



Corso Luigi Einaudi, 55/B - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1747A -

ANNO: 2015

A P P U N T I

STUDENTE: Fiorello Silvia

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.

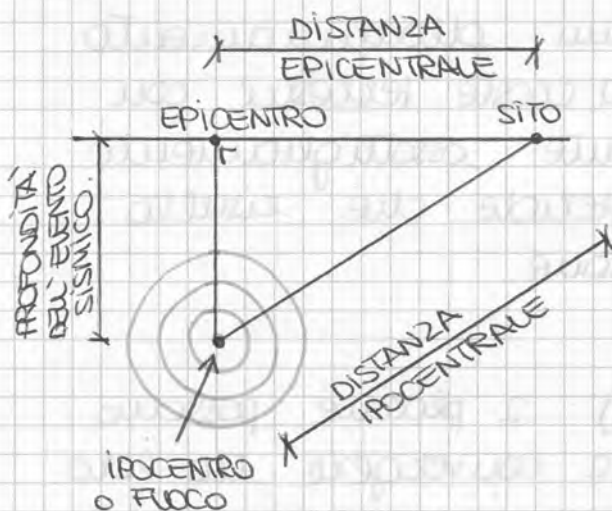
→ TERREMOTI : GENERALITÀ

Le CAUSE che generano il terremoto sono le rotture della crosta terrestre e della parte superiore del mantello. Dove avviene la rottura ho un rilascio di energia.

La perturbazione meccanica si propaga in forma di onde sismiche di volume e poi di superficie che causano lo scuotimento.

Si devono fare ipotesi per capire cosa ha generato la rottura: TEORIA DELLA TETTONICA A ZONE ed ACCUMULO dell'ENERGIA ELASTICA.

Si parte dall'osservazione della localizzazione dei terremoti sul globo terrestre in un arco temporale ristretto (< 10 anni) individuando così diverse regioni di interno della crosta terrestre.



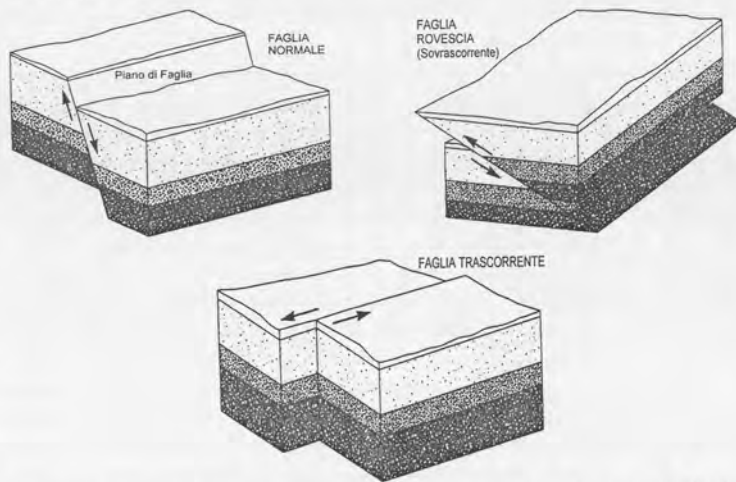
Se la profondità è piccola, la distanza epicentrale è quasi uguale a quella ipocentrale.

Se considero un arco temporale maggiore, andrò a considerare solo gli eventi sismici più rilevanti.

Dal 1990 si hanno anche rilevazioni strumentali mappando gli eventi sismici individuando determinate zone (placche) stabili, nelle aree di contatto ho un'alta concentrazione di terremoti.

Ci sono eventi sismici che non si verificano al contatto tra le zolle ma al loro interno.

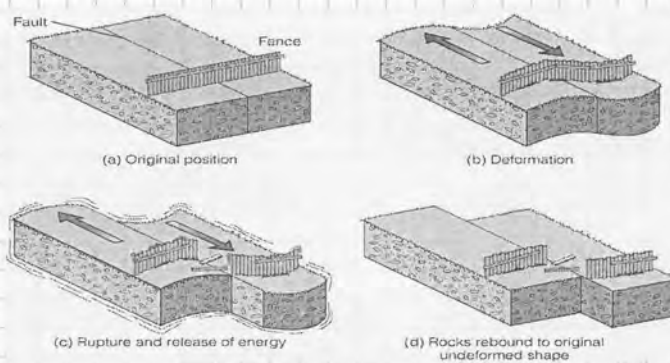
In Italia ho terremoti superficiali e non profondi che quindi sono "fatti" ma non "fortissimi" e seguono le dorsali degli appennini. La microzona adriatica tende a spingere verso la zona euroasiatica. L'Italia ha quindi un movimento relativo verso nord.



Non sempre si ha un'evidenza della rottura profonda sulla superficie. Queste evidenze però ci aiutano ad individuare le faglie che hanno prodotto rotture

nel passato. Il movimento delle faglie causa un accumulo di energia che nel tempo provoca il terremoto.

→ TEORIA DEL RIMBALZO ELASTICO

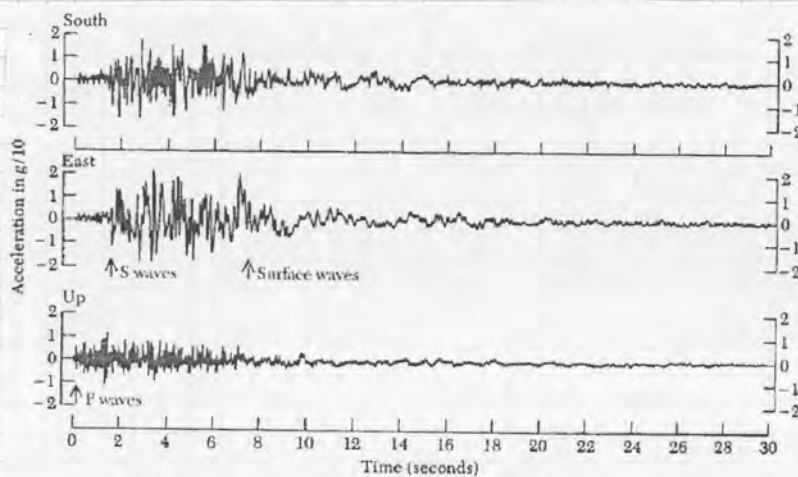


con questa teoria posso prevedere la quantità di energia che sarà dissipata dal terremoto. Lo scorrimento tra le superfici non può avvenire liberamente

perché ho una RESISTENZA che contrasta e quindi si genera una deformazione. All'aumentare della deformazione aumenta la tensione di taglio τ fino ad arrivare alla resistenza del materiale. Si ha quindi

A noi interessano le misure in termini di accelerazione perché ci consentono di registrare terremoti molto forti. In più l'accelerazione è direttamente legata alle forze di inerzia e ci consente di valutare così le forze associate al nostro sistema.

È 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 perché si amplificano gli errori.



La componente verticale (UP-DOWN) in molti casi è minore rispetto a quella orizzontale. La componente verticale arriva prima di quella orizzontale quando

quest'ultimo non è ancora dto.

L'accelerazione di picco è il valore massimo dell'accelerazione orizzontale in valore assoluto ed è detta PGA (peak ground acceleration).

La perturbazione viene generata all'interno della crosta terrestre, nasce così un'onda meccanica. Si può dimostrare che esistono due tipi di trasmissione dell'energia:

- ONDE DI COMPRESIONE: la risposta del mezzo è legata al modulo di elasticità longitudinale.
- ONDE DI TAGLIO: sono legate alla propagazione di stati di taglio e quindi al modulo di deformazione tangenziale.

Allontanandosi dal centro della generazione delle onde aumenta la superficie su cui si distribuisce l'energia.

L'attenuazione delle onde superficiali è minore di quelle di volume, per questo allontanandoci dall'epicentro sento di più le onde di superficie.

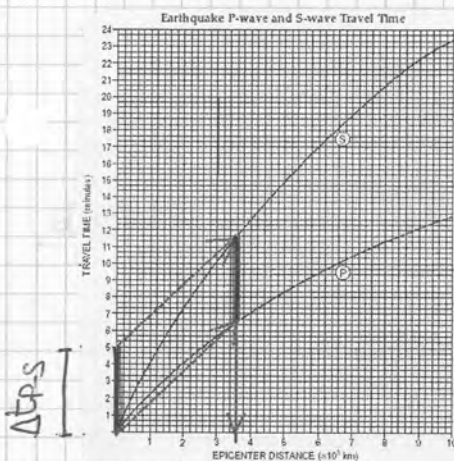
La differenza dei tempi di arrivo tra le onde P ed S mi permette di conoscere la distanza tra il sito e l'epicentro conoscendo le velocità di propagazione delle onde P e delle onde S

$$d_p = d_s$$

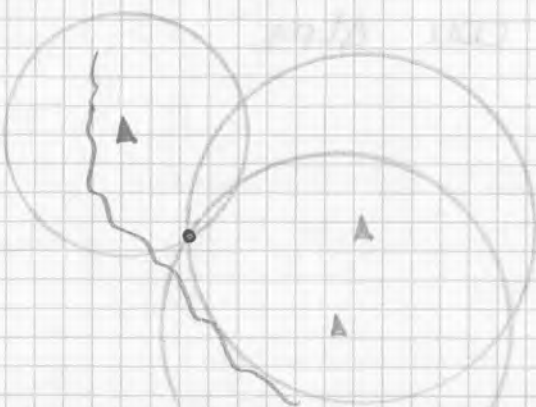
$$v_p \cdot t_p = v_s \cdot t_s$$

Non conosco di preciso t_p e t_s però posso conoscere Δt_{p-s}

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



coloco Δt_{p-s} tra queste due curve e ricavo così la distanza epicentrale.



con almeno 3 strumenti di misura posso stimare la posizione dell'epicentro.

Uso magnitudo diverse in base alla distanza epicentrale a cui mi trovo:

1. MAGNITUDO RICHTER (o LOCALE)

$$M_L = \log_{10} A_{MAX}$$

A_{MAX} : massimo ampiezza per un sismometro Wood-Auderson a 100 km dall'epicentro

2. MAGNITUDO ONDE SUPERFICIALI (per terremoti superficiali e distanti)

$$M_s = \log A + 1.66 \log \Delta + 2.0$$

A: max spostamento al suolo [μm]

Δ : distanza dall'epicentro

3. MAGNITUDO ONDE DI VOLUME (per terremoti profondi)

$$M_b = \log A - \log T + 0.01 \Delta + 5.9$$

A: max ampiezza onde P [μm]

T: periodo dell'onda P [s]

Δ : distanza dall'epicentro

4. MAGNITUDO DI MOMENTO (per terremoti forti)

$$M_w = \frac{\log M_0}{1.5} - 10.7$$

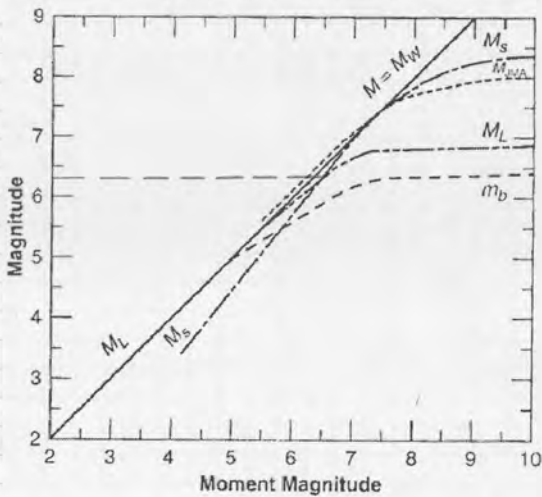
M_0 : momento sismico [dyne-cm] misura l'energia rilasciata

La magnitudo Richter può andare in crisi perché strumenti vicini rischiano di andare a saturazione non riuscendo a cogliere o pieno lo magnitudo di un terremoto molto forte.

La magnitudo di momento si vincola dalla misurazione sperimentale e si basa sull'energia rilasciata, parametro con il quale posso fare un confronto assoluto con la magnitudo Richter.

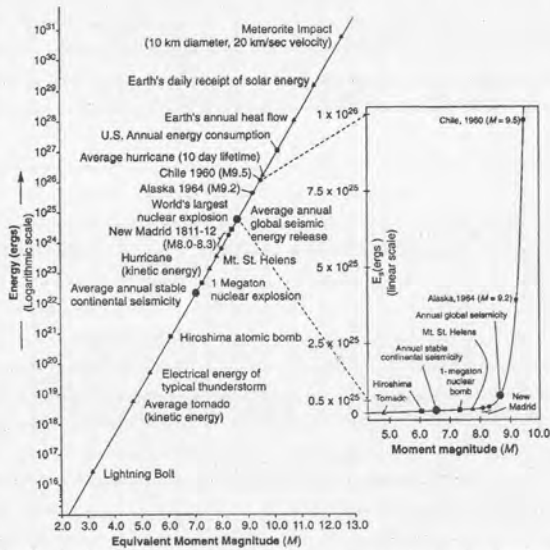
L'energia non viene quindi misurata ma istantaneamente ma gradualmente si propaga della rottura e questo influisce sulla resistenza delle nostre strutture.

Vediamo ora un confronto tra le diverse magnitudo in riferimento alla magnitudo di momento



Dal grafico si nota come la magnitudo locale M_L sia coincidente con quella di momento M_w solo fino ad un certo livello di magnitudo (6-6.5).

La magnitudo di Richter e quello di momento sono le più usate.



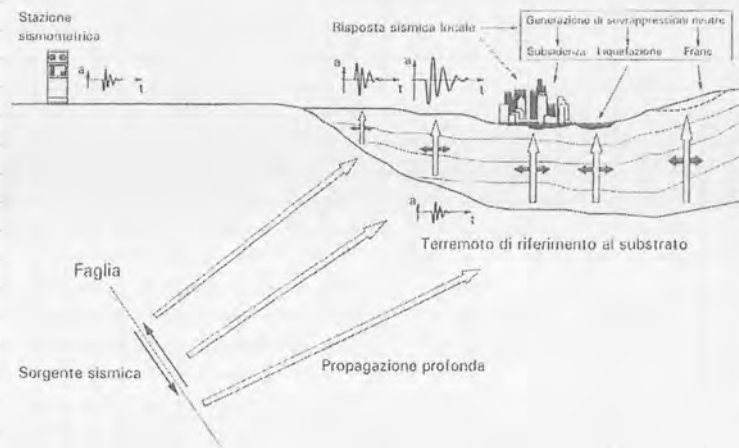
Energia dei terremoti

NB:
Energia è proporzionale all'ampiezza registrata elevata a 3/2
→ $\Delta M = 1$ equivale ad un fattore circa pari a 31.6 ($= 10^{3/2}$) in termini di energia
→ $\Delta M = 2$ equivale ad un fattore 1000

Anche prima del terremoto emiliano del 2012 ci sono stati eventi sismici con fenomeni di liquefazione.

→ INGEGNERIA GEOTECNICA SISMICA

La rottura avviene in profondità e poi si sviluppa in superficie. Dato considerare la relazione



tra la propagazione delle onde negli strati più profondi che sono più rigidi e quella delle onde nei sedimenti superficiali. In questi sedimenti nascono degli effetti che

amplificano gli effetti sulla superficie. Le caratteristiche del sottosuolo modificano il moto sismico.

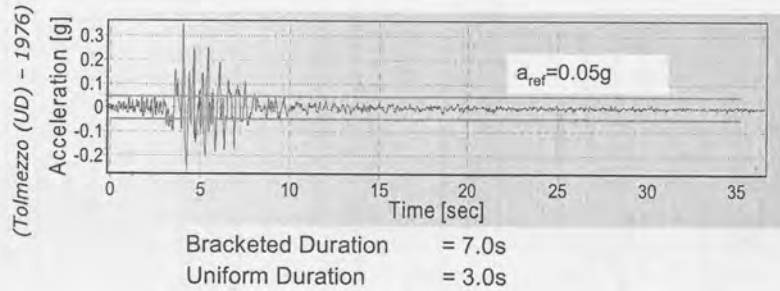
È noto che lo stesso terremoto possa produrre effetti molto diversi a causa del diverso sottosuolo perché sono diverse le accelerazioni massime registrate.

→ LIQUEFAZIONE: SAND BOILS

La liquefazione si manifesta in superficie con i così detti VULCANELLI DI SABBIA. Strati superficiali possono passare da uno stato solido ad uno liquido in quanto durante un terremoto aumenta la pressione interstiziale fino al punto in cui si annullano le resistenze al taglio e il materiale diventa come un fluido. Il fluido se trova dei canali ci entra arrivando così in superficie.

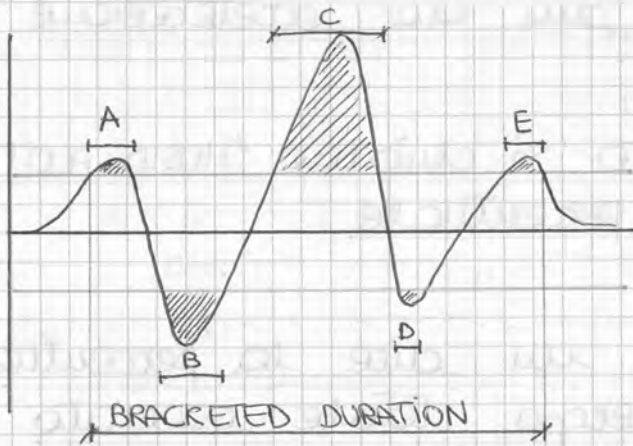
che viene sottratto dalla storia di velocità. Se lo medio delle accelerazioni non è nullo vuol dire che la linea base non è corretta perché ho un'accelerazione costante su tutto il segnale che influisce sulla velocità.

Un altro parametro importante è la DURATA della SCOSSA perché i picchi seguenti al primo vanno ad agire su una struttura già danneggiata. Più è lungo l'evento sismico, maggiore è l'effetto che mi spetto.



Bracketed Duration: dal primo all'ultimo istante in cui si passa la soglia

Uniform Duration: somma intervalli sopra soglia



Posso fissare una soglia di accelerazione da cui comincio a considerare il terremoto e da cui parte il calcolo della durata del sisma. La durata in questo modo dipende dall'accelerazione di riferimento che considero.

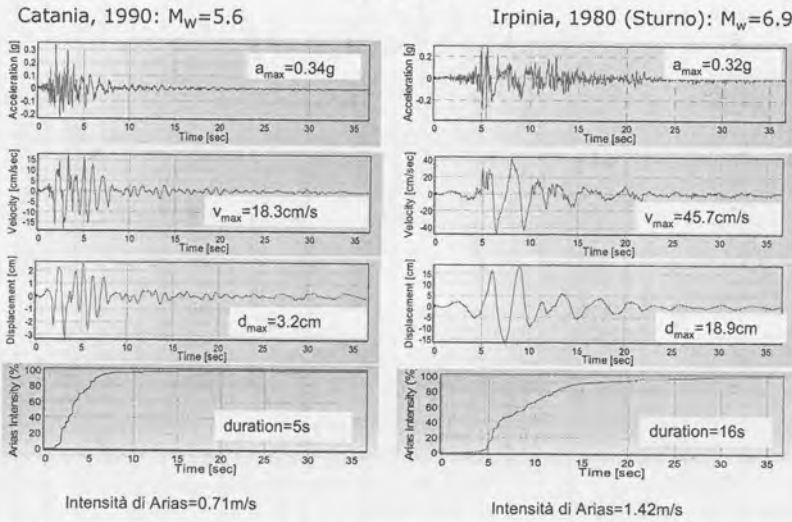
considero quindi l'INTENSITA' DI ARIAS che è un parametro più oggettivo.

Definisco la funzione "INTENSITA' DEL MOTO":

$$I(t) = \frac{\pi}{2g} \int_0^t a^2(\tau) d\tau$$

è una funzione cumulata in cui mi svincolo dal segno usando i valori di accelerazione al quadrato.

Esempio



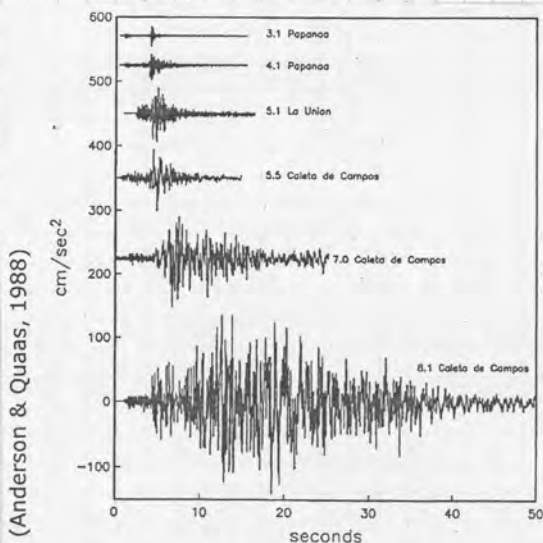
tramite questo esempio vediamo perché è importante definire diversi parametri. Questi 2 terremoti hanno a_{max} quasi uguale però mentre a Catania raggiungo il

valore massimo di accelerazione solo in un punto, in Irpinia ho un'oscillazione intorno al valore massimo con conseguente accumulo di energia.

Inoltre valgono i seguenti rapporti:

- 1 : 3 → velocità
- 1 : 6 → spostamento
- 1 : 3 → durata
- 1 : 2 → IARIAS

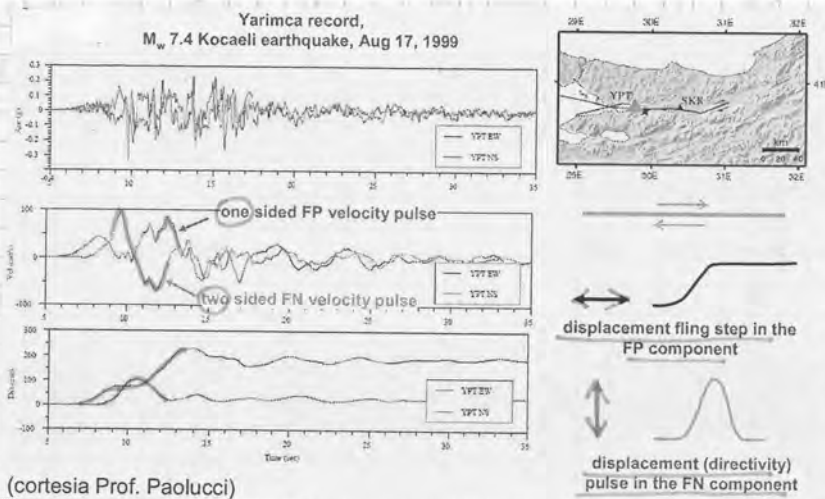
↳ ho 2 terremoti molto diversi e prendendo solo a_{max} non li avrei distinti. L'energia in Irpinia è 40-50 volte maggiore rispetto a quella di Catania.



vediamo che la relazione tra MAGNITUDO e DURATA considerando registrazioni relative a magnitudo diverse per lo stesso stazione accelerometrica.

All'aumentare di M , aumentano a_{max} e la durata. Questo perché la rottura non è istantanea ma progressiva.

si immessa in un punto, poi è ritrasciato e viaggia fino in superficie e si farà risentire per un arco di tempo lungo, cresce così la dimensione della faglia.



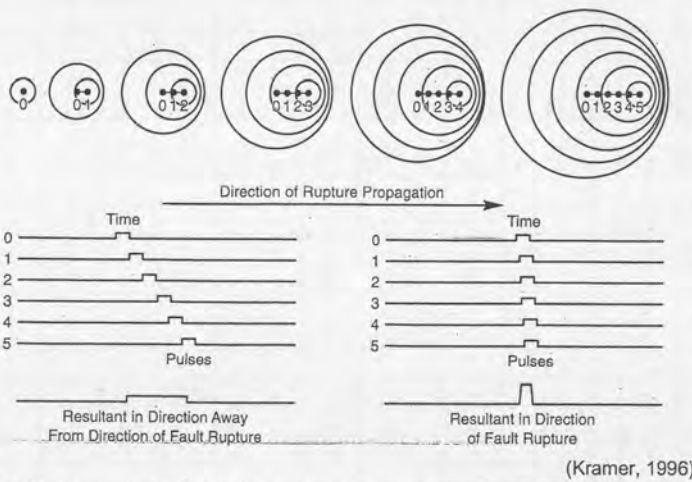
(cortesia Prof. Paolucci)

In questo esempio abbiamo un foglio trascorrente in direzione est-ovest.

Nella direzione parallela al foglio vedo un salto nella

storia dello spostamento che è permanente. La componente normale non ha un salto ma qui ho il problema della "DIRETTIVITÀ DELLA PULSAZIONE".

In conclusione il colpo vicino si riconosce dai SINGOLI o DOPPI IMPULSI nella storia di velocità.



(Kramer, 1996)

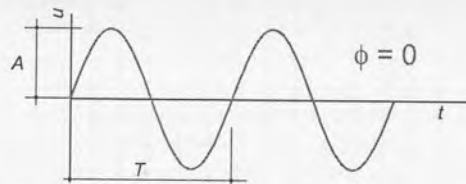
I punti rappresentano i punti di rottura mentre i cerchi rappresentano lo zona in cui è arrivato l'energia associata a quella rottura. Al passare del tempo la rottura si propaga e

si continuano a generare componenti d'onda che vanno a sommarsi con quelle generate dalla rottura precedente. Se uodo in direzione della propopazione della rottura vedo i colpi d'onda che si avviciano sempre di più e che quindi si sommano perché lo nuovo rottura rilascia energia in un punto in cui era già arrivato l'energia rilasciata in precedente. Se sono invece nella direzione opposta, la rottura si sta allontanando e le onde arrivano separate

della frequenza delle funzioni armoniche in cui ho scomposto la mia storia temporale mi danno lo **SPETTRO DI FOURIER**, lo spostamento mi dà la **FASE** di origine di ciascuna funzione armonica e la frequenza di ogni armonico rientra all'interno della funzione armonica come frequenza dello singolo armonico. La somma di tutte le armoniche riproduce la mia storia temporale.

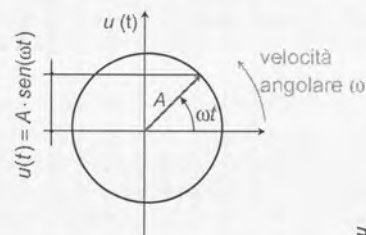
↳ Moto armonico

spostamento di un punto in funzione del tempo
 $u(t) = A \cdot \text{sen}(\omega t + \phi)$



- A = ampiezza [L] (m)
- T = periodo [t] (s)
- $f = 1/T$ = frequenza [t⁻¹] (Hz = 1/s)
- $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$ = pulsazione o frequenza angolare [t⁻¹] (rad/s)
- ϕ = fase [-] (rad)

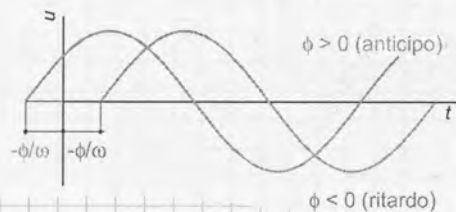
interpretazione geometrica:
 vettore di modulo A ruotante con velocità angolare ω



ciclo completo:
 $\omega T = 2\pi$
 $\omega = 2\pi/T$ (rad/s)

$$u(t_0) = A \cdot \text{sen}(\omega t_0 + \phi) = 0$$

$$t_0 = -\frac{\phi}{\omega}$$



SPOSTAMENTO: $u(t) = A \text{sen}(\omega t + \phi)$

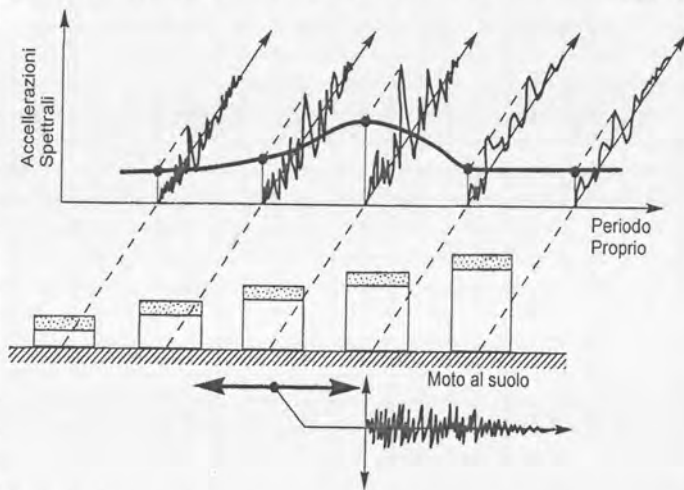
VELOCITÀ: $v(t) = \dot{u}(t) = \omega A \cos(\omega t + \phi)$

ACCELERAZIONE: $a(t) = \ddot{u}(t) = -\omega^2 A \text{sen}(\omega t + \phi) = -\omega^2 \cdot u(t)$

vedo dire che il contenuto in frequenza dei terremoti si ritrova in campo ristretto per le frequenze e questo ci permetterà delle semplificazioni.

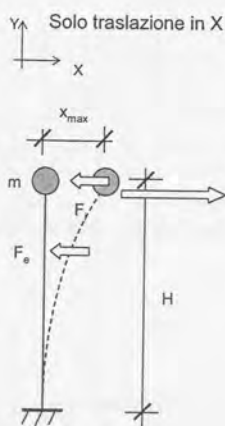
Nello spettro di potenza vedo ancora di più che da 10 Hz in poi ho valori che sono trascurabili. Dello spettro di potenza ricavo le frequenze a cui ho i contributi più importanti (posso fermare l'analisi a 20 Hz). Nell'intorno delle frequenze più importanti (2 e 4 Hz) ho molta energia.

Un altro parametro spettrale importante è lo **SPETTRO DI RISPOSTA** che è un diagramma che



rappresenta la risposta massima (in termini di spostamento, velocità o accelerazione) di un sistema ad un grado di libertà soggetto ad una data accelerazione del suolo in funzione dei parametri del sistema (periodo e smorzamento).

↳ Sistema ad 1 grado di libertà (SDOF)



(cortesia Prof. D. Sabia)

All'azione $P(t)$, variabile nel tempo, si oppongono:
 la FORZA ELASTICA (F_e) e la FORZA D'INERZIA (F_i)
 $F_e = -Kx$; $F_i = -m\ddot{x}$
 K = rigidità della struttura, nel caso $K = 3EI / L^3$
 x = spostamento della massa
 \ddot{x} = derivata seconda dello spostamento rispetto al tempo: l'accelerazione
 m = massa della struttura
 L'una deriva dal richiamo che la struttura esercita sulla massa m data la sua rigidità, l'altra si esprime con la legge di Newton:
 $F = ma$
 L'equilibrio viene ripristinato se:
 $P(t) - m\ddot{x} - Kx = 0$; ovvero:

$$m\ddot{x} + Kx = P(t)$$

Moto dell'OSCILLATORE SEMPLICE

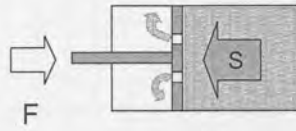
Spostando la massa dalla sua posizione di equilibrio questo tende a tornare in quel punto e quindi oscilla.

