

PROSPEZIONE SISMICA

1. Introduzione

Uno dei metodi della geofisica è la prospezione sismica. Essa indaga le proprietà elastiche di una porzione del sottosuolo attraverso la quale si propaga la perturbazione elastica generata in superficie. Tali perturbazioni vengono generate o mediante esplosioni controllate oppure utilizzando masse battenti più o meno semplici. La scelta della giusta sorgente di energizzazione è generalmente determinata da vari fattori, tra cui la profondità di indagine che si vuole ottenere.

Scopo della sismica è quello di determinare la geometria e la natura del sottosuolo in base alle discontinuità elastiche riscontrate e dovute o a variazioni nella litologia o variazioni fisiche nell'ambito di uno stesso litotipo.

Il parametro utilizzato per differenziare i vari tipi litologici è il parametro "velocità delle onde elastiche". In realtà occorre specificare il tipo di onda elastica a cui ci si riferisce in quanto esistono più tipi di onde elastiche che possono propagarsi nella stessa roccia. Inoltre il valore della velocità delle onde dipende, oltre che dalla densità delle rocce, anche dalle caratteristiche elastiche delle stesse.

2. Principi di teoria dell'elasticità e diversi tipi di onde

Un corpo in condizioni di equilibrio, se sollecitato elasticamente in un punto, reagisce alla sollecitazione con modalità ed entità che dipendono dal tipo di sollecitazione impressa e dalle proprie caratteristiche elastiche.

La deformazione si propaga da ogni punto a quello adiacente, con moto ondulatorio, generando diversi tipi di onde. La velocità di propagazione dipende dalle costanti elastiche che caratterizzano il corpo stesso.

Per sforzo si intende la forza applicata per unità di superficie. Ogni corpo soggetto a sforzo si deforma, cioè subisce variazioni in grandezza e forma. Se al cessare dello sforzo deformante il corpo riprende la configurazione iniziale esso si definisce "elastico", se la deformazione subita è permanente il corpo si dice "plastico"; si dice infine "viscoelastico" un corpo che per sforzi di piccola intensità e rapidamente variabili, si comporta come elastico, mentre si comporta invece plasticamente sotto l'azione di sforzi applicati per un periodi di tempo più o meno lunghi.

Le rocce della crosta terrestre si comportano, in generale, come corpi viscoelastici.

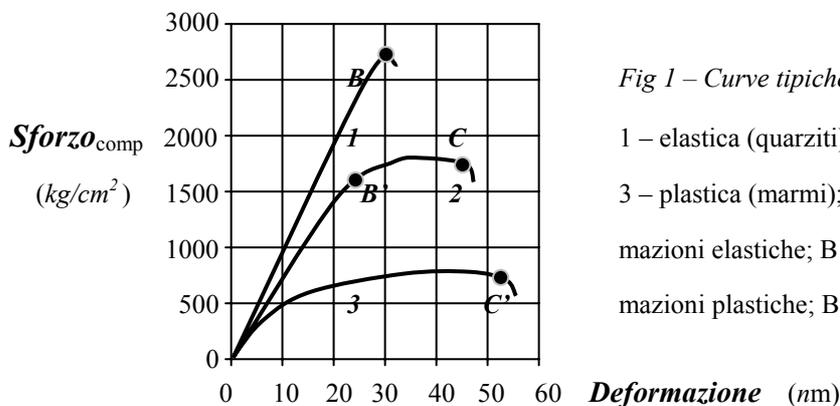


Fig 1 – Curve tipiche di deformazioni delle rocce.

1 – elastica (quarziti); 2 – elasto-plastica (hornfels)
3 – plastica (marmi); 0-B e 0-B' – regioni di deformazioni elastiche; B'-C ed 0-C' – regioni di deformazioni plastiche; B, C, C' – punti di rottura.

Come si può vedere dalla fig. 1 entro un certo campo iniziale la curva sforzi-deformazioni è lineare e le deformazioni si annullano se vengono eliminate le forze agenti, cioè la roccia si comporta come un corpo perfettamente elastico. Oltre un certo limite la deformazione non è più lineare ed infatti aumentando il livello delle forze applicato si ha una deformazione permanente, e si può arrivare anche alla rottura del provino.

Per sforzi molto piccoli si avranno solo relazioni lineari che rientrano cioè nel campo delle deformazioni linearmente proporzionali alle forze, cioè nel campo di validità della legge di Hooke. Essa è genericamente esprimibile dalla relazione

$$d = k F, \quad (1)$$

dove d è la deformazione prodotta da uno sforzo F , k è un coefficiente di proporzionalità generico che assume significato fisico diverso a seconda del tipo di forze applicate.

Le rocce, se sono sottoposte a sforzi statici, assumono comportamenti di tipo plastico che generalmente in natura si evidenziano in tempi lunghi.

