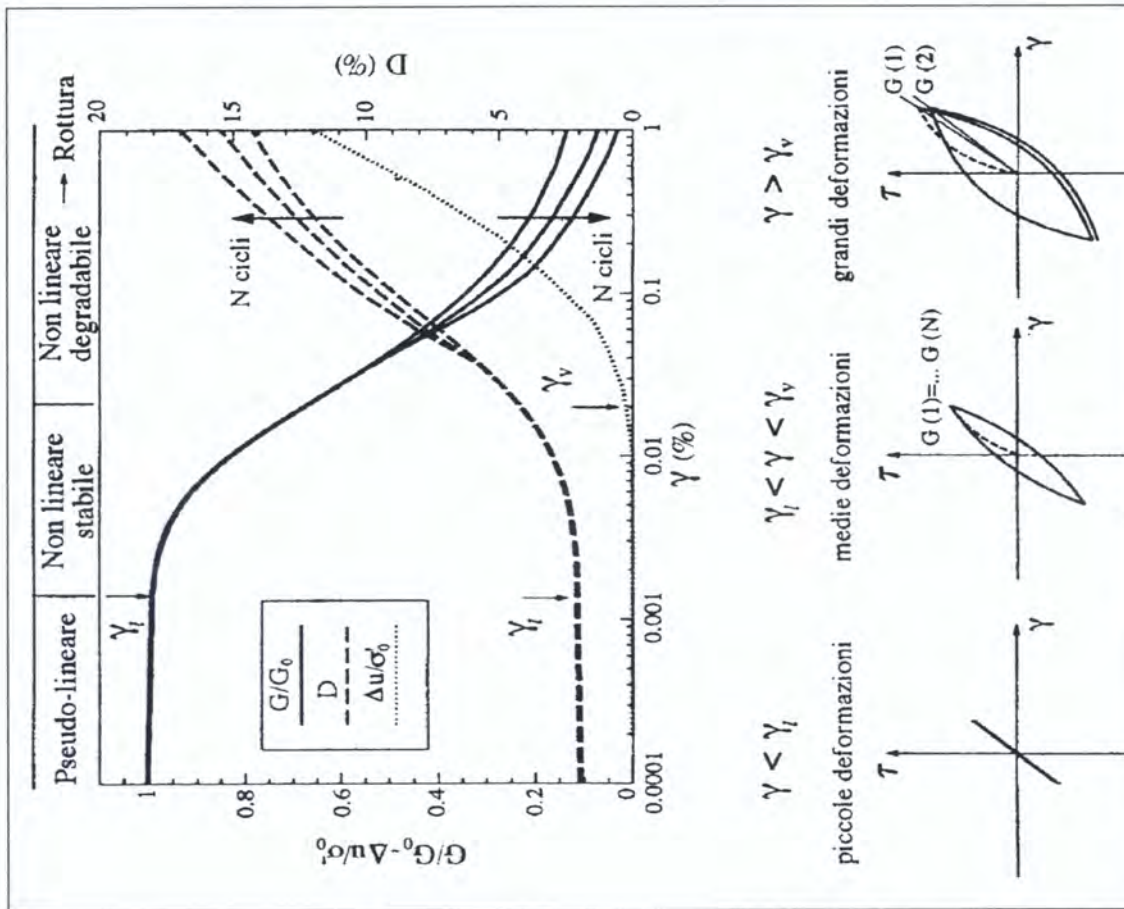
$$\gamma_t^l$$

Comportamento non lineare.
Poca influenza del numero di
cicli (risposta stabile).
Deformazioni plastiche
limitate.

$$\gamma_t^v$$

volumetrica

Grandi deformazioni
plastiche (deformazioni
volumetriche permanenti e
accumulo sovrappressione
interstiziale). Cicli non più
stabili (Degradazione).

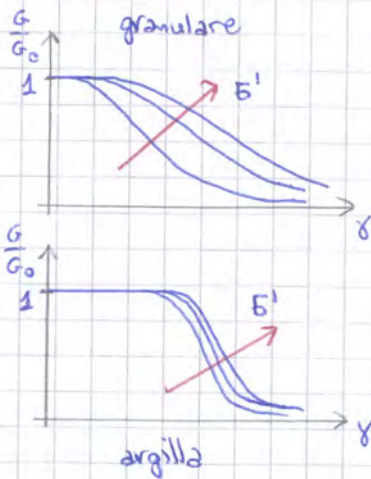


(Lanzo e Silvestri, 1999)



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica



curva di G è più alta), la soglia di linearità si sposta verso destra perché le particelle hanno meno libertà di muoversi e, per lo stesso motivo, la dissipazione è minore (l'attrito si esplica di meno).

Invece, nelle argille, il confinamento ha un ruolo minore perché il meccanismo prevalente nella variazione del modulo e della dissipazione è legato ai legami chimici interparticellari (e non all'attrito).

D'altra parte, bisogna tenere in conto anche l'effetto del numero di cicli.

Come è poi possibile definire la rigidità iniziale G_0 ?

Nel caso di MATERIALI A GRANA GROSSA, la rigidità iniziale è fortemente dipendente dallo stato del materiale, ossia

- livello tensionale p' , che si traduce in confinamento e minor possibilità di moto delle particelle.
- indice dei vuoti e perché un impacchettamento delle particelle maggiore si traduce in una maggiore rigidità.
- tipo di materiale (mineralogia), espresso da un parametro adimensionale detto numero del modulo m_G .

$$\frac{G_0}{p_{av}} = m_G \left(\frac{p'}{p_{av}} \right)^n F(e) \quad \text{Modulo di taglio iniziale per materiali a grana grossa}$$

In letteratura, esistono più modalità per calcolare il termine $F(e)$.

$$F(e) = \frac{(2,17 - e)^2}{1 + e} \quad \text{Hardin e Richard}$$

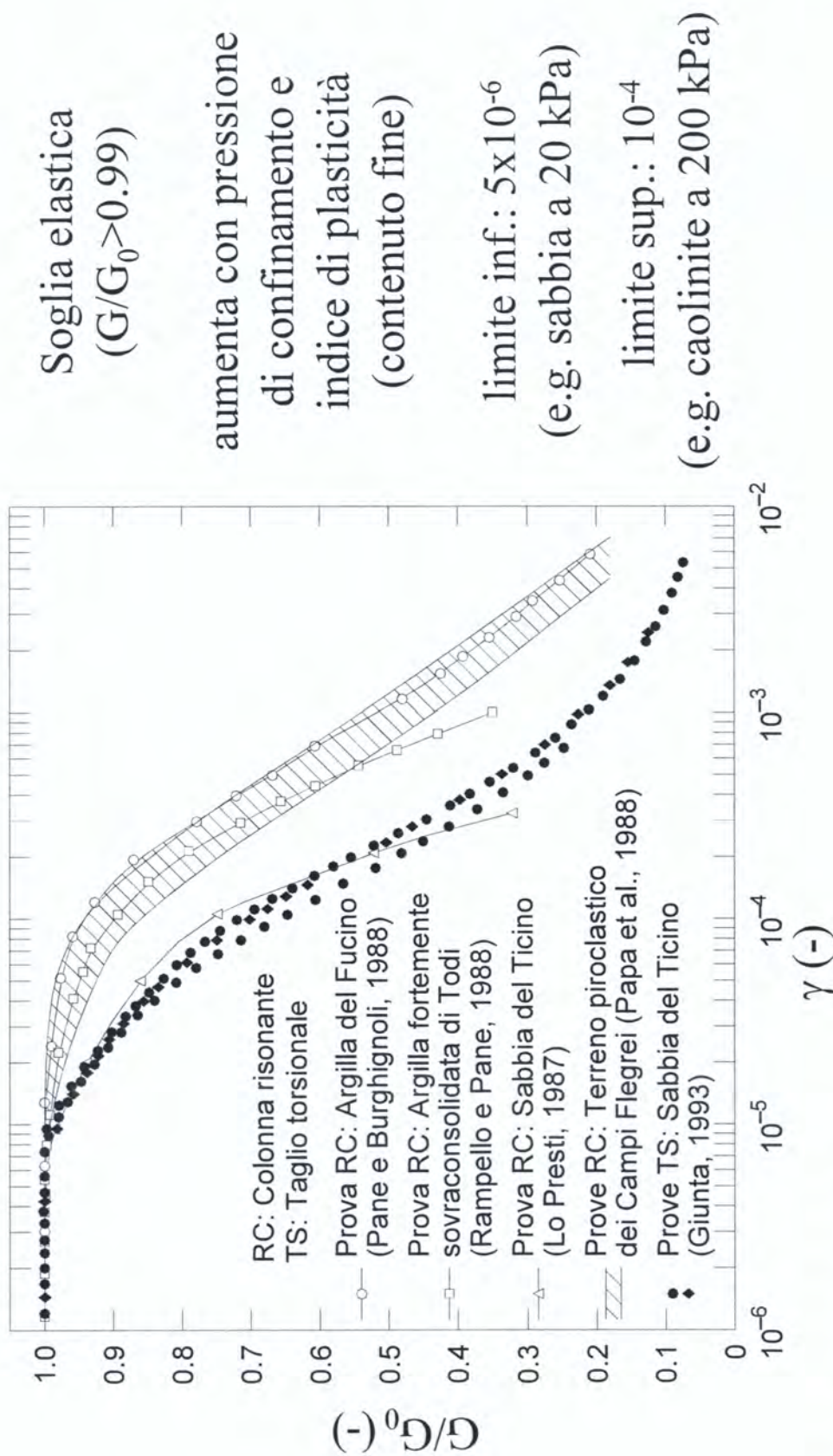
$$F(e) = e^{-1/3} \quad \text{Lo Presti}$$

In questo modo, sulla base dei parametri di stato del materiale, è possibile fare una stima aprioristica di G_0 , che poi può essere confrontata con i risultati delle prove in sito.

Esiste poi una relazione più generale

$$G_0 = \rho V_s^2 \quad \text{Relazione generale per il modulo di taglio iniziale}$$

Decadimento del modulo di taglio per diversi terreni



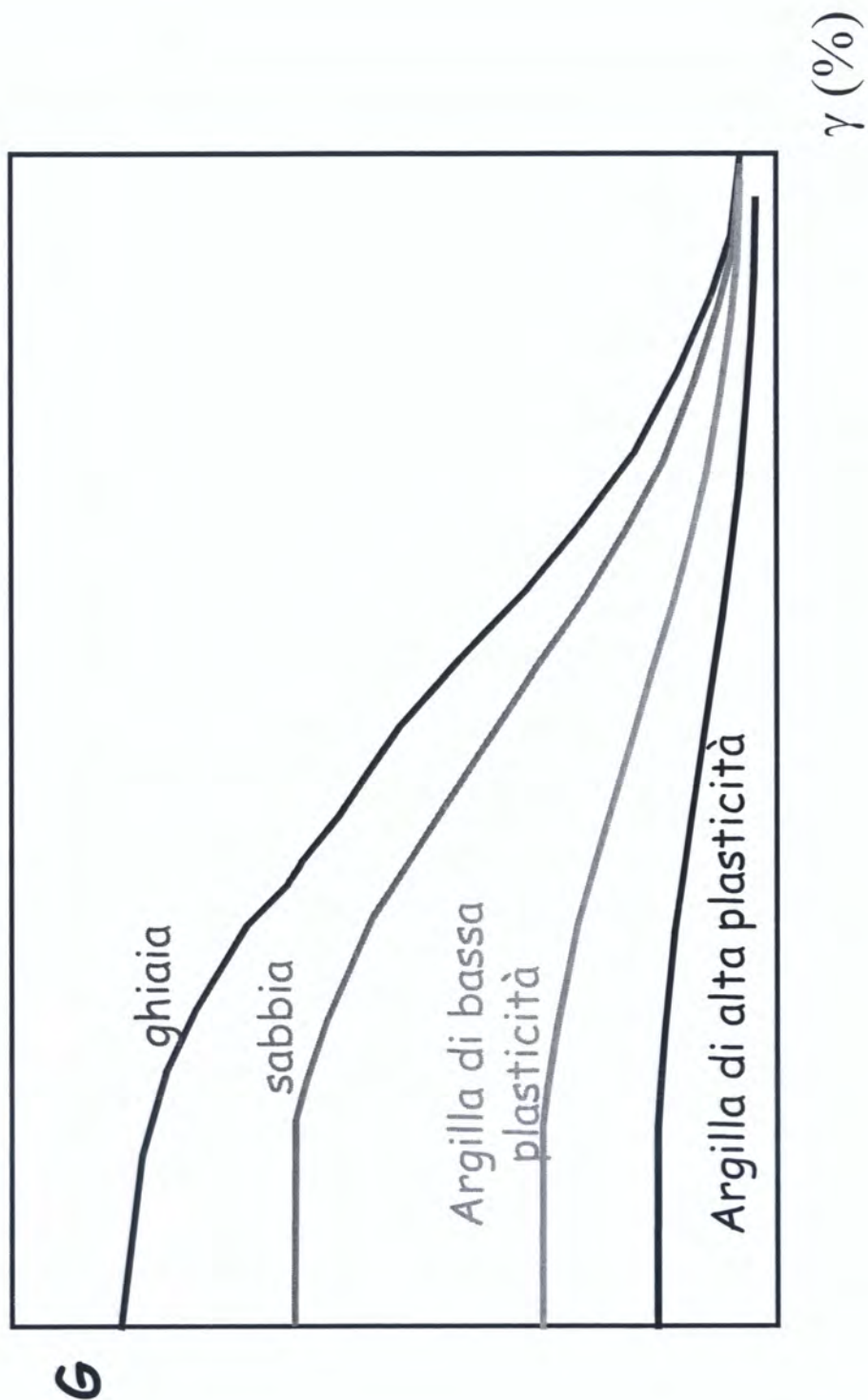
(da Lancellotta e Calavera, 1999)



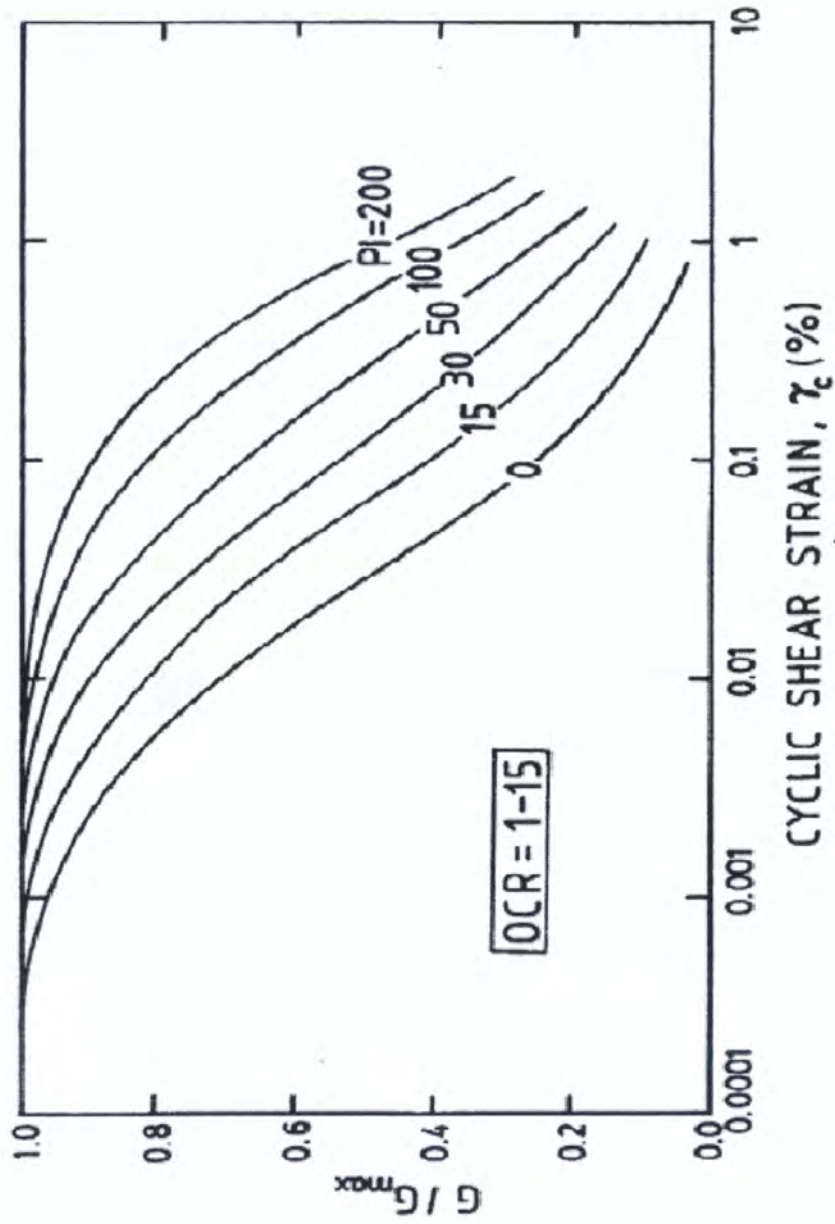
POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Curve G- γ



$G/G_0-\gamma$ influenza dell'indice di plasticità



(Ishibashi, 1992)

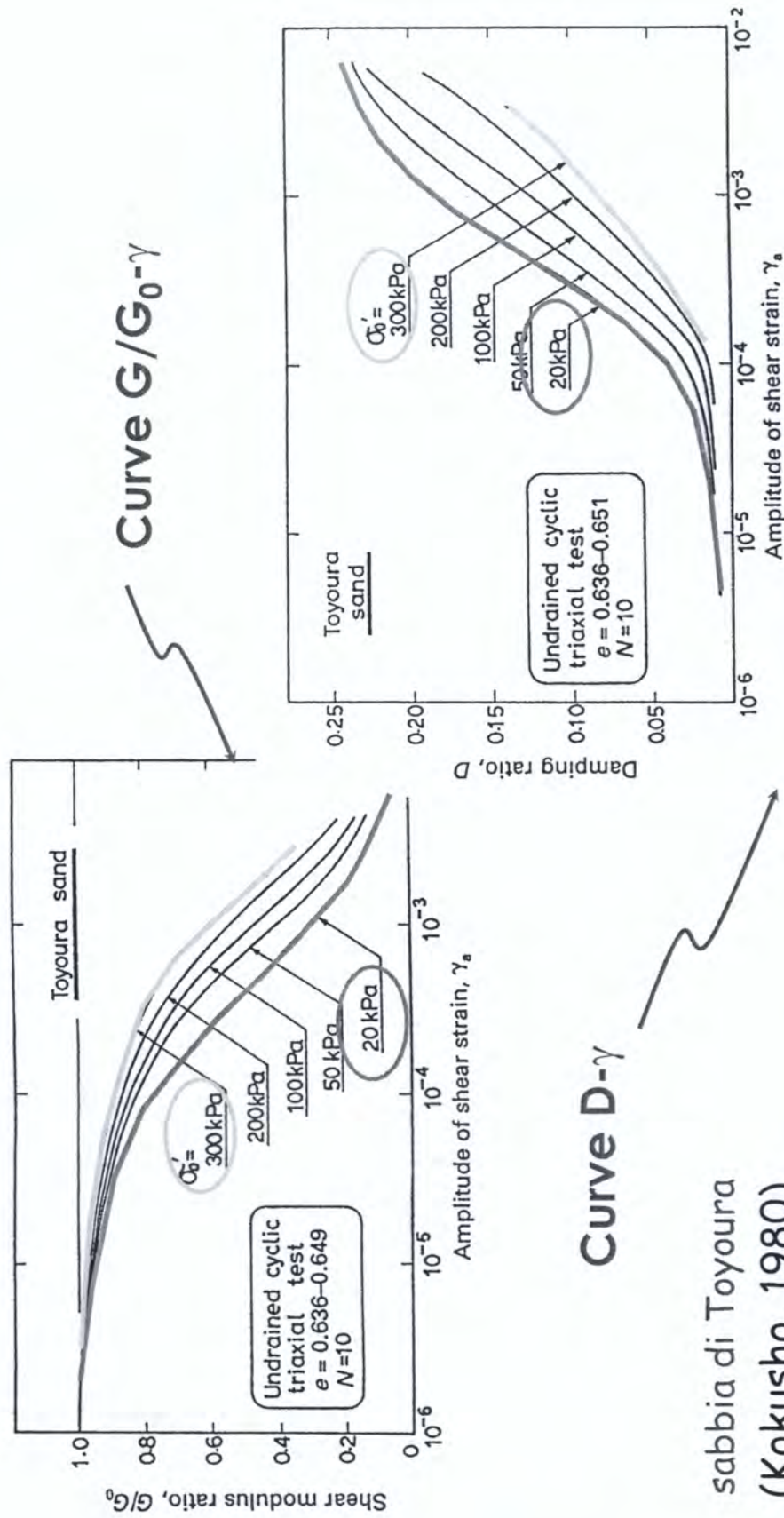


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Curve $G/G_0-\gamma$ and $D-\gamma$ di terreni granulari Influenza della pressione di confinamento