↳ SMORZAMENTO

Durante l'oscillazione lo spostamento della struttura viene smorzato da vari contributi:

- Smorzamento viscoso
- Attritivo
- Isteretico
-

Si considera la somma dei contributi smorzanti in un'unica componente viscosa inserendo nel modello un pistone idraulico:



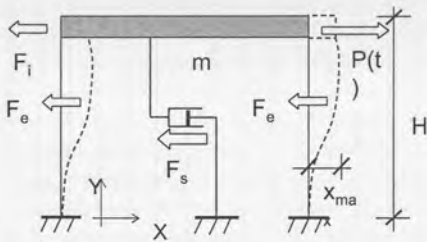
La reazione S è proporzionale alla velocità :

- F lento S → 0
(carico statico, smorzamento ininfluenza)
- F veloce S → F
(carico dinamico, smorzamento contribuisce all'equilibrio del sistema)

← applicazione LENTA del carico
← applicazione VELOCE del carico

(cortesia Prof. D. Sabia)

L'oscillatore semplice smorzato:



Il contributo dello smorzamento (F_s):

$$F_s = -c \dot{x} \leftarrow \text{LEGATO ALE FORZE VIX CHE MI CONSENTE DI RIPRODURRE IL DECADIMENTO DELLE AMPIEZZE NEL TEMPO.}$$

c = costante dello smorzatore

\dot{x} = velocità della massa

L'equilibrio viene ripristinato se:

$$m \ddot{x} + c \dot{x} + k x = 0$$

Equazione del moto dell'OSCILLATORE SEMPLICE SMORZATO

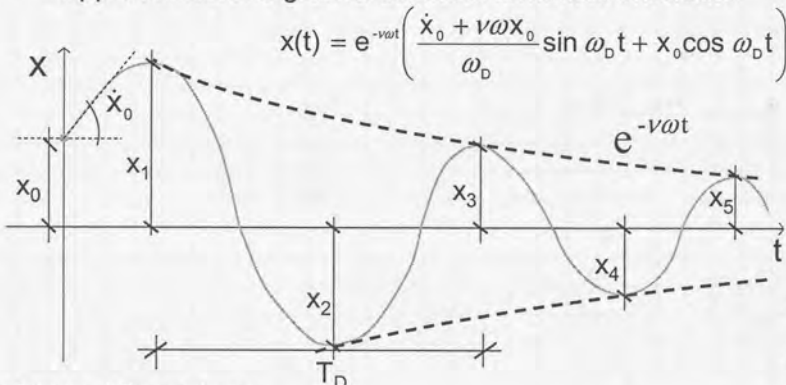
ovvero: $\ddot{x} + \frac{c}{m} \dot{x} + \frac{k}{m} x = 0$; $\ddot{x} + 2\nu\omega \dot{x} + \omega^2 x = 0$

in cui: $\omega = \sqrt{\frac{k}{m}}$; $\nu = \frac{c}{2\sqrt{k \cdot m}}$ è detto fattore di smorzamento

$$x(t) = e^{-\nu\omega t} \left(\frac{\dot{x}_0 + \nu\omega x_0}{\omega_D} \sin \omega_D t + x_0 \cos \omega_D t \right) \quad \begin{matrix} x(0) = x_0 \\ \dot{x}(0) = \dot{x}_0 \end{matrix}$$

(cortesia Prof. D. Sabia) Soluzione: MOTO ARMONICO SMORZATO

Rappresentazione grafica del moto armonico smorzato



Definizione delle grandezze:

T_D = Periodo proprio di oscillazione smorzata = cost. ; [s] $T_D = \frac{2\pi}{\omega_D}$
 ω_D = Pulsazione o frequenza circolare ; [rad / s] $\omega_D = \omega \sqrt{1 - \nu^2}$

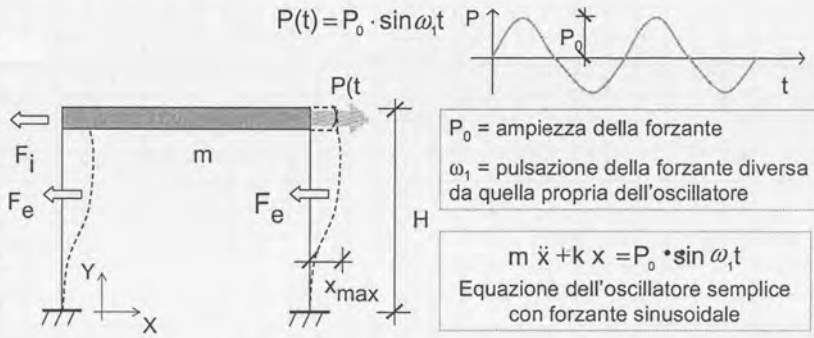
per smorzamenti di 0.1 (valore elevato): $\omega_D = \omega \sqrt{1 - 0.1^2} = \omega \sqrt{0.99} \approx 0.99\omega \approx \omega \Rightarrow T_D = T$

se partiamo dall'osservazione del sistema reale per ricavare come decade l'ampiezza dei picchi, posso valutare lo smorzamento equivalente dell'oscillatore. Dal periodo di oscillazione dell'

oscillatore semplice (massa in moto ad un'asta) posso ricavare la sua rigidità k avendo noto la massa m .

(cortesia Prof. D. Sabia)

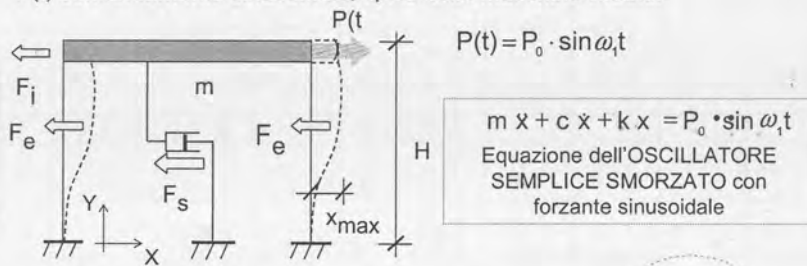
P(t) con andamento sinusoidale, tipico delle macchine rotanti:



$$x(t) = \frac{1}{1 - \alpha^2} \cdot \frac{P_0}{k} \cdot (\sin \omega_1 t - \alpha \cdot \sin \alpha t) \quad \alpha = \frac{\omega_1}{\omega}$$

La frequenza della forzante armonica deve combinarsi con la frequenza propria del sistema

P(t) con andamento sinusoidale, tipico delle macchine rotanti:

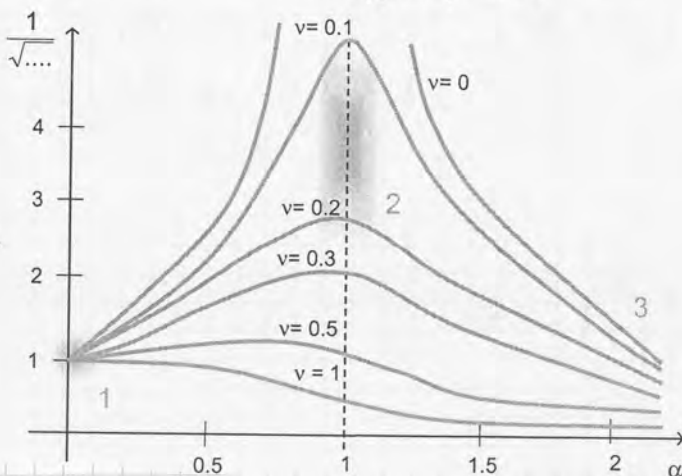


$$x(t) = \frac{P}{k} \cdot \frac{1}{\sqrt{(1 - \alpha^2)^2 + 4\nu^2 \alpha^2}} \cdot (\sin \omega_1 t - \phi) \quad \alpha = \frac{\omega_1}{\omega} ; \phi = \text{fase}$$

Fattore di amplificazione

Ritardo della risposta della struttura

Il fattore di amplificazione: $\frac{1}{\sqrt{(1 - \alpha^2)^2 + 4\nu^2 \alpha^2}} = f(\alpha) = f\left(\frac{\omega_1}{\omega}\right)$



Quando il rapporto tra la frequenza della forzante e la frequenza propria dell'oscillatore, tende ad 1, se il sistema fosse non smorzato avrei un' amplificazione che tenderebbe ad infinito

se introduco uno smorzatore, ottengo un sistema in cui l'ampiezza del picco sarà governata sostanzialmente dallo smorzatore.

Nella condizione statica il fattore di amplificazione è 1. (frequenza nulla). la funzione di risposta nel dominio di frequenza ci dà un altro modo per valutare lo smorzamento

→ PERICOLOSITA' SISMICA

Il RISCHIO SISMICO viene definito come il prodotto di 3 fattori:

- PERICOLOSITA'
- VULNERABILITA'
- ESPOSIZIONE

Devo capire quale sarà il terremoto che in termini di scuotimento mi darò attendere in quel territorio (pericolosità). Il rischio dipende da come le costruzioni rispondono al sisma (vulnerabilità) e dalle conseguenze (esposizione) di tipo economico e sociale.

Il primo elemento che devo considerare per identificare la pericolosità è la vicinanza di faglie. Devo quindi caratterizzarle per capire cosa mi aspetta in termini di magnitudo.

Devo valutare anche la distanza delle faglie dal sito perché più sono lontane maggiore è l'attenuazione.

Devo poi vedere quale faglia produce l'effetto massimo sul mio sito per fare una progettazione in sicurezza.

↳ PERICOLOSITA': METODO DETERMINISTICO

Questo metodo può essere diviso in 5 fasi:

1. IDENTIFICAZIONE DELLE SORGENTI

Le sorgenti sono ricavabili da informazioni storiche e dall'osservazione morfologica del territorio. Questo processo viene seguito per ogni sito sempre in base all'importanza dell'opera.

Si possono usare dei database dove sono catalogate tutte le faglie e suddivise in base alle caratteristiche.

M_m : FREQUENZA ANNUALE

a, b: PARAMETRI RICAVABILI DA REGRESSIONE DI DATI STORICI dipendono dalle caratteristiche dello sfiglio.

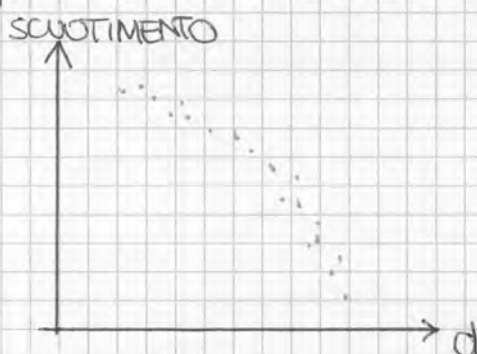
Verso magnitudo più elevate non abbiamo più andamento lineare e retto.

Infatti $\log M_m$ non può mai andare a zero ma questo non vuol dire che ci dobbiamo attendere terremoti con $M=10$ in quanto devo sempre considerare la massima energia che si può liberare dallo sfiglio e questo è il limite del valore di magnitudo.

Oltre i valori osservati, l'estrapolazione dei dati va fatta con cautela.

3. VALUTAZIONE DISTANZA SORGENTE-SITO

Voluto la distanza minima dallo sfiglio per fare uno stima cautelativa



Dai dati sperimentali ricavo una legge di regressione chiamando LEGGE DI ATTENUAZIONE, questo però dipende dalle proprietà locali della crosta terrestre e quindi si chiamano

"legge di attenuazione regionale".

Lo scuotimento è l'effetto e sull'asse delle ordinate ho uno dei parametri dello scuotimento (PGA (a_g), INTENSITA' di ARIAS, ACCELERAZIONE SPETTRALE (SA)). Posso costruire una legge di attenuazione per ogni parametro di scuotimento.

4. VALUTAZIONE DEGLI EFFETTI ATTESI IN FUNZIONE DELLE LEGGI DI ATTENUAZIONE REGIONALI

Dallo sorgente (d_1) posso ricavare gli effetti attesi per una determinata magnitudo.

Non è detto che lo sorgente con M maggiore mi dia l'effetto più grande in quanto

LEGGE DI ATTENUAZIONE DI SABETTA E PUGLIESE (ITALIANA)

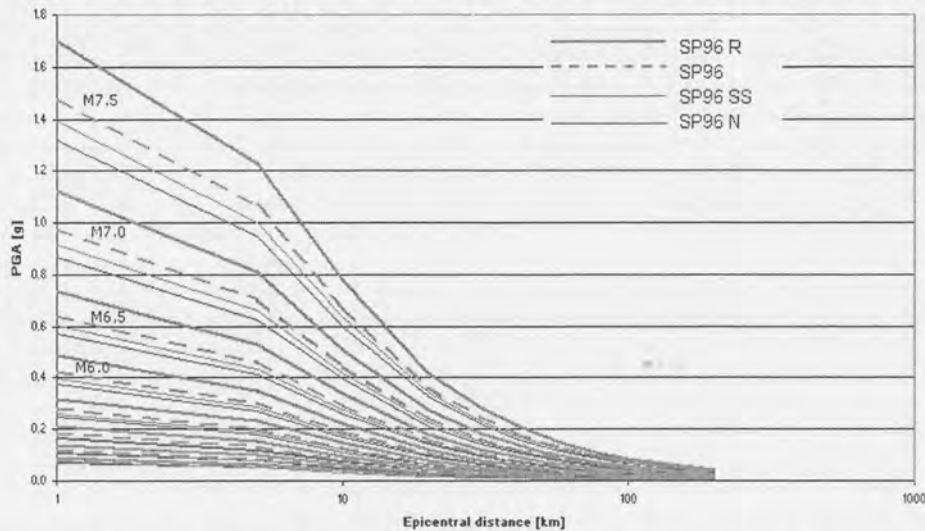


Figura 4. Curve di attenuazione SP96 in funzione del meccanismo di fagliazione prevalente: quella a tratteggio è l'attenuazione SP96 media, in rosso la correzione per faglie inverse (R), in verde per faglie trascorrenti (SS) ed in blu per faglie normali (N).

Questa legge è più specifica e quindi ho meno dati rispetto alla legge di Ambroseys per cui ho più dati riguardanti i terremoti più forti.

Sabetta e Pugliese hanno stabilito le relazioni per le magnitudo elevate usando i dati storici e i danni che sono stati provocati. Questi dati sono comunque ricchi di incertezze.

5. SELEZIONE DEL TERREMOTO DI CONTROLLO

↳ ESEMPIO: PERICOLOSITÀ CON METODO DETERMINISTICO

Analizziamo il caso di Saluggia (VC) in cui c'era una centrale nucleare e quindi l'esposizione del sito era elevata nonostante la bassa pericolosità.

Non posso fare un ragionamento sulla singola sorgente ma mi devo riferire alle zone sismogenetiche intorno al sito.

Individuo 4 macrozone sismogenetiche e scelgo la minima distanza dal sito.

$$M = \frac{a - \log(1/T)}{b} = \frac{8.5 - \log(1/100)}{2.4} = 5.5$$

Nota M (magnitudo attesa allo sargente) voluto lo scuotimento (PGA) tramite la legge di Ambroseys.

$$\log(PGA) = -1.48 + 0.266 \cdot M_s - 0.922 \cdot \log(r^2 + 3.5^2)^{0.5} + 0.117$$

$$M_s = 5.5$$

$$r = 33 \text{ km (distanza min)}$$

$$\hookrightarrow PGA = 0.049 \text{ g}$$

Applico la legge di ricorrenza di Gutenberg-Richter per tutte le zone sismogenetiche:

$$M = \frac{a - \log(1/T)}{b}$$

ottenendo i seguenti risultati:

Zona Sismogenetica	a	b
A1.1	8.5	2.4
A1.2	4.3	1.6
B2.4	6	2.2
D4	0.3	1.1

Zona sismogenetica	Magnitudo		
	Massimo storico	Tempo di ritorno 100 anni	Tempo di ritorno 1000 anni
A 1.1	6	5.5	6.4
A 1.2	6.4	5.6	7.0
B 2.4	5.5	4.8	5.9
D 4	5.9	4.5	6.6

Applico quindi la legge di attenuazione di Ambroseys:

$$\log(PGA) = -1.48 + 0.266 M_s - 0.922 \log(r^2 + 3.5^2)^{0.5} + 0.117 \cdot S_1 + 0.124 \cdot S_2 \pm 0.25$$

$$S_1 = 1 \text{ se suolo rigido, altrimenti } S_1 = 0$$

$$S_2 = 1 \text{ se suolo soffice, altrimenti } S_2 = 0$$

Ricorrendo:

Zona Sismogenetica	PGA [g] (orizzontale)		
	M _{max storico}	M _{100anni}	M _{1000anni}
A1.1	0.068	0.049	0.088
A1.2	0.033	0.020	0.048
B2.4	0.023	0.015	0.029
D4	0.018	0.007	0.027
Massimo	0.068	0.049	0.088

PROCESSO POISSONIANO:

1. EVENTI INDIPENDENTI → ASSENZA DI MEMORIA

Un evento non è condizionato dagli eventi passati e non condiziona quelli futuri. Questo però per i terremoti non è vero perché devo considerare l'accumulo di energia.

2. EVENTI RARI → PROBABILITÀ DI 2 EVENTI CONSECUTIVI NULLA

Anche questa affermazione non è valida per i terremoti (vedi terremoti in Emilia).

3. PROCESSO STAZIONARIO → STESSA PROBABILITÀ IN QUALSIASI INTERVALLO

Ho la stessa probabilità qualsiasi periodo prendo (es. 2015-2115 o 2110-2210).

Anche questo non è vero per i terremoti perché nel tempo aumenta l'accumulo di energia.

In conclusione il modello poissoniano ha dei limiti ma lo usiamo perché i dati che abbiamo non sono sufficienti per fare una descrizione completa delle sorgenti.

$P[Y > \bar{y}]$ in un intervallo di tempo t può essere visto da 2 punti di vista:

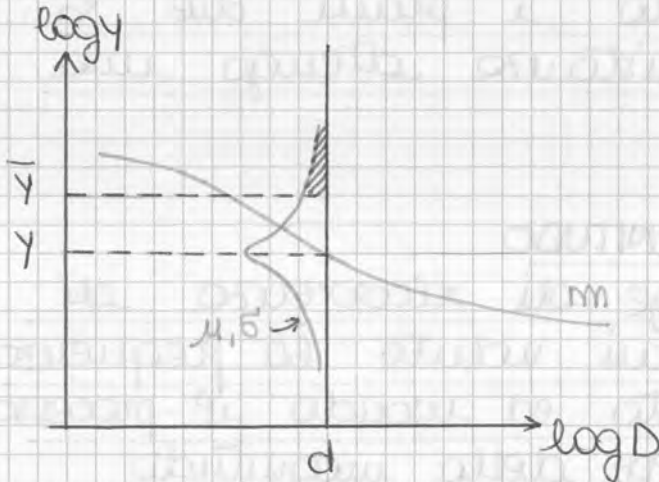
- probabilità che il parametro del moto y attinga ad un valore più svantaggioso \bar{y} .
- ricerca del valore \bar{y} del parametro del moto y per il quale la probabilità $P[Y > \bar{y}]$ in t sia minore di un valore prefissato.

La prima modalità è vantaggiosa quando lo scudimento ha un valore significativo per la mia struttura (valore che porta al collasso la struttura).

Una volta fissate $f_D(d)$ e $f_M(m)$ posso calcolare la probabilità condizionata che contiene al suo interno la legge di attenuazione. $f_D(d)$ deriva dalla distribuzione della distanza, $f_M(m)$ deriva dalla legge di ricorrenza.

vediamo nel dettaglio le 3 componenti:

→ $P[Y > \bar{y} | m, d]$: PROBABILITÀ CONDIZIONATA

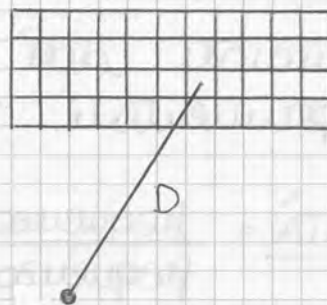
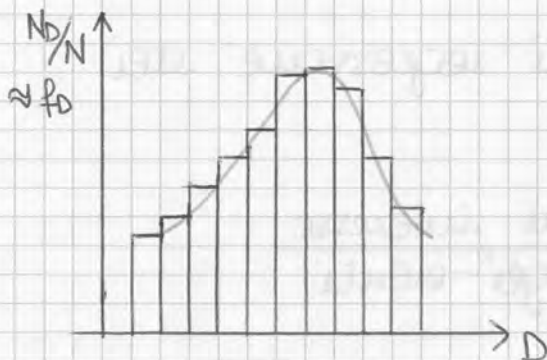


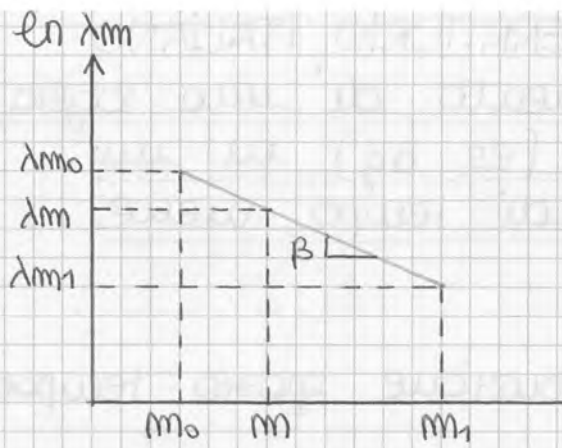
Faccio riferimento ad una distribuzione gaussiana assumendo che lo mio miglior stima rappresenti il valore medio della gaussiana, e considerando gli altri punti

sperimentali che ho a disposizione per questo distanzo, vedo a volutare quello che è lo scarto quadratico medio rispetto al valore medio. la probabilità condizionata sarà la coda della distribuzione gaussiana.

la probabilità è condizionata al verificarsi di quella magnitudo e di quello distanzo.

→ $f_D(d)$: PDF per lo DISTANZA





$$P[M > m, m_0 < m < m_1] = \frac{\lambda_m - \lambda_{m_1}}{\lambda_{m_0} - \lambda_{m_1}} = \frac{1 - e^{-\beta(m - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_1 - m_0)}}$$

$$f_m = \frac{dP}{dm} = \frac{\beta \cdot e^{-\beta(m - m_0)}}{1 - e^{-\beta(m_1 - m_0)}}$$

ora ho tutti gli ingredienti che mi servono. la probabilità è dato da una doppia integrazione perché ho sia la distribuzione della distanza dd che quella della magnitudo dm .

per combinare le diverse sorgenti posso sommare le diverse probabilità condizionate di ogni sorgente. Pico così una frequenza annuale di superamento legato alla combinazione delle frequenze annuali di superamento per ciascuna sorgente.

↳ ESEMPIO: PERICOLOSITÀ CON METODO PROBABILISTICO

Probabilità di attingere ad un valore di PGA maggiore di 0.1g nel periodo temporale di riferimento

Periodo temporale (anni)	P(PGA > 0.1 g) %
100	2.7
475	12.0
1000	23.7
10000	93.3

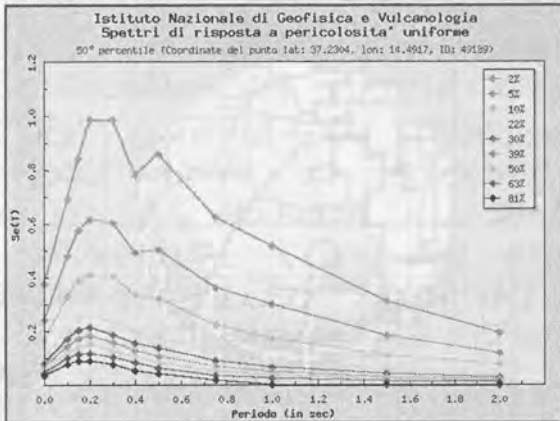
consideriamo sempre il caso di sviluppo.

All'aumentare del periodo aumenta la probabilità.

Posso anche cercare il valore di PGA per cui ho una probabilità del

10% di superamento nel periodo indicato.

I risultati dello studio di pericolosità si trovano sul sito "gis".
 Posso richiedere di rappresentare i diversi parametri dello smentimento.

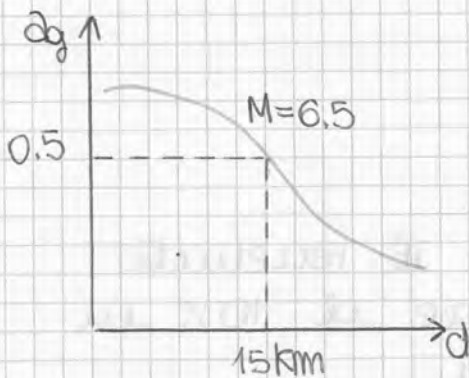


L'accelerazione di picco al suolo lo ritrovo nelle primo colonna per $T=0$ sec.

Ma facciamo riferimento sempre al valore del cinquantesimo percentile.

Prob. di ecc. in 50 anni	Spettri di risposta a pericolosità uniforme										
	50° percentile (Coordinate del punto lat: 37.2304, 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	0.6943	0.8464	0.9860	0.9850	0.7815	0.8594	0.6240	0.5182	0.3118	0.1927
5%	0.2424	0.4782	0.5775	0.6175	0.6044	0.4915	0.5035	0.3620	0.2985	0.1825	0.1163
10%	0.1654	0.3304	0.3898	0.4118	0.4075	0.3360	0.3218	0.2250	0.1720	0.1119	0.0746
22%	0.1017	0.2107	0.2489	0.2584	0.2357	0.1987	0.1793	0.1161	0.0870	0.0549	0.0369
30%	0.0785	0.1736	0.2046	0.2126	0.1872	0.1552	0.1384	0.0905	0.0654	0.0401	0.0264
39%	0.0665	0.1461	0.1728	0.1831	0.1599	0.1265	0.1080	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
63%	0.0441	0.1000	0.1154	0.1170	0.1040	0.0822	0.0604	0.0355	0.0251	0.0140	0.0087
81%	0.0342	0.0752	0.0900	0.0881	0.0758	0.0533	0.0404	0.0179	0.0000	0.0000	0.0000

Nello studio deterministico ho le diverse leggi di attenuazione da cui ricavo a_g che è legato ad una coppia di valori distanza - magnitudo ($d-M$) questa informazione è importante per la durata.



Nello studio probabilistico non posso associare lo spettro di risposta ad un valore di magnitudo e distanza perché l'accelerazione è dovuta ad una probabilità del 10% ricorrendo però come sommatoria di probabilità delle singole sorgenti.

L'informazione di magnitudo ce l'ho ma è stata nascosta facendo la sommatoria.

Devo quindi scomporre la probabilità totale per andare a ritrovare l'informazione sulla

LAZIONI SISMICHE DI PROGETTO

Le forme spettrali previste dalle **NTC** sono definite, su sito di riferimento rigido orizzontale, in funzione dei tre parametri:

- a_g accelerazione orizzontale massima del terreno;
- F_0 valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_C^* periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

Questi parametri sono determinati con una ottimizzazione ai minimi quadrati sulla base dello spettro previsto dagli studi di pericolosità (INGV)

LA SPETTRO DI RISPOSTA ELASTICO DA NORMATIVA

$$0 \leq T < T_B \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \cdot \left[\frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta \cdot F_0} \left(1 - \frac{T}{T_B} \right) \right]$$

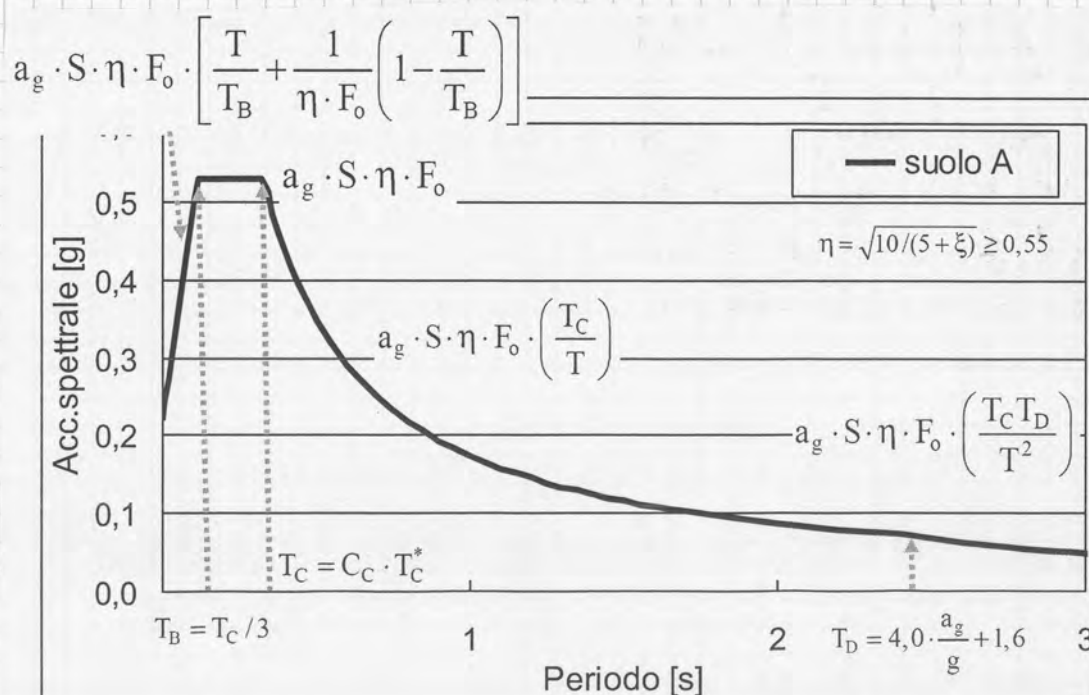
$$T_B \leq T < T_C \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0$$

$$T_C \leq T < T_D \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \cdot \left(\frac{T_C}{T} \right)$$

$$T_D \leq T \quad S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_0 \cdot \left(\frac{T_C T_D}{T^2} \right)$$

$$\eta = \sqrt{10 / (5 + \xi)} \geq 0,55$$

$$T_C = C_C \cdot T_C^* \quad T_D = 4,0 \cdot \frac{a_g}{g} + 1,6 \quad T_B = T_C / 3$$



↳ PERIODO DI RITORNO

Le forme spettrali previste dalle NTC sono caratterizzate da prescelte probabilità di superamento e vite di riferimento. Occorre fissare:

- la vita di riferimento V_R delle costruzioni
- le probabilità di superamento nella vita di riferimento P_{VR} associate a ciascuno degli stati limite considerati

per individuare, a partire dai dati di pericolosità sismica disponibili, le corrispondenti azioni sismiche.