3. Le costanti elastiche

Se una forza viene applicata perpendicolarmente alla superficie di un corpo, lo sforzo è di tensione o di compressione, a seconda della direzione della forza. Se la forza è invece parallela alla superficie, lo sforzo è di tipo tangenziale o di taglio.

Una forza che agisca in una direzione qualsiasi può essere scissa in queste due componenti. La deformazione totale di un corpo sottoposto a sforzo si può considerare come la risultante di due deformazioni: quella di volume, determinata da tensioni normali e quella di forma, determinata da sforzi tangenziali o di taglio. Una forza che agisca in una direzione qualsiasi può essere scissa in queste due componenti.

Il rapporto tra lo sforzo applicato ad un corpo e la variazione relativa di lunghezza è detto **modulo di Young**:

$$E = S/\varepsilon_L, \quad (2)$$

dove ε_L rappresenta la deformazione longitudinale, e tale modulo si esprime in N/m o in kg/cm^2 .

Viene definito **modulo di Poisson** il coefficiente

$$\sigma = \varepsilon_T/\varepsilon_L, \quad (3)$$

dove ε_T è la deformazione trasversale ed ε_L quella longitudinale; il modulo di Poisson è adimensionale e può avere valori compresi tra 0 e 0,5.

Se un corpo viene sottoposto a sforzi di taglio è soggetto ad una variazione di forma. Il modulo elastico che ne esprime la deformazione è la **rigidità** μ . Se ϕ è lo spostamento angolare prodotto dallo sforzo di taglio

$$\mu = s_T/\phi. \quad (4)$$

Il modulo di rigidità indica quindi la capacità di resistenza del corpo alle variazioni di forma. Nei fluidi, essendo questi privi di forma μ è uguale a zero.

Se consideriamo poi un corpo tridimensionale sottoposto ad una pressione uniforme si può definire il modulo di elasticità cubica detto **modulo di incompressibilità** (*bulk modulus*) come:

$$K = S/(\Delta V/V), \quad (5)$$

dove $\Delta V/V$ è la variazione relativa di volume.

K indica quindi la "resistenza" di un corpo alle variazioni di volume; tanto più grande è K, tanto maggiore dovrà essere la pressione applicata per ottenere una data variazione di volume. Esso si esprime in kg/cm^2 .

I moduli di elasticità descritti sono legati fra loro da varie relazioni, tra cui:

$$E = 2\mu(1+\sigma), \quad (6)$$

$$K = E/[3(1-2\sigma)]. \quad (7)$$

Se gli sforzi hanno carattere di variabilità temporale in regime elastico, i corpi tendono a riacquistare la condizione iniziale, ed allora si generano automaticamente spostamenti di particelle all'interno del corpo. Questi spostamenti, a causa dei legami esistenti tra le particelle, trasferiscono sollecitazioni meccaniche via via ad altre particelle, si instaurano così movimenti vibrazionali che tendono a propagarsi e che costituiscono proprio le onde elastiche.

Esiste quindi un legame tra le caratteristiche di propagazione di un'onda elastica ed i moduli di elasticità che descrivono la risposta di un corpo alle sollecitazioni meccaniche. In particolare la velocità di propagazione delle onde sismiche dipende dalle costanti elastiche e dalla densità del corpo in cui si propagano.

La geofisica studia il comportamento elastico delle rocce attraverso l'osservazione della propagazione delle onde: lo studio si può limitare ad un'analisi della semplice "cinematica" delle onde, rilevando essenzialmente i loro *tragitti* e le *velocità* con cui vengono eseguiti. Lo studio può essere approfondito anche alla valutazione di alcuni aspetti "dinamici" delle onde, se si analizzano anche le trasformazioni di *ampiezza* e di *forma* dei segnali, entrando cioè con l'analisi di frequenza in valutazioni sull'attenuazione del segnale durante la sua propagazione nei vari mezzi: per studiare anche gli aspetti dinamici della propagazione delle onde elastiche nei terreni occorrono apparecchiature molto precise, tarate e sistemi di trasduzione e conversione piuttosto "*lineari*" nel campo delle frequenze in gioco.

4. Tipi di onde e moduli elastici dinamici

Le onde sismiche sono riconducibili a tre tipi fondamentali:

- le **onde longitudinali**, di compressione e dilatazione, dette anche onde primarie (o anche P) perché, essendo più veloci, arrivano per *prime* ai sismografi. Esse sono caratterizzate da un movimento oscillatorio delle particelle nella stessa direzione di propagazione dell'onda, cioè parallelamente al raggio sismico;
- le **onde trasversali** dette anche onde secondarie (o onde S), meno veloci delle onde P e caratterizzate da un movimento oscillatorio delle particelle che avviene in una delle infinite direzioni perpendicolari a quella di propagazione dell'onda;
- le **onde superficiali**, dette anche onde lunghe (o onde L), si propagano proprio sotto la superficie terrestre con velocità sensibilmente inferiore rispetto agli altri tipi di onde ma con minore dispersione di energia.