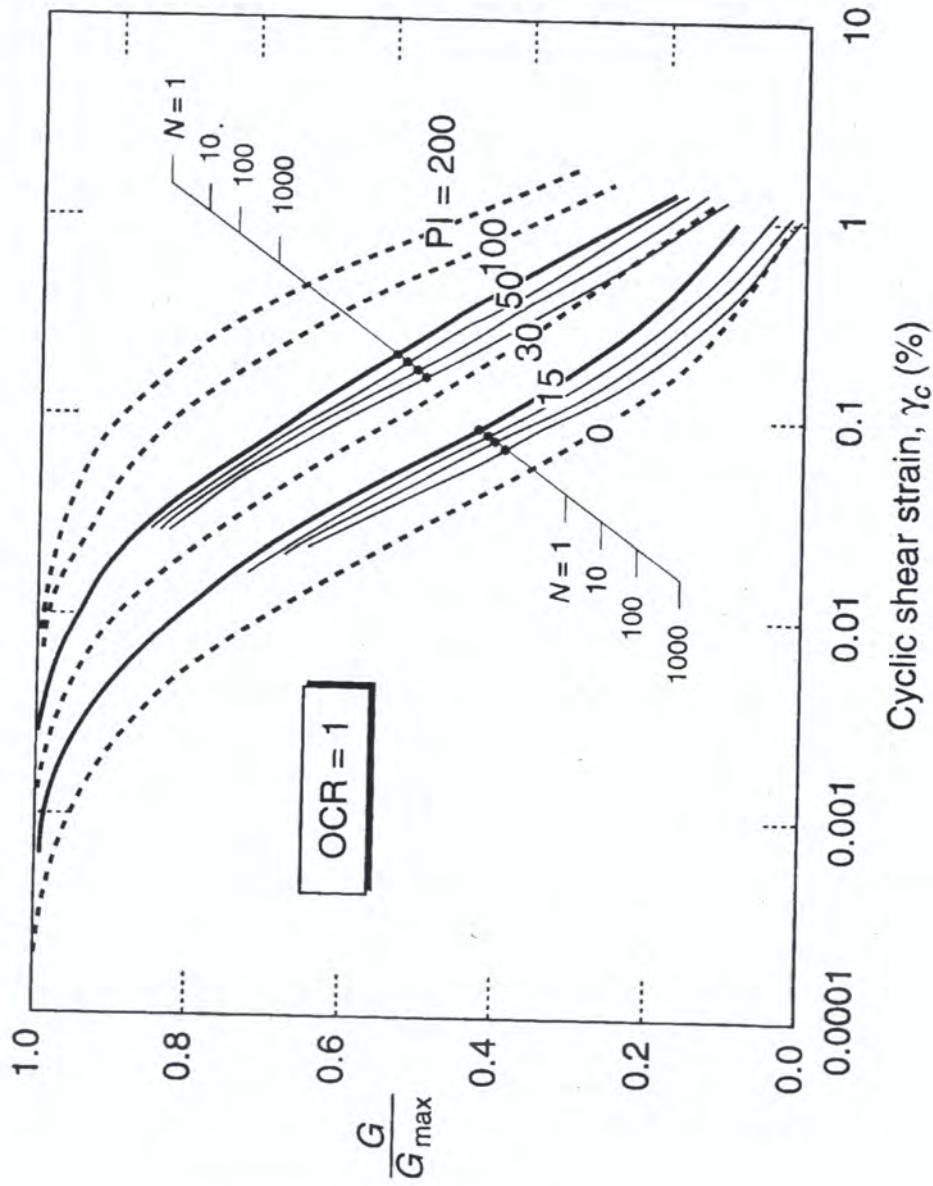
sabbia di Toyoura
(Kokusho, 1980)



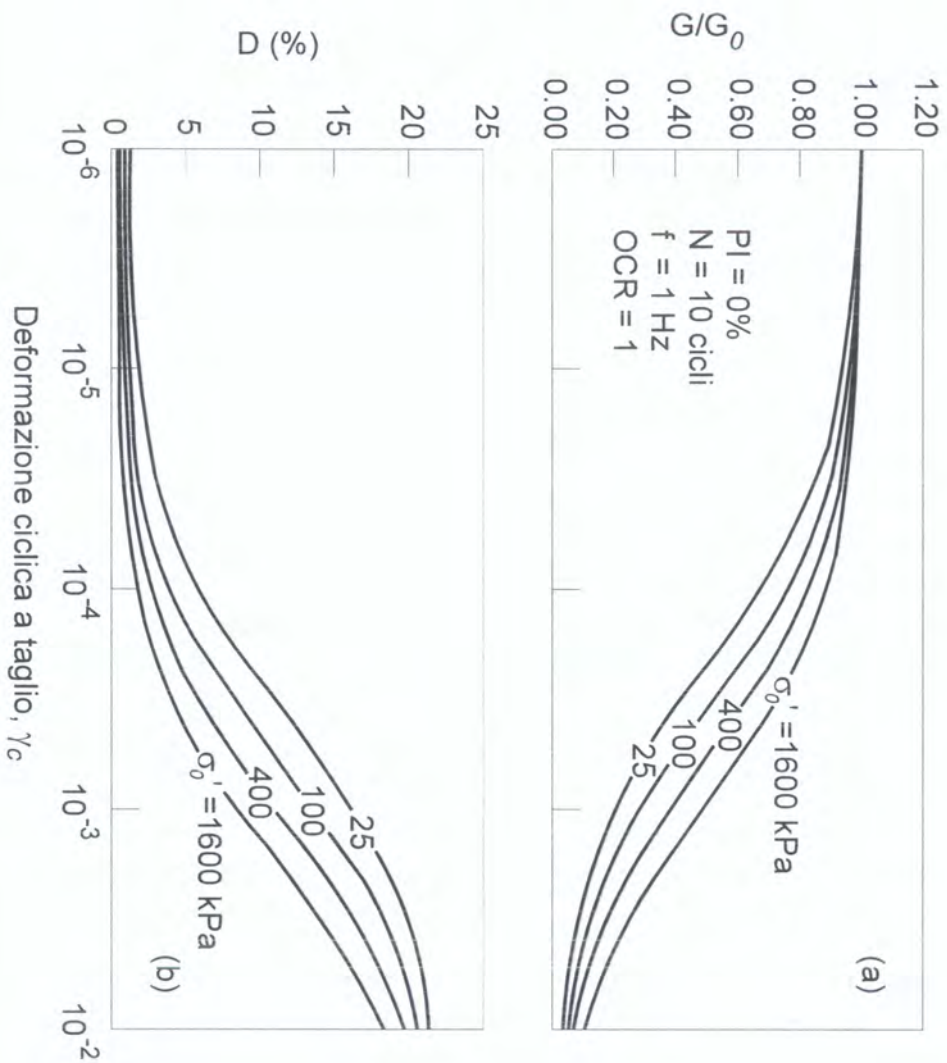
POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Curve di decadimento influenza del numero di cicli



Sabbie



Darendeli, 2001

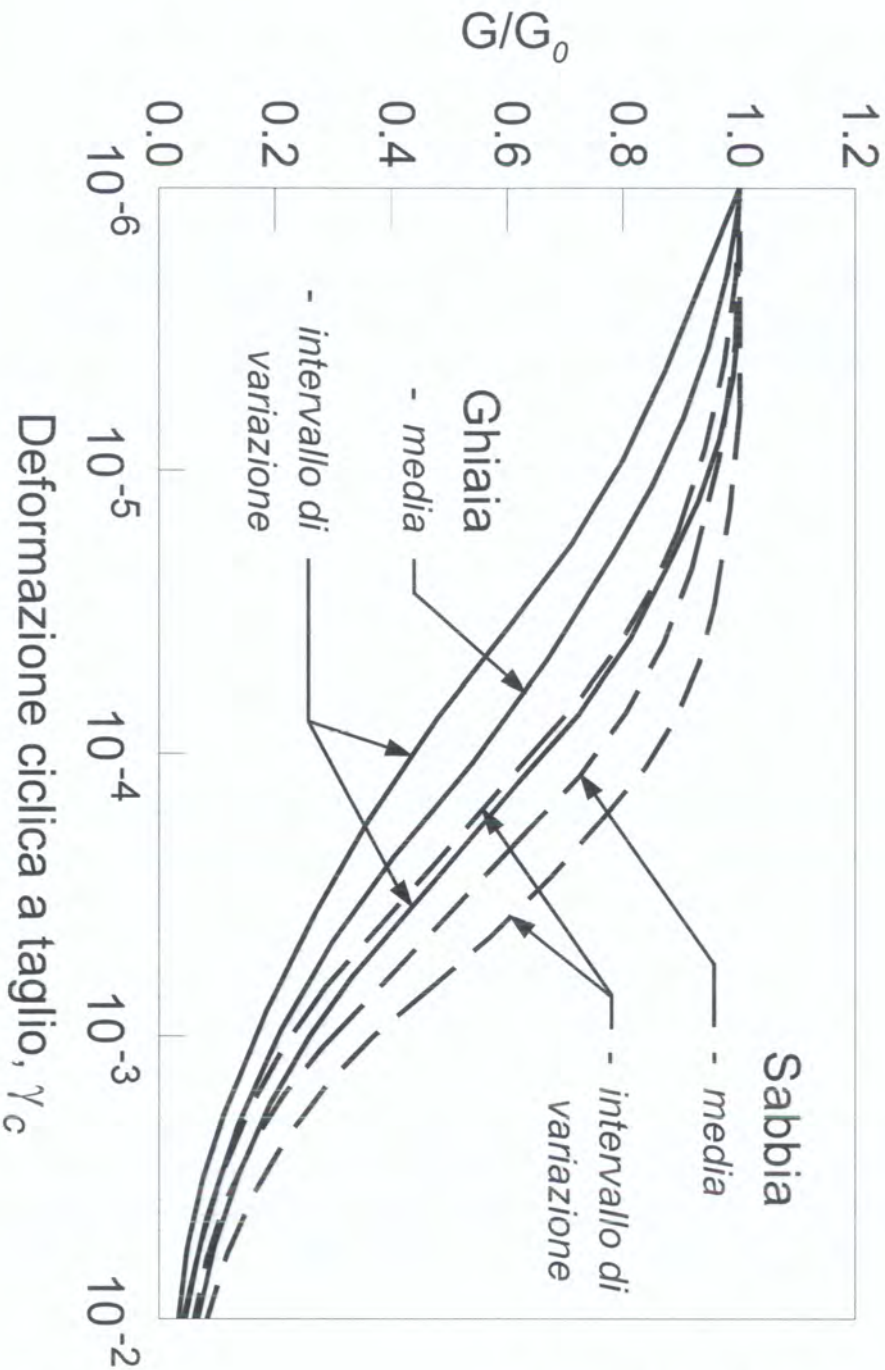


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Sabbie vs Ghiaie



Seed et al., 1986



POLITECNICO DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Così, se si modella il problema dal punto di vista matematico, si possono derivare le equazioni che governano la risposta del materiale in condizioni di risonanza e da qui derivare i parametri di comportamento.

In questo caso, si è in presenza di un provino incastrato alla base e soggetto a sollecitazione torsionale.



Questa situazione ricorda la propagazione di un'onda torsionale in una barra:

quando si applica una sollecitazione torsionale, si genera un'onda che va giù ed è riflessa alla base incastrata.

Tornando su, essa trova un'onda che va giù (perché in testa si continua ad applicare il carico). Quando queste due componenti d'onda si incontrano, queste si sommano e può avvenire

→ interferenza distruttiva, quando si sommano componenti in contro-fase e queste si elidono

→ interferenza costruttiva, quando si sommano 2 componenti in fase e qui il sistema va in risonanza. Questo avviene quando la frequenza di eccitazione è pari alla frequenza propria.

Confrontando il valore di risonanza con il risultato fornito dal modello matematico di propagazione, si riescono a calcolare i parametri del materiale.

Se il sistema è a un grado di libertà, nota la risonanza e nota la massa, si può ottenere la RIGIDEZZA.

In questo caso, il comportamento è governato dall'equazione del moto per vibrazioni torsionali

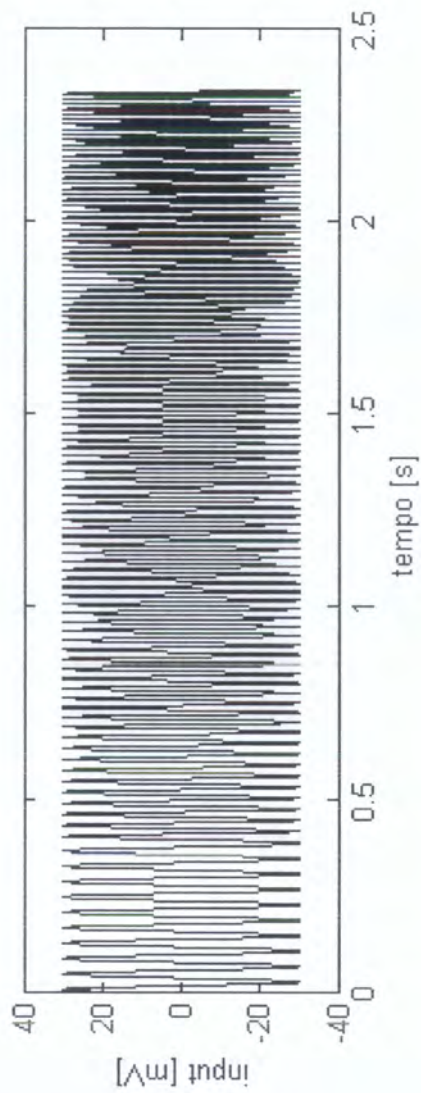
$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \frac{1}{v_s^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$

Nella prova, si applica un'eccitazione armonica e dunque si ottiene una soluzione armonica in cui la rotazione è legata al numero d'onda k e alla pulsazione ω .

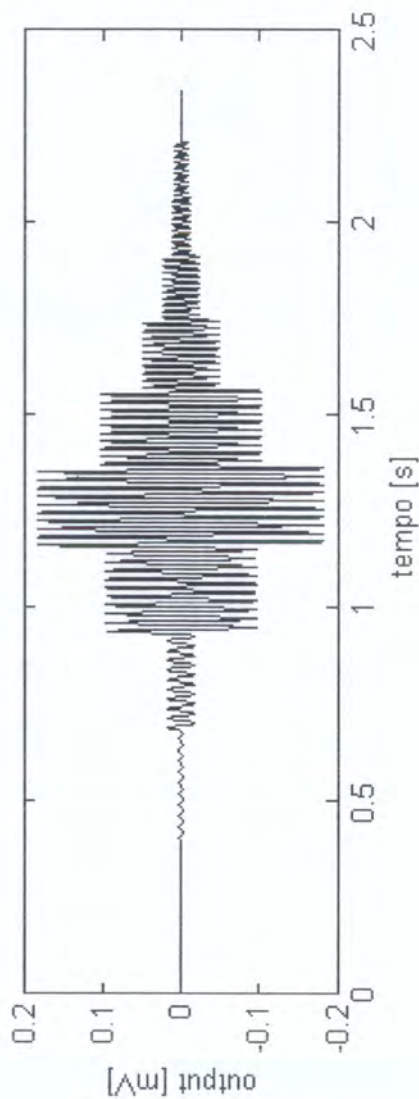
$$\theta(x; t) = (A_1 \sin kx + A_2 \cos kx) (A_3 \sin \omega t + A_4 \cos \omega t)$$

Colonna Risonante

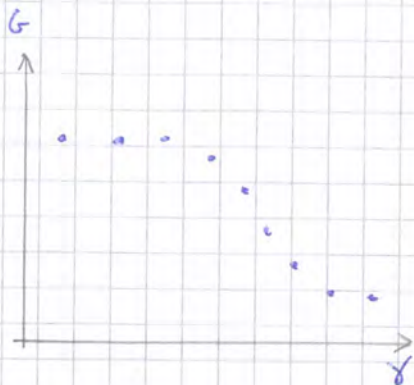
Momento
torcente
applicato



Accelerazioni
testa provino



Da qui si ricava il modulo G , che si riferisce al livello deformativo causato nel provino e indicato dallo strumento.



La prova è condotta per diversi livelli deformativi, in modo da ricostruire la **curva di decadimento del modulo di taglio**.

Si nota che, all'aumentare del livello di sollecitazione, il livello deformativo è maggiore e il modulo di taglio si riduce.

Ciò si traduce in una velocità v_s minore e così, per rispettare la condizione

$$\frac{\omega H}{v_s} \tan \frac{\omega H}{v_s} = \frac{I_0}{I_+} = \text{cost}$$

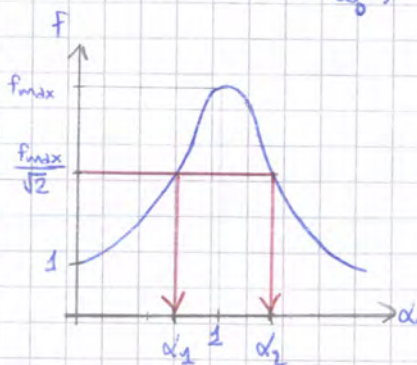
bisogna ridurre la frequenza di risonanza ω .

Inoltre, dalla prova di colonna risonante, si può anche ottenere la **dissipazione D** :

nel caso dell'oscillatore semplice soggetto a vibrazioni forzate, si può valutare lo smorzamento applicando il **metodo half-band-width** (anche se sarebbe valido solo con masse concentrate e non distribuite).