Il periodo di ritorno (con processo poissoniano) è

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

ES. $P_{VR} = 10\%$
 $V_R = 50$ anni } $\rightarrow T_R = 475$

Nelle tabelle delle NTC ho:

			$T_R = 30, 50, 72, 101, 140, 201, 475, 975, 2475$		
ID	LONG	LAT	a_g	F_0	T_c
			3 PARAMETRI che mi DEFINISCONO lo SPETTRO		

↑ IDENTIFICATIVO di ogni punto
 ↗ LONGITUDINE e LATITUDINE

C'è una corrispondenza tra periodo di ritorno e tempo di riferimento e probabilità di eccedenza. Ho ipotizzato che la distribuzione temporale sia guidata dalla distribuzione di un processo poissoniano, cioè guidata dalla distribuzione di probabilità in cui compare una probabilità associata ad una frequenza annuale di superamento e ad un arco temporale

$$P = 1 - e^{-(\lambda t)}$$

Associo ad ogni stato limite una determinata probabilità di superamento nel periodo di riferimento. Noi prendo sempre riferimento allo SLU per la salvaguardia della vita quindi:
 $P_{VR} = 10\%$ in 50 anni

Stati Limite		P_{VR} : Probabilità di superamento nel periodo di riferimento V_R
Stati limite di esercizio	SLO	81%
	SLD	63%
Stati limite ultimi	SLV	10%
	SLC	5%

Assume rilevante importanza la vita di progetto dell'opera
 Esempio: V_R 50 anni

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

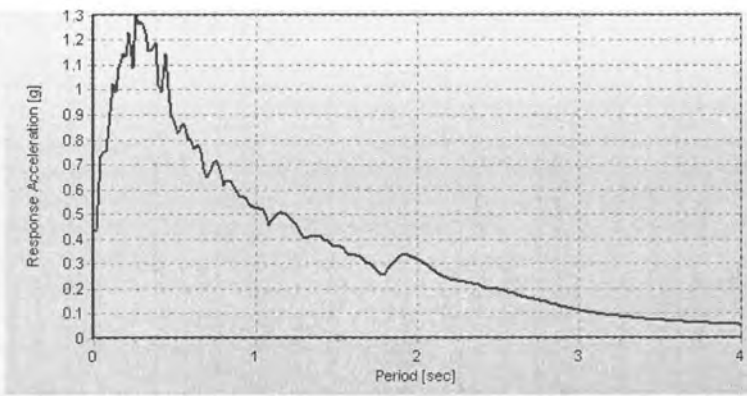
P_{VR}	T_R	f
81%	30	0.033
63%	50	0.020
10%	475	0.002
5%	975	0.001

$f = \text{frequenza annuale di superamento} = 1/T_R$

↳ ACCELEROGRAMMI E LORO SELEZIONE

Abbiamo definito, sulla base dello studio di pericolosità, lo spettro di risposta elastico in accelerazione per il nostro sito.

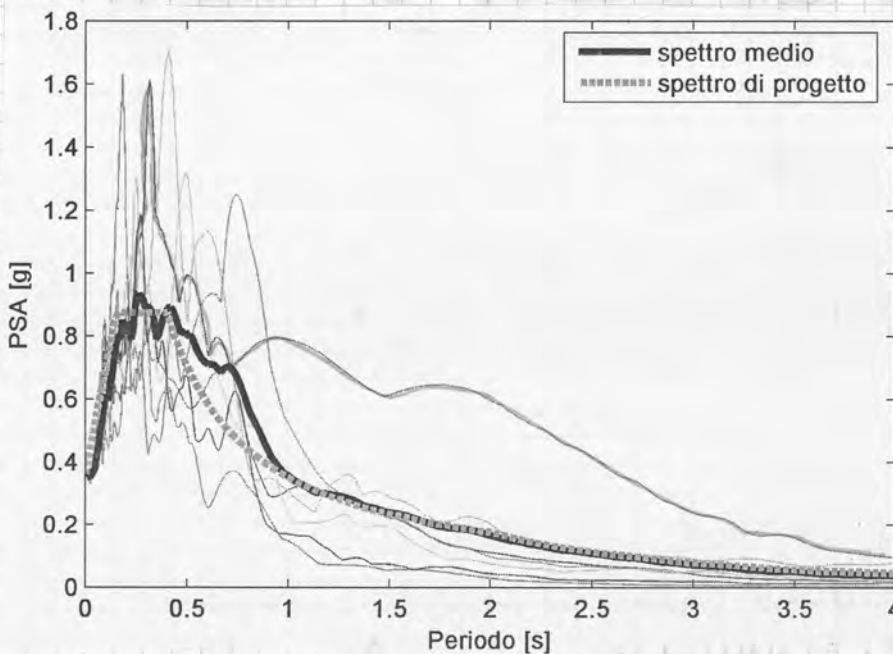
Per analizzare lo risposta sismica locale non basta lo spettro di risposta perché il terreno è un insieme di strati che difficilmente posso paragonare ad un oscillatore semplice. Non posso neanche fare i analisi modale che presuppone la linearità di comportamento e la sovrapposizione degli effetti ma lo risposta del terreno è marcatamente non lineare. lo spettro di risposta non basta per definire lo storia sismica locale che invece ci serve per definire lo spettro di risposta in superficie perché non sempre il nostro sito è un affioramento rigido.



Riproduciamo bene invece lo spettro, in cui la prima parte è influenzata da terremoti vicini e poco forti mentre la seconda parte è influenzata da terremoti lontani e forti.



Per riprodurre la risposta del sito mi servono almeno 3 accelerogrammi. Se ne uso almeno 7 posso ragionare sui valori medi se invece ne uso da 3 a 6 devo essere cautelativo e considerare la condizione peggiore.



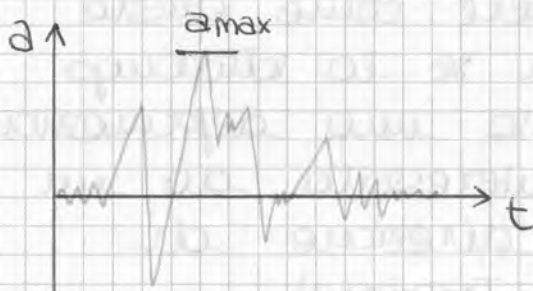
Gli accelerogrammi per essere significativi devono essere quanto più possibili simili a quelli che si possono verificare sul mio sito, di modo per scegliere gli accelerogrammi e quello di

far sì che questi siano spettro-compatibili, cioè facendo sì che i 7 accelerogrammi in media riproducano bene lo spettro di risposta assegnato dalla normativa per quel sito.

- TIPOLOGIA DI FAGLIA voglio una rottura di foglie simile a quella che mi aspetta per una determinata zona.
- TIPO DI TERRENO (geologia locale) voglio un terreno che non mi offra un rigido perché la tipologia di terreno è un fattore che valuto a posteriori.
- PROFONDITA' DI ROTTURA

Dai dati sperimentali presenti nel database ricavo:

- 3 COMPONENTI N-S E-W U-D
- PARAMETRI DI ACQUISIZIONE (TIME STEP)
- CORREZIONI (BASELINE E FILTRAGGIO)



Dato per esempio questo accelerogramma, a_{max} sarà diverso dall' a_g che è l'accelerazione di picco al suolo che ho trovato con

lo studio di pericolosità. Posso quindi adottare l'accelerazione al mio a_g scalandola in maniera lineare:

$$a(t) \cdot \left(\frac{a_g}{a_{max}} \right) \rightarrow \text{FATTORE DI SCALA}$$

OTTIMALI 0.7 ÷ 1.4
 ACCETTABILI 0.5 ÷ 2

In questo modo avrò lo stesso storico temporale scalato in modo che $a_g = a_{max}$.

Devo cercare di avere un fattore di scala non troppo elevato e che si discosti troppo da 1.

Se uso un fattore di scala alto ($a_{max} \ll a_g$) vuol dire che il terremoto che ho registrato era lontano, e la coppia Magnitudo - distanza era molto diversa da quella reale del mio sito, e quindi ho perso dei contenuti ad alta frequenza.

Se $a_{max} \gg a_g$ ho fattori di scala bassi e ho perso i contenuti a bassa frequenza.

semplificando lungo:

$$(1) \frac{\partial \sigma}{\partial x} + q = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad \text{CONDIZIONE DI EQUILIBRIO}$$

$$(2) \epsilon = \frac{\partial u}{\partial x} \quad \text{ED. DI CONGRUENZA}$$

Per ora non ho fatto nessuna ipotesi sul materiale, a parte definire ρ .

Per leggere la (1) e la (2) devo ipotizzare un legame costitutivo elastico-lineare:

$$(3) \sigma = E \cdot \epsilon \quad \text{LEGAME COSTITUTIVO ELASTICO-LINEARE}$$

uso il modulo di Young E perché ho una deformazione assiale e quella laterale è libera ora i parametri fisico-meccanici che caratterizzano il materiale sono 2: ρ ed E

sostituendo la (2) in (3):

$$(4) \sigma = E \frac{\partial u}{\partial x}$$

sostituendo la (4) in (1):

$$(5) \frac{\partial}{\partial x} E \frac{\partial u}{\partial x} + q = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

Posso semplificare l'equazione (5) se ipotizzo che la barra sia omogenea e cioè che le caratteristiche meccaniche siano costanti lungo x :

$$(6) E \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + q = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

" q " è una forza di volume che agisce sulla barra ed è una forza statica costante nel tempo che quindi posso trascurare.

$$(11) \quad \frac{\partial u}{\partial x} = \frac{\partial u}{\partial \xi} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial \eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

partendo dallo 10a
ho che $\partial \xi / \partial x = 1$

partendo dallo 10b
ho che $\partial \eta / \partial x = 1$

$$(12) \quad \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} + \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2}$$

$$(13) \quad \frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial \xi} \cdot \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial u}{\partial \eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

dallo 10a
 $\partial \xi / \partial t = -v_b$

dallo 10b
 $\partial \eta / \partial t = v_b$

$$(14) \quad \frac{\partial u}{\partial t} = -v_b \frac{\partial u}{\partial \xi} + v_b \frac{\partial u}{\partial \eta}$$

$$(15) \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = v_b^2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} - 2v_b^2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} + v_b^2 \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2}$$

$$(16) \quad \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = v_b^2 \left(\frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} - 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} + \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} \right)$$

sostituendo (12) e (16) nella (9):

$$(17) \quad \frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} + 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} + \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} = \frac{1}{v_b^2} \left(\frac{\partial^2 u}{\partial \xi^2} - 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} + \frac{\partial^2 u}{\partial \eta^2} \right)$$

$$(18) \quad 2 \frac{\partial^2 u}{\partial \xi \partial \eta} = 0$$

Il problema risulta disaccoppiato nelle 2 variabili. Non posso avere una funzione che dipende sia ξ che da η . Avrò una funzione divisa in 2 parti: una funzione dipendente solo da ξ e una solo da η :

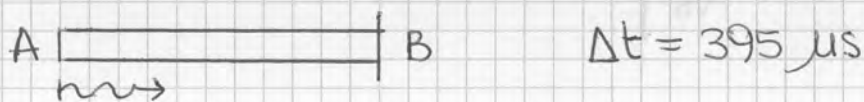
$$(19) \quad u(\xi, \eta) = f(\xi) + g(\eta)$$

f e g rappresentano la soluzione delle propagazioni dell'onda nelle 2 direzioni.

Se inserissi la fine della barra, lì l'onda si rifletterebbe. Ogni punto di discontinuità della barra lo posso vedere come una sorgente d'onda.

↳ ESEMPIO

Considero una barra di 2m, genero una perturbazione ad un estremo (A) e udito quando arriva la perturbazione in B



1. Quanto vale il modulo elastico dell'acciaio?

$$v_b = \frac{\Delta x}{\Delta t} = \frac{2}{395 \cdot 10^{-6}} = 5063,29 \text{ m/s}$$

$$E = \rho \cdot v_b^2 = 7800 \text{ kg/m}^3 \cdot (5063,29 \text{ m/s})^2 = 200 \cdot 10^9 \text{ Pa}$$

$$= 200 \text{ GPa}$$

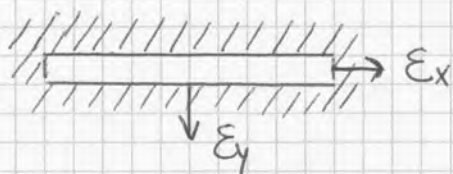
2. Quale è v_b in una barra di ds?

$$v_b = \sqrt{E/\rho} = \sqrt{\frac{30 \cdot 10^9}{2300}} = 3600 \text{ m/s}$$

le ds è come una corda.

3. Se considero la barra confinata ho:

$$\epsilon_x = \partial u / \partial x \quad \epsilon_y = \partial u / \partial y = 0$$



$$(30) \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = U \cdot \frac{\partial^2 T}{\partial t^2} = U \ddot{T}$$

sostituisco (29) e (30) nell'equazione del moto (9):

$$(31) T \cdot U'' = \frac{1}{v_b^2} \cdot U \ddot{T}$$

divido per $T \cdot U$:

$$(32) \frac{U''}{U} = \frac{1}{v_b^2} \cdot \frac{\ddot{T}}{T} = \text{cost} = -k^2$$

U''/U è funzione solo di x , \ddot{T}/T è funzione solo di t quindi la (32) mi dice che, affinché i 2 rapporti siano uguali, devono essere costanti.

Le funzioni per cui lo derivato secondo divisa la variabile stessa sia costante, sono le funzioni ARMONICHE o ESPONENZIALI.

scriviamo una funzione esponenziale:

$$(33) U = A_1 \cdot e^{ikx} + A_2 \cdot e^{-ikx}$$

↑
costanti che trovo
imponendo le
condizioni al contorno

dalla (32) ricavo che:

$$(34) \frac{\ddot{T}}{T} = \underbrace{-k^2 \cdot v_b^2}_{\text{cost}} = -\omega^2$$

$$(35) T = A_3 \cdot e^{i\omega t} + A_4 \cdot e^{-i\omega t}$$

la (28) diventa quindi per la relazione di Eulero:

$$(36) u(x,t) = \underbrace{A \cdot e^{i(kx - \omega t)}}_{\text{sono 2 esponenziali complessi}} + \underbrace{B \cdot e^{i(kx + \omega t)}}_{\text{quindi 2 funzioni armoniche}}$$

I parametri che descrivono il tempo sono:

$$T \cdot \omega = 2\pi \quad T: \text{PERIODO}$$

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (39)$$

(40) $f = \frac{1}{T}$: FREQUENZA SEMPLICE (mi dice quanti cicli ho in un intervallo)

$$(41) \omega = 2\pi \cdot f$$

I 2 set di parametri sono tra loro legati dalla velocità di propagazione dell'onda:

$$(42) \omega = k \cdot v_b$$

Usando la (38) e la (41):

$$\frac{2\pi}{\lambda} \cdot v_b = 2\pi f$$

$$(43) v_b = \lambda \cdot f$$

$$(44) \lambda = \frac{v_b}{f}$$

Se ho un'onda ad alta frequenza, poiché v_b è costante e dipende solo dal materiale, avrò un'onda con una lunghezza d'onda piccola.

↳ ESEMPIO

Calcolare λ per un'onda armonica con frequenza di 10 kHz in un barzo di acciaio

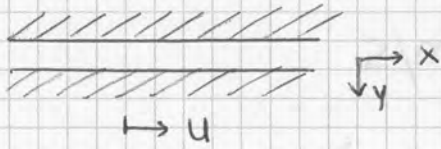
($\rho = 7800 \text{ kg/m}^3$; $E = 200 \text{ GPa}$)

$$v_b = \sqrt{E/\rho} = \sqrt{\frac{200 \cdot 10^9}{7800}} = 5063 \text{ m/s}$$

$$\lambda = v_b/f = \frac{5063}{10 \cdot 10^3} = 0,506 \text{ m}$$

Se λ è piccolo l'errore strumentale può essere preponderante.

consideriamo ora il caso in cui siamo IMPEDITI gli SPOSTAMENTI LATERALI della barra che quindi non può cambiare la sua sezione.



$\epsilon_y = 0$ (condizione di espansione laterale impedita)

$$\epsilon_y = \frac{\sigma_y}{E} - \nu \frac{\sigma_y}{E} - \nu' \frac{\sigma_x}{E} = 0$$

$$\epsilon_y = \sigma_y \frac{(1-\nu)}{E} - \nu' \frac{\sigma_x}{E} = 0$$

$$\hookrightarrow \sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu} \sigma_x$$

$$\epsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - 2\nu \frac{\sigma_y}{E}$$

$$\epsilon_x = \frac{\sigma_x}{E} - 2\nu \left(\frac{\nu}{1-\nu} \right) \frac{\sigma_x}{E} =$$

$$= \frac{\sigma_x}{E} \left(1 - \frac{2\nu^2}{1-\nu} \right) =$$

$$= \frac{\sigma_x}{E} \left(\frac{(1+\nu)(1-2\nu)}{(1-\nu)} \right)$$

$$\sigma_x = \epsilon_x \cdot \underbrace{E \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}}_{M} = M \cdot \epsilon_x \quad (45)$$

= M: MODULO LONGITUDINALE IN CONDIZIONE DI ESPANSIONE LATERALE IMPEDITA

se sostituisco $\sigma = E \cdot \epsilon$ con la nuova equazione costitutiva ottengo:

$$V_p = \sqrt{M/\rho} \quad (46)$$

↑
VELOCITÀ CON CUI SI PROPAGA L'ONDA PRIMARIA

$$(48) u_r(x,t) = A_r \cdot e^{i(\omega t + k_1 x)}$$

u_i e u_r viaggiano nel mezzo ① quindi il numero d'onda k sarà lo stesso:

$$k_1 = \omega / v_{b1}$$

$$(49) u_t(x,t) = A_t \cdot e^{i(\omega t - k_2 x)}$$

Impongo la CONDIZIONE ALL'INTERFACCIA per cui gli spostamenti associati alle 3 onde mi devono garantire la CONGRUENZA. (non devo avere compenetrazione) quindi gli spostamenti nei due materiali devono essere uguali:

$$(50) x=0 \rightarrow \underbrace{u_i + u_r}_{\substack{\text{i loro contributi si} \\ \text{sovrappongono in } \textcircled{1}}} = u_t$$

A_i non è mi incognito perché ho un moto imposto. Le incognite sono A_r e A_t quindi mi serve un'altra equazione ed impiego l'equilibrio con lo stato tensionale normale:

$$(51) x=0 \rightarrow \bar{\sigma}_i + \bar{\sigma}_r = \bar{\sigma}_t$$

con (50) e (51) ricavo A_r e A_t .

$$(50) \rightarrow A_i e^{i(\omega t - k_1 x)} + A_r e^{i(\omega t + k_1 x)} = A_t e^{i(\omega t - k_2 x)}$$

$$(52) \hookrightarrow A_i + A_r = A_t \quad ||$$

$$(53) \bar{\sigma}_i = E_1 \cdot \varepsilon_i = E_1 \cdot \frac{\partial u_i}{\partial x} = E_1 \cdot A_i (-k_1) e^{i(\omega t - k_1 x)} =$$

$$= -E_1 k_1 A_i e^{i(\omega t - k_1 x)} = -\frac{\omega}{v_{b1}} \cdot \underbrace{v_{b1}^2}_{E_1} \rho_1 \cdot A_i e^{i(\omega t - k_1 x)} =$$

$$= -\omega \cdot \underbrace{v_{b1} \rho_1}_{\text{IMPEDENZA SPECIFICA del materiale 1}} \cdot A_i \cdot e^{i(\omega t - k_1 x)}$$

$$x=0 \rightarrow \bar{\sigma}_i = -\omega \cdot v_{b1} \rho_1 \cdot A_i e^{i\omega t}$$

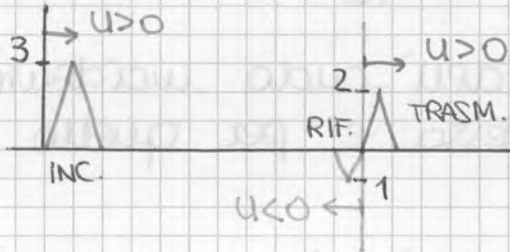
↳ ESEMPI

- $d = 2$ (passo da un mezzo con impedenza minore ad uno con impedenza maggiore)

$$A_r = \frac{1-d}{1+d} A_i = -\frac{1}{3} A_i$$

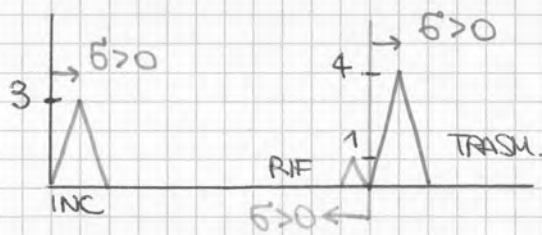
$$A_t = \frac{2}{1+d} A_i = \frac{2}{3} A_i$$

Ipotezzando $A_i = 3 \rightarrow A_r = -1 \quad A_t = 2$



$$\bar{\sigma}_r = \frac{1}{3} \bar{\sigma}_i \quad \bar{\sigma}_i = 3 \rightarrow \bar{\sigma}_r = 1$$

$$\bar{\sigma}_t = \frac{4}{3} \bar{\sigma}_i \quad \bar{\sigma}_t = 4$$



$$\alpha = \frac{P_2 v_{b2}}{P_1 v_{b1}} = \frac{P_2 \sqrt{E_2/P_2}}{P_1 \sqrt{E_1/P_1}}$$

$\alpha > 1 \rightarrow$ passo da un mezzo più deformabile ad uno meno (① - RIGIDO ; ② + RIGIDO).

↓ SUCCHIMENTO

↓ SPOSTAMENTO

↑ STATO TENSIONALE (perché ② è più rigido)

Se lo stato tensionale incidente è di compressione lo sarà anche quello riflesso e quello trasmesso.

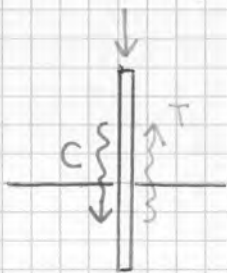
In realtà l'onda non si trasmette e A_t rappresenta il moto dell'estremo. Per effetto dell'onda, sulla superficie libera mi aspetto un moto che è il doppio del moto incidente.

Il moto sinusico che arriva in superficie è il doppio di quello che lo ha generato. Sulla superficie ho delle ampiezze maggiori rispetto a quelle profonde.

$$\sigma_r = -\sigma_i$$

$$\sigma_t = 0$$

Per avere uno stato tensionale nullo sull'estremo libero, l'ampiezza dell'onda riflessa deve essere uguale e di segno opposto rispetto all'ampiezza incidente.



Se applico un carico di compressione in testa ad un polo di c/c l'onda incidente di compressione viene riflessa come onda di trazione ed in testa possono generarsi delle fessure

• $\alpha = \infty \rightarrow$ ESTREMO VINCOLATO

Nell'estremo vincolato ho $u=0$.



$$A_r = -A_i$$

$$A_t = 2/\infty = 0$$

$$\sigma_r = \sigma_i \quad (\text{stato tensionale dello stesso tipo})$$

$$\sigma_t = 2\sigma_i \quad (\text{lo stato tensionale raddoppia})$$

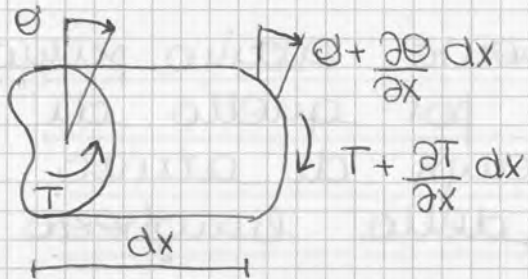
↑
di incastro

↳ ONDE TORSIONALI IN UNA BARRA

vediamo un altro tipo di onda che si genera in una barra. ipotizziamo che la barra sia soggetta a torsione.

Scrivo l'equazione indefinita di equilibrio:

$$(60) \quad -T + \left(T + \frac{\partial T}{\partial x} dx \right) = \rho J dx \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad \text{EQ EQUILIBRIO}$$



T: momento torcente

θ : rotazione

J: modulo polare di inerzia

Il secondo termine, a destra dell'uguale, sono le forze di inerzia che nascono per effetto delle forze dinamiche.

Semplificando la (60) diventa:

$$(61) \quad \frac{\partial T}{\partial x} = \rho J \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$

Scrivo il legame costitutivo:

$$(62) \quad T = J \cdot \underset{\substack{\uparrow \\ \text{modulo di taglio}}}{G} \frac{\partial \theta}{\partial x} \quad \text{LEGGE COSTITUTIVA}$$

Inserendo la (62) nella (61) ottengo l'equazione del moto:

$$J \cdot G \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \rho J \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$

$$\frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \frac{\rho}{G} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$

$$(63) \quad \frac{\partial^2 \theta}{\partial x^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad \text{EQ DEL MOTO}$$

$$V_s = \sqrt{G/\rho}$$

λ, μ : costanti di Lamé che caratterizzano il legge costitutivo

Scrivo l'equazione del moto di Navier:

$$(67) (\lambda + \mu) \cdot u_{j,ji} + \mu \cdot u_{i,jj} + \rho \cdot f_i = \rho \cdot \ddot{u}_i$$

in forma vettoriale diventa:

$$(68) (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot u + \mu \nabla^2 u + \rho \cdot f = \rho \cdot \ddot{u}$$

In questo modo perdo la distinzione tra la componente di variazione del volume e quella della variazione di forma.

Per trovare la soluzione dell'equazione di Navier eseguo la decomposizione di Helmholtz: (componenti volumetriche + componenti torsionali)

$$(69) u = \nabla \phi + \nabla \times H \quad \nabla \cdot H = 0$$

$$(70) f = \nabla \varphi + \nabla \times B \quad \nabla \cdot B = 0$$

$$(71) \nabla [(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi + \rho \cdot \varphi - \rho \cdot \ddot{\phi}] + \nabla \times (\mu \nabla^2 H + \rho \cdot B - \rho \ddot{H}) = 0$$

Ho la somma di 2 termini che devono essere zero affinché in totale abbia zero; elimino le componenti di volume $\rho \varphi$ e ρB che non mi interessano:

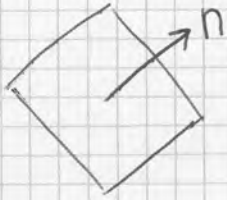
$$(72) (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \phi = \rho \cdot \ddot{\phi} \quad \text{ONDE P DI COMPRESSIONE} \quad V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$$

$$(73) \mu \nabla^2 H = \rho \cdot \ddot{H} \quad \text{ONDE S DI TAGLIO} \quad V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

$$\downarrow \\ V_p > V_s$$

La (72) diventa:

$$(74) \nabla^2 \phi = \underbrace{\frac{\rho}{\lambda + 2\mu}}_{= 1/V_p^2} \ddot{\phi} \rightarrow V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{M/\rho}$$



Gli spostamenti sono ortogonali al vettore di propagazione n e sono uguali in tutto il piano. Al passare del tempo l'energia va a distribuirsi su fronti d'onda sempre più grandi quindi la forma d'onda non si mantiene costante ma ha un decremento man mano che mi sposto. Al passaggio del fronte d'onda (che è il punto più lontano in cui è arrivato l'onda ad un tempo t fissato) il volume di controllo cambia volume ma non cambia forma.

↳ ONDE S

sono associate alle componenti di distorsione e non ho variazione di volume.

$$\mu \nabla^2 H - \rho \ddot{H} = 0 \quad (77)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (78)$$

sono dette onde di taglio o torsionali o rotazionali o secondarie.

se considero il caso particolare delle onde piane:

$$H = f(n \cdot x - v_s t)$$

$$u = \nabla \times H$$

Gli spostamenti in questo caso giacciono sul piano ortogonale al vettore n che individua la direzione di propagazione.

↳ V_p/V_s

$$(79) \frac{V_p}{V_s} = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\mu}} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}}$$

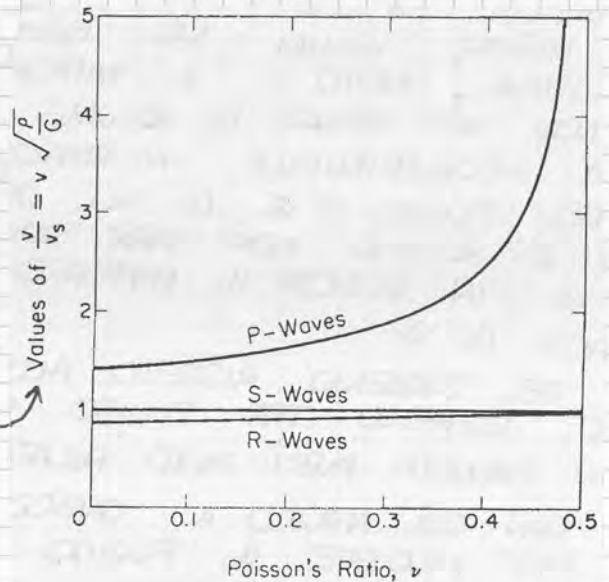
questo rapporto dipende dal rapporto di Poisson ν .

$$(80) \nu = \frac{(V_p/V_s)^2 - 2}{2 \cdot [(V_p/V_s)^2 - 1]}$$

Vediamo quanto vale il rapporto di Poisson:

- blocco di cls: 0.2
- roccia: 0.15
- terreno sciolto: 0.33

VELOCITÀ NORMALIZZATA RISPETTO ALLE ONDE DI TAGLIO



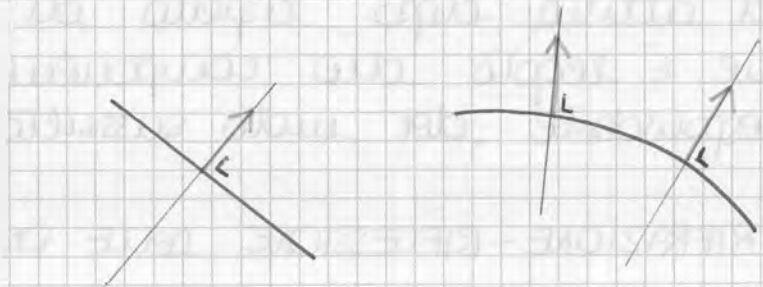
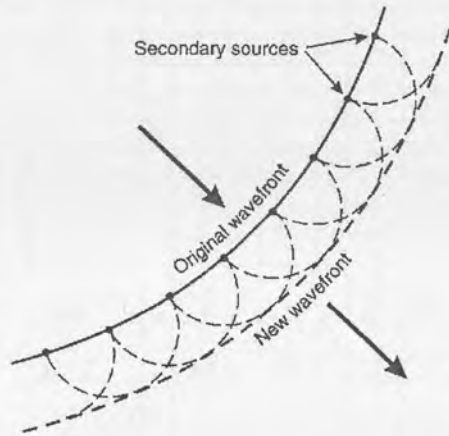
se in un argilla applico rapidamente il carico, nel breve termine non vedo nessuna variazione di volume e il rapporto di Poisson varrà 0.5. Dico che non ho variazione di volume perché sto ipotizzando che il fluido sia incompressibile in realtà però non lo è perché la comprimibilità del fluido è molto inferiore a quella dello scheletro solido ma non è nulla. Il rapporto di Poisson non sarà quindi 0.5 perché altrimenti avrei $V_p = \infty$, in realtà il rapporto tende a 0.5 e V_p sarà molto più alta di V_s .

Il comportamento del terreno rispetto alle onde è non drenato perché la velocità con cui applico il carico è molto maggiore della velocità con cui si può muovere il fluido. Per i terreni il moto relativo tra fluido e scheletro solido è nullo nelle condizioni non drenate, in quelle drenate invece ho un moto relativo.

↳ PROPAGAZIONE DELLE ONDE

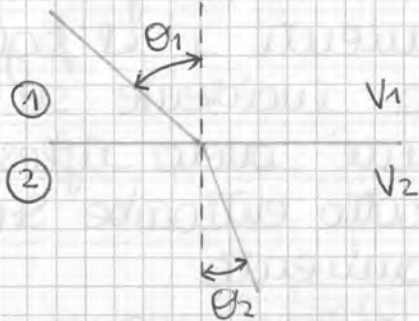
Definiamo come cosa accade nello spazio quando incontriamo un'interfaccia.

Secondo il PRINCIPIO DI HUYGENS ciascun punto del fronte d'onda lo posso considerare come una sorgente di onde sferiche e, dopo un certo tempo, l'involuppo delle onde sferiche definisce una nuova superficie d'onda.



Il raggio sismico è sempre ortogonale al fronte d'onda.

↳ LEGGE DI SNELL

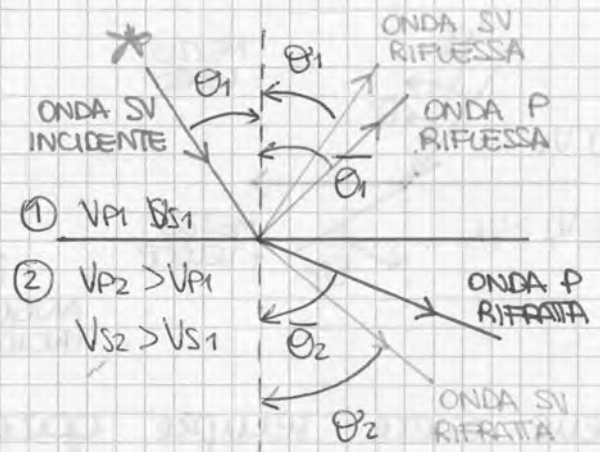
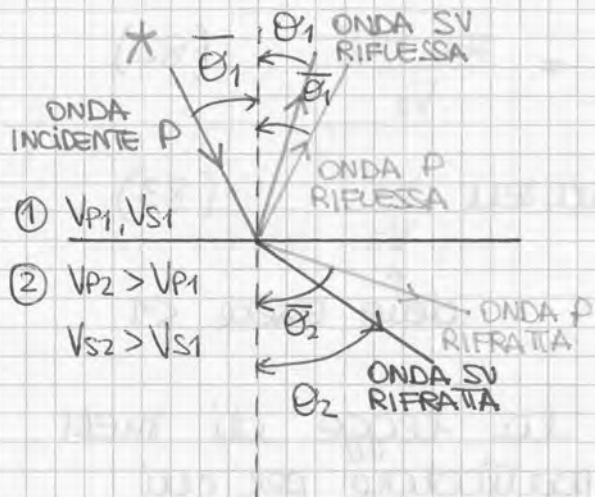


Considero un fronte d'onda piano quando questo incontra una discontinuità ho una deviazione del raggio sismico e dell'intero fronte d'onda. L'inclinazione dei raggi sismici è governata dalla legge di Snell:

$$(81) \frac{\sin \theta}{v} = \text{cost}$$

Questa legge implica che, se considero la propagazione dell'onda dalla sorgente alla superficie, quando l'onda incontra una discontinuità, cambia il modulo di taglio che diminuisce andando verso la superficie con conseguente diminuzione della velocità e dell'angolo di inclinazione rispetto alla verticale θ .

↳ RIFRAZIONE - RIFLESSIONE DELLE ONDE P - SV



Ad interfaccia mi aspetto un angolo θ_2 tale che sia rispettato la legge di Snell.

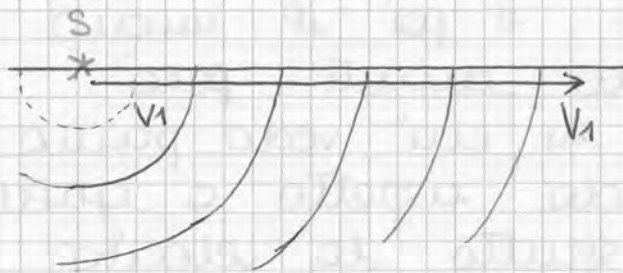
se però scivolo la congruenza di interfaccia mi rendo conto che le 3 componenti di moto associate alle onde P (sx) o alle onde SV (dx), non sono sufficienti per garantire la congruenza. Nel caso precedente tutte le componenti erano in direzione perpendicolare.

In questo caso nascono altre componenti di moto associate alle onde di taglio polarizzate nel piano verticale SV (sx).

la velocità delle onde SV è sempre minore di quello delle onde P e quindi l'angolo θ delle onde SV sarà minore di quello delle onde P.

In termini di propagazione di interfaccia, le componenti d'onda SV generano un campo d'onda più semplice mentre le componenti P ed SV generano dei campi d'onda complessi e ne dovrò tenere conto nelle prove di caratterizzazione.

↳ ONDE DIRETTE



la sorgente sulla superficie genera delle componenti d'onda che si allontanano dalla sorgente che viaggiano con una velocità che è inferiore della velocità di propagazione nello strato. Se intercetto i fronti d'onda posso ricavare l'impressione relativa alla propagazione.

↳ RIFRAZIONE CRITICA: HEAD WAVE

Quando il fronte d'onda generato da una sorgente incontra l'interfaccia, genererà delle onde rifratte generate dalla velocità del mezzo sottostante e avrà delle componenti d'onda che si propagano. In particolare una determinata incidenza mi genererà un'onda che viaggia sull'interfaccia, cioè un'onda rifratta criticamente. L'onda diretta si sposta verso dx, l'onda rifratta nel mezzo sottostante pure, però c'è anche, per il principio di Huygens, un nuovo fronte d'onda generato dal punto eccitato dall'onda diretta e che è diventato una sorgente. Le onde generate da questo punto si propagano nel mezzo ① verso sx. Negli istanti successivi le onde si propagano e generano un nuovo fronte d'onda che si propaga in ① con v_1 ma è generato da un punto che va sempre più avanti perché l'onda rifratta viaggia con $v_2 > v_1$.

↳ ONDE DI RAYLEIGH

Riprendo l'equazione del moto di Navier:

$$(84) \quad (\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot u + \mu \cdot \nabla^2 u + \rho f = \rho \ddot{u}$$

per la superficie libero impongo lo stato tensionale nullo:

$$\sigma \cdot n = 0 \quad \text{per } z = 0$$

Arrivo all'equazione caratteristica:

$$(85) \quad k^6 - 8k^4 + (24 - 16\gamma^2)k^2 + 16(\gamma^2 - 1) = 0$$

$$k = \frac{V_R}{V_S} \quad \gamma = \frac{V_S}{V_P}$$

V_R : velocità con cui si propaga l'onda che si genera per la presenza della superficie libero.

$$k = \frac{0.87 + 1.12V}{1+V} \quad 0.87 < \frac{V_R}{V_S} < 0.96 \quad 0 < V < 0.5$$

L'onda di Rayleigh ha una velocità che è $\sim 90\%$ della velocità dell'onda S.

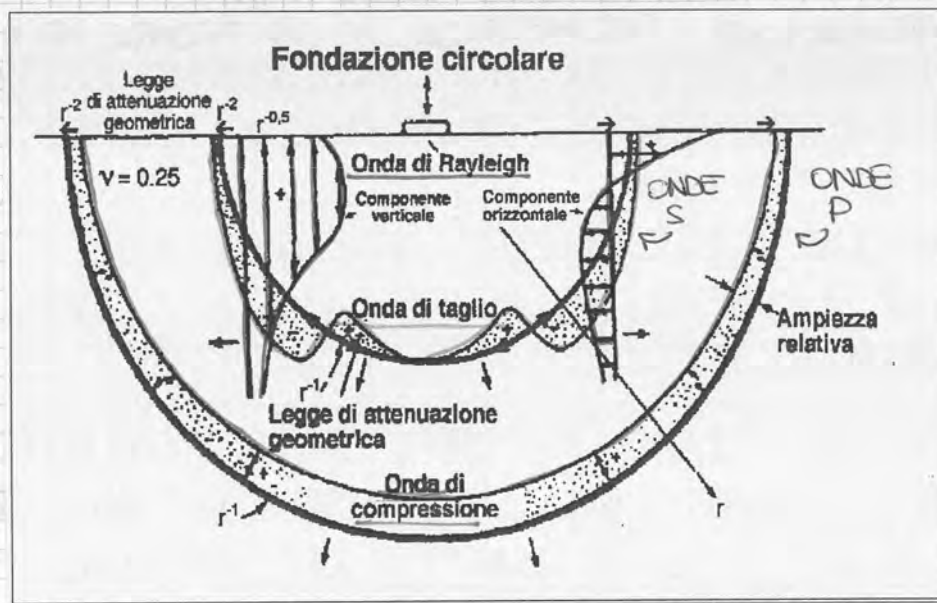
Il moto dell'onda di Rayleigh è una composizione tra i 2 tipi di moto: compressione e taglio. Il volume di controllo non ha né una pura compressione né una pura distorsione.

L'onda di Rayleigh diminuisce con la profondità. Ad una certa profondità non risento più della propagazione dell'onda di Rayleigh. L'energia si sta propagando in una fascia ristretta all'interno della quale avviene il fenomeno della propagazione.

Vediamo ora altre caratteristiche dell'onda di Rayleigh adducendo a considerare onde generata da una sorgente armonica verticale agente sulla superficie.

Dal punto centrale partono delle onde P, S e delle onde R. la percentuale di energia trasportata dalle diverse onde vale:

- 67% onde R
- 26% onde S
- 7% onde P



Le onde di Rayleigh sono altamente energetiche l'onda P è quella più veloce di tutte ed avrà un fronte d'onda più distante degli altri dalla sorgente in un dato istante, ed il suo fronte d'onda sarà sferico.

Anche le onde S hanno un fronte d'onda sferico che si troverà più indietro rispetto a quello delle onde P.

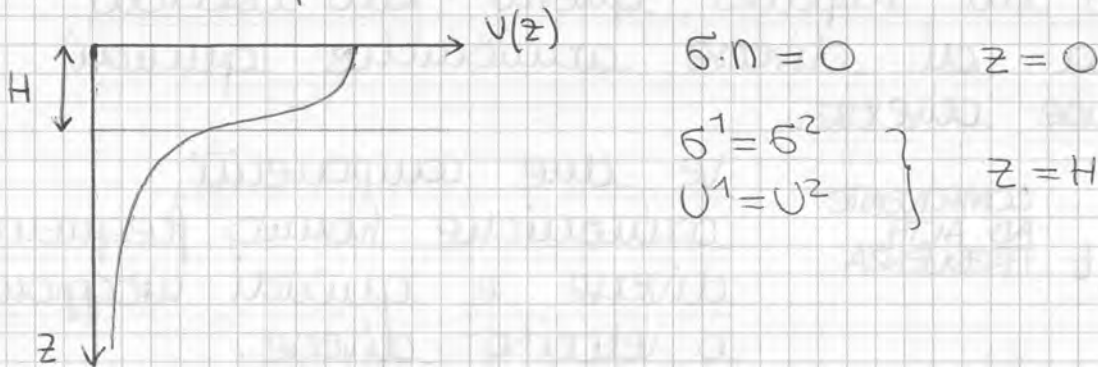
Le onde R hanno un fronte d'onda cilindrico e la profondità a cui risente del loro effetto è governata dalla lunghezza d'onda dell'onda R e muove più lentamente delle onde S.

↳ ONDE DI LOVE

In questo caso consideriamo le componenti del moto trasversale rispetto al piano. Si generano solo delle distorsioni sulla superficie.

Le onde di Love nascono per effetto della presenza di un substrato rigido. Si dimostra la loro esistenza considerando i fenomeni di riflessione multiple all'interno dello strato che risulta essere confinato dalla superficie libera e da un substrato rigido.

Le componenti d'onda sono polarizzate in un piano \perp al foglio. Le onde di Love viaggiano confinate all'interno dello strato, si espandono anche nel substrato ma le ampiezze decrescono rapidamente ed il loro contributo sotto il substrato può essere trascurato.



Nel caso delle onde di Love la velocità di propagazione non è costante ma dipende dalla frequenza caratteristica dell'onda che si sta propagando.

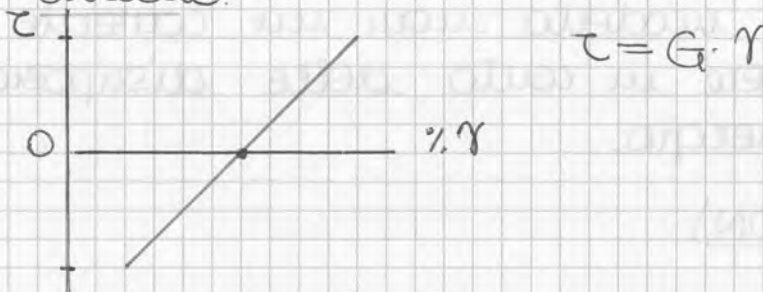
Diverse componenti in frequenza viaggiano a velocità diverse.

Lo strato di spessore H diminuisce di aumentare delle lunghezze d'onda.

La velocità delle onde di Love a bassa frequenza tende alla velocità delle onde di taglio dello strato sottostante. Se invece ho un'onda ad alta frequenza, ho una lunghezza d'onda piccola e se questa diventa minore dello

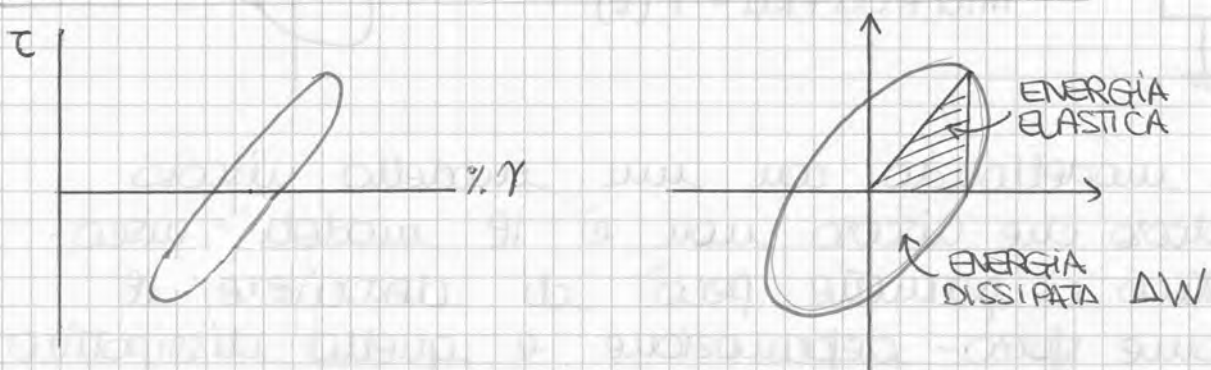
↳ COMPORTAMENTO DINAMICO DEI TERRENI

Primo dell'arrivo del fronte d'onda ho uno stato tensionale nullo, poi quando arriva lo stato tensionale inizia ad oscillare e si muove lungo la retta per un mezzo elastico lineare.



In termini energetici questo vuol dire che non ho dissipazione. Questo però non è realistico perché se applico un carico ciclico ad un terreno mi aspetto che ci sia dissipazione dovuta a fenomeni attutiti, al moto relativo tra fluido e solido (ad alte frequenze) e questo causa la dissipazione del calore. Mi aspetto quindi un'attenuazione dell'onda dovuta alla dissipazione.

Quindi questo modello realistico non è adatto a rappresentare quello che accade. Nella realtà ho un ciclo di **ISTERESI**



e posso definire il rapporto di **SMORZAMENTO**:

$$(86) D(\omega) = \frac{1}{4\pi} \cdot \frac{\Delta W(\omega)}{W(\omega)}$$

e il fattore di qualità:

$$(87) Q = \frac{1}{2D} \quad \uparrow Q \text{ al diminuire della dissipazione}$$

↳ ONDE IN UN MEZZO VISCO-ELASTICO LINEARE

la legge costitutiva è:

$$(88) \quad \tau = \underbrace{G \cdot \gamma}_{\text{PARTE ELASTICA}} + \underbrace{\eta \cdot \dot{\gamma}}_{\text{PARTE VISCOSA}}$$

sfruttando il principio di corrispondenza, la soluzione può essere derivata da quella relativa al caso elastico lineare introducendo un modulo visco-elastico complesso:

$$(89) \quad G^* = G(1 + i2D)$$

per $D \ll 1$:

$$(90) \quad v_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1+i2D)}{\rho}} = v_s \sqrt{1+i2D} \approx v_s(1+iD)$$

↑
VELOCITÀ DI PROPAGAZIONE

la parte reale è associata alla parte elastica, la parte complessa è associata alla parte viscosa.

$$(91) \quad u(x,t) = u_0 \cdot e^{-\alpha_s x} e^{-i\omega(x/v_s - t)}$$

$$(92) \quad \alpha_s = \frac{\omega \cdot D}{v_s} \quad \text{ATTENUAZIONE INTRINSECA}$$

Per un'onda elastica ho che:

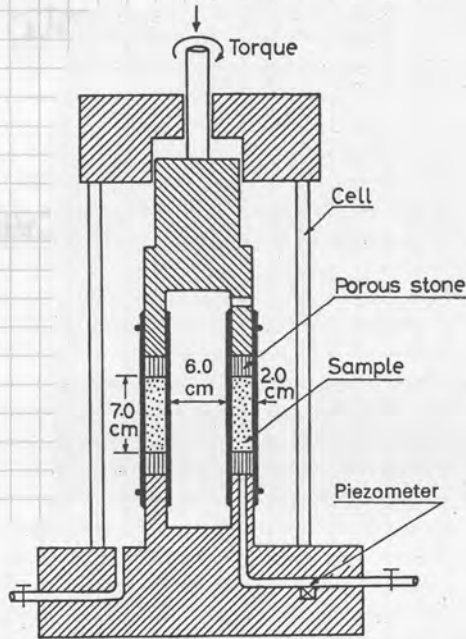
$$(93) \quad u(x,t) = u_0 \cdot e^{i(\omega t - kx)} = u_0 \cdot e^{i\omega(t - x/v_s)}$$

con il principio di corrispondenza $v_s \rightarrow v_s^*$

$$(94) \quad \frac{x}{v_s^*} \approx \frac{x}{v_s(1+iD)} = \frac{x(1-iD)}{v_s(1+D^2)} \approx \frac{x}{v_s} - i \frac{Dx}{v_s}$$

→ COMPORTAMENTO DINAMICO DEI TERRENI E PROVE DI LABORATORIO

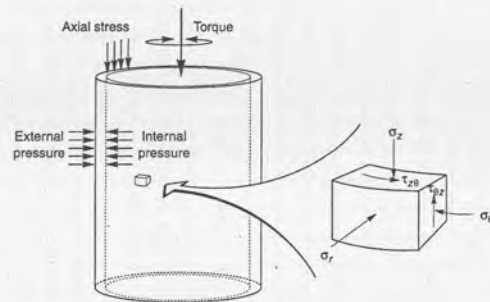
1. ↳ PROVA DI TAGLIO TORSIONALE CICLICA



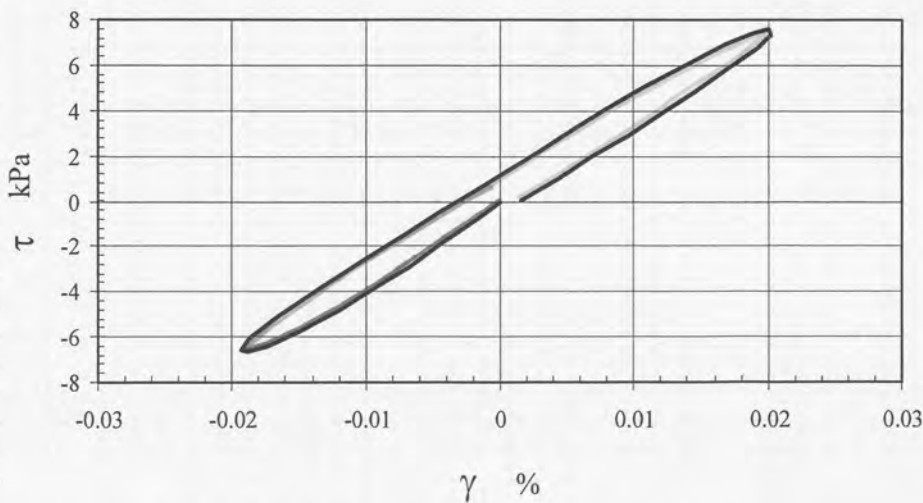
L' utilizzo di campioni cilindrici cavi comporta una maggiore uniformità radiale delle deformazioni e consente la valutazione dell' influenza dell' anisotropia

La preparazione dei campioni è però più difficoltosa, quindi usualmente si ricorre a provini cilindrici pieni

(Kramer, 1996)



Applico in testa un carico torsionale che faccio variare nel tempo in modo regolare tra un valore massimo ed uno minimo se eseguo la prova in controllo di tensione. Se invece la eseguo in controllo di deformazione devo cambiare il valore dello carico torcente affinché la deformazione oscilli tra un valore minimo ed uno massimo.



momento in cui il materiale si deforma ed esegue le prove. Per alti livelli deformativi il comportamento diventa instabile perché si deforma il materiale.

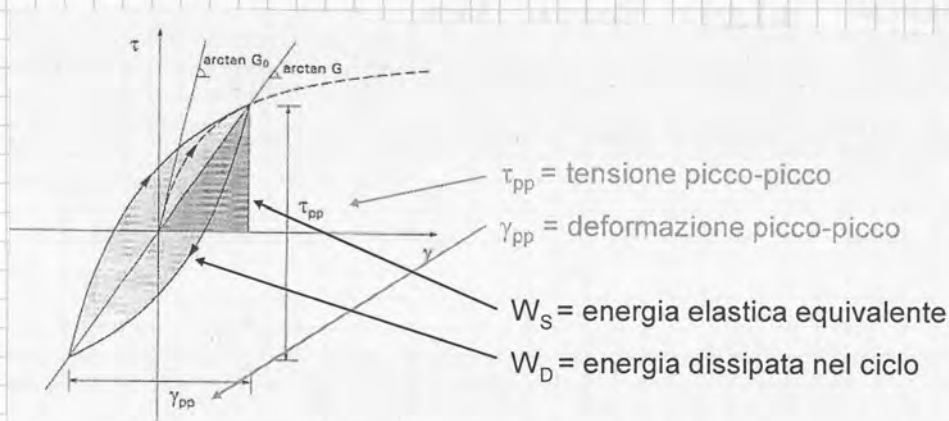
Devo adattare il modello visco-elastico per cogliere il cambiamento che osservo quando varia il livello deformativo.

I parametri da usare e da adattare in questo modello sono:

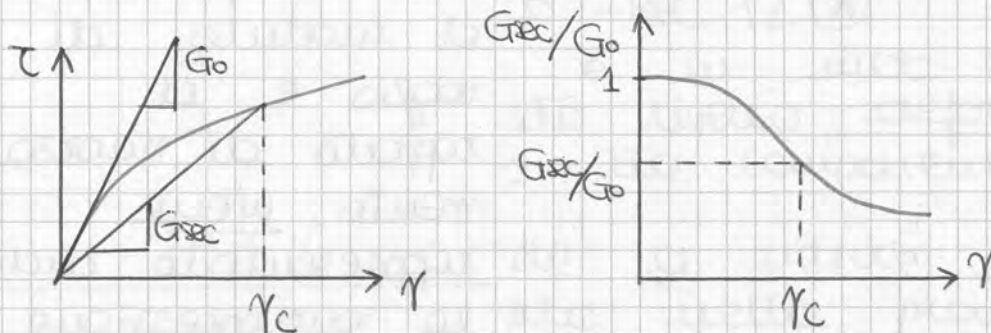
- modulo di taglio che diminuisce di aumentare del livello deformativo. (G)
- rapporto di smorzamento che aumenta di aumentare del livello deformativo. (D)

$$G = \frac{\tau_{pp}}{\gamma_{pp}}$$

$$D = \frac{W_D}{4\pi W_S}$$



↳ CURVE DI DECADIMENTO



considero lo stesso sforzo-deformazioni e mi riferisco al modulo secante. Il valore massimo di G è quello che ho a piccolissime deformazioni dove il modulo secante si confonde con quello tangente.

La sottopressione interstiziale è associata alla tendenza del materiale a variare il suo volume. Se c'è un materiale elastico lineare, quando applico la sollecitazione torsionale, c'è un comportamento torsionale dissociato dalle variazioni di volume.

Se invece non è un materiale elastico lineare quindi oltre un certo valore di deformazione ho un accoppiamento tra componente deviatorica e volumetrica tipico del comportamento plastico.

In questo caso il drenaggio è impedito, il materiale non può variare di volume e nasce così una sottopressione interstiziale.

Fino alla soglia di $\gamma = 0,01\%$ il materiale mantiene la sua linearità (il comportamento però non è elastico perché lo smorzamento non è zero), ha un comportamento visco-elastico lineare. Dopo il comportamento non lineare, oltre una certa soglia ha un comportamento plastico (accoppiamento tra componente deviatorica e volumetrica ed accumulo di pressione interstiziale).

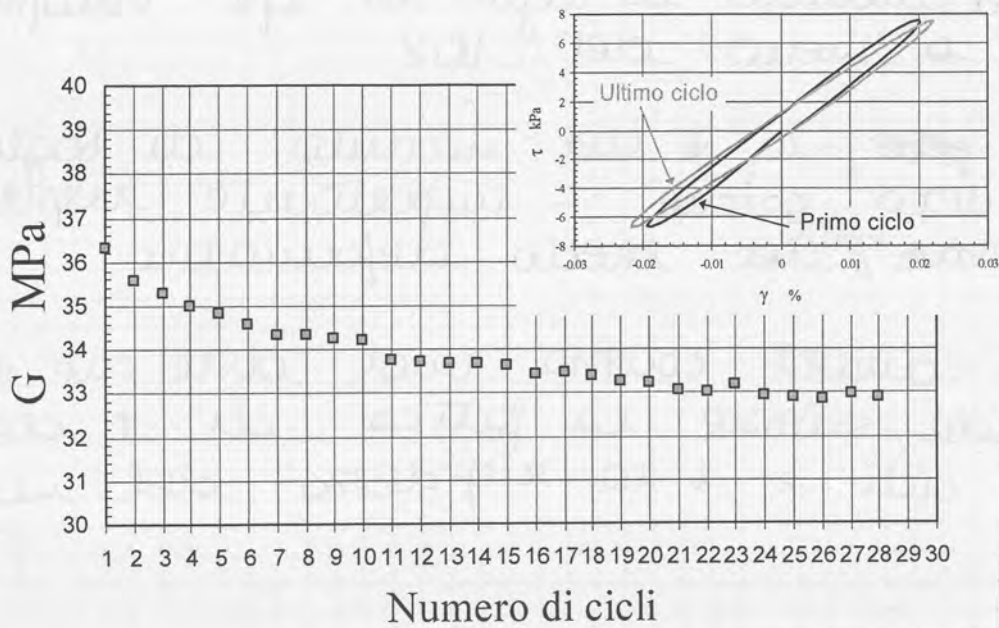
La soglia di deformazione volumetrica γ_v è pari a:

→ $\gamma_v = 10^{-2}\%$ per le SABBIE

→ $\gamma_v = 4 \cdot 10^{-2}\%$ per le ARGILLE

Le argille manifestano un comportamento plastico oltre una soglia più alta rispetto alle sabbie.

↳ INFLUENZA DEL NUMERO DI CICLI



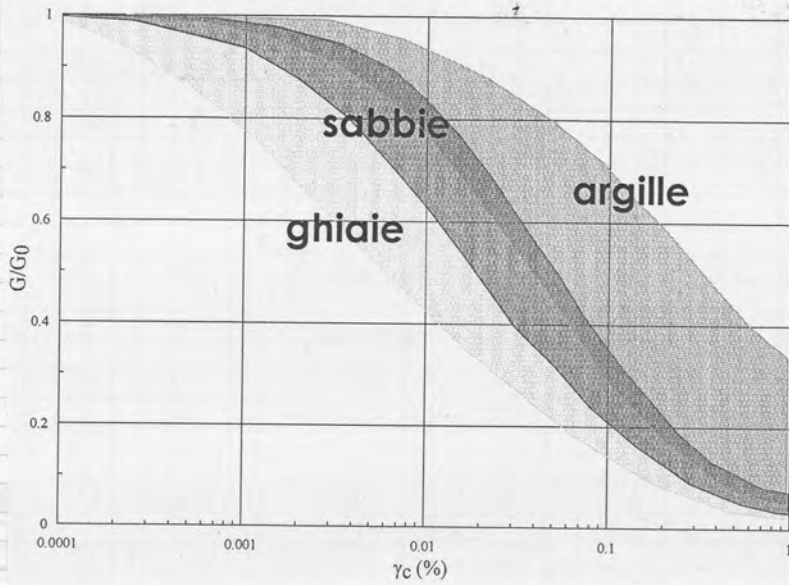
confrontiamo il 1° ciclo di carico - scarico con l'ultimo. Se avessi un materiale che non subisce degradazione per effetto del numero di cicli, avrei lo stesso comportamento all'inizio e alla fine.

Se il comportamento cambia vuol dire che il materiale subisce la fatica di aumentare del numero di cicli e diminuisce la rigidità del materiale.

In questo esempio la diminuzione del modulo di taglio è limitato a meno del 10%. Di solito la diminuzione del modulo di taglio non la considero perché è meno importante rispetto all'effetto del livello deformativo.

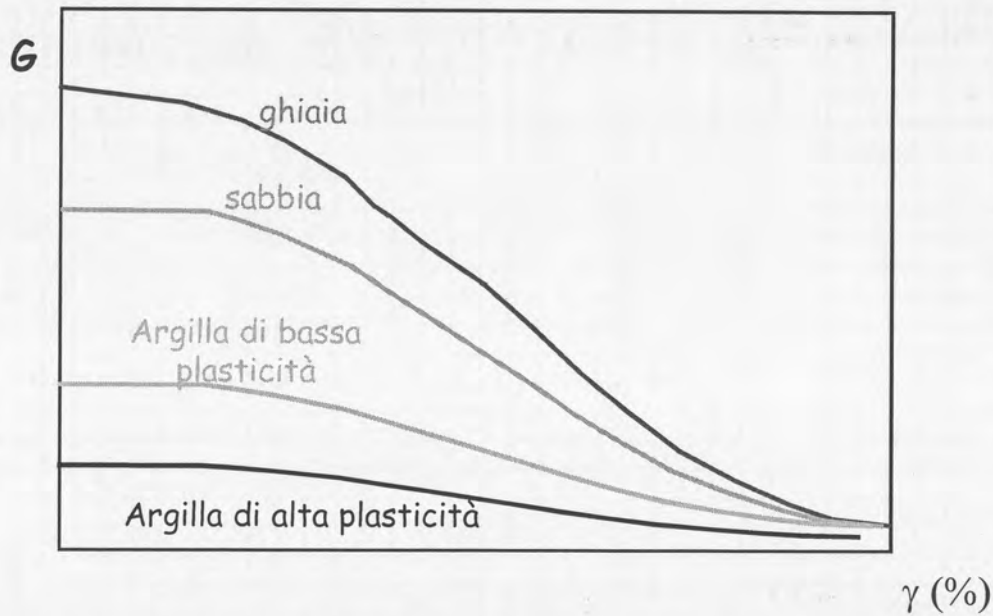
↳ CURVE

$G/G_0 = \gamma$

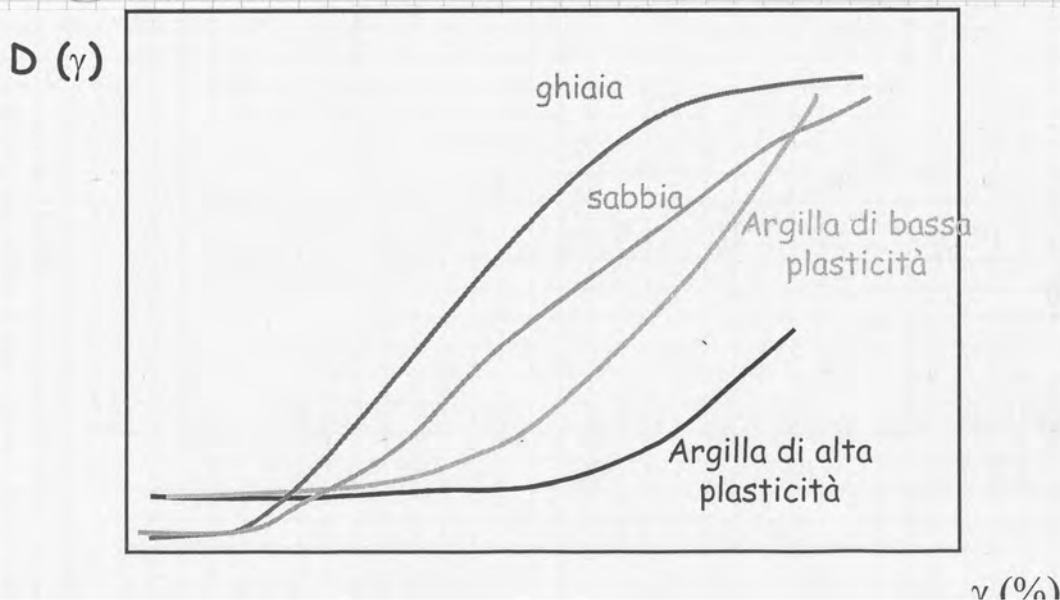


le ghiaie producono prima le deformazioni plastiche quindi hanno smorzamenti più elevati.