Il metodo prevede di partire dal fattore di amplificazione, che dà l'amplificazione per effetto di una forzante armonica rispetto alla risposta statica.

$$f\left(\alpha = \frac{\omega}{\omega_0}\right) = \frac{1}{\sqrt{(1-\alpha^2)^2 + 4\zeta^2\alpha^2}}$$

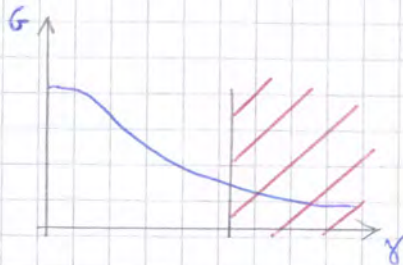


Si considera la risposta corrispondente alla risposta massima diviso $\sqrt{2}$ e le frequenze corrispondenti α_1 e α_2 definiscono l'ampiezza di una banda, che si lega direttamente allo smorzamento del sistema.

In condizione di risonanza ($\alpha=1$), il picco assume valore

$$f_{\max} = f(\alpha=1) = \frac{1}{2\zeta}$$

⇒ LA COLONNA RISONANTE NON FUNZIONA BENE PER LIVELLI DEFORMATIVI ELEVATI.



In quella situazione, la parte di risposta per alte deformazioni è trascurata.

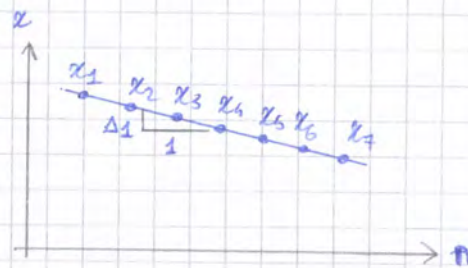
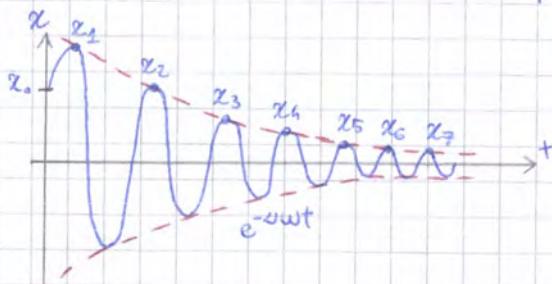
Questo in genere succede quando la dissipazione Δ è elevata perché le relazioni della bandwidth sono valutate con l'ipotesi di piccolo smorzamento.

Quando lo smorzamento diventa grande, il metodo perde validità.

OSSERVAZIONE: se la colonna risonante perde di validità a elevate deformazioni per effetto dello smorzamento poiché il modello concettuale per l'interpretazione dei risultati va in crisi, in alternativa si può fare riferimento alle OSCILLAZIONI LIBERE CON SMORZAMENTO:

Se si applica uno spostamento al sistema e lo si fa dunque partire da una condizione diversa rispetto a quella di riposo, il sistema tende a oscillare con una frequenza pari alla frequenza propria del sistema e l'oscillazione è una funzione armonica modulata da un esponenziale negativo, che si associa allo smorzamento del sistema.

$$x(t) = e^{-\omega t} \left(\frac{2\omega x_0}{\omega_D} \sin \omega_D t + x_0 \cos \omega_D t \right)$$



Se si considerano più picchi, la loro differenza è dovuta alla modulante.

Siccome la modulante è un'esponenziale, l'andamento dei picchi nella scala logaritmica dei cicli è una retta, dalla cui pendenza si può ottenere lo smorzamento.

$$\frac{x_n}{x_{n+1}} = e^{\frac{2\pi D \omega}{\omega_D}} \Rightarrow \Delta_1 = \ln \frac{x_n}{x_{n+1}} = \frac{2\pi D \omega}{\omega_D} \approx \frac{2\pi D \omega}{\omega_D} \quad (\omega \approx \omega_D)$$

$$\Rightarrow \omega = \frac{\Delta t}{2\pi}$$

CONFRONTO PROVA A TAGLIO TORSIONALE CICLICO - COLONNA RISONANTE

Le due prove possono essere eseguite con la stessa strumentazione e la risposta è quasi simile.

In realtà, nel modulo di taglio, i dati della colonna risonante sono leggermente più grandi per effetto della diversa velocità di applicazione del carico.

→ la prova di taglio torsionale opera a basse frequenze perché bisogna descrivere bene il comportamento deformativo e lo strumento non è in grado di andare ad alte frequenze.

→ la prova di colonna risonante lavora invece su una frequenza vicina alla risonanza del campione.

Così, i cicli di carico sono applicati più velocemente ed esiste una tendenza nel comportamento a dipendere dalla velocità del carico.

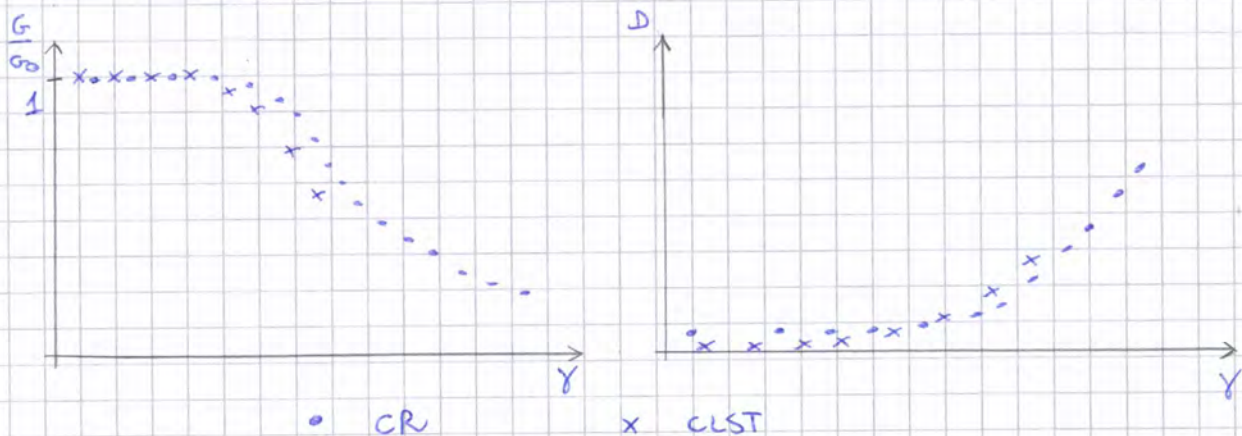
$$F_{CLST} = 1 \text{ Hz}$$

$$F_{CR} = 60 \text{ Hz}$$

Si come nei terremoti il contenuto di frequenza varia tra i 5 Hz e i 10 Hz, è conveniente utilizzare sia la prova di taglio torsionale che la prova di colonna risonante, poiché il terremoto ha un range di frequenze intermedio.

Inoltre, per difficoltà di controllo delle condizioni di prova, la prova di taglio torsionale è limitata a piccole deformazioni non troppo elevate.

Passando alla dissipazione, la prova di colonna risonante tende a dare una leggera sovrastima per piccole deformazioni.



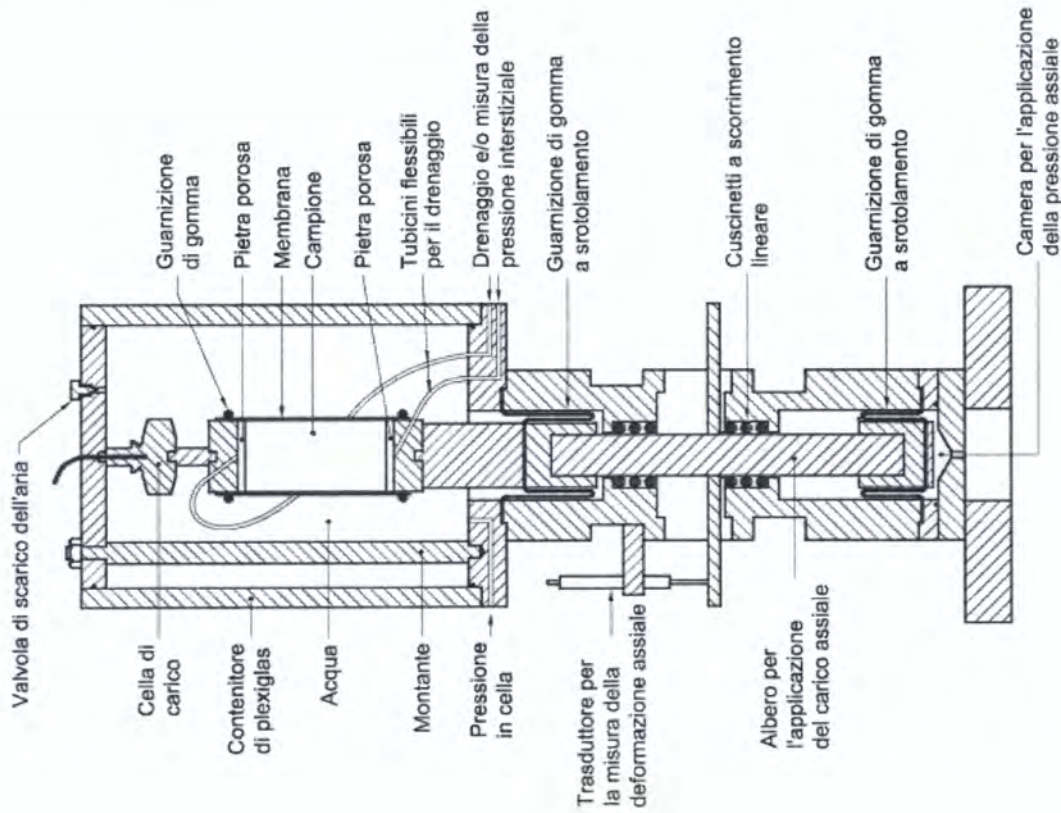
Prove triassiali cicliche

I moderni sistemi di misura consentono la valutazione della curva di decadimento del modulo di rigidità

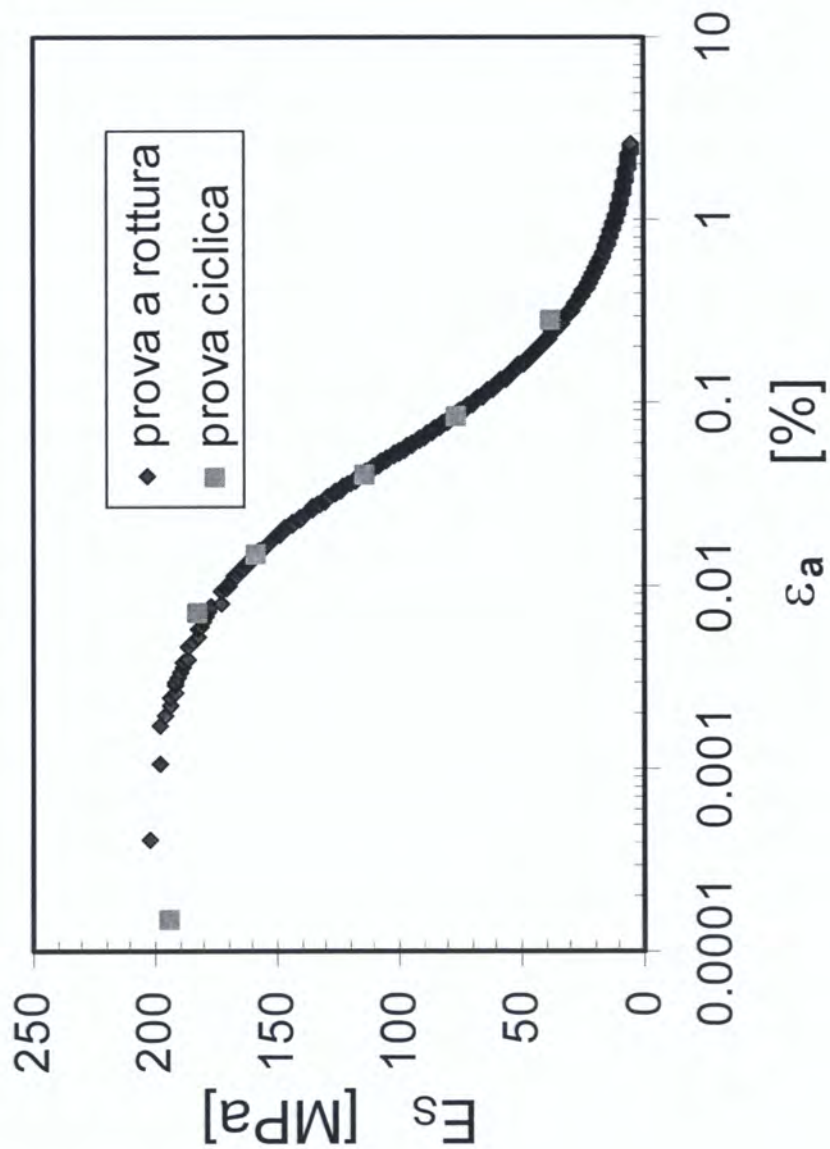
Il deviatore delle tensioni viene variato ciclicamente generalmente variando il carico assiale per valutare l'influenza dei cicli sulla rigidità

Nota: dalle prove triassiali si valuta il modulo E, che viene poi convertito nel modulo G

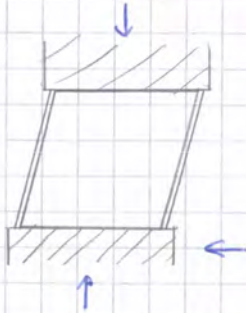
(Lancellotta, 2004)



Prova TX



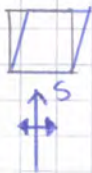
Prova di taglio diretto semplice ciclico



In questa prova, un campione cilindrico o cubico è inserito in un sistema a pareti deformabili.

La base superiore è legata a un supporto fisso, mentre la base inferiore è mobile e, attraverso essa, si applica una sollecitazione di taglio e si legge lo spostamento.

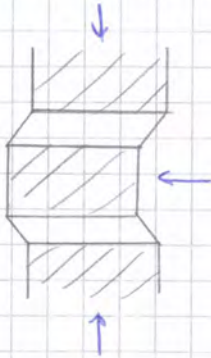
Questo sistema offre il vantaggio di imporre una sollecitazione vicina a quella subita effettivamente dal deposito di terreno in sito.



Se si considera un elemento di volume interessato dalla propagazione delle onde S, queste producono un effetto di taglio e provocano una distorsione simile a quella nella prova.

La prova, inoltre, è molto usata per valutare l'accumulo di sovrappressioni interstiziali (liquefazione).

D'altra parte, l'esecuzione richiede attenzione perché, ad esse, le pareti possono dar luogo a un effetto di irrigidimento (per quanto siano deformabili).



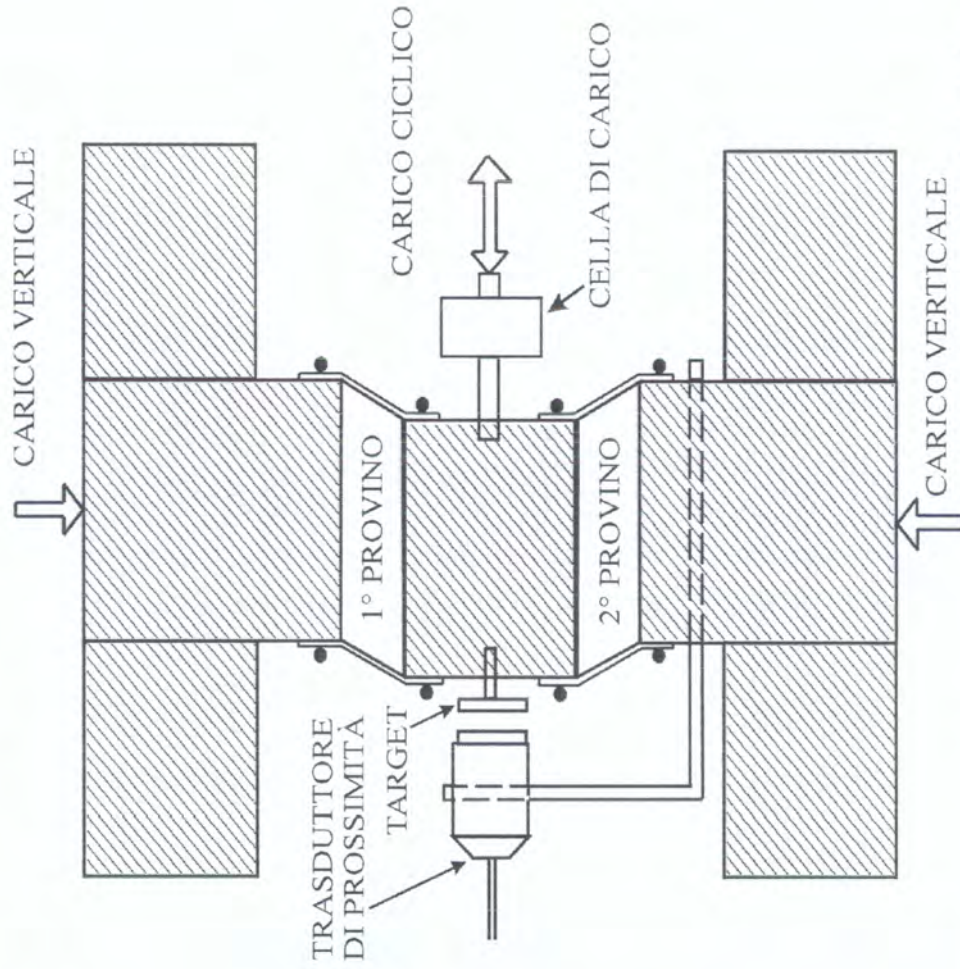
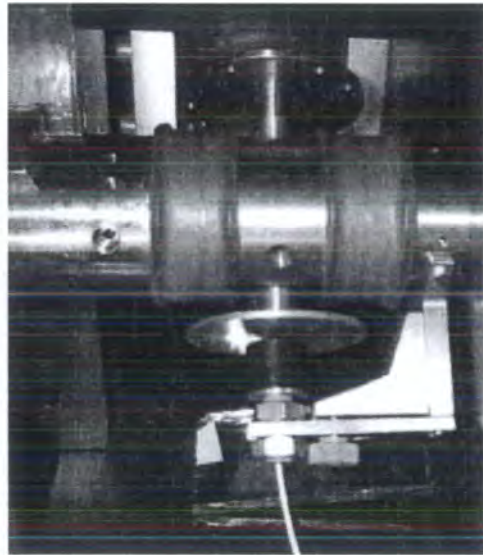
In alternativa, si può ricorrere alla **prova di taglio semplice ciclico**.

Questa prevede una configurazione simmetrica con due provini in modo da semplificare la misura. D'altra parte, la prova deve essere eseguita bene e i due provini devono essere omogenei e ben confezionati. In caso contrario, si perde la simmetria e non si sa poi a quale provino attribuire la risposta.