° G- γ

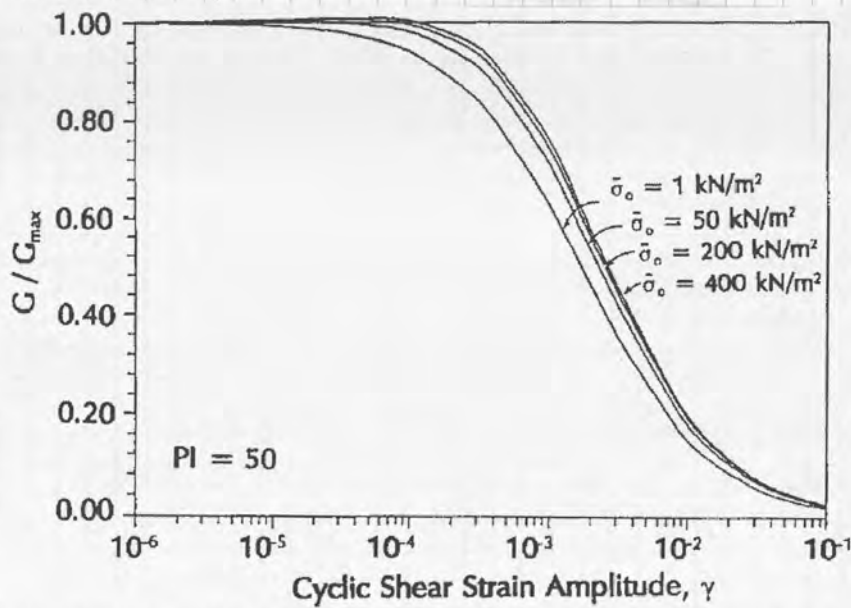


° D- γ



0,5% SABBIE E GHIAIE
2-3% ARGILLE
↑
Rapporti di smorzamenti

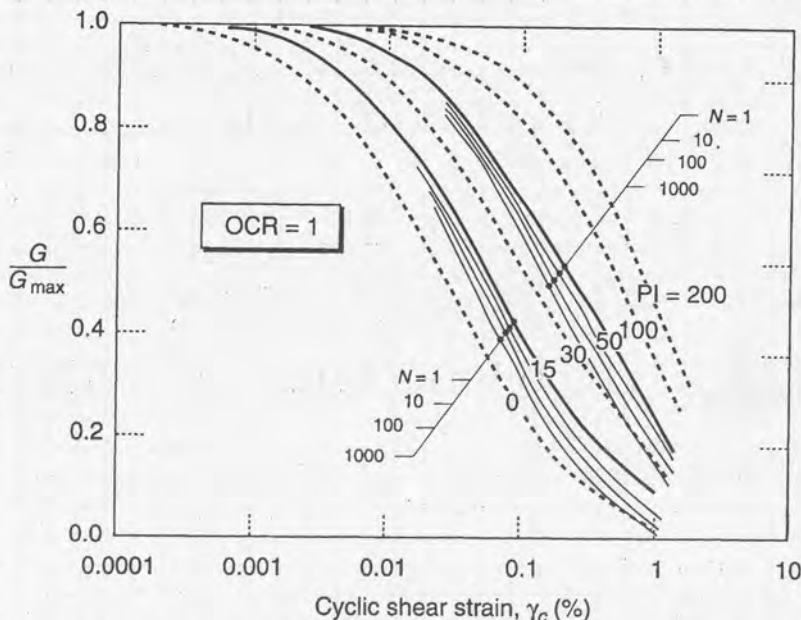
e diminuisce lo smorzamento, la tensione di confinamento è quella che mi impedisce gli spostamenti relativi. lo smorzamento che nasce è di tipo attritivo tra le particelle quindi di aumentare della tensione di confinamento diminuisce la possibilità di movimento tra le particelle e quindi diminuisce lo smorzamento. In profondità diminuisce lo smorzamento perché diminuisce il movimento tra le particelle.



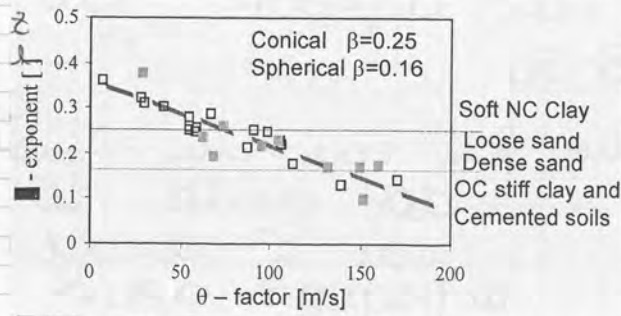
All' aumentare della tensione di confinamento la soglia di linearità tende a spostarsi verso destra.

Nei terreni argillosi il confinamento è meno importante

stiamo sempre parlando di moduli di taglio normalizzati. la tensione di confinamento influenza sul valore di G_{max} , questo influenza però si perde nei grafici normalizzati.



In questo grafico si vede l'influenza del numero di cicli.



con un numero di grandezza di θ e β in funzione dei diversi tipi di terreno.

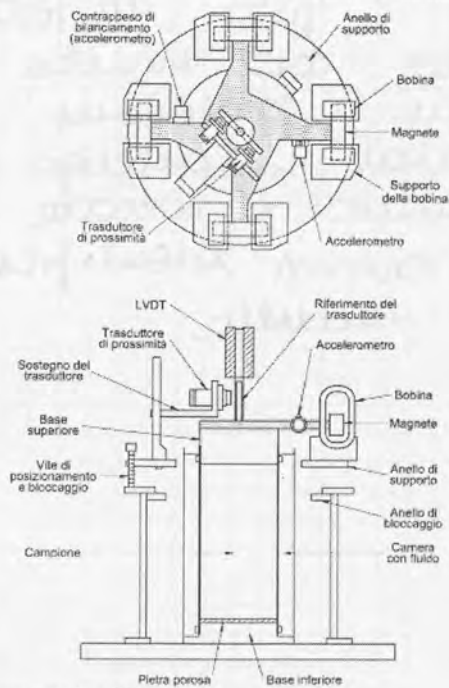
Se ho a che fare con un materiale omogeneo dal punto di vista lito-stratigrafico, non è detto che sia omogeneo anche dal punto di vista meccanico perché la velocità di propagazione dipende dal confinamento, ed anche



la rigidezza dipende dal confinamento.
 $\uparrow z \uparrow V_s \uparrow G$

2. COLONNA RISONANTE

Lo schema di carico è quello dello prova torsionale ciclica. La base inferiore del provino è fissa, in testa applico la sollecitazione torsionale.



(Lancellotta, 2004)

è fissa, in testa applico la sollecitazione torsionale.

Misuro le rotazioni tramite un accelerogramma.

In questo prova NON mantengo costante la frequenza di eccitazione ma la vario per cercare la frequenza per cui il sistema entra in risonanza identificando con i parametri G e D del modello

Per risolvere il problema e trovare le condizioni di risonanza, dal punto di vista auditivo mi posso riferire alla barra soggetta a vibrazioni torsionali:

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

Assumo una soluzione armonica:

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

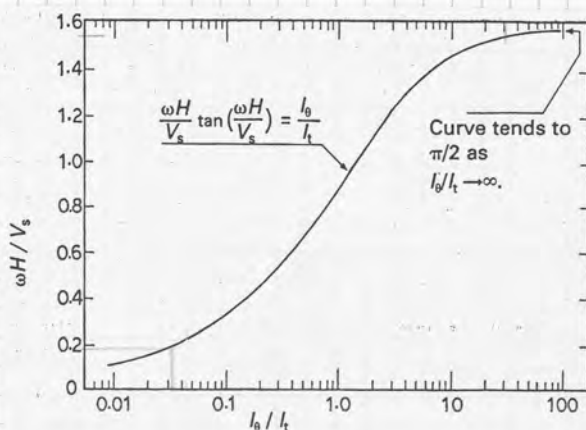
Impongo le condizioni al contorno e iniziali:

- $\theta|_{x=0} \text{ a } t=0 = 0$: base inferiore incastrata
- $T|_{x=H} = -T_0$: torcente applicato alla base superiore

La condizione di risonanza è:

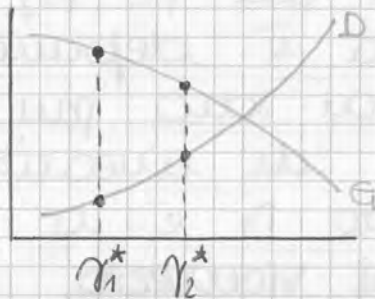
$$\frac{I_\theta}{I_t} = \frac{\omega H}{V_s} \tan\left(\frac{\omega H}{V_s}\right) \quad \text{CONDIZIONE DI RISONANZA}$$

- I_θ : momento polare di inerzia di massa del campione
- I_t : " " del sistema forzante
- H : altezza del campione
- ω : frequenza di risonanza
- V_s : velocità delle onde di taglio : $V_s = \sqrt{G/\rho}$



Entrò nel grafico con I_θ/I_t e ricavo $\omega H/V_s$.

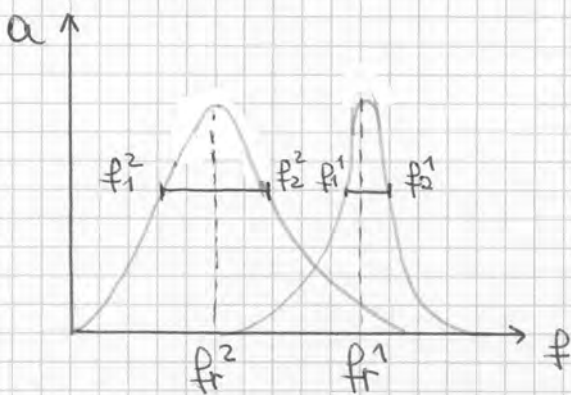
G e D sono influenzati dal livello deformativo. Se ho eseguito la prova con un determinato T , a questo corrisponderò un γ^* a cui G e D sono riferiti. Quindi per ogni valore di T , e quindi di γ , ho solo un valore delle curve di G e D. Per tracciare tutte e 2 le curve devo variare il valore di T . La risposta di RISONANZA è legata al valore di G.



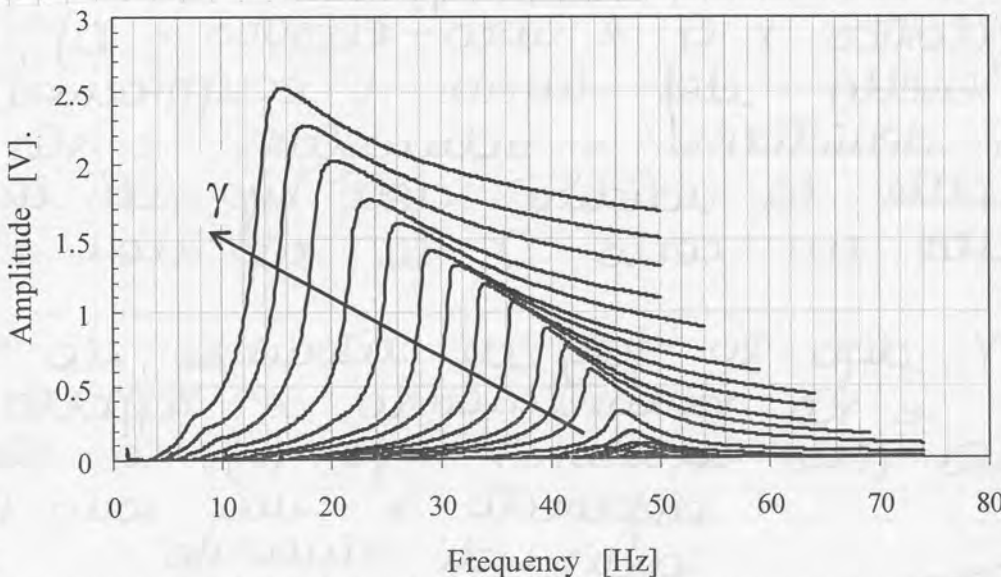
↑ $\gamma \rightarrow \downarrow G \rightarrow \downarrow$ frequenza di risonanza

Se la 2^a prova ha una sollecitazione T maggiore $\rightarrow \uparrow \gamma \rightarrow \uparrow D \rightarrow \uparrow f_2 - f_1$ quindi la seconda componente avrà una f_r minore ma un'ampiezza $(f_2 - f_1)$ maggiore.

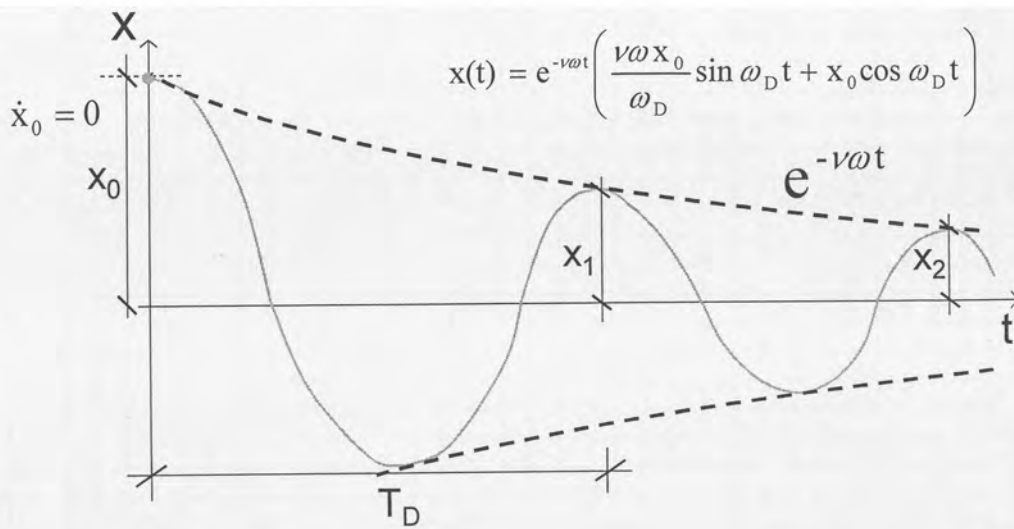
↑ $T \rightarrow \uparrow \gamma \rightarrow \downarrow G \rightarrow \downarrow f_r$
 $\rightarrow \uparrow D \rightarrow \uparrow f_2 - f_1$



Al' aumentare del livello deformativo lo campione si allarga e non si vede più il comportamento simmetrico a campana. Noi ci siamo riferiti ad un modello lineare (elastico per G e visco-elastico per D), oltre un certo livello depre-



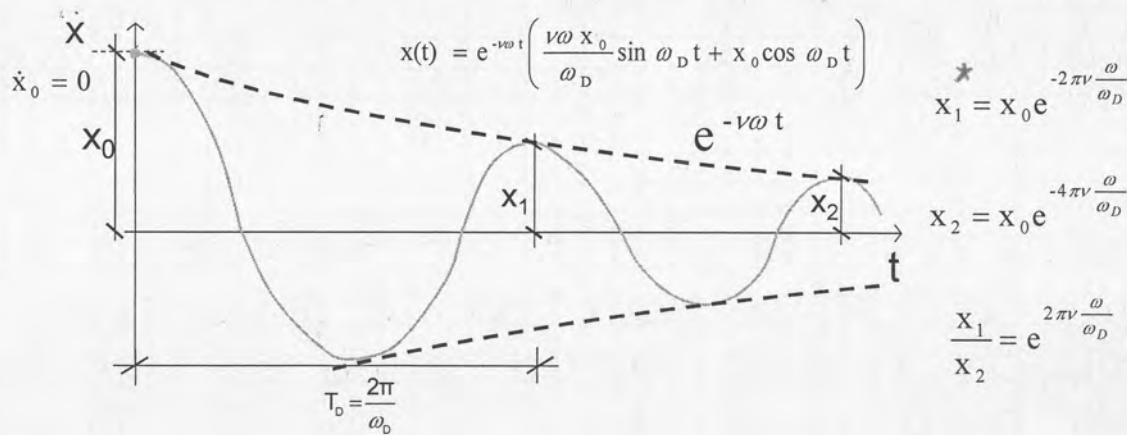
mativo inizio l'accoppiamento tra componente deviatorica e volumetrica.



$T_D =$ Periodo proprio di oscillazione smorzata = cost. ; [s] $T_D = \frac{2\pi}{\omega_D}$
 $\omega_D =$ Pulsazione o frequenza circolare ; [rad /s] $\omega_D = \omega \sqrt{1-v^2}$

per smorzamenti di 0.1 (valore elevato): $\omega_D = \omega \sqrt{1-0.1^2} = \omega \sqrt{1-0.01} = 0.99\omega \approx \omega \Rightarrow T_D = T$

Ricordando quello che si è visto per l'oscillatore semplice in caso di oscillazioni libere si può valutare lo smorzamento osservando il decremento logaritmico dei picchi.



$$\frac{x_n}{x_{n+1}} = e^{\frac{2\pi v \omega}{\omega_D}}$$

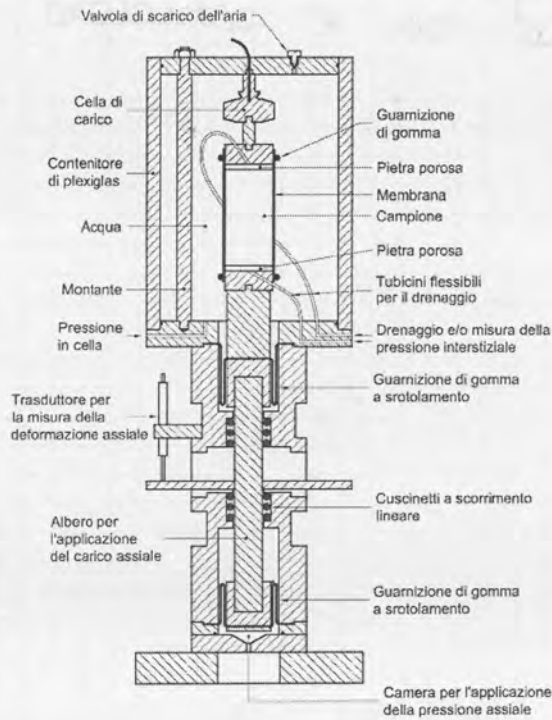
$$\Delta_1 \equiv \ln \frac{x_n}{x_{n+1}} = 2\pi v \frac{\omega}{\omega_D} \approx 2\pi v$$

$$v \approx \frac{\Delta_1}{2\pi}$$

la modulante è una funzione esponenziale quindi il decremento è logaritmico.

* ottenuto sostituendo $T = 2\pi/\omega_D$ nell'eq $x(t)$

↳ 3. PROVE TRIASSIALI CICLICHE



Applico una sollecitazione di taglio indotta dalla variazione di sforzo

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

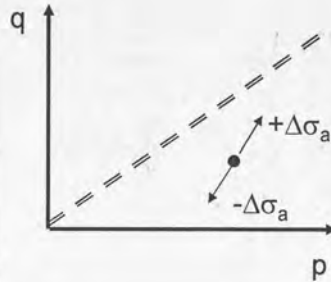
normale applicato.

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

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

(Lancellotta, 2004)

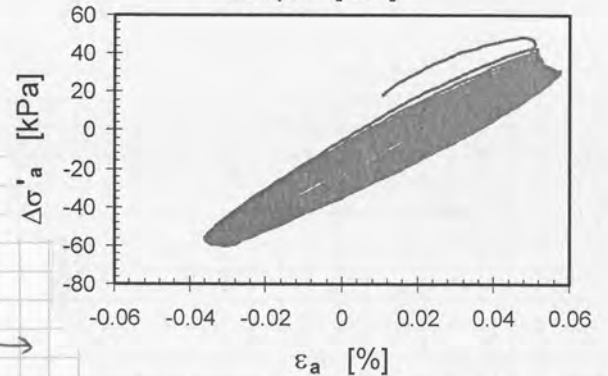
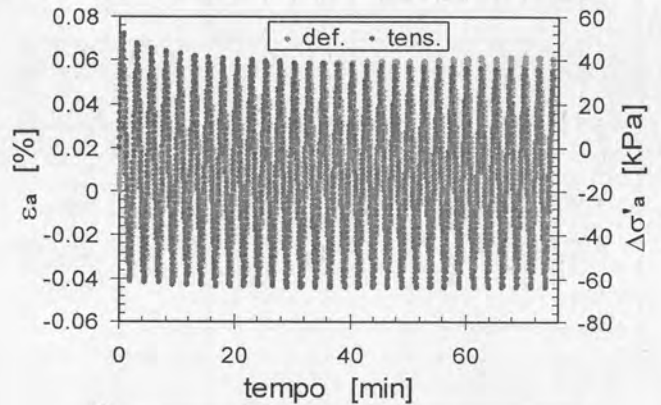
Parto da una condi-
zione
anisotropa,
aumenta
o diminuisce
se la
tensione
assiale in
maniera
ciclica.



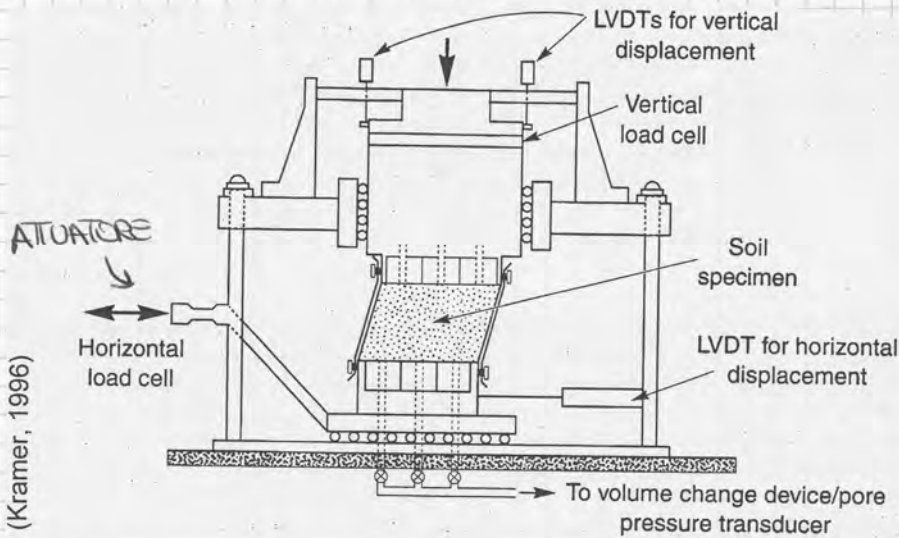
σ'_a [kPa]	σ'_h [kPa]	$\Delta\sigma'_a$ [kPa]
300	210	43

TENSIONE ASSIALE →

DEFORMAZIONE ASSIALE →



5. TAGLIO DIRETTO SEMPLICE CICLICO



(Kramer, 1996)

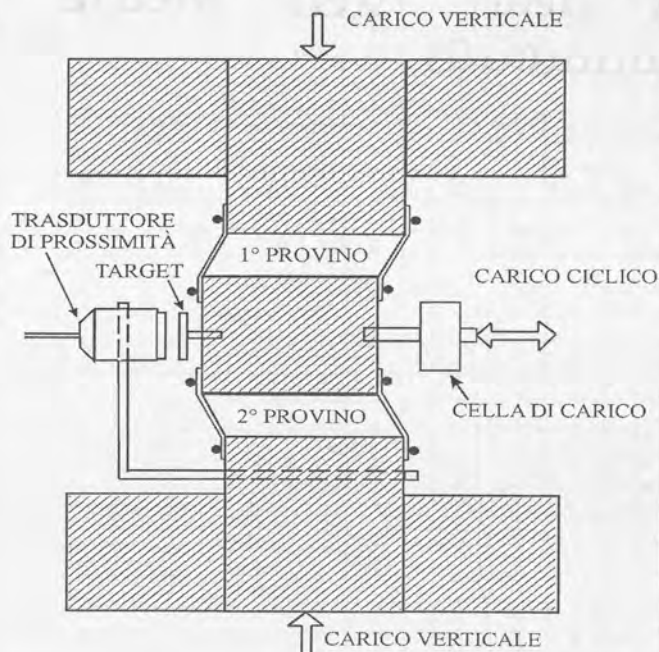
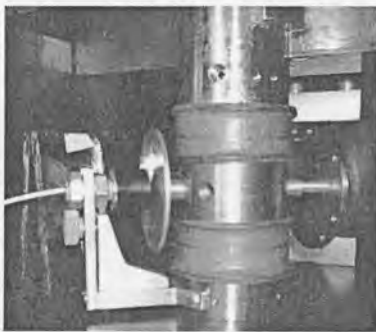
In questo prova applico una sollecitazione nel piano. Tramite l'attuatore muovo il campione e stimo G e D . Voleto anche l'accumulo di

pressione interstiziale. Qui le condizioni di carico sono simili a quelle reali. E' una prova usata per valutare la liquefazione.

6. TAGLIO SEMPLICE CICLICO

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

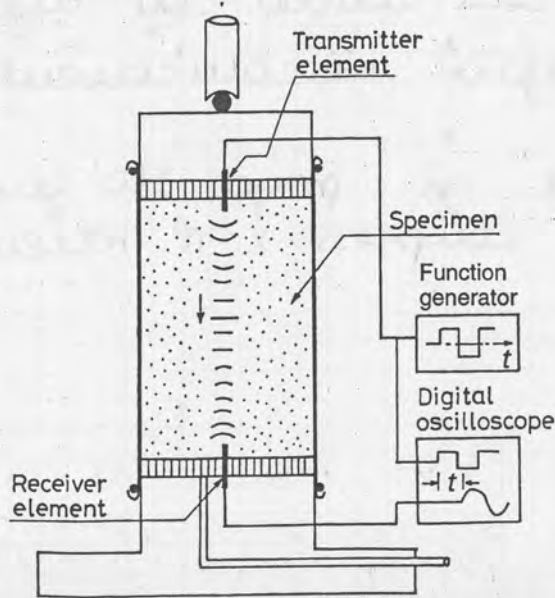
Simmetria e minor influenza rigidezza apparato (possibilità di arrivare a piccole deformazioni)



Cortesia Prof. G. Lanzo)

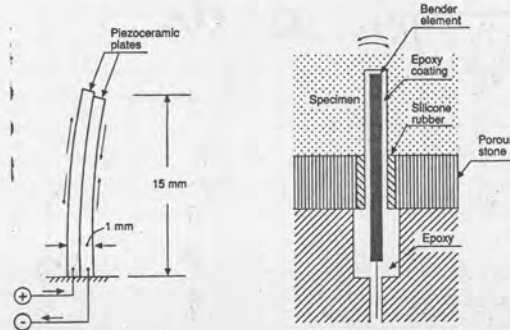
Ho 2 provini posti simmetricamente e questo consente di avere una minore influenza della rigidezza della strumentazione. Ho però uno svantaggio: i 2 provini possono non comportarsi allo stesso modo quindi devo porre attenzione al condizionamento dei provini.

8. BENDER ELEMENT TEST

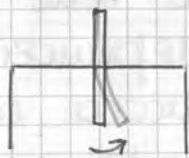


L'onda generata ad un estremo del campione viene rilevata sulla base opposta → valutazione diretta di V_s .

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



Genero un'onda ad un estremo e la ricevo nell'altro estremo. I bender element sono dei cristalli piezometrici che quando vengono eccitati dalla corrente tendono a piegarsi e a generare un'onda di taglio.

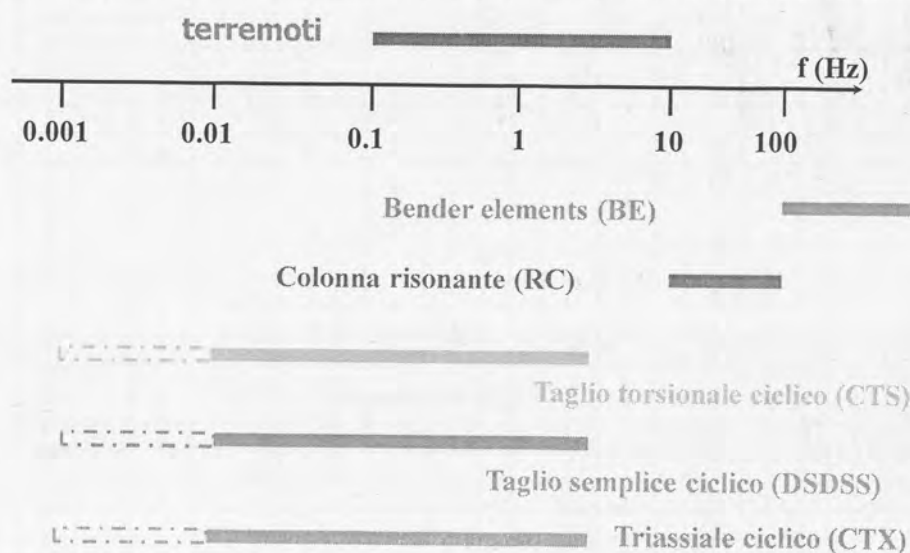
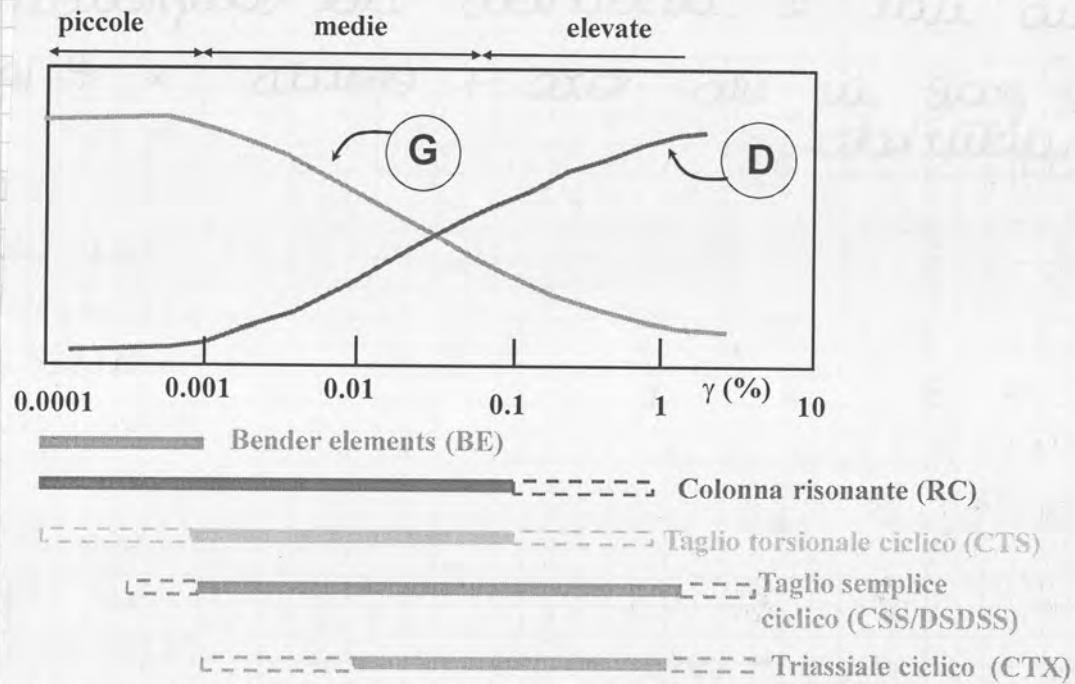


generando anche una compressione nel terreno adiacente.