Taglio semplice ciclico

Cella tipo UCLA con doppio provino (DSDSS)
provino cilindrico
membrana con spirale metallica

Simmetria e minor influenza rigidezza apparato (possibilità di arrivare a piccole deformazioni)

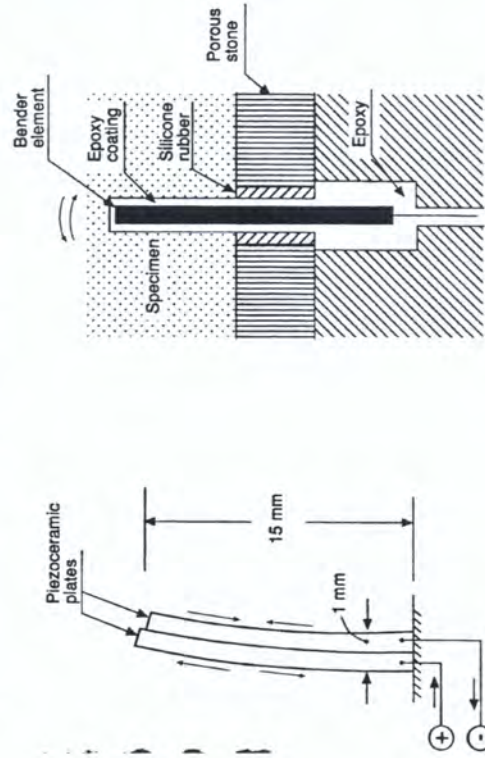
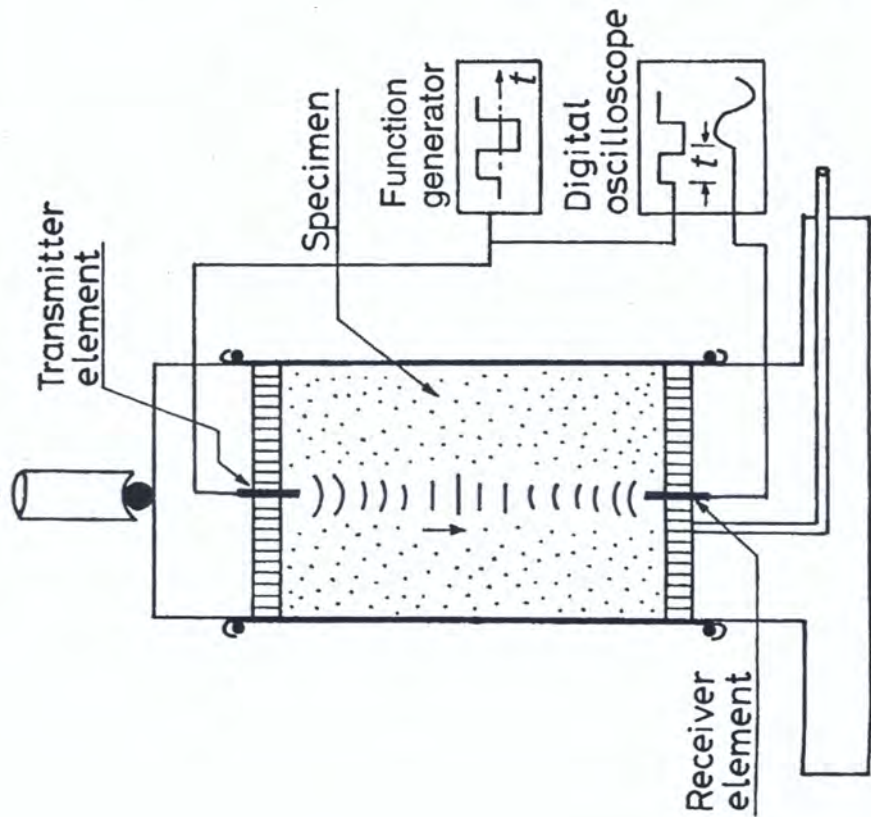


Cortesia Prof. G. Lanzo)

Bender Element Test

L'onda generata ad un estremo del campione viene rilevata sulla base opposta → valutazione diretta di V_s

NB: Problemi di interpretazione legati principalmente alla ridotta dimensione del provino



(Ishihara, 1996)

Ⓜ **Prove di laboratorio** per indagare fino al livello di deformazione indotta dal sisma.

↓ le prove devono essere tarate in maniera adeguata, sulla base dell'azione sismica attesa e della deformabilità del terreno

3 Effetto del campionamento

→ GHIAIE

Occorre combinare il fatto che le prove di laboratorio siano eseguite su campioni con un certo grado di disturbo con la disponibilità in sito di campioni indisturbati.



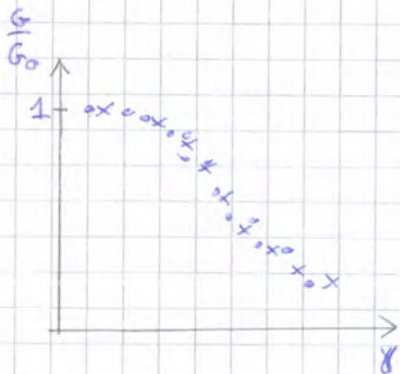
Si può eseguire un confronto sullo stesso materiale a livello di curva di decadimento del modulo di taglio su

→ campione indisturbato (x), ottenuto mediante tecnica di congelamento del terreno e successiva estrazione

→ campione disturbato e ricostituito (o), ossia ricostruito in laboratorio cercando di riportarlo all'indice dei vuoti iniziale.

Focalizzandosi sul modulo G , il campione ricostituito ha rigidezza inferiore perché, pur avendo lo stesso indice dei vuoti, la struttura è stata persa e si è perso così l'OCR. In ogni caso, anche il campione ricostituito segue poi un decadimento del modulo di taglio

⇒ non si usa il campione ricostituito per determinare la curva $G-\gamma$



D'altra parte, se si usano i dati normalizzati rispetto al modulo a piccole deformazioni, si nota che le due curve di decadimento si sovrappongono. In questo senso, la struttura ha effetto su G_0 ma non sulla variazione del modulo.

Di conseguenza, nelle ghiaie si possono usare le prove in sito per ottenere G_0 e le prove su campione ricostituito per definire l'andamento del decadimento del modulo di taglio.

↓ in effetti, la curva normalizzata è comoda perché dà l'andamento tipico del materiale

Prove di Laboratorio

Prove Geofisiche

Controllo delle condizioni al contorno	Stato naturale del terreno
Misura diretta del comportamento sforzi-deformazioni e delle sovrappressioni interstiziali	Scala di misura appropriata in relazione ai problemi al finito
Accuratezza e ripetibilità delle misure	Eseguibili su qualsiasi tipo di materiale
Influenza del disturbo del campione	Interpretazione difficile
Forte sensibilità all'effetto scala (elemento di volume vs problema al finito)	Impossibilità di controllare condizioni al contorno e livelli deformativi
Difficoltà di campionamento dei materiali a grana grossa	Scarsa disponibilità di standard di esecuzione ed interpretazione

Vantaggi

Svantaggi

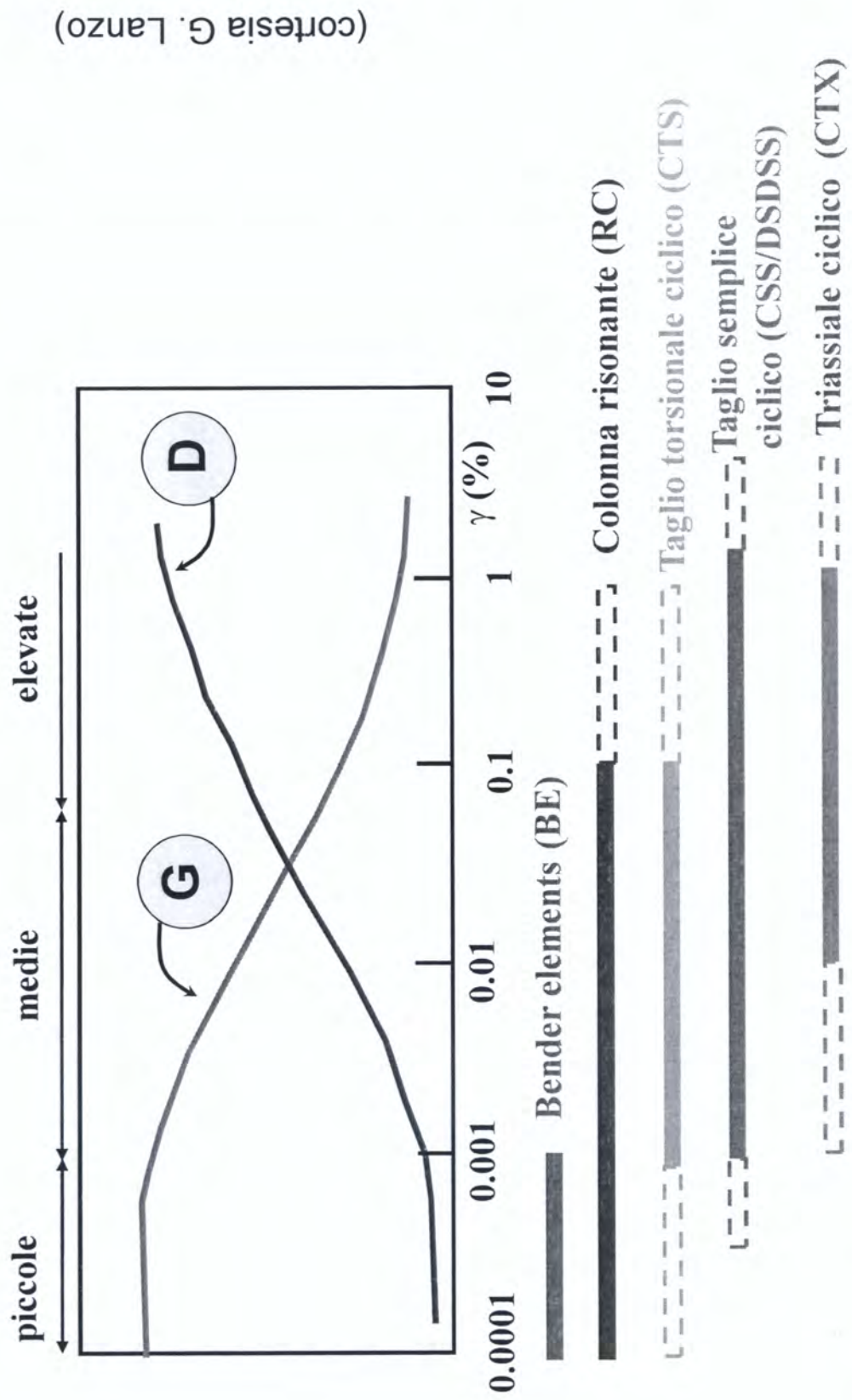
(modificata da Lai, 1998)



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

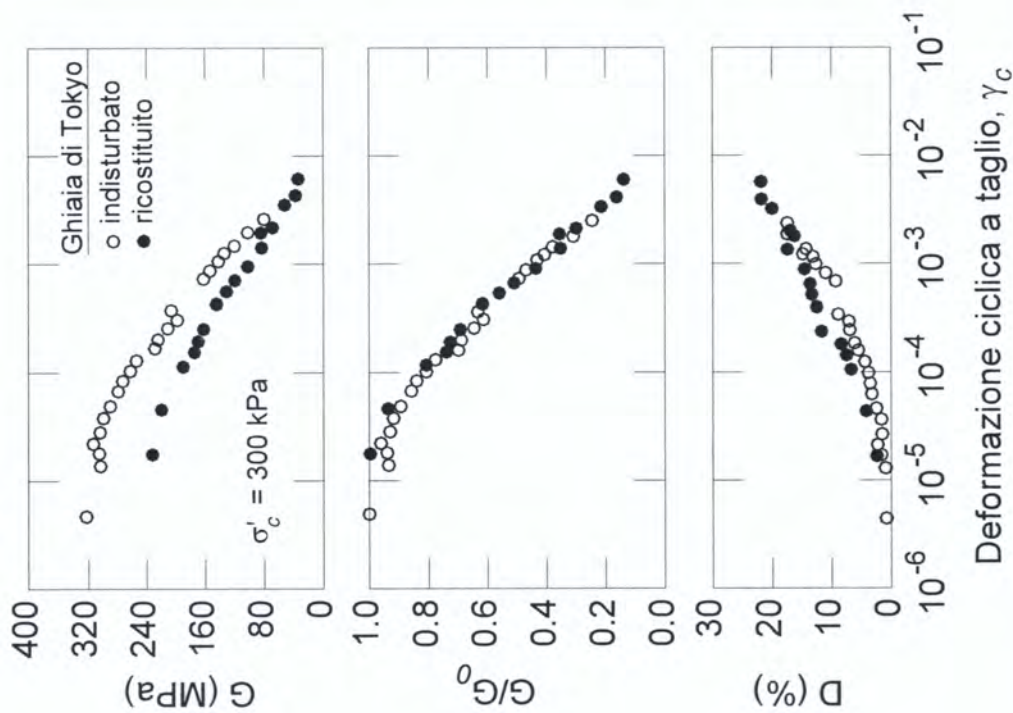
Tipici livelli di deformazione investigati con prove in laboratorio



POLITECNICO DI TORINO
 Corso di Geotecnica Sismica
 Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
 Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Effetto campionamento su ghiaie

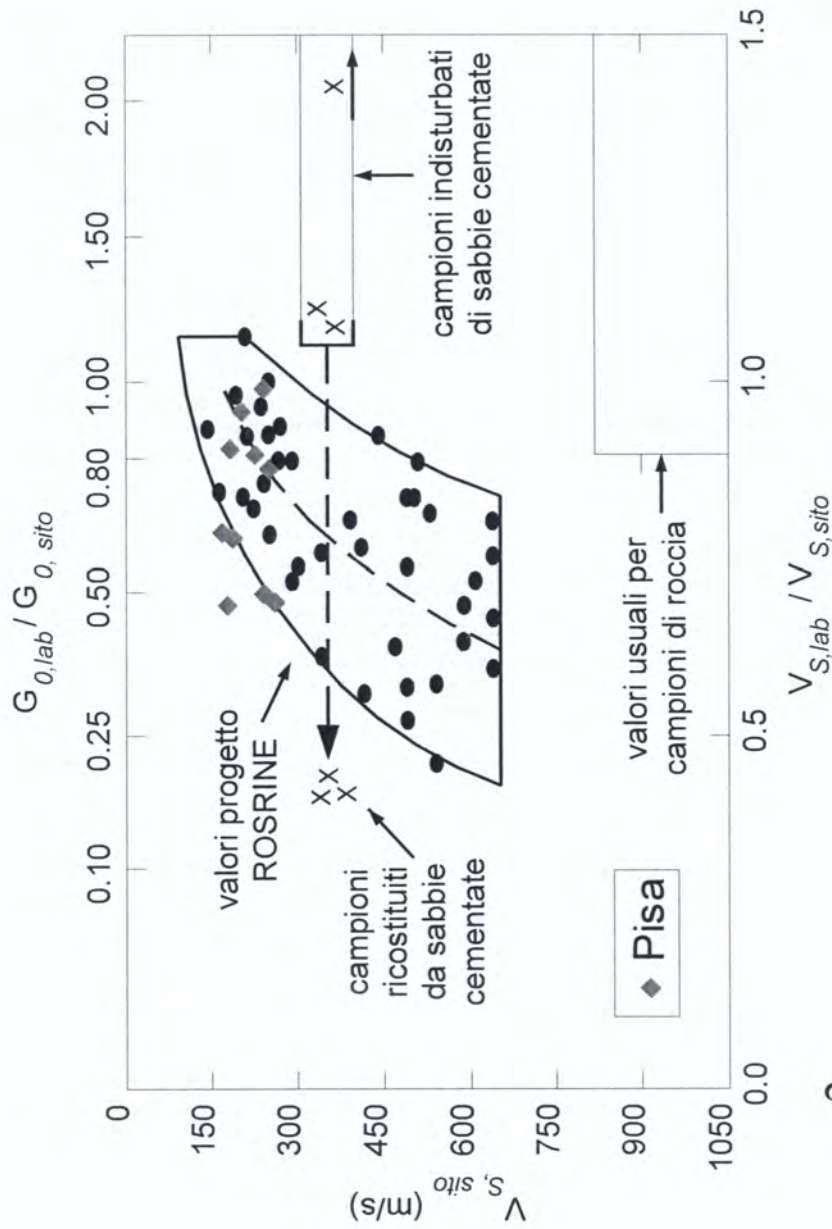


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Confronto G_0 sito-lab



$$G_0 = \rho V_s^2$$

(modificata da Stokoe e Santamarina, 2000)

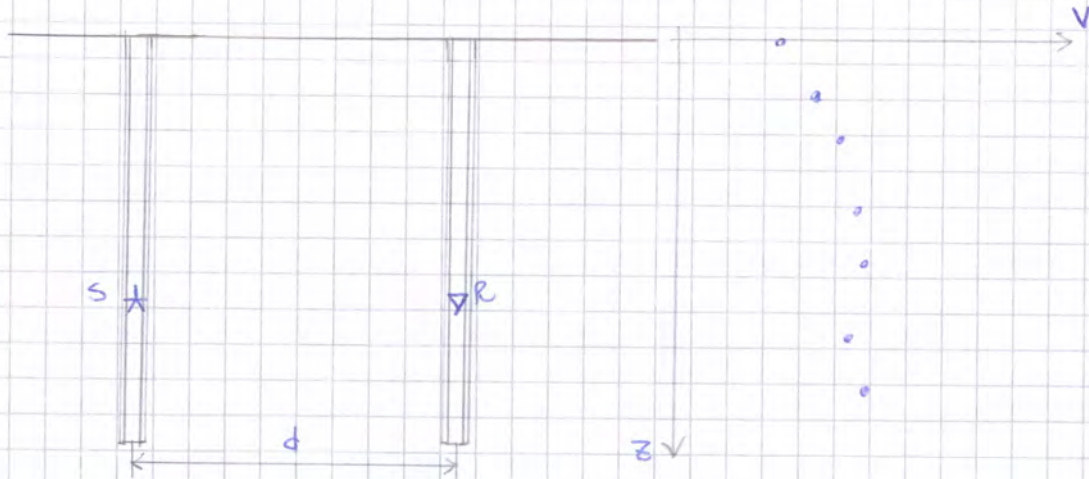


POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Prove invasive: prova Cross-Hole

PRINCIPIO



Questa è la prova più semplice e riproduce l'esperimento della barra in acciaio, nella quale si genera un'onda in un punto, la si legge in un punto diverso e, se il mezzo è omogeneo, dal tempo di percorrenza e dalla distanza si ricava la velocità di propagazione. Da qui, si ottiene la rigidità del mezzo.

L'esperimento ora avviene all'interno del terreno, ossia si colloca la strumentazione all'interno del terreno e si assume che il mezzo sia omogeneo almeno nel tratto sorgente-ricevitore. Per garantire questa ipotesi, si:

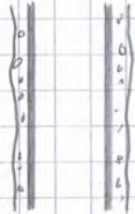
- breve distanza sorgente - ricevitore (pochi metri)
- sorgente e ricevitore posti sul piano orizzontale, perché spesso la stratificazione è orizzontale, mentre in verticale ci sono variazioni brusche e si rischia di non misurare le proprietà del materiale.

Da qui, una volta emessa l'onda, si valuta il tempo di percorrenza distanza d tra sorgente e ricevitore e da qui si può calcolare la velocità di percorrenza.

$$v = \frac{d}{\Delta t}$$

REALIZZAZIONE DELLA PROVA

Per inserire sorgente e ricevitore a una data profondità, si eseguono 2 ÷ 3 fori, all'interno dei quali si collocano sorgente e ricevitore.



Il foro è aperto, in modo da non perdere la strumentazione, e presenta un tubo di rivestimento. Siccome è presente un'intercapedine tra il foro e il tubo portastrumentazione, occorre garantire continuità in modo da consentire la propagazione. Pertanto, si esegue una cementazione partendo dal fondo foro e procedendo in risalita per garantire continuità nella connessione. Se la connessione fosse discontinua, l'onda seguirebbe un percorso diverso rispetto a quello più breve.

Gli strumenti sono inseriti a diverse profondità, in modo da ricostruire il profilo delle velocità con la profondità.

Questi sono resi solidali al tubo mediante un sistema gonfiabile che spinge contro il tubo.

Il primo strumento è la **sorgente**, che è un meccanismo che induce un'a perturbazione meccanica e opera a impatto meccanico (per terreni) o con sistema piezoelettrico (per rocce).

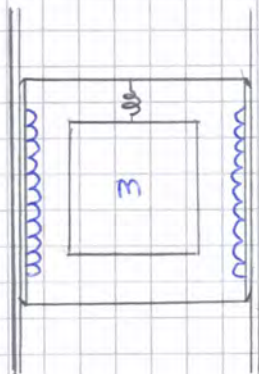
La sorgente emette un'onda P o S, se induce una sollecitazione di compressione o di taglio nel terreno, di piccola intensità, per questioni di costo e di disagio a strutture vicine.

Il secondo strumento è il **ricevitore**, che è un sensore che misura il moto generata dall'onda prodotta dalla sorgente, attraverso lo spostamento, velocità o accelerazione. Si parla di

→ **ACCELEROMETRO**, che misura l'accelerazione

→ **TRASDUTTORE DINAMICO**, che misura lo spostamento (difficile uso)

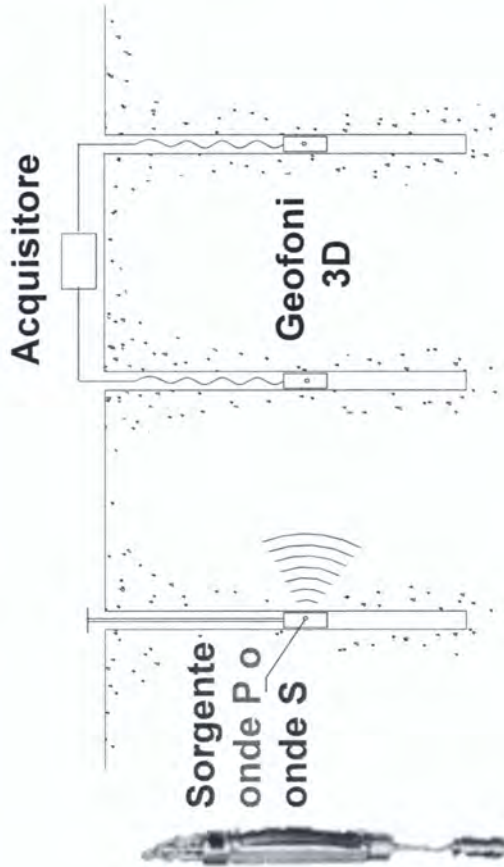
→ **geofono**, che misura la velocità.



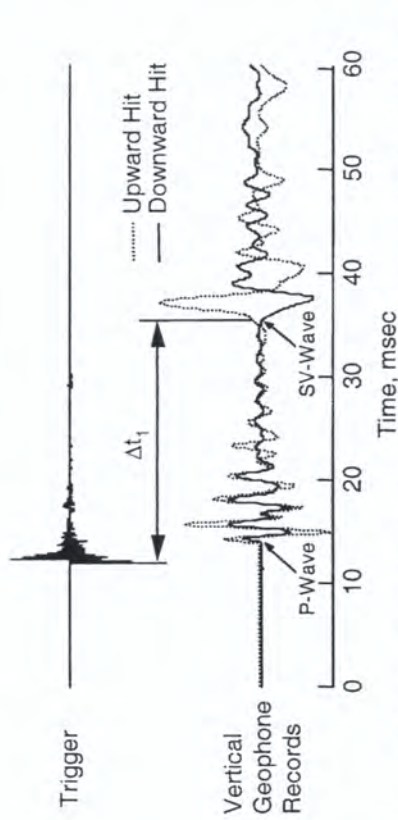
I geofoni sono gli strumenti più comodi perché sono realizzati in modo da emettere corrente quando eccitati.

Essi sono costituiti da una massa sospesa che è un magnete posta all'interno di una bobina. Quando c'è movimento relativo, il geofono restituisce un'intensità di corrente proporzionale al moto che la cassa, solidale con il tubo e il terreno, subisce rispetto alla massa che tende a rimanere ferma.

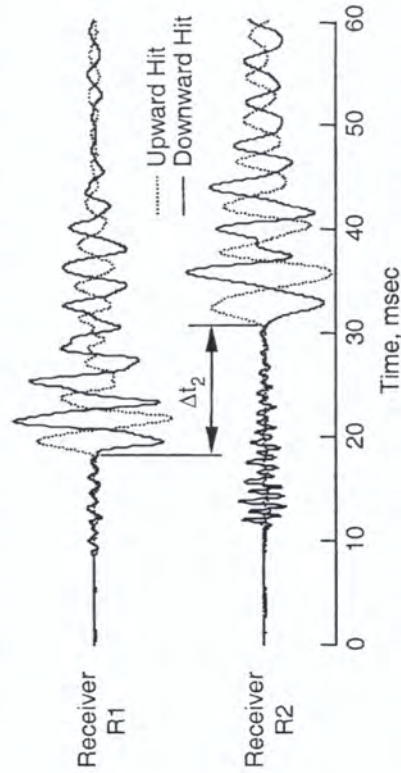
Prova Cross-Hole (standard ASTM D-4428-M)



- 2 o 3 fori rivestiti e cementati
con controllo verticalità (costi ↑)
- tempi di arrivo → V_p & V_s
- onde P Sv Sh



a. Record Illustrating a Direct Travel Time Measurement of an SV Wave



(after Santamarina and Stokoe, 2000)



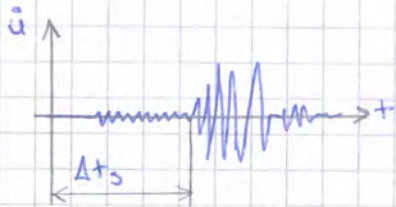
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

prevalentemente di taglio (onda SV).

D'altra parte, nell'impatto, interviene anche un movimento di espansione laterale. Pertanto, non è possibile generare un'onda S pura ma si generano un'onda S e un'onda P.

Partendo insieme, arriva prima l'onda P (più piccola intensità) e poi l'onda S.



In questo caso, interessa prevalentemente la componente di taglio.

Se questa è ben distinta rispetto alla componente di volume, si può individuare il tempo Δt_s e da qui V_s .

Per avere una buona separazione tra i treni d'onda, occorre aumentare la distanza.

D'altra parte, LA DISTANZA È LIMITATA per più fattori

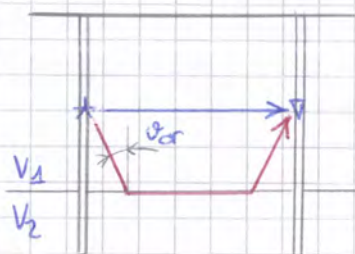
→ può venire meno l'ipotesi di omogeneità

→ all'aumentare della distanza, si fanno sentire l'attenuazione geometrica e intrinseca e al ricevitore giunge un segnale piccolo e attenuato. Siccome esiste sempre un rumore di fondo, il segnale può diventare comparabile con il rumore e la misura diventa difficile.

⇒ $d = 2 \div 3 \text{ m}$ nei terreni

$d \sim 5 \text{ m}$ in roccia perché l'attenuazione è minore ma si sente l'effetto scala a maggiori distanze dovuto all'inclusione di sistemi di fratture, se esistono

→ rifrazione in mezzi stratificati



In presenza di un mezzo stratificato, nel punto di misura possono arrivare sia l'onda diretta che un'onda rifratta criticamente.

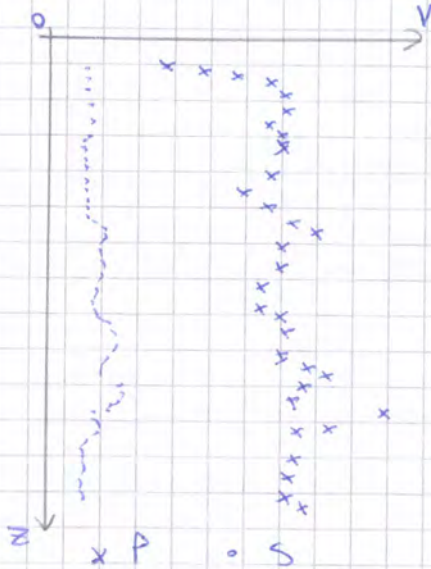
Quest'ultima è un'onda che incontra l'interfaccia, si propaga lungo essa e manda un'altra onda che risale al ricevitore.

In determinate condizioni legate alla distanza, l'onda rifratta arriva prima dell'onda diretta.

In questa situazione, il tempo di arrivo non si associa all'onda diretta, bensì è una combinazione dovuta a due diverse velocità e tale condizione non è semplice da misurare perché le velocità non sono note a priori.

INTERPRETAZIONE DELLA PROVA

Si parte da un caso di riferimento, ossia la prova cross-hole a Pisa.



La prova è stata eseguita in una configurazione a 3 fori in cui si sono valutate le velocità delle onde S e P.

Sulla base di questo, si è ottenuta una descrizione accurata dei materiali che costituiscono la stratigrafia.



Basandosi sul rapporto tra le velocità delle onde P e S, se si assume un unico valore del coefficiente di Poisson per ciascun materiale, ci si aspetta un rapporto costante tra le velocità di propagazione.

In realtà, il rapporto in profondità è molto maggiore rispetto al rapporto in superficie e ciò si traduce in un coefficiente di Poisson più grande.

In particolare, a un certo punto il rapporto delle velocità vale 7 e ciò si traduce in

$$\nu \approx 0,5$$

In questa situazione, non c'è variazione di volume e il terreno è saturo e assume un comportamento non drenato.

Ciò significa che, da una certa profondità, è presente la falda e la velocità di propagazione è molto influenzata da essa.

In falda, spesso si dice che con le onde P si misuri solo la compressibilità del fluido.

In realtà, non si misura solo quello perché, al di sotto del livello di falda, c'è qualche variazione e, infatti, lì si misura la risposta di un mezzo poroso saturo, che è condizionata dalla presenza dello scheletro solido e dal fluido interstiziale.

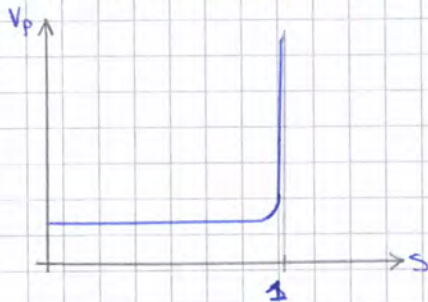
Per questo, spesso si utilizzano **misure di propagazione delle onde S** poiché essa fornisce informazioni sullo scheletro solido perché solo quello può trasmettere sollecitazioni di taglio.

D'altra parte, nella zona di superficie il comportamento è drenato e ci si aspetta

$$U = 0,2 \div 0,3 \Rightarrow \frac{V_p}{V_s} \approx 2$$

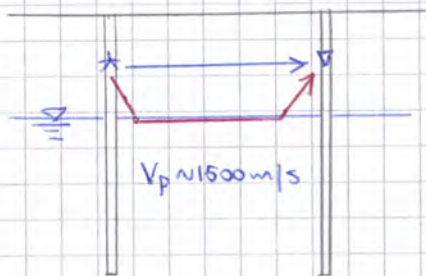
In realtà, anche nella porzione superficiale si trovano strati omogenei in termini di V_s che non sono omogenei in termini di V_p .

Ciò si deve alla **capillarità**.



Infatti, la velocità delle onde P dipende dal grado di saturazione S e si mantiene costante fino a un grado di saturazione quasi unitario, per poi crescere all'improvviso. Infatti, è sufficiente una piccola percentuale di aria per far aumentare la compressibilità in maniera esponenziale e abbattere così V_p .

Infine, le misure vicino al livello di falda sono affette da RIFRAZIONE CRITICA.



Infatti, lo strato sottostante è più rigido e ciò si traduce in una rifrazione critica che determina una sovrastima della velocità.

Questo aspetto è importante perché evidenzia che l'interfaccia non debba necessariamente separare due materiali diversi e si parla di **interfaccia sismica**, che è un PASSAGGIO TRA MATERIALI A VELOCITÀ DIVERSE.

La falda è un'interfaccia sismica perché fa variare la velocità delle onde P, mentre non rappresenta un'interfaccia per le onde S poiché è incidente pochissimo.

Questa è una lettura forzata perché si sta interpretando la propagazione delle onde come se ci fosse un continuo elastico monofase, mentre nella realtà si è in presenza di uno scheletro solido con pori eventualmente riempiti di fluido e il fluido assume una pressione in relazione al carico applicato.

Per interpretare meglio il comportamento, si fa dunque riferimento alla **teoria di Biot**:

il mezzo saturo è considerato con la compresenza di due fasi, cioè scheletro solido e fluido che riempie tutti i pori.

Di fatto, **il mezzo saturo è considerato come un continuo binario costituito da due sistemi elastici paralleli e in sovrapposizione e, in ciascun punto, sono presenti entrambi i mezzi.**

La compartecipazione dei due mezzi, cioè la relazione tra le fasi, è governata dalla **porosità**

$$n = \frac{V_v}{V}$$

V_v = volume dei pori
 V = volume totale

In questo modo, in ogni punto si indica che c'è solo una parte di fluido, ossia quella che sta nella porosità.

IPOTESI DI MODELLO → **scheletro solido lineare elastico isotropo**

→ **tutti i vuoti sono saturati da un fluido non dissipativo e compressibile**

→ **assenza di moto relativo tra fase solida e fase fluida, ossia solido e fluido devono muoversi insieme (condizione non drenata). L'ipotesi è accettabile grazie al fatto che si lavora ad alte frequenze.**

In questo modello, si scrivono le equazioni del moto per la fase solida e la fase fluida e, applicando la decomposizione di Helmholtz, si ottiene che esistono non solo 2 tipi di onde di volume, bensì ne esistono 3

→ **ONDA DI TAGLIO**

→ **ONDA P DEL PRIMO TIPO** che è la più veloce e importante dal punto di vista della caratterizzazione perché da questa si deduce il tempo di primo arrivo

→ **onda di Biot**, che è l'onda P del II tipo. Essa è difficile da rilevare ed è poco importante dal punto di vista pratico.

In conclusione, nei mezzi saturi la velocità di propagazione delle onde P è fortemente condizionata dalla compressibilità del fluido e dalla velocità di propagazione nel fluido, ma questa non coincide con la velocità di propagazione nel fluido:

la velocità di propagazione nel fluido vale

$$V_p^w = \sqrt{\frac{K^F}{\rho_w}} \sim 1650 \text{ m/s}$$

mentre, con lo scheletro solido, la velocità che si legge è maggiore

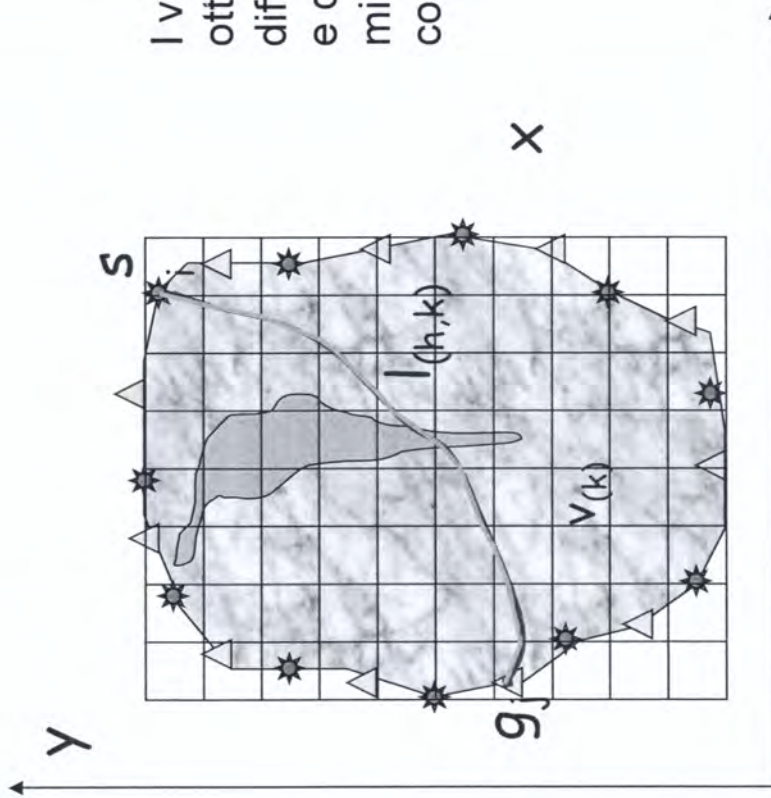
→ se lo scheletro solido è deformabile, si legge

$$V_p \sim 1500 \text{ m/s}$$

→ se lo scheletro solido è poco deformabile e poco poroso, la velocità V_p cresce

Per questi motivi, nelle prove di caratterizzazione spesso si fa riferimento alla velocità di propagazione delle onde S V_s perché è direttamente riferibile al comportamento dello scheletro solido.

Tomografia Sismica



I valori di velocità di ciascuna cella vengono ottimizzati in modo da minimizzare la differenza tra i tempi di primo arrivo misurati e quelli calcolati (lungo il percorso che minimizza il tempo di primo arrivo in accordo con il principio di Fermat):

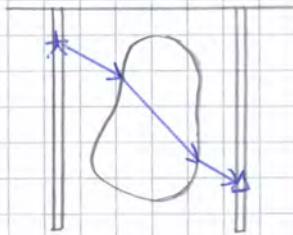
$$t_{(i,j)} = \min \left[\int_{l_{(i,j)}} \frac{dl}{v(x,y)} \right]$$

La ricerca della soluzione richiede un processo iterativo. Generalmente una regolarizzazione viene imposta per garantire ed accelerare la convergenza (→ transizioni graduali di velocità nella soluzione)



In seguito, si sposta la sorgente e si ripete l'operazione. Si ottiene così una serie di raggi sismici che attraversano lo spazio e danno informazioni sulla porzione compresa tra i mezzi e si possono ricostruire le caratteristiche.

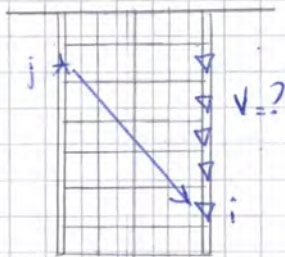
OSSERVAZIONE :



Per semplicità, i raggi sismici sono tracciati come rettilinei ma, nella realtà, questi deviano all'interfaccia e il percorso di congiungimento è complesso per effetto della risonanza.