Un bender se viene piegato meccanicamente mi genera una corrente. Quando il bender si piega sto generando anche una compressione nel terreno adiacente.

nelle prove geofisiche produco un'ecitazione nel terreno ma non posso causare dei danni quindi γ deve restare basso. Inoltre per creare γ alti avrei bisogno di sorgenti come le bombe quindi tutte le prove in sito stanno in livelli deformativi bassi.

Uso però le prove in sito perché posso investigare con continuità il terreno e considerare la stratigrafia. Inoltre sono più veloci da realizzare e sono più realistiche perché il terreno non è disturbato dal campionamento. E con le prove in sito sarà più elevato perché il terreno non è disturbato.



→ PROVE IN SITO

Le prove in sito ci consentono di valutare le distribuzioni spaziali senza i problemi legati al campionamento.

I metodi geofisici di tipo sismico si possono dividere in:

→ PROVE IN FORO ("invasive")

1. CROSS-HOLE (CHT)
2. DOWN-HOLE (DHT)
3. CONO SISMICO (SCPT)
4. DILATOMETRO SISMICO (SDMT)
5. P-S SUSPENSION LOGGING
6. VERTICAL SEISMIC PROFILING (VSP)

→ PROVE DI SUPERFICIE ("non invasive")

7. SISMICA A RIFRAZIONE (ONDE P o SH)
8. SISMICA A RIFLESSIONE (ONDE P o SH)
9. SURFACE WAVES METHODS SWM (SASW, MASW, MICROTREMORS)

In entrambi i tipi di prove le misure vengono fatte senza invadere il terreno o comunque le misure avvengono lungo un percorso che non è alterato dall'inserimento della strumentazione.

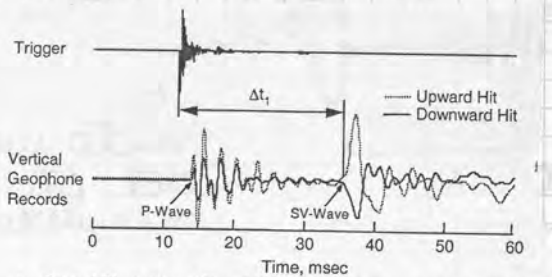
Nelle prove in foro eseguo una misura puntuale con una migliore risoluzione.

Nelle misure dalla superficie sto eseguendo solo misure sul contorno.

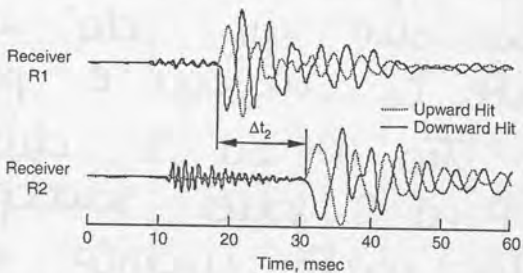
si misura la velocità del punto materiale non quello di propagazione dell'onda.

Un geofono è costituito da un magnete e da una bobina, il magnete è solidale con l'involucro dello strumento stesso, la bobina invece è sospesa con una molla, posso quindi avere un movimento relativo. L'onda arriva il magnete si muove, la bobina tende a rimanere ferma quindi ho un moto relativo tra magnete e bobina e si genera una corrente. Il geofono è uno strumento di misura passivo che non necessita di alimentazione, è lui stesso che genera una corrente.

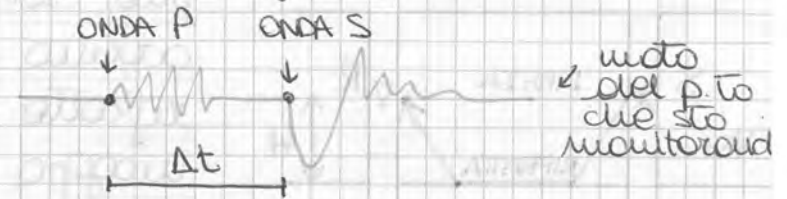
I ricevitori sono geofoni 3D.



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



Arriva primo l'onda P e poi l'onda S. A me interessa quando arriva l'onda noto il tempo t a cui l'onda è partita dalla sorgente.



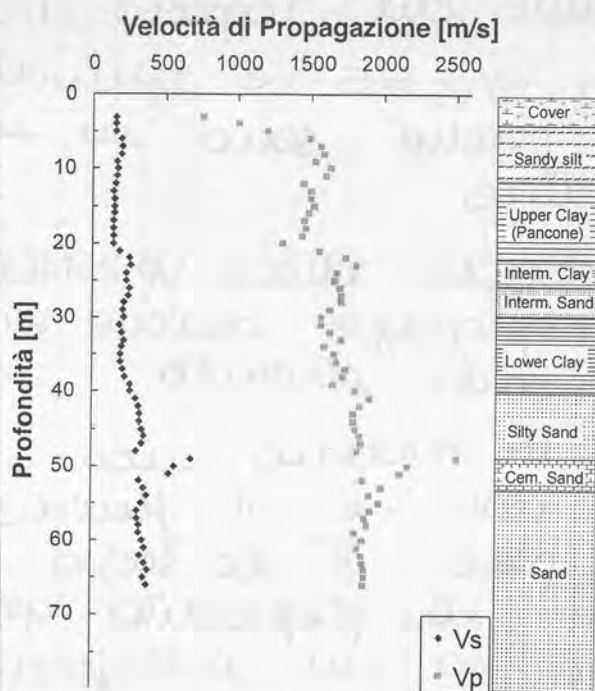
Il TRIGGER può essere un circuito elettrico o un accelerometro che mi dà un segnale associato all'istante t_0 in cui è partita l'onda.

La distanza tra le onde P ed S dipende da ΔX , da v_p e v_s , spesso le onde P ed S sono sovrapposte.

Se invertito la parte mobile e quella fissa della sorgente, l'onda P non cambia ma cambia l'onda S che inverte la polarizzazione (p.e. $v_s > 0$ diventano $v_s < 0$)

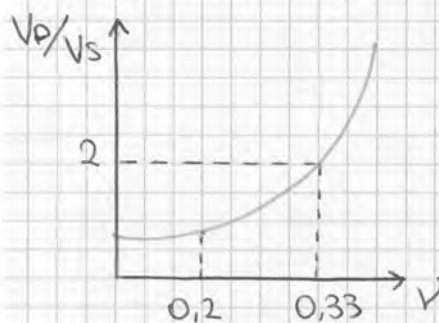
ho un Δt piccolo e l'errore di misura diventa più importante. Nello scavo gli errori di misura sono più grandi perché i Δt sono più piccoli quindi D deve essere più grande. ($D = 5-7 m$) nello scavo inoltre l'attenuazione del segnale è minore.

Vediamo un esempio di risultato sperimentale eseguito nei pressi della Torre di Pisa con 3 piezometri. Analizziamo i risultati di V_p e V_s anche se a noi interessa di più la V_s .



La V_s è più costante della V_p questo perché l'onda P arrivando prima ha Δt minori in cui influisce di più l'errore di misura.

In corrispondenza dello strato cementato ho un aumento della velocità V_p e V_s . Il rapporto tra V_p e V_s è funzione del rapporto di Poisson ν .



In questo esempio $V_p/V_s = 5$ e quindi ho un ν alto perché sono in un terreno saturo.

Per un materiale saturo $V_p > 1480 m/s$ perché la propagazione avviene sempre in condizioni non drenate.

Per i primi 3 punti il terreno non è saturo quindi non è il fluido a governare la velocità. V_s però è la stessa mentre V_p aumenta con la profondità questo si spiega con il fatto che ho un'interfaccia legata alla presenza della falda.

Più mi avvicino all'interfaccia più diventa

ρ dipende dal fatto che i vuoti siano pieni di acqua o meno.

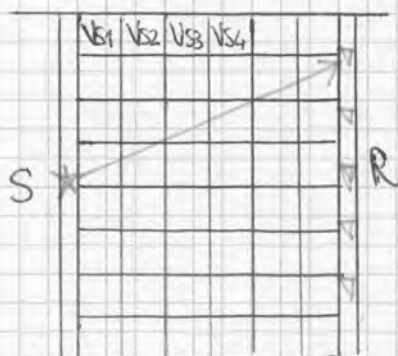
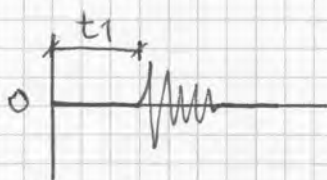
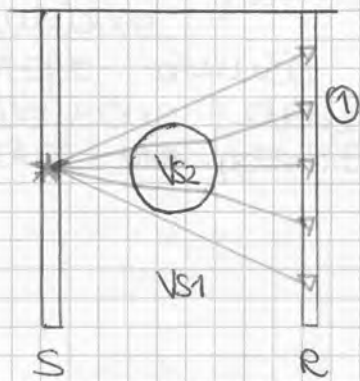
NB Nei terreni saturi V_p è fortemente influenzata dalla compressibilità del fluido interstiziale (acqua) $\rightarrow V_p > 1450 \text{ m/s}$

La V_p mi dà mi informazione sulla condizione non drenata quindi mi interessa di meno. La V_s è legato direttamente allo scheletro solido e mi interessa di più.

Conoscere la variazione di V_s lungo la profondità mi consente di conoscere la variazione di G a piccolissime deformazioni $\rightarrow G_0 = \rho V_s^2$

~> TOMOGRAFIA SISMICA

Spostando i ricevitori e la sorgente posso analizzare diversi percorsi. Se il terreno tra sorgente e ricevitore non è omogeneo un approccio di tipo cross-hole non mi serve. Posso appiungere mi informazione appiungendo più ricevitori.



Aurò più tempi di primo arrivo che sono influenzati da V_{s1} e V_{s2} , ma conoscendo però la geometria dell'inclusione ho bisogno di più informazioni. Posso farlo da un mezzo all'altro se ho il fenomeno della diffrazione quindi t_1 è influenzato dall'inclusione.

Suddivido la porzione tra S e R in una serie di celle della geometria regolare, ognuno con la sua velocità V_s che rappresenta il parametro che voglio stimare. Vario le velocità delle celle in modo da riprodurre il tempo di 1° arrivo t_1 che ho misurato.

↳ 2. PROVA DOWN-HOLE (DHT)

Il difetto principale dello prova cross-hole è che è costoso perché devo effettuare 3 fori di sondaggio attrezzati. Si usano quindi le prove up-hole o down-hole che posso eseguire con un solo foro. Nelle prove DHT metto nel foro il ricevitore e sulla superficie metto la sorgente e studio i percorsi. Qui la deviazione dalla verticalità è meno importante e conta di più la profondità che però non può spingersi oltre i 50-60 m (max 100 m).

Questo prova può essere eseguita sia in termini di onde P che di onde S:

→ martello → onde di compressione P

→ traversino → onde di taglio SH



Se posiziono lo traversino nel modo (A) genero un'onda polarizzata nel piano trasversale orizzontale SH. Con il modo (B) nasce un'onda verticale polarizzata nel piano trasversale (SV) che sta nel piano delle onde P.

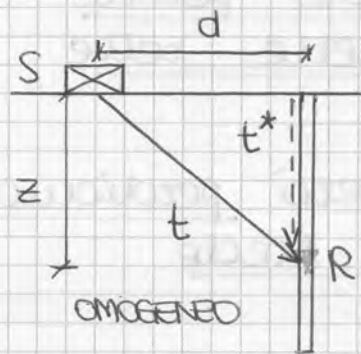
Nel caso (B) ho una conversione di onde quando incontro un'interfaccia e cioè quello che era partito come onda SV diventa un'onda P.

Ho un campo d'onde più complesso e difficile da interpretare.

Nel caso (A) di interfaccia ho sempre un'onda SH riflessa e rifratta.

Si ha un problema legato anche al Δt che essendo piccolo risente molto dell'errore sperimentale.

Per correggere l'errore di verticalità posso misurare il tempo t^* che impiego per effettuare il percorso verticale. Sposto quindi S vicino



al filo e scrivo:

$$t : \sqrt{z^2 + d^2} = t^* : z$$

$$t^* = \frac{t \cdot z}{\sqrt{z^2 + d^2}} = t_{corr}$$

Di solito non metto lo sargente vicino al filo perché posso generare "onde di tubo". Volutare t^* però semplifica il calcolo di V:

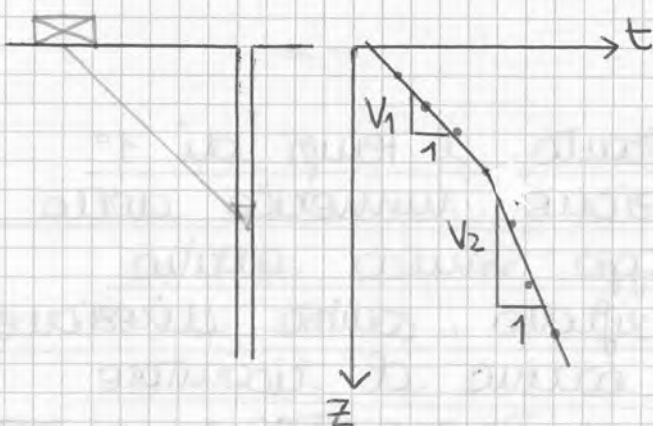
$$V = \frac{z}{t^*}$$

se considero i 2 grafici:

$$V = \frac{\Delta z}{\Delta t_{corr}}$$

⇒ INTERPOLAZIONE DEI TEMPI DI ARRIVO

Per migliorare la misura lo rendo ridondante. La variazione di V è legata alla stratificazione e per migliorare la misura posso mettere insieme i tempi che riguardano uno strato.



Così perdo e infornazione su strati poco spessi però rinforzo la misura per ogni strato causando le velocità individuando le diverse pendenze.

Se eseguo una misura su un mezzo che conosco posso calcolare la velocità (nota la distanza) e il ricevitore può darci conferma della correttezza del modello. Se conosco il modello (note V e d) e trovo un tempo t diverso da quello della rilevazione, devo variare il modello (cambiare V) per far sì che i 2 tempi siano uguali.

Se ho a disposizione più misure, ho diversi percorsi e posso determinare i parametri di modello confrontandoli con quelli sperimentali e modificandoli fino a che non sono uguali. Anche questo è un problema inverso e quindi non ho l'unicità della soluzione.

Questo metodo è il più rigido perché qui considero l'inclinazione del raggio sismico però devo risolvere un problema abbastanza complesso.

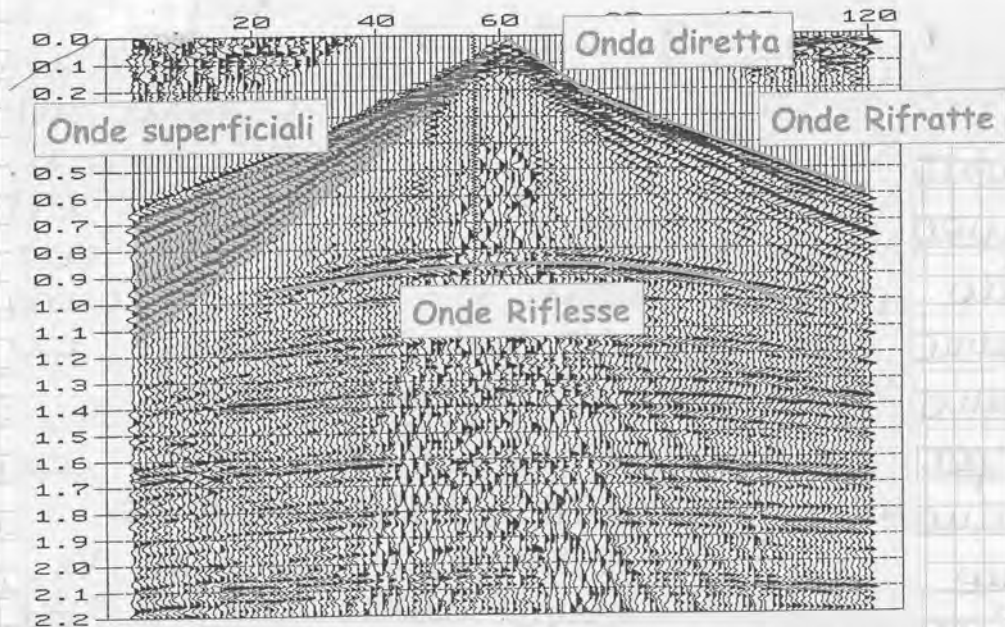
CPT: PROVA PENETROMETRICA STATICA

DMT: " DILATOMETRICA

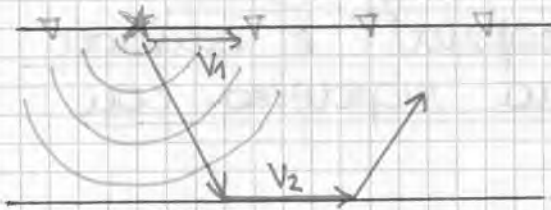
↳ 3. CONO SISMICO (SCPT)

Il cono sismico sfrutta le batterie di aste che si usano nelle prove CPT o DMT per inserire nel terreno lo sonda (che ci dà la resistenza all'avanzamento del cono nel caso di prova CPT o della lama nello DMT). Al tempo del cono e della lama inserisco il ricevitore e così posso eseguire una prova down-hole senza fare il foro di sondaggio → vantaggio economico. Questo tipo di prova ha le stesse limitazioni delle prove CPT/DMT (limiti stratigrafici).

Generalmente si esegue sulla superficie e poi è uguale alla prova down-hole. Un vantaggio è che il profilo di V_s si appiantisce ai risultati della prova CPT. La velocità di avanzamento della prova CPT è costante e pari a 2 mm/s e per eseguire la prova down-hole mi down femore.

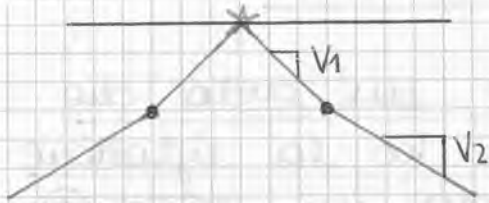


nell'esempio riportato qui sopra lo sorgente è a 60m. Quello che vedo nei vertici in alto è il rumore di fondo. vicino alla sorgente



arrivo primo è onda diretta. Sull'interfaccia nasce l'onda rifratta criticamente. Da un certo punto in poi arriva per

prima la conseguenza dell'onda rifratta criticamente e lo compico del cambio di pendenza. la posizione del cambio di pendenza porta con se



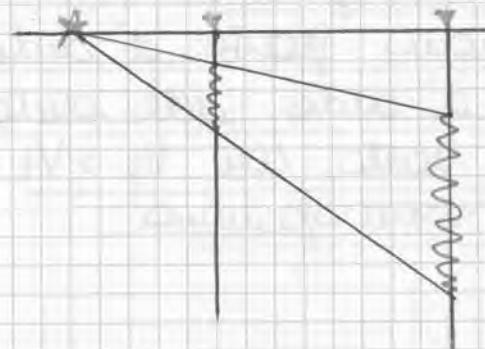
l'informazione sulla profondità dell'interfaccia.

Se riesco a stimare v_1 , il tempo necessario per vedere l'onda riflessa è quello che impiega l'onda per fare il doppio del percorso.

vicino alla sorgente il segnale è ristretto in breve lasso di tempo.

Se l'onda non fosse dispersiva (cioè se fosse un'onda di volume P o S) le diverse componenti d'onda

viaggerebbero alla stessa velocità.

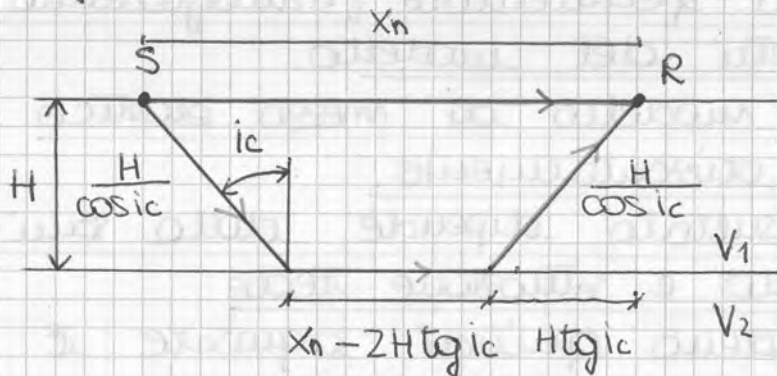


Se l'onda non fosse dispersiva (cioè se fosse un'onda di volume P o S) le diverse componenti d'onda viaggerebbero alla stessa velocità.

Immaginiamo di conoscere il modello e il sottosuolo (V_1 e V_2 sono note). I percorsi che vanno dalla sorgente al ricevitore sono 2

1. percorso rettilineo dell'onda diretta $\rightarrow T_{dn}$
2. percorso dell'onda rifratta che viaggia verso l'interfaccia con angolo di incidenza pari ad i_c . Poi dall'interfaccia l'onda arriva al ricevitore con un'incidenza pari ad i_c .

Nota H ed i_c posso calcolare il percorso. Noti V_1 e V_2 calcolo il tempo T_{rn} che impiega l'onda rifratta ad arrivare al ricevitore.



ONDA DIRETTA : $T_{dn} = \frac{X_n}{V_1}$

ONDA RIFRATTA : $T_{rn} = \frac{H}{V_1 \cos i_c} + \frac{X_n - 2H \operatorname{tg} i_c}{V_2} + \frac{H}{V_1 \cos i_c}$

$$T_{rn} = \frac{X_n}{V_2} + 2H \sqrt{\frac{1}{V_1^2} - \frac{1}{V_2^2}}$$

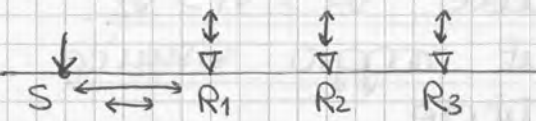
↑
parte che dipende da X_n e V_2 che conosco

↑
parte composta solo da costanti che sono note.

Per individuare il punto in cui avviene il sorpasso dell'onda rifratta uguaglio i tempi di arrivo: $T_{dn} = T_{rn} \rightarrow X_c$

$$\frac{X_c}{V_1} = \frac{X_c}{V_2} + 2H \sqrt{\frac{1}{V_1^2} + \frac{1}{V_2^2}}$$

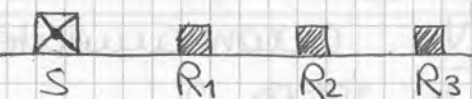
con questo tecnica non ho un dettaglio molto elevato, riesco a trovare al massimo 3-4 strati. I risultati risultano affidabili solo se la velocità delle onde di volume aumento sempre con la profondità.



Dalla seguente si nascono delle onde di compressione e i trasduttori R individuano

la componente verticale del moto. Le onde P ci interessano meno perché la V_p è influenzato dalla presenza dell'acqua. A noi interessa la V_s perché voglio simulare la propagazione dell'onda di taglio.

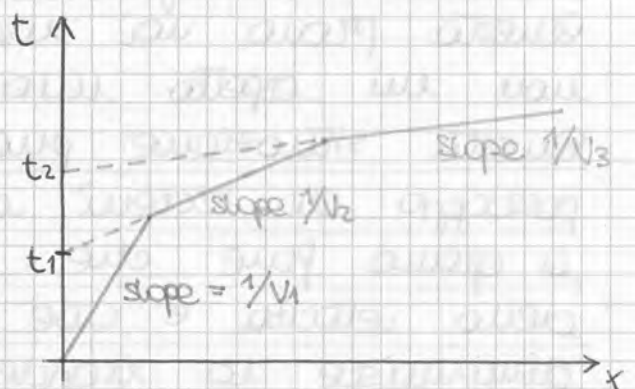
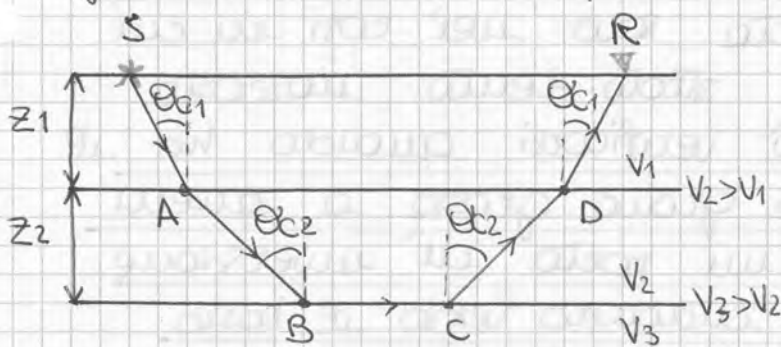
Per generare onde SH devo creare onde di taglio polarizzate nel piano orizzontale. L'impatto è ortogonale al foglio e i ricevitori sono orizzontali



Le onde S danno una migliore definizione strati = grafico su solo geotecnico e

consentono la derivazione del modulo G_0 .

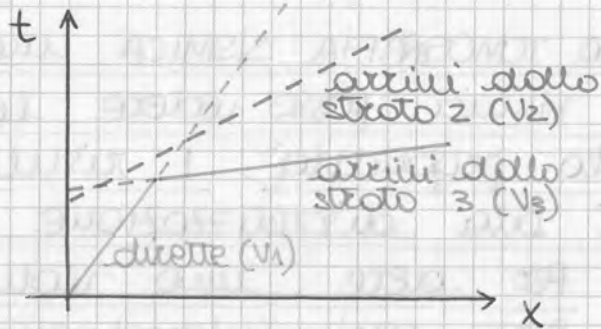
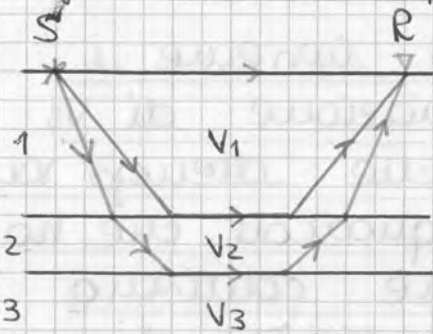
Nel caso di 2 o più interfacce estendiamo le formule viste in precedenza:



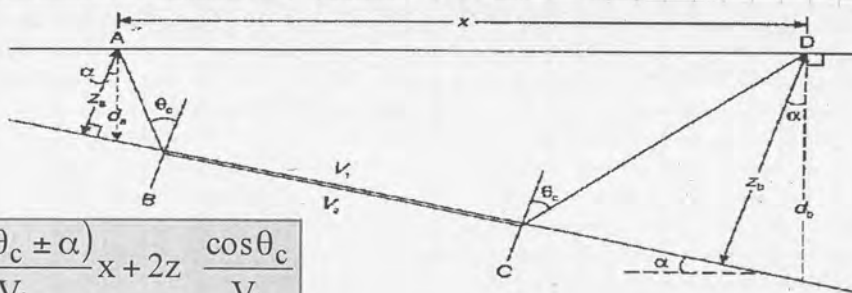
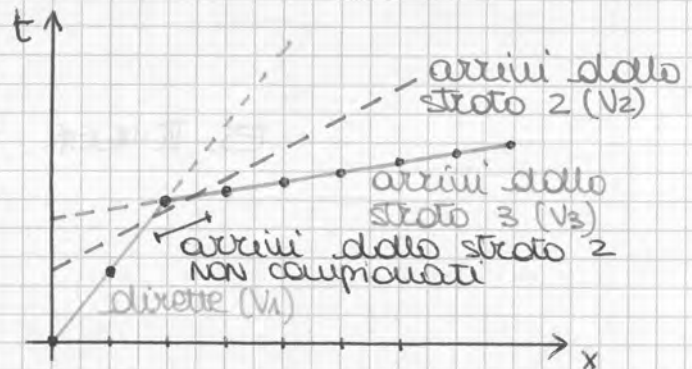
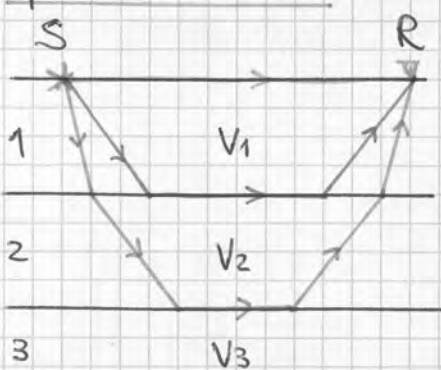
$$T_r = \frac{x}{V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \left[\frac{2z_i \cos \theta_i}{V_i} \right]$$

$$\theta_i = \sin^{-1} \left(\frac{V_i}{V_n} \right)$$

Enslow due con cui posso non vedere uno stato. A valle infatti può esistere l'onda rifratta dalla prima interfaccia governata da v_2 ma lo stato 2 è talmente sottile che le onde rifratte dalla seconda interfaccia e governate da v_3 arrivano prima di quelle rifratte dalla prima interfaccia.

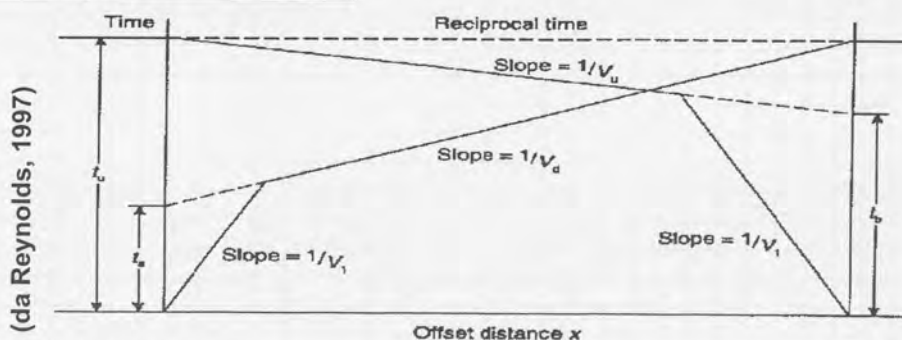


In alcuni casi invece i punti di primo arrivo dello stato 2 sono così confinati in un breve spazio che magari non ho punti di misura per rilevarli.