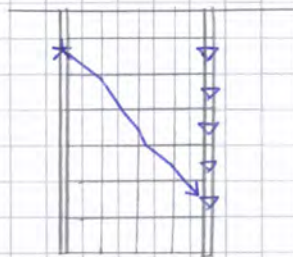
Come si può allora interpretare il risultato?

La tecnica di interpretazione tomografica prevede di suddividere il terreno in una griglia regolare, in cui ciascun punto della griglia è caratterizzato da una velocità incognita.



Se, per semplicità, si considera un modello omogeneo, si assume una certa velocità per le celle. Definendo il percorso, con la velocità imposta e la distanza misurata si può calcolare il tempo

$$t_{ij} = \text{tempo di percorrenza dalla sorgente } j \text{ al ricevitore } i$$



e questo è confrontato con il valore misurato t_{ij}^{mis} . Se il confronto è negativo, si modificano le velocità finché tutti i tempi misurati sono più vicini a quelli calcolati nel modello.

Con un modello non omogeneo, i raggi sismici non sono più rette bensì delle spezzate che tengono conto della rifrazione tra le diverse celle.

In questo caso, è comunque possibile calcolare il tempo mediante un processo di OTTIMIZZAZIONE, in cui si trova il tracciato che meglio si attiene al tempo misurato.

In genere, la soluzione che si trova è un'approssimazione del mezzo reale e il grado di approssimazione dipende dal livello delle celle:

per ricostruire meglio la forma, si potrebbe aumentare il numero di celle ma così il numero di incognite aumenterebbe.

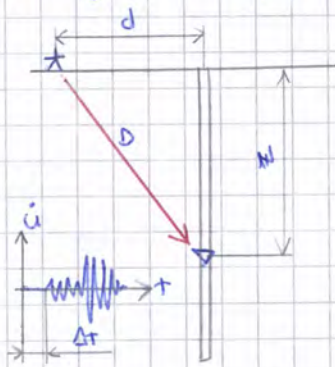
Prove invasive: prova Down-Hole

PRINCIPIO

La prova prevede ora di eseguire un unico foro di sondaggio.

Al suo interno, si potrebbe inserire una sorgente e si parlerebbe di PROVA UP-HOLE, in cui si emette l'onda da dentro il foro verso l'esterno. In realtà, le sorgenti che possono essere inserite in foro hanno piccole dimensioni rispetto a quelle che si possono usare in superficie e, per questo, tale configurazione è poco usata.

In genere, si adotta la **configurazione down-hole**, che presenta la sorgente in superficie e il ricevitore posizionato all'interno del foro.



Il percorso di misura rilevato è quello che va da sorgente a ricevitore. All'interno del ricevitore, si rileva un moto attraverso la velocità puntuale. Con un trigger system che fida con precisione l'istante di attivazione dello strumento, si fissa il tempo Δt e da qui si ottiene il tempo di primo arrivo.

La distanza percorsa si calcola conoscendo la profondità del ricevitore z e la distanza d tra foro e sorgente.

$$D = \sqrt{d^2 + z^2}$$

Da qui si può calcolare la velocità di propagazione delle onde.

$$V = \frac{D}{\Delta t}$$

In realtà, spesso il mezzo non è omogeneo e la velocità che si ottiene è una velocità media e non si sa come attribuirlo al materiale. Del resto, le prove sono eseguite per vedere come variano i parametri del terreno con la profondità ma, in questo caso, con la profondità la velocità varia solo come integrale di tutti gli strati attraversati.

⇒ il risultato non ha un sufficiente grado di risoluzione

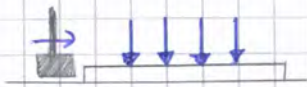
della sorgente.

$$z \leq 50 - 60 \text{ m}$$

→ modalità di generazione dell'onda



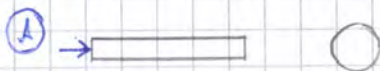
Le onde P si generano per impatto con un martello in direzione verticale, che genera principalmente una compressione.



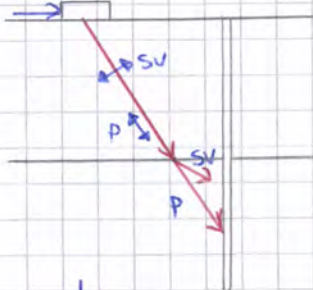
Per generare le onde S, occorre dar luogo a un impatto in modo da generare principalmente una distorsione.

Per fare ciò, si usa una traversina zavorrata su cui si applica un impatto laterale. Questa, per attrito, trasferisce una sollecitazione al terreno e si genera una distorsione, che è l'onda di taglio che viaggia nella direzione verticale.

Come deve essere posizionata la traversina rispetto al foro?

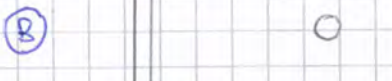


Con la disposizione (A), guardando in sezione, si vedono le onde SV, che producono uno spostamento nello stesso piano in cui avviene lo spostamento associato alle onde P.

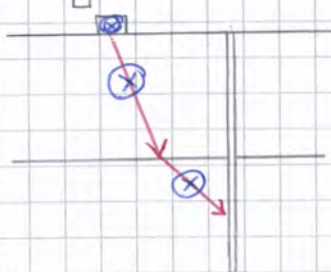


All'intersezione dell'onda con l'interfaccia all'interno del terreno, si generano delle onde riflesse P e SV e onde rifratte P e SV.

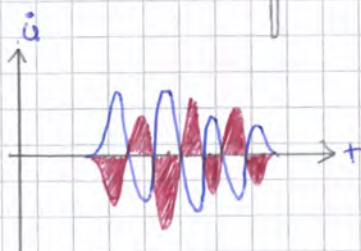
Per prima, al ricevitore giunge l'onda S che diventa onda P perché passa avanti rispetto all'altra. Così non si riesce a vedere bene l'onda di interesse (onda S) e questa disposizione della sorgente è poco conveniente.



Nella disposizione (B), si applica un impatto laterale e si genera un'onda SH, cioè un'onda associata a uno spostamento perpendicolare al piano.



Alla rifrazione, si genera solo un'onda SH e così al ricevitore è molto più facile individuare l'arrivo delle onde SH, poiché non c'è interferenza significativa da parte delle onde P.

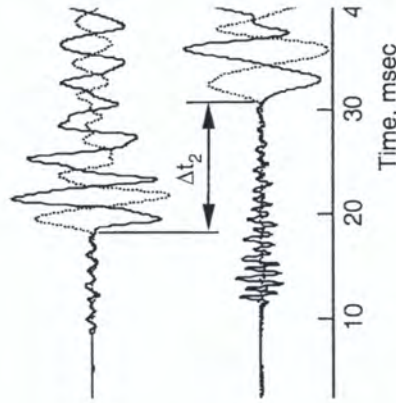
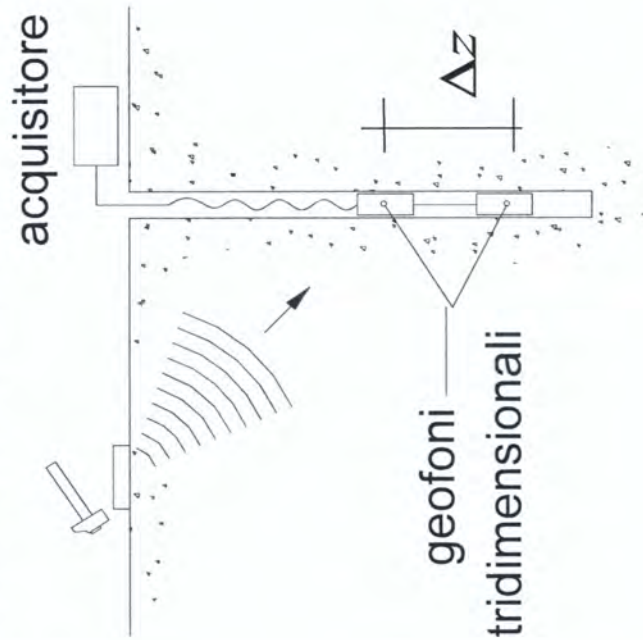


Tra l'altra, quando il ricevitore riceve un segnale, per vedere se questo è un'onda di taglio, è sufficiente applicare l'impatto dall'altro lato.

Le onde di compressione non cambiano, mentre le onde di distorsione sono polarizzate in modo inverso.

Down Hole

Due ricevitori (true interval)



$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t_{CORR}}$$

Analoga interpretazione con successive posizioni singolo geofono (pseudo-interval): fortemente sconsigliata



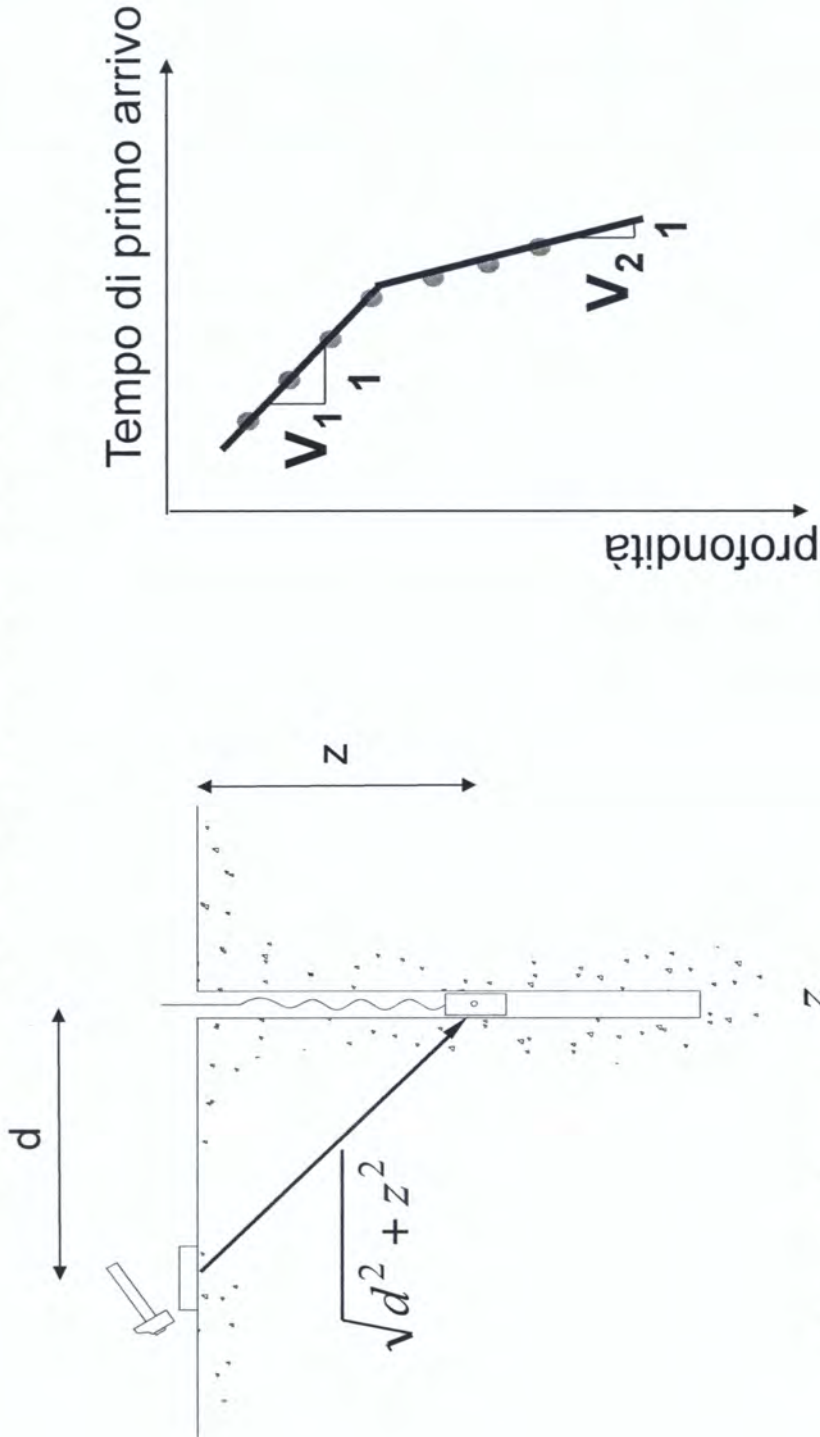
POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Prova Down Hole

Interpolazione dei tempi di arrivo → valori medi



$$t_{corr} = t_{mis} \frac{z}{\sqrt{d^2 + z^2}}$$



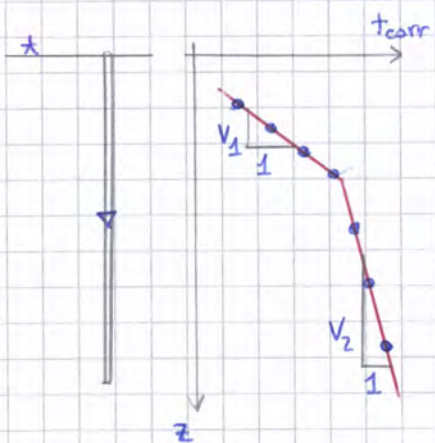
POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Analogo sistema di interpretazione può essere usato per la configurazione pseudointerval (anche se ne è sconsigliato l'uso)

Un'interpretazione alternativa prevede di riportare in un grafico il tempo corretto di arrivo t_{corr} in funzione della profondità z di esecuzione della prova per le diverse misure fatte a diverse profondità. In questo senso, non si guardano più le misure 2 a 2, bensì le si guardano tutte insieme.



La serie di punti che rappresenta la relazione tra tempi di arrivo e profondità costituisce una curva, detta **diagramma**.

Queste curve sono caratterizzati da tratti a pendenza costante, cui corrisponde una velocità costante.

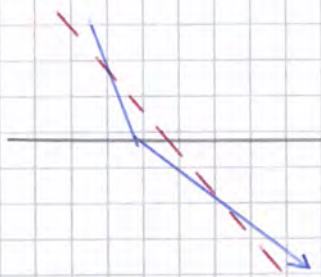
Pertanto, integrando la prova con il dato stratigrafico, è possibile individuare le ZONE OMOGENEE.

In quei tratti, si interpolano i tempi di arrivo in modo da ottenere una velocità media di arrivo, che sarà attribuita a quella zona.

Il vantaggio è che questa interpretazione è meno sensibile a errori di misura perché, facendo l'interpolazione tra più punti adiacenti, si ottiene una migliore stima della misura.

Lo svantaggio è che l'interpretazione tende a perdere le variazioni locali (questa è uno svantaggio o meno a seconda dello scopo della caratterizzazione).

D'altra parte, questa interpretazione si fonda su un'ipotesi importante:



il tempo corretto è frutto di una correzione applicata al tempo letto sul PERCORSO DIRETTO SORGENTE-RICEVITORE, che poi è proiettato sulla verticale.

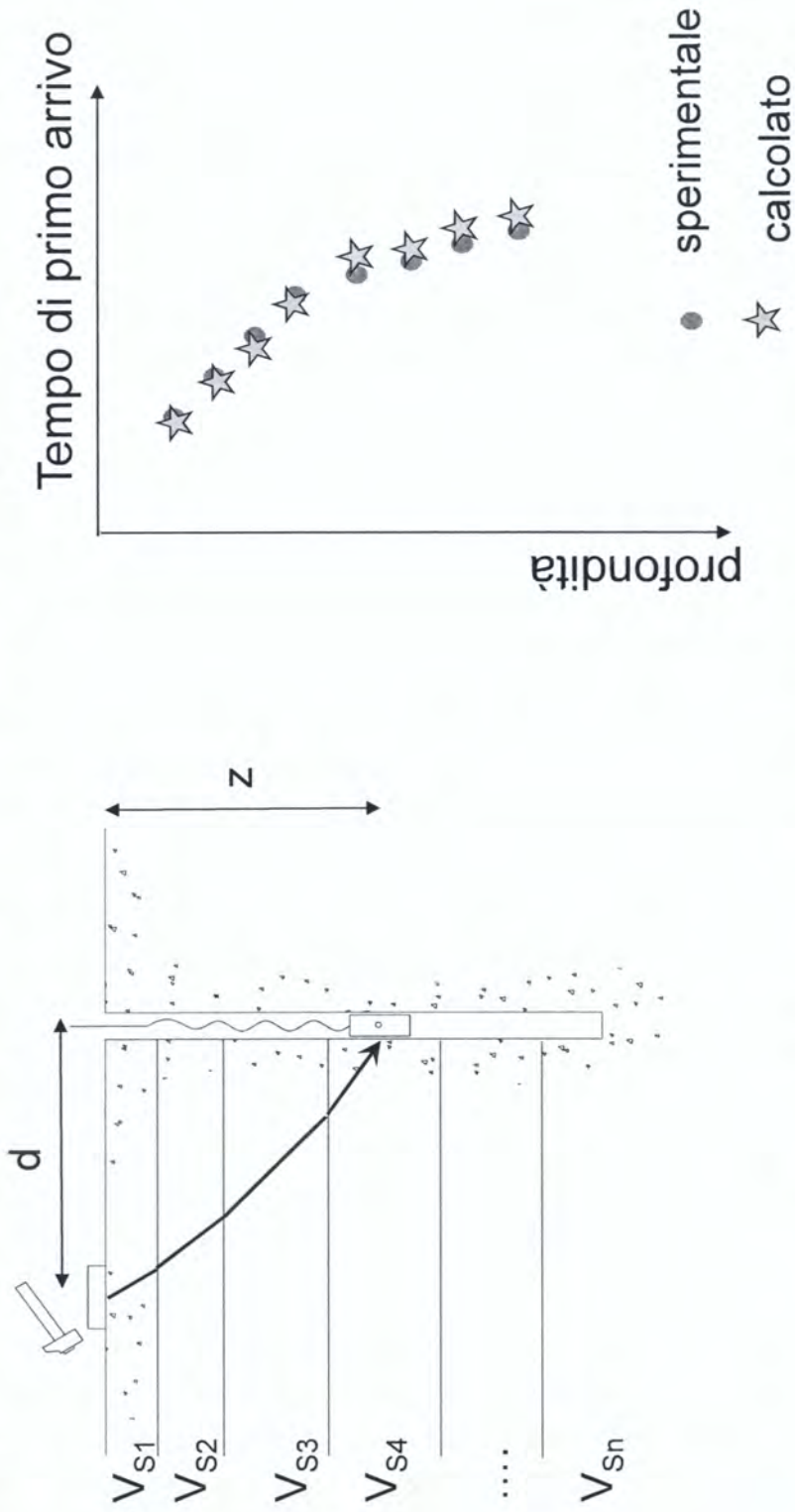
In realtà, se sono presenti più interfacce, in corrispondenza di esse avviene rifrazione. Pertanto, il percorso non è più rettilineo, bensì è curvilineo e segue le variazioni di velocità con la profondità.

Per rimuovere tale errore, bisognerebbe tenere conto delle diverse velocità negli strati e costruire il percorso curvilineo.