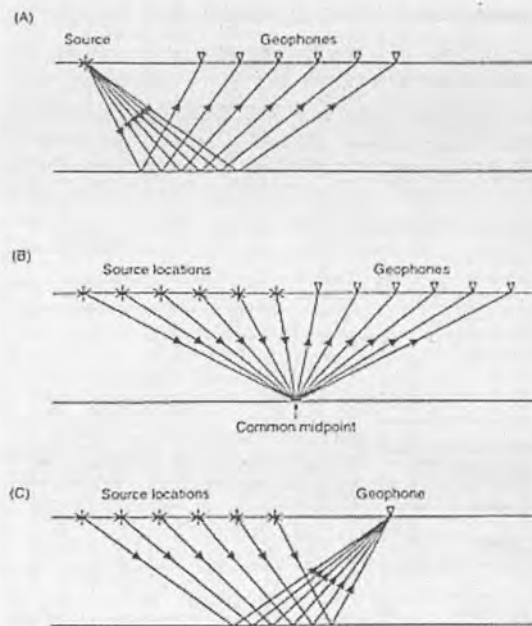
$$T_A = \frac{\sin(\theta_c \pm \alpha)}{V_1} x + 2z \frac{\cos \theta_c}{V_1}$$

Se ho una INTERFACCIA INCLINATA invertendo S ed R ottengo un risultato non simmetrico con cui posso ricostruire lo stato inclinato.



↳ 8. SISMICA A RIFLESSIONE

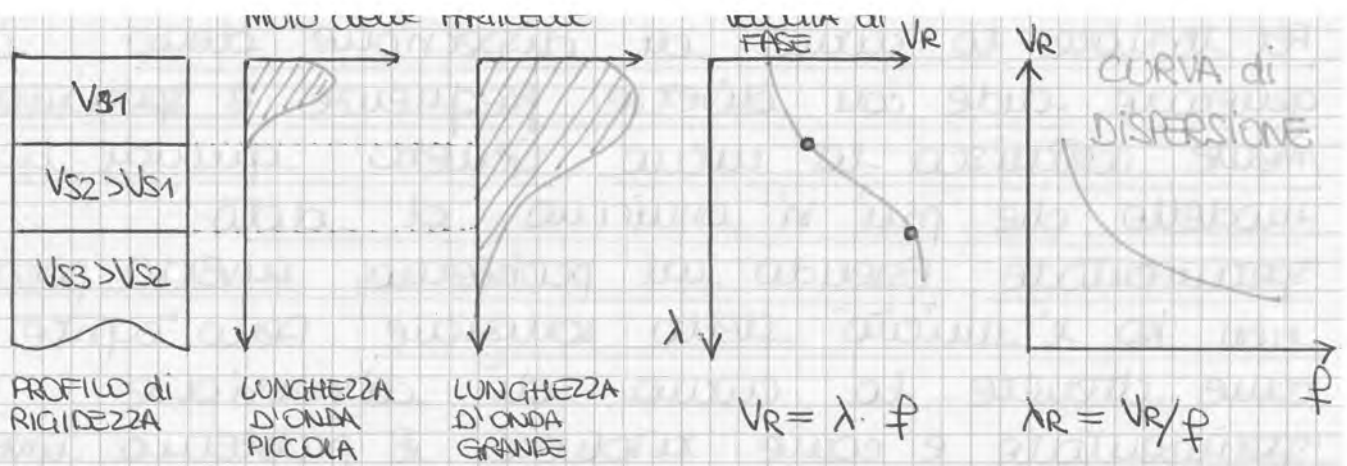
Con la sismica a riflessione considero le onde che si riflettono all'interfaccia. Ho una buona risoluzione geometrica dello stratigrafo però ho minore difficoltà nel determinare i parametri di proporzionalità. Le acquisizioni sono di solito lunghe ed è un po' costoso dal punto di vista interpretativo. È poco usato su piccola scala.



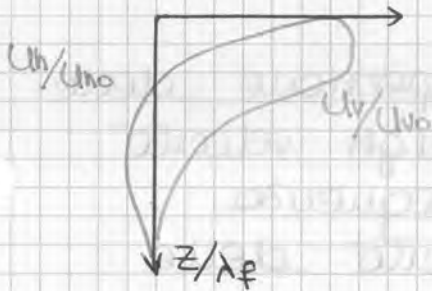
↳ 9. PROIE SASW (SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES)

Si esegue un'analisi spettrale nello spazio delle frequenze trovando la variazione di V_s con la profondità. Dovremo risolvere un problema inverso. Si registrano le vibrazioni superficiali generate dalle onde di superficie e si ricavano le velocità delle onde di taglio.

Esistono due tipi di onde superficiali: Rayleigh e Love. Tutte le applicazioni sono però associate alle onde di Rayleigh che sono più facili da analizzare e da ricevere.



L'onda di Rayleigh ha 2 componenti del moto che si attenuano rapidamente allo profondità di 1 lunghezza d'onda.



L'onda viaggia con una velocità V_R pari circa a V_{s1} , e' come se vedesse solo uno strato omogeneo.

se considero un'onda a bassa frequenza (grande lunghezza d'onda) sto disturbando un semispazio più ampio coinvolgendo strati più rigidi quindi con una velocità di fase maggiore perché nel mio modello ho supposto che la velocità aumentasse.

se uso più frequenze posso vedere come cambia la velocità di fase con la lunghezza d'onda in modo continuo.

$\uparrow \lambda \rightarrow \uparrow V_R \uparrow$ rigidità

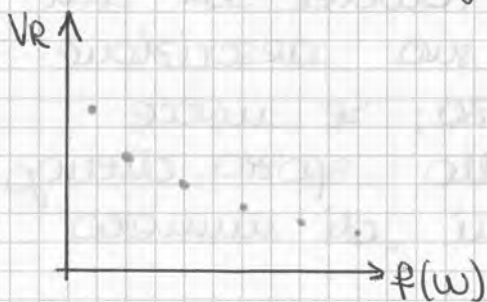
In termini matematici posso scrivere le equazioni del moto per ogni strato, impongo le condizioni al contorno (uguali spostamenti ed uguali tensioni), impongo le condizioni in superficie (tensione = 0) e risolvo il problema trovando la curva di dispersione.

Il nostro obiettivo però è il profilo di V_s e quindi devo invertire la prospettiva. Se sperimentalmente posso trovare la curva di dispersione posso poi ricavare spessori e velocità dei diversi strati.

② ANALISI DEI SEGNALI → METODO SAWS

Però fare l'analisi dei segnali per estrarre la CURVA di DISPERSIONE.

Il metodo più semplice è basato sull'uso di 2 ricevitori. Immetto dalla sorgente un'onda armonica e quando intercetto R1 trovo uno spostamento che varia nel tempo secondo la frequenza che ho imposto alla sorgente. In R2 vedo sempre un'onda armonica ma spostata di Δt perché l'onda ha percorso un tratto in più. Δt rappresenta la differenza di fase e mi permette di valutare la velocità che però è valida solo per la specifica frequenza usata nella sorgente. Eseguo più prove a



diverse frequenze per trovare la curva di dispersione.

È un procedimento lungo e la sorgente è costosa.

Alternativamente posso usare un impulso che contiene

tutte le frequenze ed usando la trasformata di Fourier scompungo l'onda in singole armoniche e ricavo così la curva di dispersione.

Usando solo 2 ricevitori ricavo la curva di dispersione solo per un ristretto range di frequenza. Mi serve un ampio range di frequenze perché se no caratterizza solo gli strati superficiali perché il range di frequenze è legato alla profondità che sto investigando.

IL METODO MASH È UNO TECNICO DI INDAGINE
NON INVASIVO. IL CONTRIBUTO PREDOM. CHE OUDE
SIP È DATO DALLE OUDE DI R CHE HANNO UNA
VELOCITÀ CORRELATA ALLO RIGIDEZZA DELLA PORTIONE
DI TERRENO INTERESSATO DALLA PROPAGAZIONE
DELLE OUDE. LE OUDE DI R SONO DISPERSIVE
E CIÒ È OUDE CON λ SI PROPAGANO CON VELOCITÀ
DI FASE DIVERSE. LE OUDE AD ALTO FREQ CON λ
PICCOLO SI PROPAGANO NEGLI STRATI SIP; OUDE A
BASSO FREQ INTERESSANO INVECE GLI STRATI PIÙ
PROFONDI.

3) PROCESSO DI INVERSIONE

Per primo cosa devo scegliere un modello per interpretare il dato sperimentale. scelgo strati lineari elastici omogenei.

Per ogni strato ho 2 parametri di elasticità, lo spessore e la densità per un totale di 4 parametri per ogni strato (3 per l'ultimo strato dove lo spessore è indefinito).

H_1	ρ_1	G_1	ν_1	////
H_2	ρ_2	G_2	ν_2	//////
H_3	ρ_3	G_3	ν_3
	ρ_4	G_4	ν_4	o o o o

Se la situazione stratigrafica è semplice il modo fondamentale

diventa dominante e posso considerare solo quello.

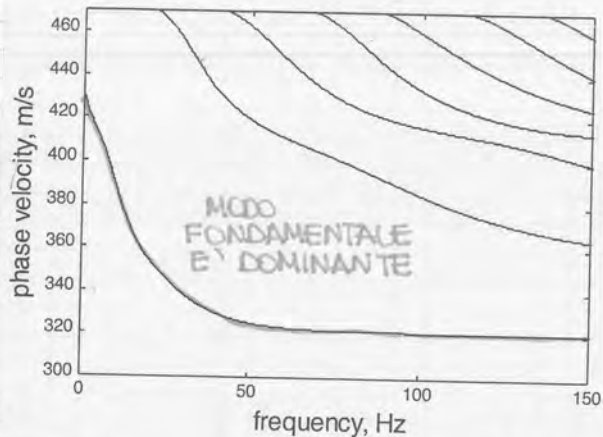
I parametri di modello da stimare sono 4 per ogni strato quindi ho $4N-1$ parametri incogniti. Posso avere infinite combinazioni di parametri. Devo cercare di ridurre il numero di parametri facendo delle assunzioni a priori.

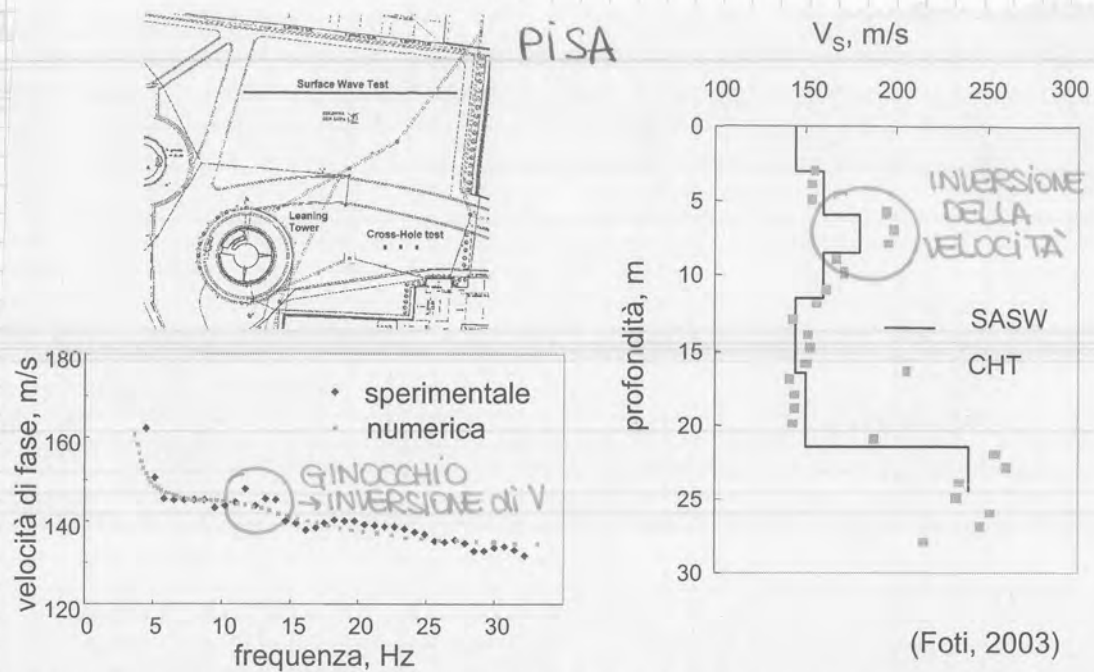
La densità del materiale varia su intervalli ristretti e questo comunque incide poco sulle curve di dispersione e quindi stimo a priori la densità sulle base delle informazioni che ho.

Le velocità sono gli orientati dello strato quindi non posso stabilirle a priori.

Il range del rapporto di Poisson varia da 0,2 a 0,3 per terreni non saturi ed arriva fino a 0,5 per terreni saturi. Se conosco la posizione della folla, il rapporto di Poisson è un parametro facile da stimare.

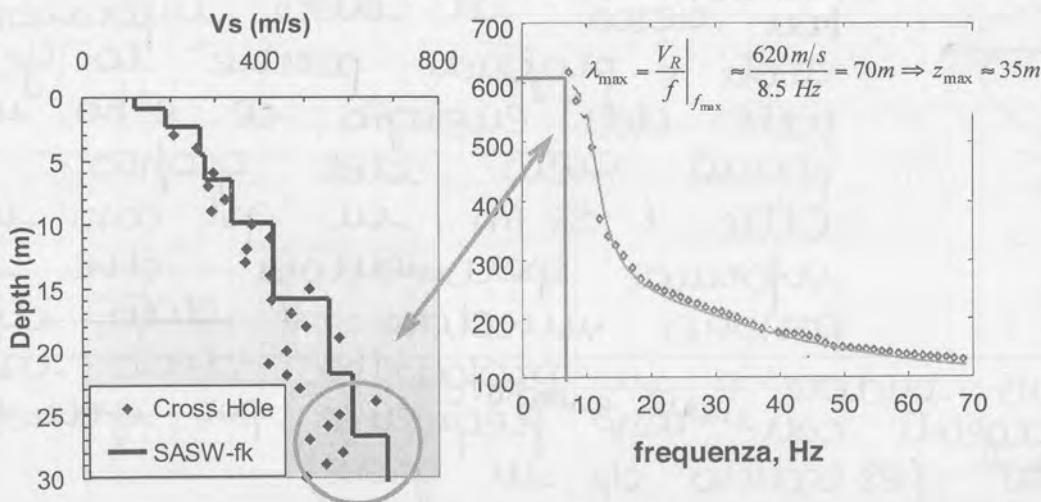
Fisso quindi a priori ρ e ν . Devo stimare V ed H in modo da avere una curva di dispersione





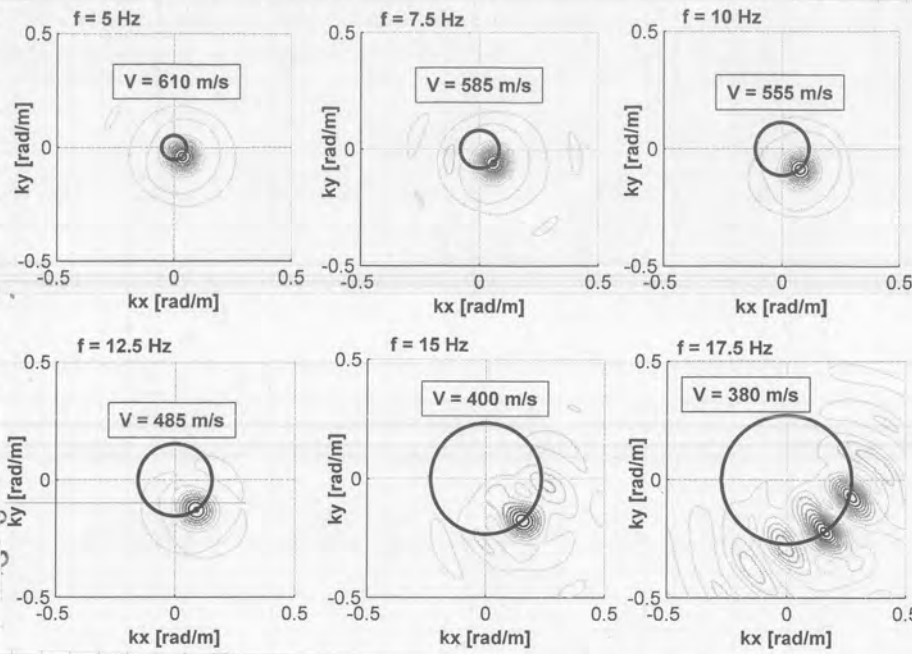
(Foti, 2003)

In questo esempio è presente una variazione di velocità perché sotto ho strati meno rigidi. Per intercettare alte frequenze d'onda devo avere ampi studiamenti, la profondità di indagine è condizionata dalla capacità di stimare le condizioni a bassa frequenza e dalla lunghezza di studio. Più voglio andare in profondità più devo avere grandi lunghezze d'onda.



L'informazione in questo caso arriva fino ad 8 Hz con $V_s \approx 620$ m/s e $\lambda = 70$ m/s. La profondità di indagine è circa pari alla metà della lunghezza d'onda che ho recuperato.

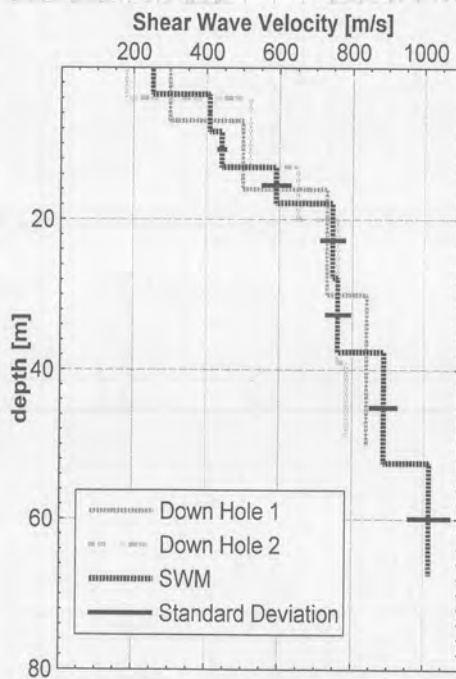
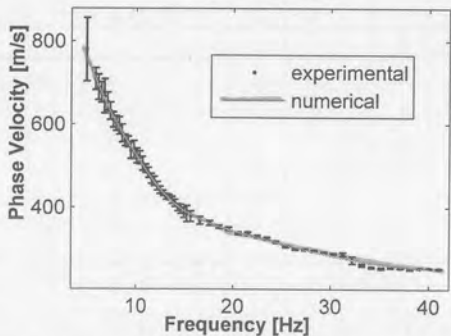
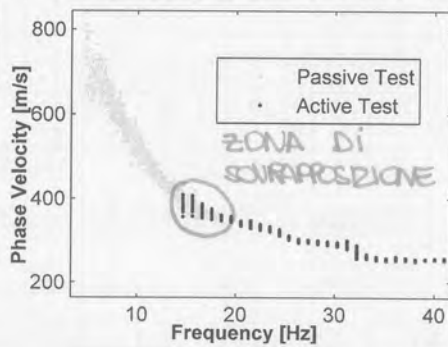
• PROVE SASW PASSIVE



Dispongo gli strumenti in cerchio perché non so da dove arriva l'energia. Determino così un numero d'onda vettoriale (e non più scalare) che mi dice da dove sta arrivando

l'energia e quale è il rispettivo numero d'onda e da questo stimo la velocità di propagazione.

• SANS ATTIVE + PASSIVE

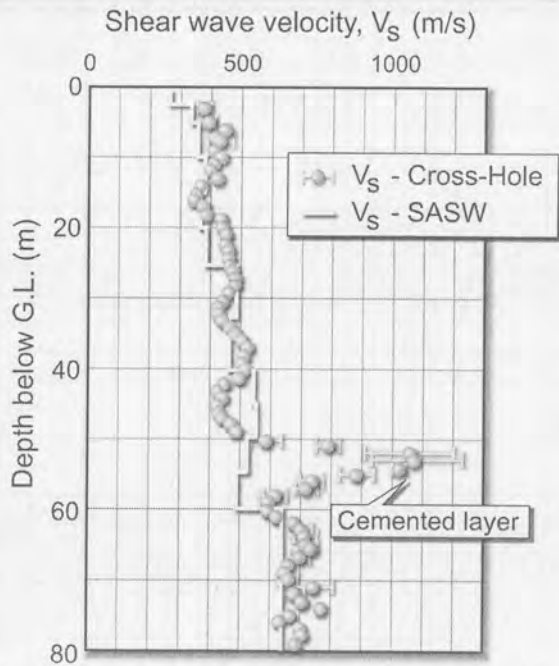


Usando le prove passive aumento la profondità di indagine arrivando fino ad 80 m.

vediamo ora quali sono gli ASPETTI CRITICI delle prove per ENDE SUPERFICIALI

→ RISOLUZIONE SPAZIALE (PROFONDITÀ)

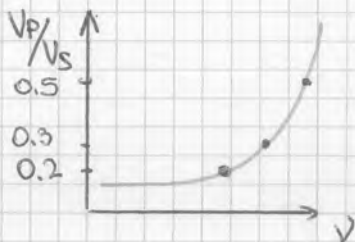
lavoro dalla superficie, ho molte informazioni alle alte frequenze. la capacità di identificare strati più rigidi è elevata in superficie ma diminuisce con l'aumentare della profondità.



In questo esempio ho uno strato cementato intorno di 50-60 m. con la prova superficiale non riesco ad individuarlo perché ho frequenze minori di 1 Hz. se simulassi con un metodo numerico la presenza o meno dello strato cementato non vedrei molta differenza tra i 2 strati.

→ IPOTESI A PRIORI SUI PARAMETRI DI MODELLO

	terreno non saturo	terreno saturo
ν	0,1 ÷ 0,3	~ 0,49
ρ	1,2 ÷ 2	1,8 ÷ 2,3
V_p	500-600 m/s	> 1450 m/s



se ho a che fare con un materiale non saturo, il range di valori di ν e ρ è limitato. se ho un materiale saturo aumento il range di valori di ν e se sceglio ν amplifico e corro sulla voluzione della densità.

Prove SASW

Rifrazione onde SH

Vantaggi

Possibilità di utilizzo indipendentemente dall'alternarsi di strati veloci e lenti

Tempi di acquisizione dati in sito estremamente ridotti

Parametri medi globali (comportamento dinamico dell'intero deposito)

Possibilità di ricostruzione 2D

Migliore posizionamento di interfacce ad alto contrasto di rigidezza

Tempi di elaborazione

Svantaggi

Necessità di soluzione di un problema inverso

Modello 1D a strati piani e paralleli

Perdita di risoluzione con la profondità

Possibili errori (anche sostanziali) dovuti a strati lenti e strati nascosti

Acquisizione dati onerosa

Limitazione a pochi strati (2 o 3)

Profondità di indagine limitata

Prove Invasive

Prove Non-Invasive

Vantaggi

Misure dirette: interpretazione semplice ed accurata

Buona risoluzione anche per strati profondi

Standard di prova (CHT-DHT)

Informazioni aggiuntive sulla stratigrafia dal foro di sondaggio o dalla penetrazione della sonda CPT-DMT

Costi ridotti e flessibilità in termini di tempi di esecuzione e localizzazione

Non intrusivi (importante per caratterizzazione di discariche o siti contaminati)

Proprietà medie (comportamento dinamico globale del deposito di terreno)

Svantaggi

Costi

Necessità di pianificazione anticipata (esecuzione fori)

Misura locale

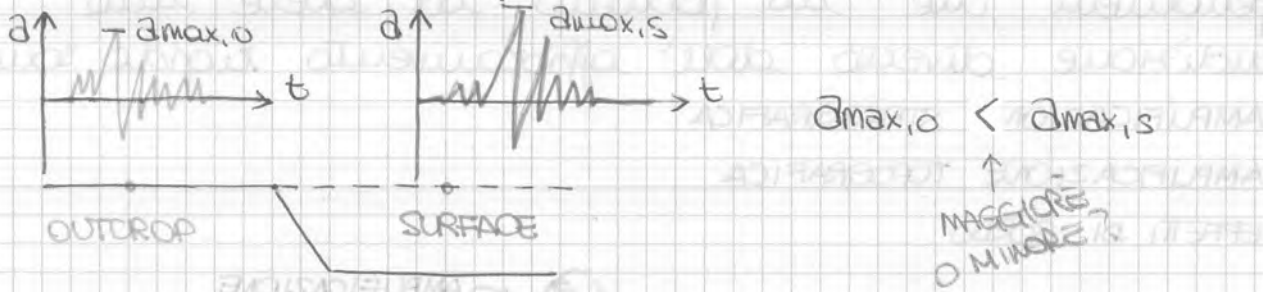
Caratterizzazione di vaste aree

Interpretazione complessa (misure indirette basate su processi di inversione e/o elaborazione dati onerosa)

Accuratezza e risoluzione in profondità

→ AMPLIFICAZIONE STRATIGRAFICA

Immaginiamo di avere uno strumento di misura sull'outcrop ed uno sul deposito di terreno. Nel caso di sisma ho due registrazioni diverse (i punti hanno uguale distanza dall'epicentro).

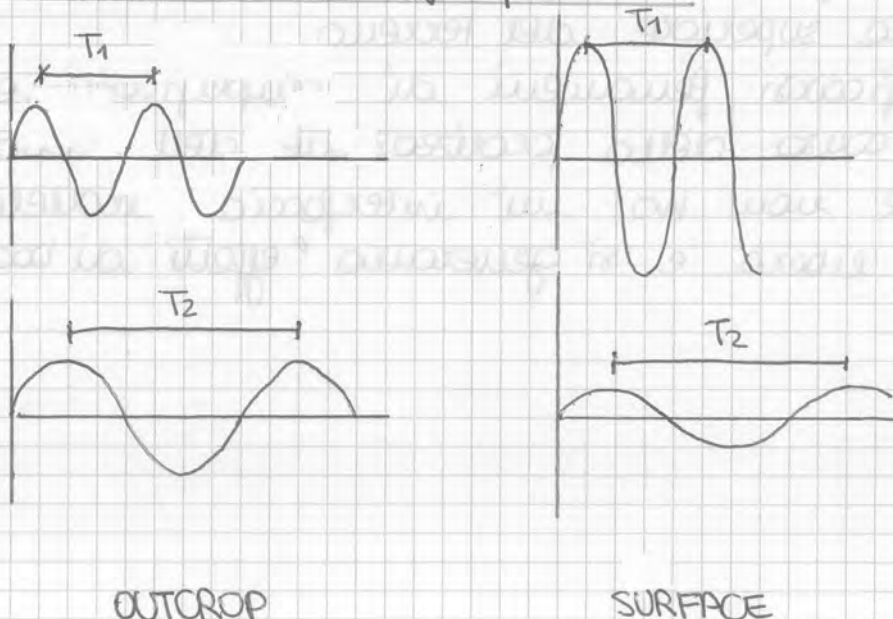


Per quantificare l'effetto di amplificazione locale potrei usare la PGA definendo un fattore di amplificazione:

$$FA = \frac{a_{max,s}}{a_{max,o}} > 1 \text{ (spesso)}$$

Se la forma del segnale in outcrop è diverso da quello sulla surface, allora non basta il fattore di amplificazione per descrivere un intero scuotimento.

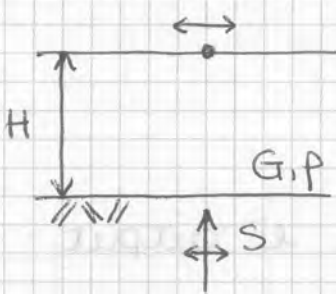
Se lavoro in termini di frequenza posso scampare lo scia di accelerazioni in componenti in frequenza.



tra outcrop e surface variano le ampiezze ma non i periodi.

Penso cercare di valutare H in modo analitico. Proprop l'onda in modo longitudinale, prendo l'equazione armonica dell'onda, impongo le condizioni al contorno, considero lo smorzamento e calcolo H .

Vediamo come fare per calcolare H : idealizzo il mio sistema e considero uno strato omogeneo, (con uguale rigidezza ed uguale V_s) lineare ed elastico, la direzione del raggio sismico è ortogonale alla superficie.



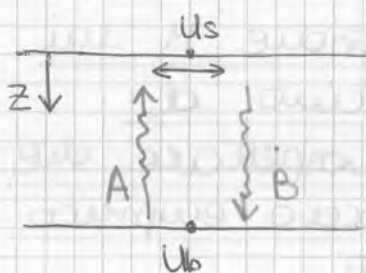
Proprop mi' onda di taglio s in una condizione monodimensionale. Penso conoscere il modulo di taglio G , la densità del terreno (quindi V_s che è più facile da valutare: $V_s = \sqrt{G/\rho}$)

Per ora non considero lo smorzamento.

L'ipotesi più semplice che posso fare sul sub-strato è che esso sia indeformabile ed infinitamente rigido così che lo spostamento in outcrop sia uguale a quello che ho nel bedrock, in pratica ho un rapporto di impedenza tra i 2 strati che tende ad infinito.

$$U_0 = U_b$$

per valutare H posso fare il rapporto tra ciò che accade sulla superficie e quello che avviene sul bedrock (che è uguale a quello che succede sull'outcrop perché $U_b = U_0$).



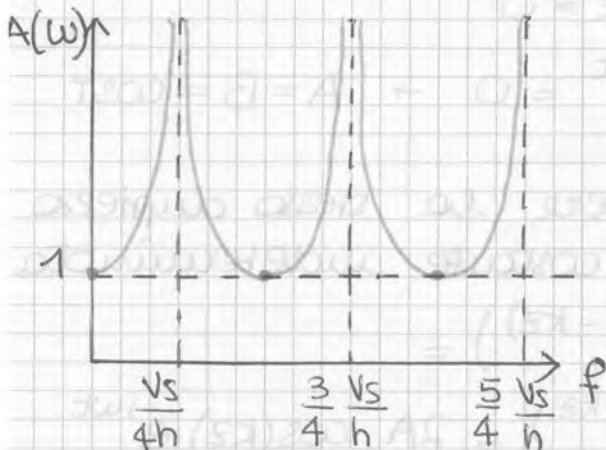
Voglio risolvere un'equazione del moto 1D:

$$G \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V_s^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}$$

se $\cos(kh) = 0 \rightarrow H(\omega) \rightarrow \infty$, ci sono delle frequenze che tendono a zero e siamo nel caso della RISONANZA. Ho infiniti valori di frequenza di risonanza perché $H(\omega)$ è una funzione ciclica. Sto considerando un sistema continuo (e non discreto) ed infiniti gradi di libertà quindi con infinite frequenze di risonanza.

se $\omega = 0 \rightarrow \cos = 1 \rightarrow H = 1, A = 1 \rightarrow$ RISPOSTA STATICA



Ho risonanza quando

$$\frac{\omega h}{V_s} = \frac{\pi}{2} + n \cdot \pi \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

$$\omega_0 = \frac{\pi}{2} \cdot \frac{V_s}{h} \quad \text{FREQUENZA FONDAMENTALE}$$

$$\omega = \frac{\pi}{2} \frac{V_s}{h} + n \cdot \frac{V_s}{h} \cdot \pi$$

$$\omega = 2\pi f$$

$$f_0 = \frac{V_s}{4h}$$

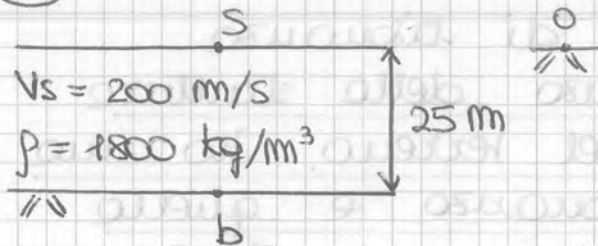
FREQUENZA FONDAMENTALE (da sapere)

$$f = \frac{V_s}{4h} + n \cdot \frac{V_s}{2h}$$

È importante conoscere f_0 perché nel suo intorno ho le frequenze che vengono amplificate di più.