Prova Down Hole

Inversione dei tempi di primo arrivo con raggi sismici curvilinei



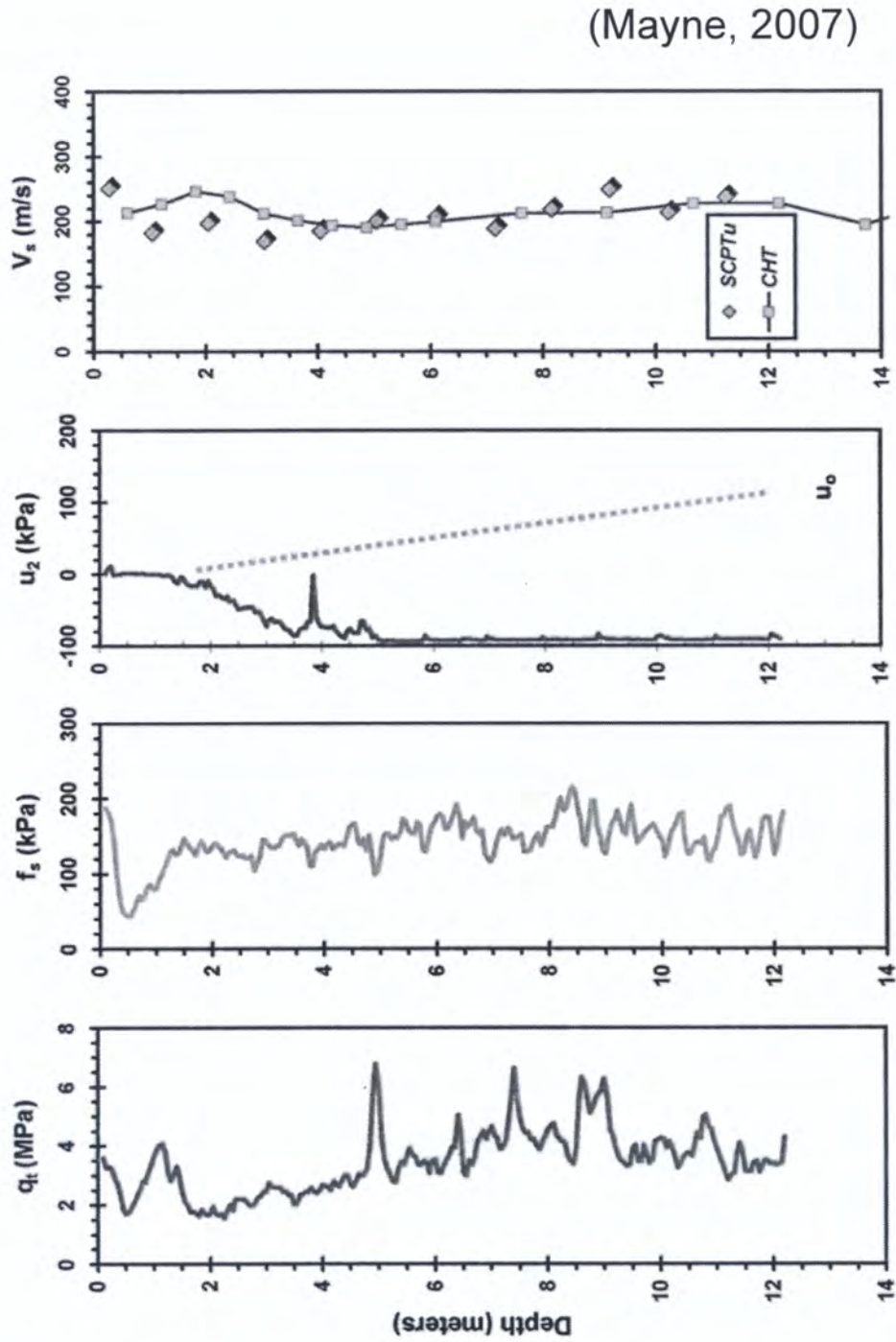
Problema inverso: trovare i parametri di modello (V_S) tali da minimizzare la differenza tra dati sperimentali e tempi calcolati



POLITECNICO
DI TORINO
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Cono sismico (SCPT)



Prove sismiche non invasive

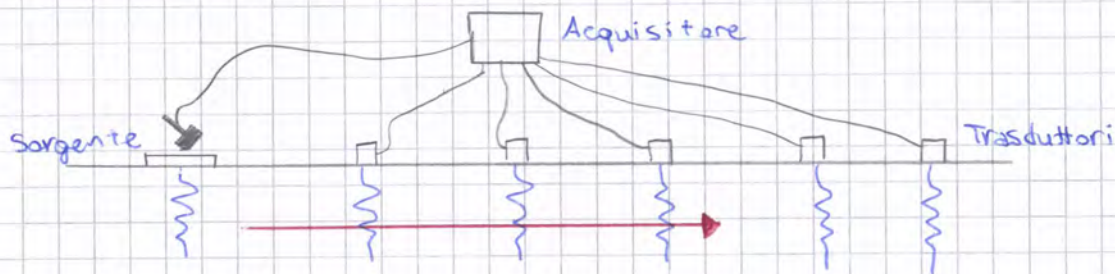
1 Queste prove prevedono di collocare in superficie sia la sorgente che il ricevitore e dunque sia l'energizzazione sia la ricezione avvengono al contorno del corpo.

Il vantaggio è che non occorre realizzare fori per portare la strumentazione all'interno del terreno.

D'altra parte, l'interpretazione è complessa perché bisogna risolvere un problema inverso in cui si inferiscono i parametri del deposito di terreno da misure effettuate solo sull'esterno.

Di conseguenza, il risultato è meno affidabile.

2 PRINCIPIO DELLE PROVE SISMICHE NON INVASIVE



Nelle prove non invasive, una perturbazione è indotta da parte di una Sorgente, che può essere

→ microesplosione, che produce un'espansione immediata e una variazione di volume che dà luogo a onde P

→ impatto verticale di una mazza, che genera onde P

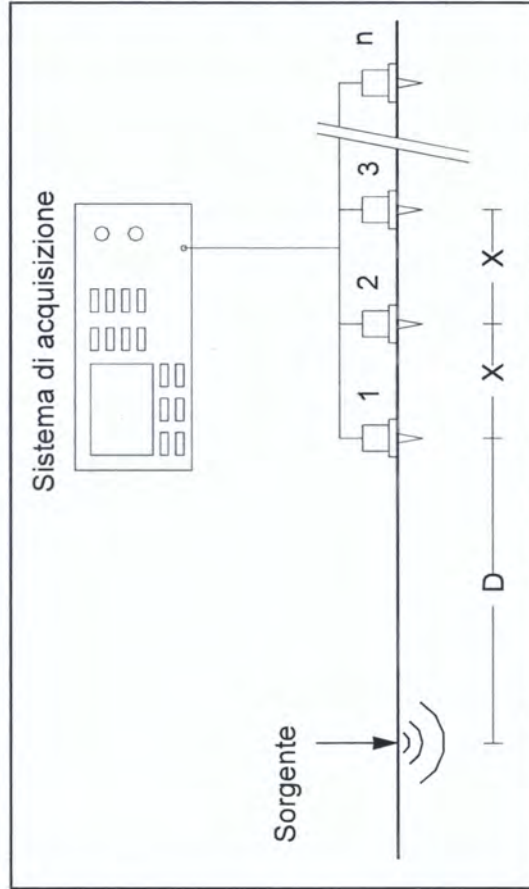
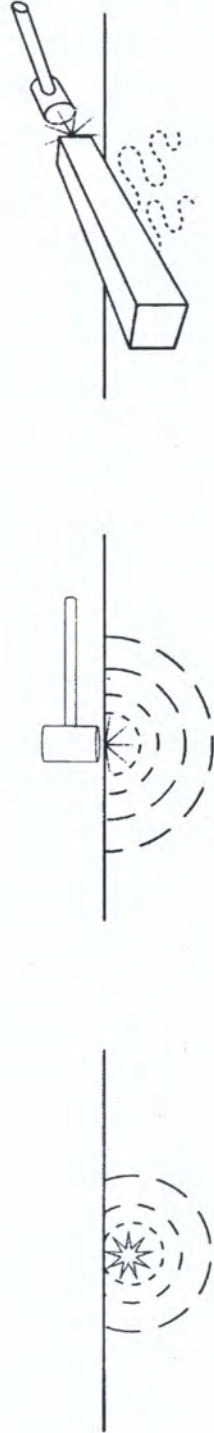
→ impatto laterale su traversina, che produce onde S la cui polarizzazione dipende dalla disposizione della traversa.

La perturbazione è ricevuta in n trasduttori posizionati sulla superficie.

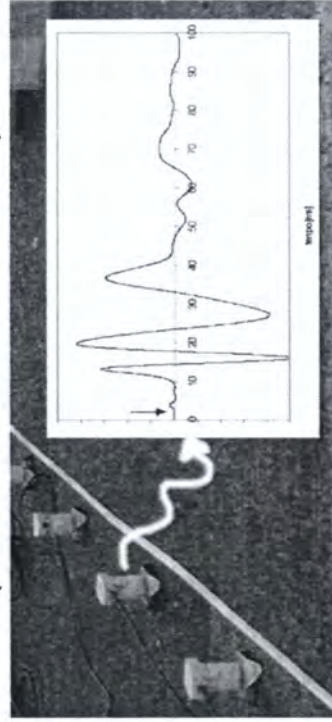
Questi sono geofoni, cioè ricevitori passivi in cui avviene un moto relativo tra una massa sospesa (mag. etc) e l'involucro (bobina) e ciò produce corrente elettrica che è portata all'acquisitore.

Prove sismiche non invasive

Sorgenti



Ricevitori: geofoni
(trasduttori di velocità)



Si osservano poi delle iperboli presenti in maniera sistematica e queste sono la manifestazione delle **onde riflesse**.
Le onde riflesse non sono mai di primo arrivo ma si manifestano dopo un certo tempo e questo permette di valutare le interfacce anche a profondità ben maggiori rispetto a quanto si possa ricavare con le altre prove.

Si individua infine una fascia che si allarga, costituita da onde a grande energia anche a grande distanza e queste sono le **onde superficiali**.

Tale fascia si allarga, cioè i segnali superficiali vicino alla superficie sono stretti, mentre i segnali superficiali lontani dalla sorgente si allargano.

Infatti, la velocità di propagazione delle onde superficiali dipende dalla frequenza. Siccome la sorgente applica un impulso e un impulso ha tante frequenze (racchiude tante armoniche) e alcune armoniche sono più veloci e altre armoniche sono più lente.

Così,

→ all'inizio il treno è compatto, poiché le onde superficiali sono tutte insieme

→ poi il treno si allarga perché le onde si distanziano e la dispersione si lega al fatto che il mezzo sia eterogeneo ed esiste una stratificazione.

Di conseguenza, indicando con H lo spessore della strato, la lunghezza di ciascun tratto inclinato è

$$L_i = \frac{H}{\cos i_c}$$

La lunghezza del tratto di interfaccia è invece definito come differenza tra x_c e le proiezioni orizzontali dei segmenti obliqui.

$$L_{if} = x_c - 2H \tan i_c$$

Rapportando la lunghezza di ciascun segmento con la rispettiva velocità, si calcola il tempo impiegato nel percorso.

$$\begin{aligned} T_{r,c} &= \frac{L_i}{v_1} + \frac{L_{if}}{v_2} + \frac{L_i}{v_1} = \\ &= \frac{H}{v_1 \cos i_c} + \frac{x_c - 2H \tan i_c}{v_2} + \frac{H}{v_1 \cos i_c} = \\ &= \frac{x_c}{v_2} + 2H \left(\frac{1}{v_1 \cos i_c} - \frac{\tan i_c}{v_2} \right) \end{aligned}$$

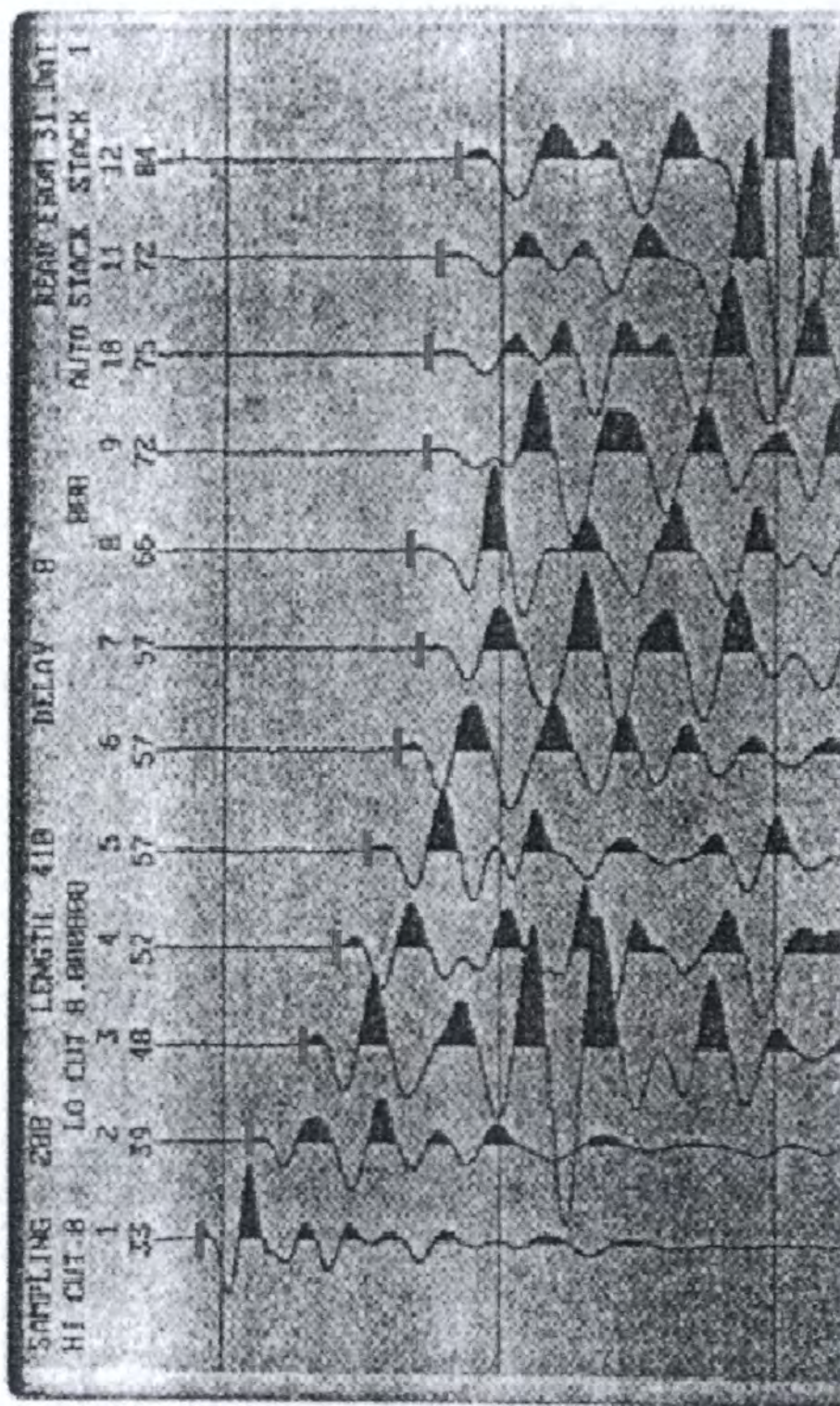
Si sostituisce l'espressione della legge di Snell.

$$\begin{aligned} T_{r,c} &= \frac{x_c}{v_2} + 2H \left(\frac{1}{v_1 \cos i_c} - \frac{\sin i_c}{v_2 \cos i_c} \right) = \\ &= \frac{x_c}{v_2} + 2H \left(\frac{1}{v_1 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}} - \frac{\frac{v_1}{v_2}}{v_2 \sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}} \right) = \\ &= \frac{x_c}{v_2} + \frac{2H}{\sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}} \left(\frac{1}{v_1} - \frac{v_1}{v_2^2} \right) \end{aligned}$$

Si moltiplica e divide il secondo addendo per la velocità v_1 .

$$T_{r,c} = \frac{x_c}{v_2} + \frac{2H}{\sqrt{1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}}} \cdot \frac{1}{v_1} \cdot \left(\frac{1}{v_1} - \frac{v_1}{v_2^2} \right) \cdot \frac{1}{v_1}$$

Picking - lettura dei tempi di primo arrivo



POLITECNICO
DI TORINO



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Nella prova, l'onda è generata da una sorgente ed è ricevuta da n ricevitori, in ciascuno dei quali si rileva una certa forma d'onda.
 Il fronte d'onda parte dalla sorgente all'istante 0 e arriva al ricevitore a un certo istante t_i e ciascun ricevitore è posto a una distanza d_i .

Pertanto, sulla base di questi dati, si può costruire la **dromocroma**, che è la rappresentazione dei tempi di arrivo in funzione della distanza.

Tale curva presenta una variazione di pendenza in corrispondenza della distanza di cross-over perché

→ il primo tratto contiene i dati relativi all'onda diretta

→ il secondo tratto contiene i dati relativi all'onda di testa

La differenza di pendenza si lega alla velocità di propagazione

→ nel primo tratto, la propagazione è governata dalla velocità V_1

→ nel secondo tratto, arrivano prima le onde di testa e dunque governa la velocità V_2 .

Questo tratto ha un andamento lineare con pendenza V_2 e una certa intercetta, in virtù della relazione

$$T_{r,c} = \frac{x}{V_2} + 2H \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

Alla stesso modo, nel primo tratto vale l'equazione

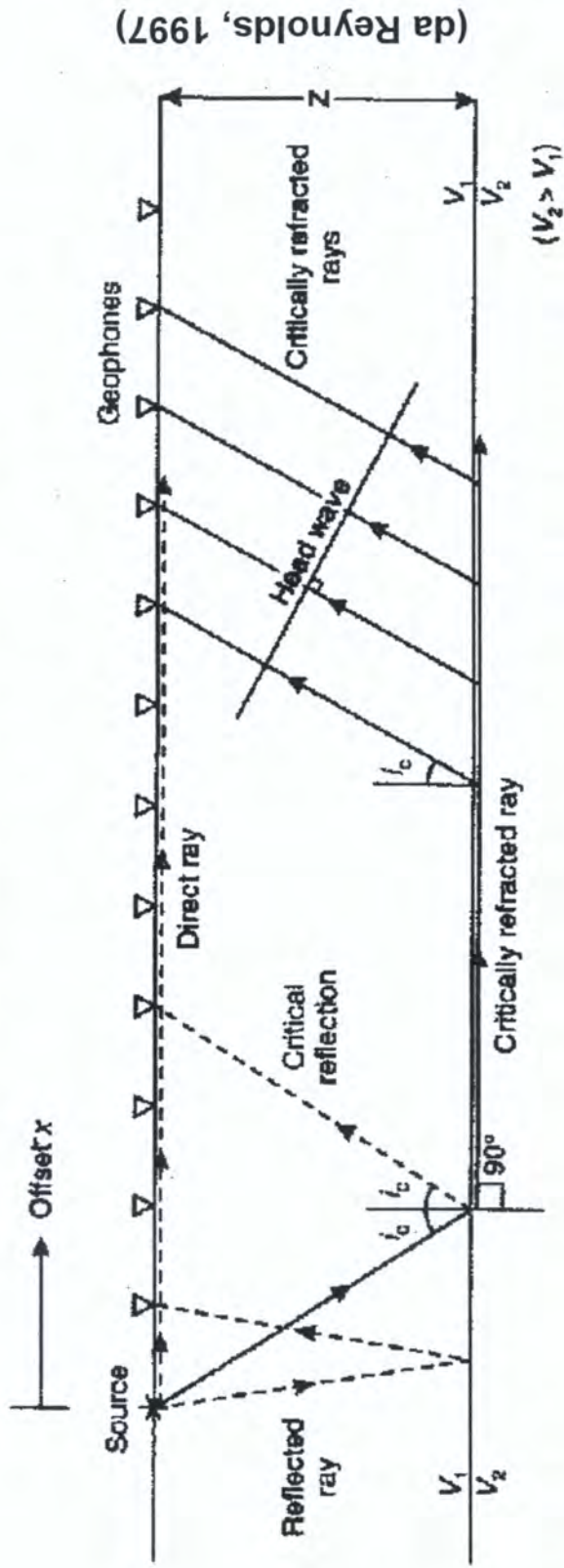
$$T_{d,c} = \frac{x}{V_1}$$

In questo modo, guardando la curva, è immediato ottenere i parametri.