Consideriamo per esempio di costruire una struttura semplice sulla superficie. C'è una frequenza della struttura per la quale il moto alla base della struttura viene amplificato. Se il sistema non è smorzato l'amplificazione tende ad infinito, se è smorzato tende ad un valore finito. Ci sono frequenze rispetto alle quali la struttura è più sensibile perché tende ad amplificare le componenti del moto.

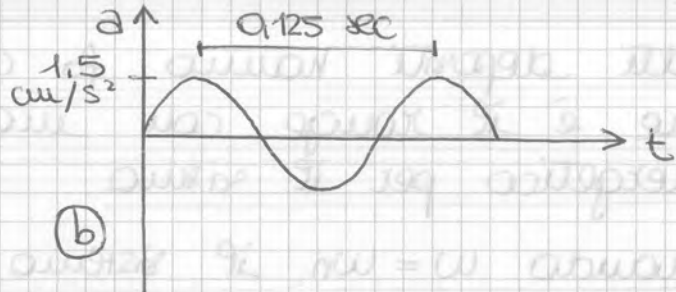
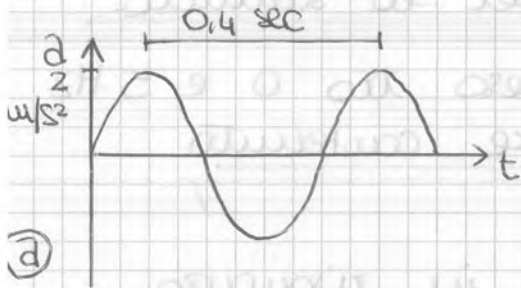
(ES)



① f_0, f_1, f_2 ?

② a in s e $h_0 \rightarrow$ ③ in 0

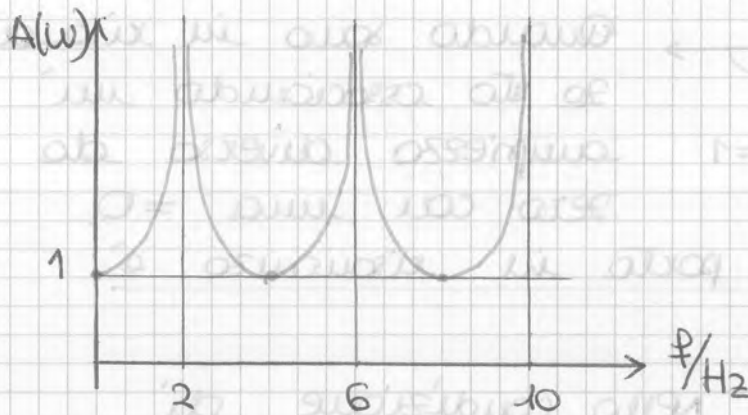
③ a in s e $h_0 \rightarrow$ ③ in 0



① $f_0 = \frac{V_s}{4h} = \frac{200}{4 \cdot 25} = 2 \text{ Hz}$

$f_1 = f_0 + n \cdot \frac{V_s}{2h} = 2 + 1 \cdot \frac{200}{2 \cdot 25} = 6 \text{ Hz}$

$f_2 = f_0 + n \cdot \frac{V_s}{2h} = 2 + 2 \cdot \frac{200}{2 \cdot 25} = 10 \text{ Hz}$



② $T = 0.12 \text{ sec}$

$f = \frac{1}{T} = \frac{1}{0.12} = 2.5 \text{ Hz}$

$A(2.5 \text{ Hz}) = \frac{1}{\left| \cos\left(\frac{2\pi \cdot 2.5 \cdot 25}{200}\right) \right|} = 2.61$

$H(2.5 \text{ Hz}) = -2.61$

$a_{\text{max}} = A(2.5 \text{ Hz}) \cdot a_0 = 2.61 \cdot 2 = 5.22 \text{ cm/s}^2$

$$H^*(\omega) \approx \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega}{V_s}(1-iD) \cdot h\right)}$$

$$A(\omega) \approx \frac{1}{\left|\cos\left(\frac{\omega}{V_s}(1-iD) \cdot h\right)\right|}$$

$$|\cos(x-iy)| = \sqrt{\cos^2 x + \sinh^2 y}$$

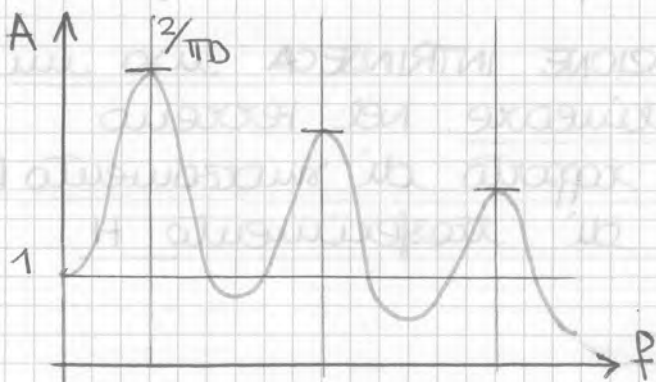
↳ $\sim y^2$ se y è piccolo

$$A(\omega) \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2 \frac{\omega}{V_s} h + \left(D \cdot \frac{\omega}{V_s} \cdot h\right)^2}}$$

Ho risonanza quando il denominatore è uguale a zero, non può però mai verificarsi questa situazione perché il denominatore ha una radice che non può mai essere = 0.

$$f_0 = \frac{V_s}{4h}$$

$$A(f_0) = \frac{1}{\sqrt{\underbrace{\cos^2\left(2\pi \cdot \frac{V_s}{24h} \cdot \frac{h}{V_s}\right)}_{=0} + \left(D \cdot \frac{2\pi \cdot V_s}{24h} \cdot \frac{h}{V_s}\right)^2}} = \frac{2}{\pi D} \quad \text{1° picco}$$



I picchi decrescono e oltre una certa frequenza ho deamplificazione.

← STRATO VISCO-ELASTICO
SU SUBSTRATO RIGIDO

nell'esercizio precedente se sappiamo $D = 0,05$

$$A(f_0) = \frac{2}{\pi D} = 12,73$$

$$A(2,5 \text{ Hz}) = 2,53$$

$$a = 5,06 \text{ cm/s}^2$$

$$\textcircled{3} \rightarrow \tau = G \cdot \gamma = G \cdot \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$i \cdot G_s \cdot k_s \cdot A_s \cdot (e^{iksh} - e^{-iksh}) = i \cdot G_r \cdot k_r \cdot (A_r - B_r)$$

$$= \underbrace{f_s \cdot V_{ss}^2}_{\text{IMPEDENZA SPECIFICA}} \cdot \frac{\omega}{V_{ss}} = \underbrace{f_r \cdot V_{sr}^2}_{\text{IMPEDENZA SPECIFICA}} \cdot \frac{\omega}{V_{sr}}$$

$$\underbrace{f_s \cdot V_{ss}}_{\text{IMPEDENZA SPECIFICA}} \cdot A_s \cdot (e^{iksh} - e^{-iksh}) = \underbrace{f_r \cdot V_{sr}}_{\text{IMPEDENZA SPECIFICA}} (A_r - B_r)$$

$$\alpha_z = \frac{f_s \cdot V_{ss}}{f_r \cdot V_{sr}}$$

$$\alpha_z \cdot A_s \cdot (e^{iksh} - e^{-iksh}) = A_r - B_r \quad (3)$$

$$A_s (e^{iksh} + e^{-iksh}) = A_r + B_r \quad (2)$$

Sommando (2) e (3) elimino B_r e scrivo A_s in funzione di A_r :

$$[(1 + \alpha_z) \cdot e^{iksh} + (1 - \alpha_z) \cdot e^{-iksh}] \cdot A_s = 2 A_r$$

A_r è il moto incidente mentre B_r è il moto riflesso.

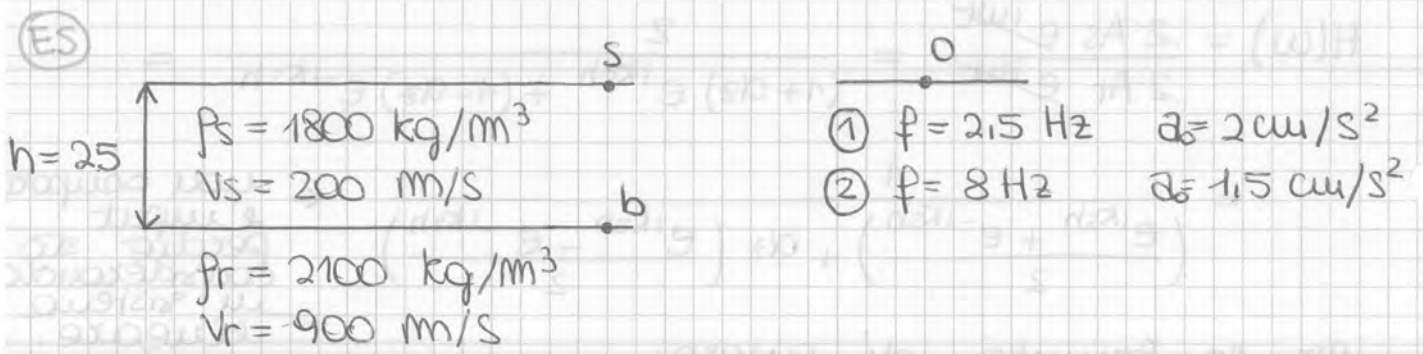
$$A_s = \frac{2 A_r}{(1 + \alpha_z) \cdot e^{iksh} + (1 - \alpha_z) \cdot e^{-iksh}}$$

L'obiettivo è calcolare la funzione di trasferimento:

$$H(\omega) = \frac{U_s(z_s=0, t)}{U_r(\text{outcrop}, t)}$$

$U_s(0, t) = 2 A_s e^{i\omega t}$ (condizione di riflessione totale associata ad un'onda incidente A_s , A_s si raddoppia)

$U_r(\text{outcrop}, t) = 2 A_r e^{i\omega t}$ (anche in questo caso sulla superficie ho la riflessione totale dell'onda incidente A_r)



- funzione di amplificazione e A_{\max}
- valutare \ddot{u}_s
- valutare \ddot{u}_b

$$\alpha_z = \frac{\rho_s v_{ss}}{\rho_r v_{sr}} = \frac{1800 \cdot 200}{2100 \cdot 900} = 0,190$$

$$A_{\max} = 1/\alpha_z = 1/0,190 = 5,26$$

$$A_1(2,5 \text{ Hz}) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{2,5 \cdot 2\pi \cdot 25}{200}\right) + 0,19^2 \cdot \sin^2\left(\frac{2,5 \cdot 2\pi \cdot 25}{200}\right)}} = 2,37$$

$$A_2(8 \text{ Hz}) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{2\pi \cdot 8 \cdot 25}{200}\right) + 0,19^2 \cdot \sin^2\left(\frac{8 \cdot 2\pi \cdot 25}{200}\right)}} = 1$$

$$\ddot{a}_{s1} = A_1 \cdot a_{01} = 2,37 \cdot 2 = 4,75 \text{ cm/s}^2$$

$$\ddot{a}_{s2} = A_2 \cdot a_{02} = 1 \cdot 1,5 = 1,5 \text{ cm/s}^2$$

Il moto che ho al bedrock si può ricomporre tramite l'inversione della funzione di trasferimento tra il bedrock e la superficie. La funzione H scritta nel caso di strato elastico lineare e substrato rigido vale per ogni punto che si trova a distanza h da un altro punto all'interno di uno strato omogeneo.

Posso ora considerare un singolo strato visco-elastico lineare su substrato elastico. I picchi della funzione A saranno ridotti dall'amplificazione INTRINSECA e GEOMETRICA.

$$\underline{f_s, V_{ss}, D_s}$$

$$\underline{f_r, V_{sr}, D_r}$$

$$H^*(\omega) = \frac{1}{\cos \frac{\omega h}{V_{ss}^*} + i \alpha z \cdot \sin \frac{\omega h}{V_{ss}^*}}$$

Il principio di corrispondenza ci consente di ricavare H per il caso visco-elastico.

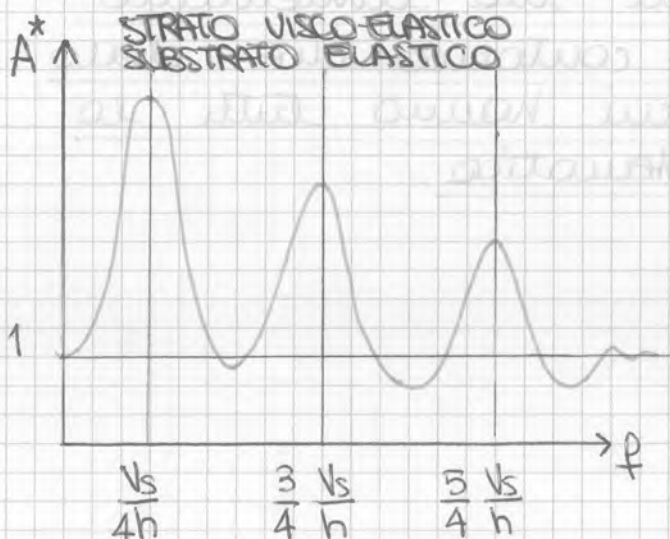
$$\alpha z^* = \frac{f_s' V_{ss}^*}{f_r V_{sr}^*} \quad \text{RAPPORTO DI IMPEDENZA COMPLESSO}$$

$$V_{ss}^* = V_{ss} (1 + i D_s)$$

$$V_{sr}^* = V_{sr} (1 + i D_r)$$

Non posso scrivere la funzione A in modo compatto però posso scrivere la formulazione dei picchi che valgono:

$$A^*(\omega)_{\max} = \frac{1}{\alpha z + (2n+1) \cdot \frac{\pi}{2} \cdot D_s} \quad n = 0, 1, 2, \dots$$



$$A_{\max}^* = \frac{1}{\alpha z + \frac{\pi}{2} D_s}$$

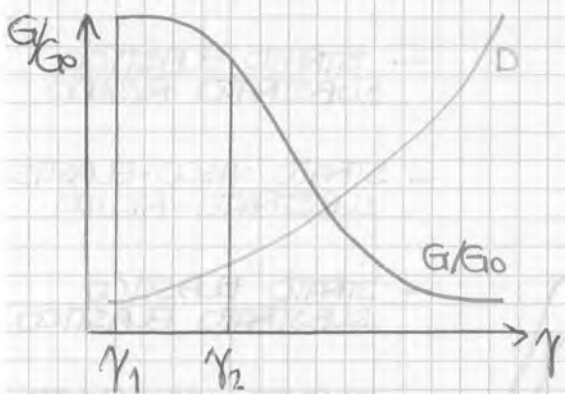
valido sotto l'imito
perché ho considerato l'attenuazione intrinseca, oltre una certa frequenza ho deamplificazione.

Per ora abbiamo scritto delle formulazioni per un mezzo lineare. Nello realtà i materiali hanno un comportamento NON lineare.

La non linearità viene sicuramente interessata perché si manifesta già a deformazioni modeste. Per considerare la non linearità posso abbandonare quello che ho visto finora e non lavorare più nel dominio della frequenza ma nel dominio del tempo ed integrare le equazioni del moto.

Oppure posso sempre usare le equazioni della linearità cambiando opportunamente modificando G per tenere conto del livello deformativo.

Devo cercare di capire quanto vale la deformazione di taglio. Dalla formulazione elastica, oltre ad H posso calcolare il moto per ogni punto del profilo e quindi anche la sua derivata che è la deformata, la deformazione però dipende dall'input e da V_s^* che dipende dal modulo G e da D che a sua volta varia con il livello deformativo. Sono davanti ad un problema implicito e devo quindi usare un metodo iterativo.



Parto dall'ipotesi secondo cui il livello deformativo è basso ($\gamma=0$) e calcolo G_1 e D_1 . Sulla base di G_1 e D_1 calcolo u , quindi γ_2 , calcolo G_2 e D_2 e calcolo G/G_0 fino a trovare il valore di γ che mi porta a convergenza.

Questo è il METODO LINEARE EQUIVALENTE

$$G/G_0 = \frac{1}{1 + \gamma/\gamma_{ref}} = \frac{1}{1 + \frac{2,28 \cdot 10^{-4}}{5 \cdot 10^{-4}}} = 0,687 \neq \frac{G}{G_0} = 1$$

↑
che era quello
che avevo
assunto a
piccole
deformazioni

calcolo la nuova V_s :

$$V_s = 166 \text{ m/s}$$

$$\text{Trao } \gamma = 1,20 \cdot 10^{-4}$$

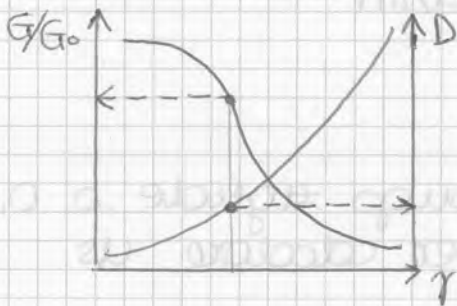
$$G/G_0 = 0,8 \neq 0,687$$

Arrivo a convergenza con $V_s = 177 \text{ m/s}$.

Il valore di γ che ho usato è pari al valore di γ_{max} che a 45 m non è realistico. Sarebbe quindi meglio dividere il terreno in sottostati per avere valori ragionevoli di γ per ogni stato.

Vediamo ora quali sono le LIMITAZIONI del metodo LINEARE EQUIVALENTE:

1. Valori di G e D costanti durante l'intero simulazione. Questo può darci una risposta



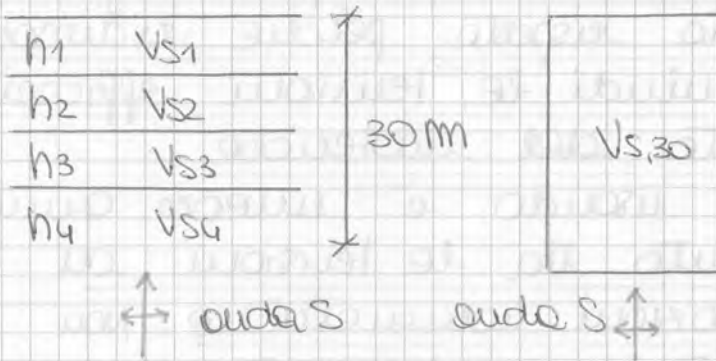
poor realistica soprattutto per alti livelli deformativi perché, avendo alti livelli di smorzamento, sto smorzando con quel valore di D tutto lo storico temporale.

mentre in realtà attingo a questi alti livelli deformativi solo per un breve intervallo di tempo.

2. Per materiali molto deformabili in cui si producono deformazioni cicliche elastiche, sostituisco il rapporto di smorzamento e sostituisco l'azione sinuosa.

se non faccio uno studio di risposta sismica locale devo comunque tenere conto dell'amplificazione facendo una suddivisione in classi in base alla deformabilità e quindi alla V_s dei terreni. Per ogni classe attribuisco una certa amplificazione.

nelle norme si fa riferimento alla velocità dei primi 30 m dal piano di imposta ($V_{s,30}$). Si passa da un modello stratigrafico ad un modello



un modello omogeneo usando una velocità media equivalente supponendo che il tempo di percorrenza nei 2 modelli sia uguale

$$t_{\text{omog}} = t_{\text{STRAT}}$$

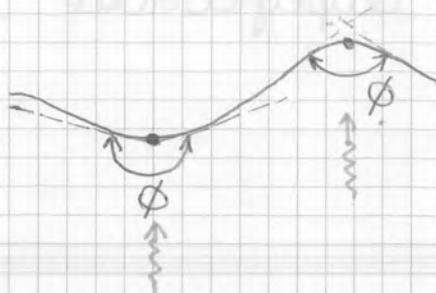
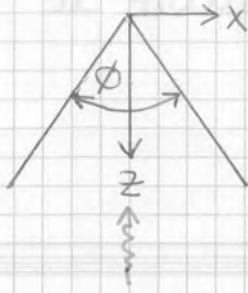
$$\frac{30}{V_{s,30}} = \sum \frac{h_i}{V_{s,i}} \rightarrow V_{s,30} = \frac{30}{\sum \frac{h_i}{V_{s,i}}}$$

sulla base della $V_{s,30}$ individuato le categorie di sottosuolo

		EC8 / NTC2008	
Categoria	Descrizione	SOTTOSUOLO	$V_{s,30}$
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.	A	> 800
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un <u>graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità</u> e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SP1,30} \geq 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} \geq 250$ kPa nei terreni a grana fina).	B	360 - 800
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un <u>graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità</u> e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SP1,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina).	C	180 - 360
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un <u>graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità</u> e da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SP1,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina).	D	< 180
E	Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, posti sul substrato di riferimento (con $V_s > 800$ m/s).	E (C, D su A)	

↓ V_s ↓ RIGIDEZZA

→ AMPLIFICAZIONE TOPOGRAFICA



la riflessione fa convergere l'onda verso la cresta. il fattore di amplificazione è

$$A = 2\pi/\varphi$$

$$\varphi = \pi/2 \rightarrow A = 4$$

$$\varphi = \pi \rightarrow A = 2 \text{ (situazione pianeggiante)}$$

$$\varphi = \pi/4 \rightarrow A = 8$$

in solito però si usano queste semplificazioni:

per strutture erette sopra o in vicinanza di pendii o rilievi con inclinazione $i > 15^\circ$ e dislivello $H \geq 30$ m l'azione sismica viene moltiplicata per il fattore di amplificazione topografica S_T . Il coefficiente decresce linearmente con l'altezza del versante fino alla base, dove $S_T = 1$.

→ in prossimità del ciglio superiore di pendii



→ sommità di rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base



le particelle tendono ad addensarsi ma il fluido impedisce questo spostamento aumentando la pressione interstiziale che impedisce l'accumulo del deposito argilloso. Se aumenta la pressione interstiziale, diminuisce la tensione efficace fino al suo annullamento perdendo la resistenza al taglio del terreno, questo è il fenomeno della LIQUEFAZIONE.

Prima della liquefazione i grani sono a contatto tra di loro e si trasmettono le tensioni di contatto. All'aumentare della pressione interstiziale diminuisce la tensione di contatto, si annulla la resistenza al taglio e il materiale diventa come un fluido. La condizione di liquefazione è temporanea ma a questa condizione segue la perdita parziale o totale della tensione di taglio.

Per capire se sono in condizione drenata o meno devo guardare i tempi:

t_{LOAD} : tempo di applicazione del carico

t_{DIFF} : tempo di diffusione in cui si dissipano le sovrappressioni interstiziali

→ CONDIZIONI NON DRENATE: $t_{LOAD} \ll t_{DIFF}$

→ CONDIZIONI DRENATE: $t_{LOAD} \gg t_{DIFF}$

$$t_{DIFF} \sim \frac{2L^2}{C_v}$$

L: percorso di drenaggio

C_v : coefficiente di consolidazione

$$t_{LOAD} = T = 1/f$$

$$L = \lambda = VT = V/f$$

$$t_{DIFF} \approx \frac{2V^2}{C_v f^2}$$

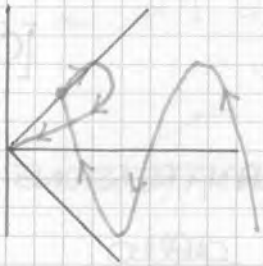
$$C_v = \frac{E_{sat} k}{\gamma_{sat}}$$

→ $r_u = 1$ → LIQUEFAZIONE TOTALE

→ $r_{max} = 5\%$ (variazione di deformazione totale) → LIQUEFAZIONE

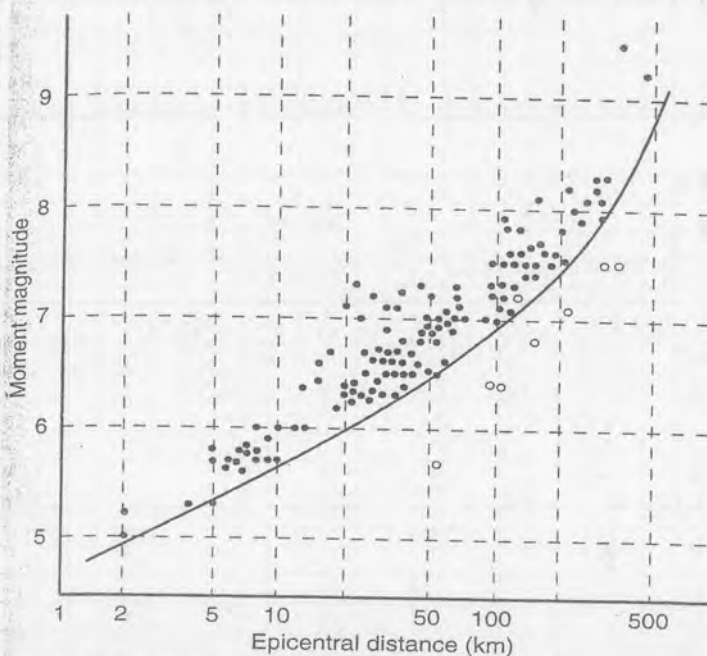
Nel grafico [a] parto dallo stato tensionale nullo. I cicli sono stabili fino al punto in cui il materiale perde stabilità e va verso grandi deformazioni. Arrivo alla liquefazione e lo stato tensionale va bruscamente verso zero perché il materiale è diventato come un fluido. Quando invertito il ciclo recupero parte della rigidità e poi torno alla condizione di liquefazione.

La storia di taglio è regolare quindi le tensioni di taglio variano tra due limiti [b] dettati dal fatto che la prova è in controllo di carico. La pressione parte da un valore, applicando il carico aumento la pressione interstiziale u e quindi diminuisce la pressione isotropa efficace p' . Il valore di p' si avvicina allo zero (liquefazione totale) tramite il criterio di resistenza:



↳ CRITERI DI SUSCETTIBILITÀ ALLA LIQUEFAZIONE
 ci sono materiali più suscettibili alla liquefazione come i materiali per cui la struttura del materiale stesso è governata dalle variazioni di volume tra le particelle come accade per le sabbie per cui ho una superficie specifica bassa o favore invece dei volumi. Per le argille ho interazioni elettriche tra le particelle che tendono a subire di meno l'effetto dello scuotimento.

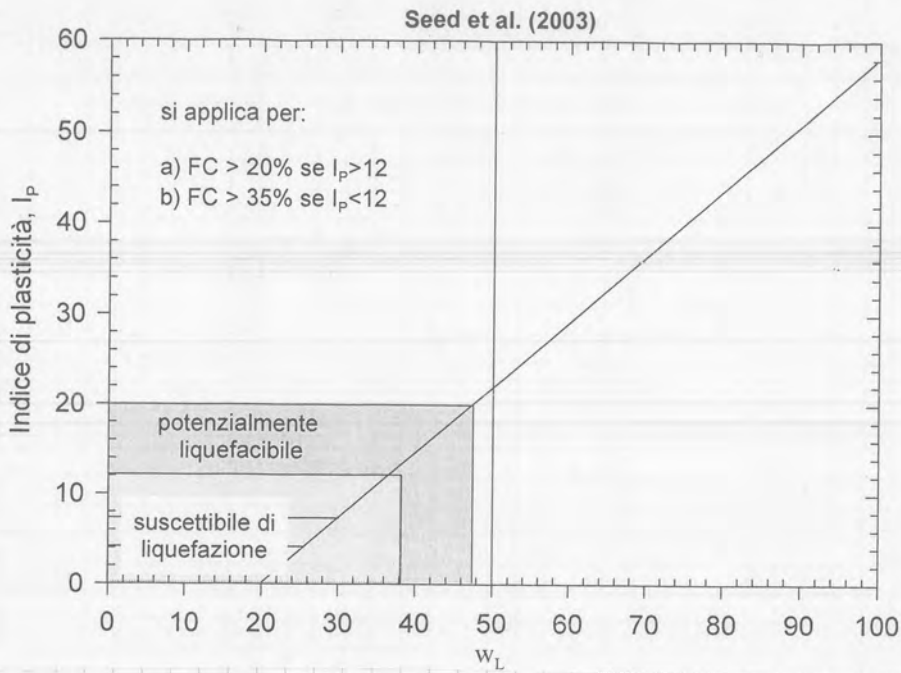
La suscettibilità alla liquefazione si può ricavare tramite i dati storici relativi a fenomeni passati. Con questi dati posso chiedermi se esiste una distanza epicentrale per cui posso escludere i fenomeni di liquefazione però sempre tenere conto dello durata e lo focus attraverso la magnitudo M .
 Nel aumentare di M aumento la possibilità



che si verifichi la liquefazione a distanza più elevata dall'epicentro.

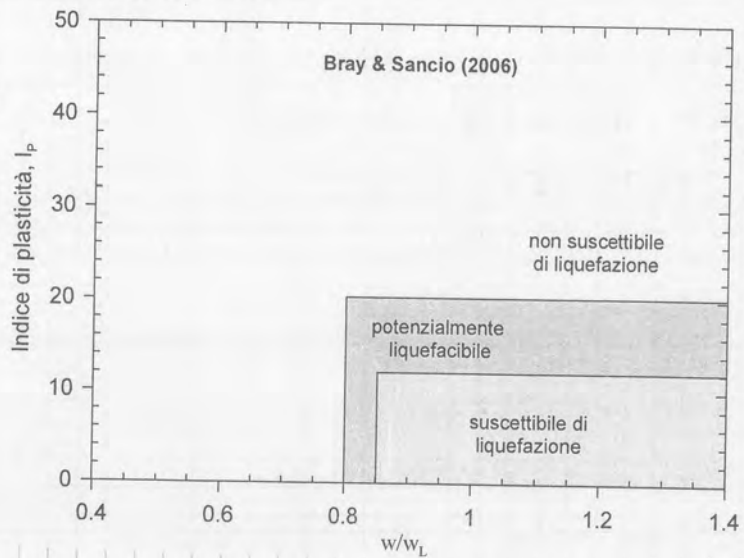
Non ho così di liquefazione per $M < 5$ perché ho brevi durate e quindi non ho tempo per accumulare le sovrappressioni interstiziali.

Metodi empirici



Bray e Sancio (2006) individuano sulla base dell'indice di plasticità I_p due categorie di terreni a grana fina:

- a comportamento *sand-like* ($I_p < 7$)
- a comportamento *clay-like* ($I_p > 7$)



NTC 2008

verifica liquefazione: motivi di esclusione (or)

- *Magnitudo attesa* $M < 5$
- *accelerazione di picco al suolo di progetto* $Sa_g < 0.1 g$
- *profondità falda dal p.c.* $z_w > 15m$
- criterio granulometrico (fuso terreni liquefacibili)
- per sabbie pulite

SPT $(N_1)_{60} > 30$
 CPT $q_{c1N} > 180$

Valori normalizzati per
 $\sigma'_v = 100 \text{ kPa}$