→ PENDENZE ⇒ VELOCITÀ V_1, V_2

→ INTERCETTA ⇒ SPESSORE H può anche essere ricavata dalla distanza di cross over

Sismica a Rifrazione Standard ASTM D-5777-95



- Definizione di maggiori unità stratigrafiche (max 3-4 strati)
- Risultati affidabili solo se velocità onde di volume aumenta sempre con la profondità (strato lento)
- Problema risoluzione stratigrafica (strato nascosto)



$$p = 4 \div 5 h$$

h = profondità di interesse

Nel caso di una prova con onde di taglio, è difficile generare un segnale che possa essere letto in modo adeguato ad alte distanze (circa 100 m) e ciò incide sulla possibilità di investigare in profondità. Infatti, finché non si vede la variazione di pendenza nella dramocrona, non si può sapere lo spessore dello strato e così l'informazione che si ricava è modesta.

PROBLEMI

→ Strati nascosti

Per poter identificare un'interfaccia, ossia il passaggio tra uno strato e l'altro, questa deve produrre un effetto visibile nella dramocrona.



Se all'interfaccia avviene

$$v_2 < v_1 \rightarrow \text{INVERSIONE DI VELOCITÀ}$$

il fenomeno di rifrazione critica non avviene più e dunque non ci si può aspettare alcuna evidenza sul dato sperimentale da quell'interfaccia.

È poi possibile che sotto ci sia un materiale migliore, con velocità v_3 più elevata.

Questa situazione può accadere nelle zone alluvionali, dove ci sono alternanze di ghiaie con argille tenere o sabbie poco dense.

In questa situazione, al ricevitore arriva l'onda diretta e anche l'onda di interfaccia.

Quest'ultima però segue un percorso maggiore e, di conseguenza, ci possono essere

→ errori nella posizione dell'interfaccia

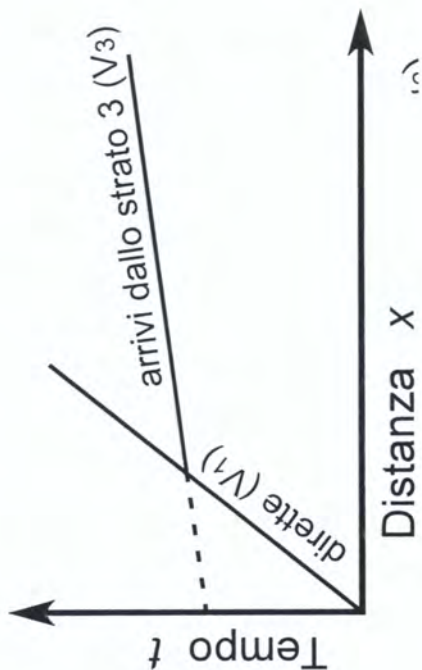
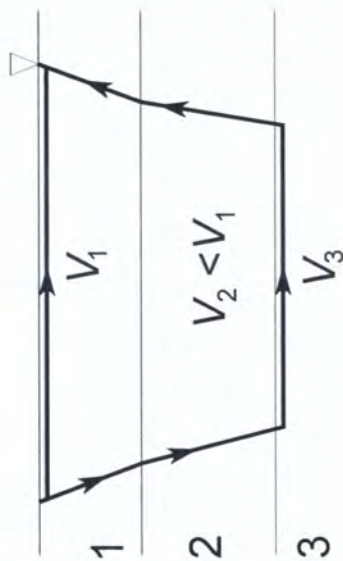
→ errori nella stima della velocità (si assume una velocità media)

Questi errori emergono se la stratigrafia non è nota e questo è il problema dello strato nascosto.

In questo caso, il dato sperimentale non permette di determinare la presenza di strati.

Strati Nascosti

Inversione di velocità (strato “lento”)



(da Reynolds, 1997)

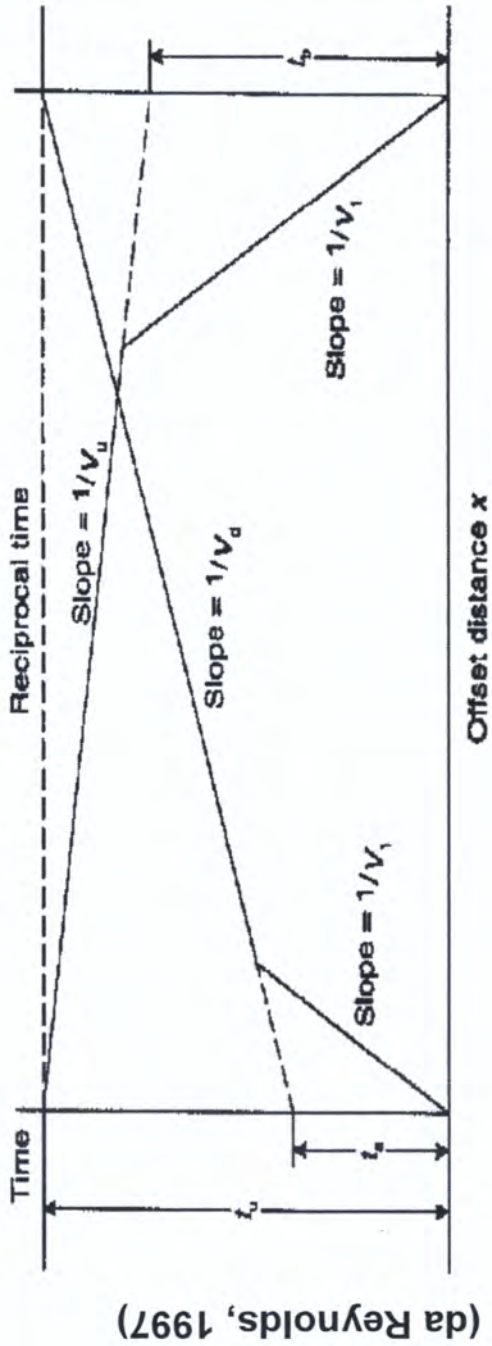
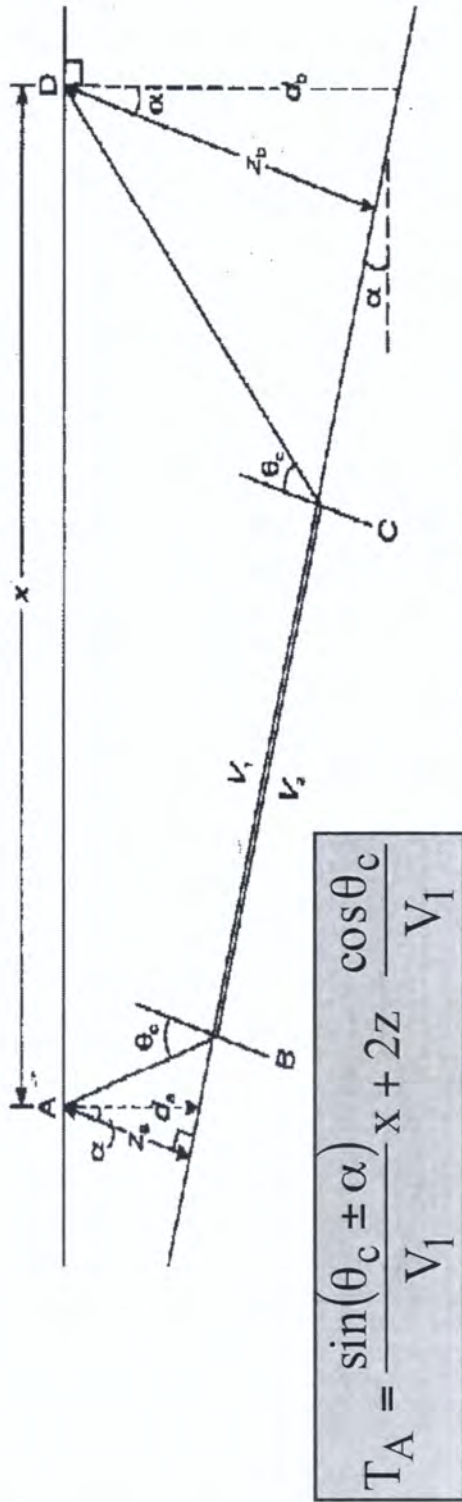


POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Inclinazione dell' interfaccia

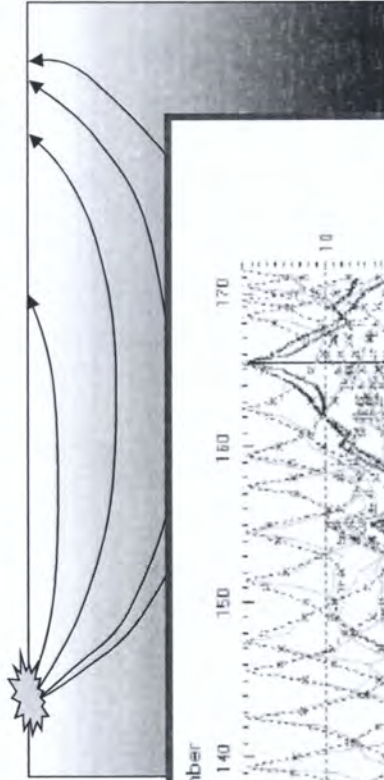


POLITECNICO
DI TORINO

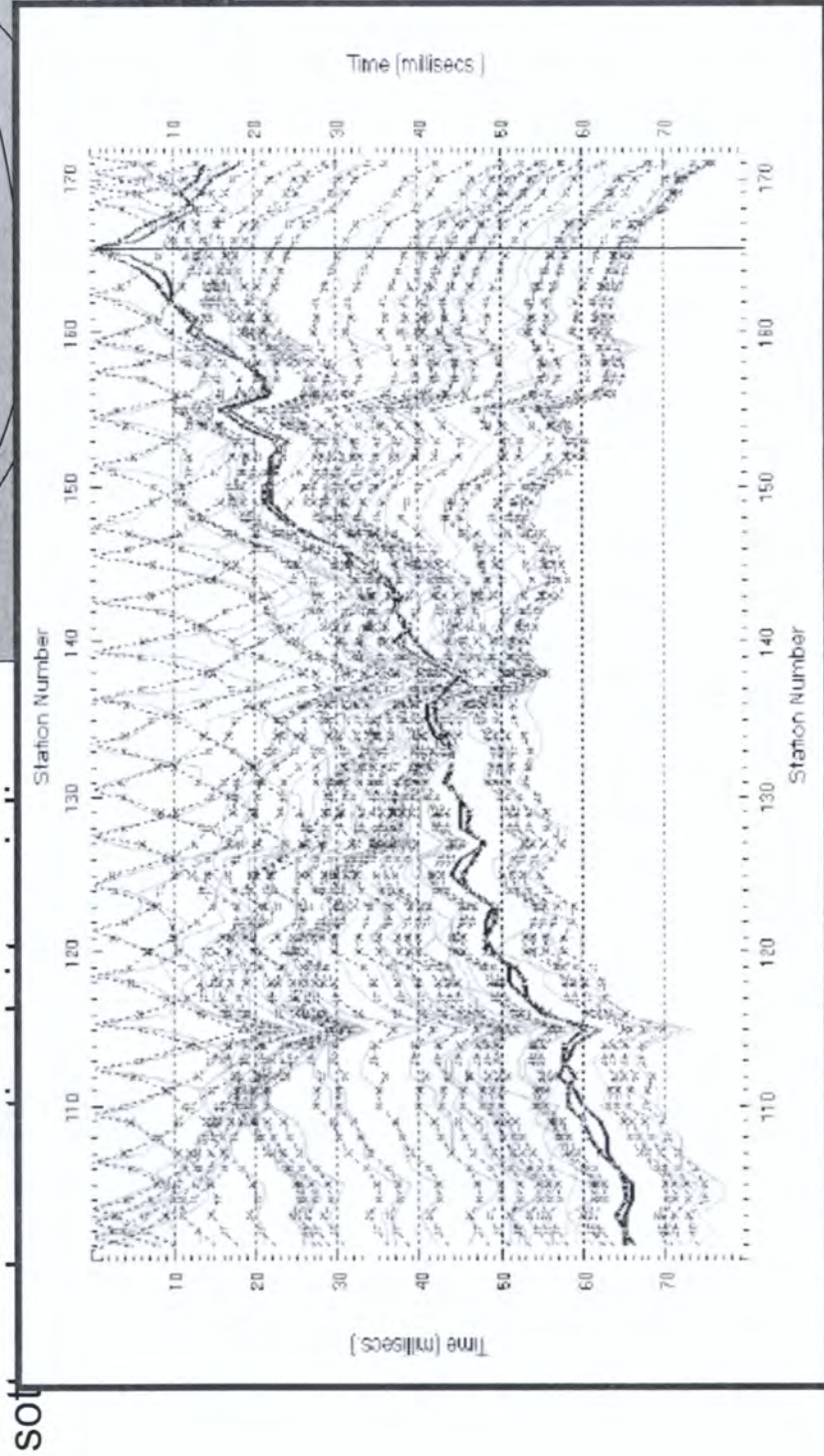
Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Esempio Tomografia Sismica



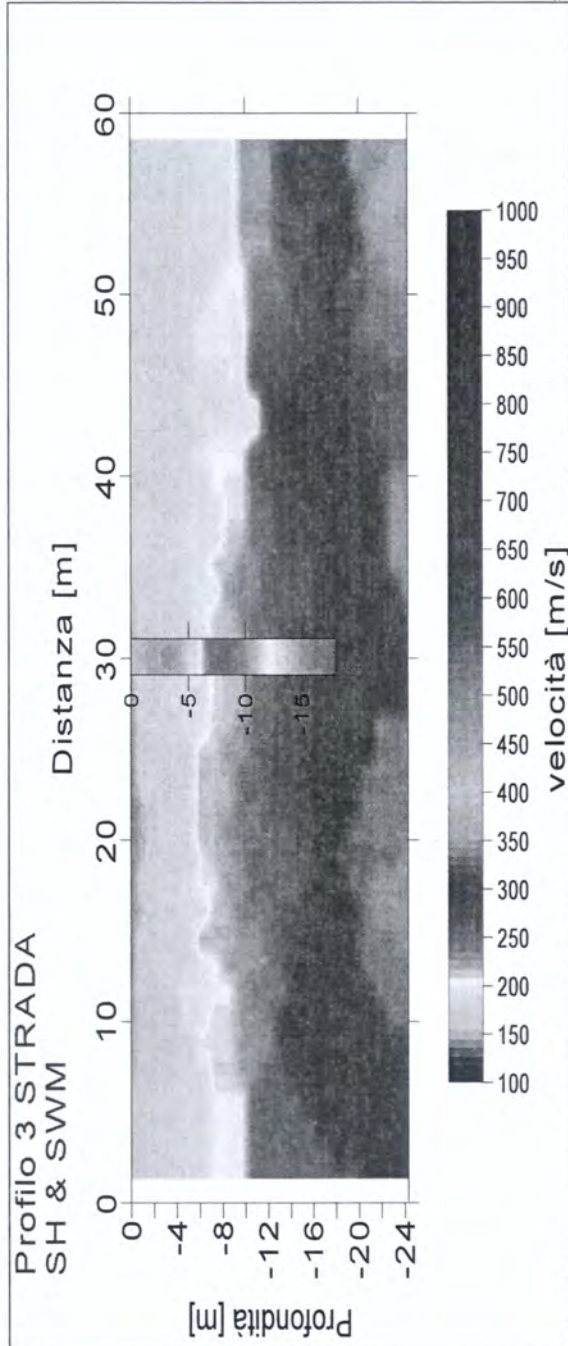
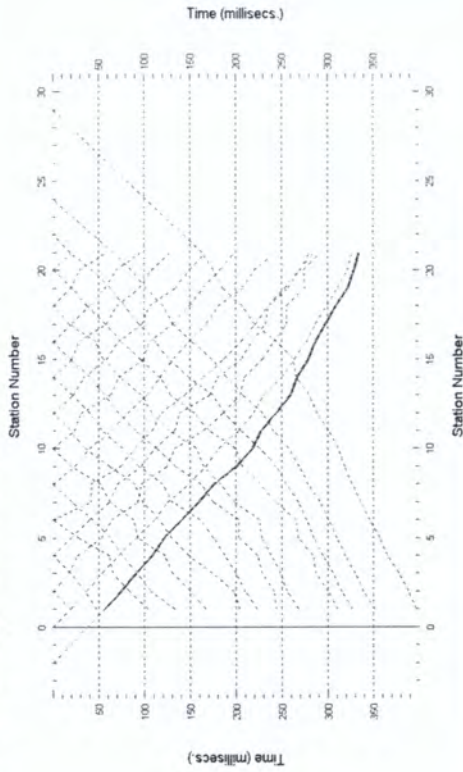
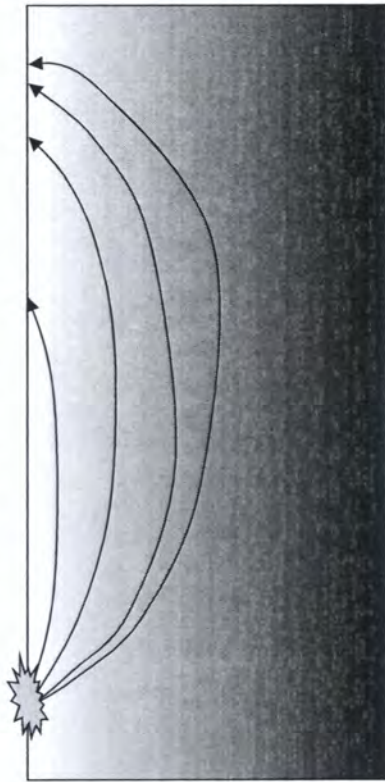
Uso di algoritmi di "ray tracing" per definire le caratteristiche del



Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile
Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

Ricostruzione 2D della distribuzione di Vs con tomografia a rifrazione dalla superficie



(da Strobbia, 2002)

POLITECNICO
DI TORINO

Corso di Geotecnica Sismica
Sebastiano Foti ©2015

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Dipartimento di Ingegneria Strutturale Edile e Geotecnica