Nella prospezione sismica vengono rilevate e studiate principalmente le onde longitudinali e quelle trasversali. La velocità delle onde longitudinali può essere espressa dalla relazione:

$$V_L = \sqrt{(K + 4\mu/3) / \delta} , \quad (8)$$

dove δ indica la densità.

La velocità delle onde trasversali può essere espressa attraverso la relazione:

$$V_T = \sqrt{\mu / \delta}, \quad (9)$$

dalla quale risulta evidente la dipendenza dal modulo di rigidità.

Dalla (9) appare chiaro che le onde trasversali non si propagano nei liquidi, in quanto per esse si annulla il modulo di rigidità.

Come si può notare, nelle precedenti espressioni di V_L e V_T la densità del mezzo compare sempre al denominatore. Dal momento che essa aumenta generalmente con la profondità, si potrebbe pensare erroneamente che la velocità delle onde sismiche diminuisca man mano che si raggiungono volumi più profondi della crosta terrestre. In realtà per mezzi più densi si hanno velocità maggiori, e l'apparente contraddizione si spiega considerando il ruolo che assumono i moduli elastici del mezzo nella velocità di propagazione delle onde; infatti essi aumentano nei mezzi più compatti in misura molto maggiore della densità. Nafe e Drake (1965) hanno trovato una funzione di correlazione tra densità e velocità il cui risultato è mostrato in fig. 2.

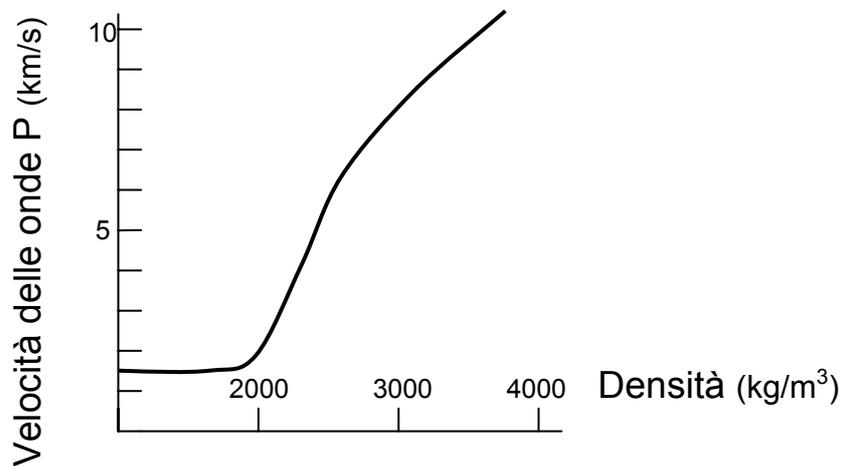


Figura 2 - Relazione fra densità e velocità delle onde longitudinali (da Nafe e Drake, 1965).

Il rapporto tra la velocità longitudinale e quella trasversale è

$$V_L/V_T = \sqrt{(K/\mu + 4/3)} \quad (10)$$

Espresso attraverso il modulo di Poisson questo rapporto acquista la forma

$$V_L/V_T = \sqrt{[(1 - \sigma)/(1/2 - \sigma)]}. \quad (11)$$

Se in quest'ultima equazione introduciamo il valore medio del modulo di Poisson cioè circa 0,25 si ottiene un rapporto uguale a circa 1,73. Poiché il modulo di Poisson può variare tra 0 e 0,5, la velocità longitudinale è sempre maggiore di quella trasversale e può variare tra 1,41 ed infinito.

I moduli elastici possono quindi essere calcolati, oltre che su provini di rocce, in laboratorio, con sollecitazioni *statiche* (carichi non indifferenti), anche "*dinamicamente*" (sollecitazioni provocate dalle onde elastiche), come avviene in talune esperienze geofisiche.

I due tipi di misure, quella *statica* e quella *dinamica* hanno caratteristiche diverse:

- le prime rappresentano una valutazione puntuale delle caratteristiche mecano-elastiche del mezzo e si riferiscono a piccole quantità di roccia, sottoposte però in genere a sforzi elevati, comparabili con quelle che potrebbe subire il terreno in caso di costruzioni, operano su campioni che, oltre ad essere più o meno *disturbati* dal prelievo, non si trovano più nelle condizioni originali di pressione, temperatura, umidità, ecc. ;
- le misure dinamiche invece, ottenute attraverso le prospezioni sismiche, si riferiscono a grandi volumi di roccia *in situ*, per cui la porosità e le fessurazioni sono inalterate. Inoltre le rocce sono soggette a piccole sollecitazioni variabili nel tempo.

Il paragone tra i valori dei moduli misurati nelle due differenti modalità è sempre difficile, ma può fornire indici per la valutazione del grado di frantumazione della roccia.

In generale non esistono ancora espressioni che correlino univocamente i moduli elastici *statici* a quelli *dinamici*.

5. Concetto di raggio sismico e leggi di Snell

Le onde P e S si propagano all'interno della terra con velocità differenti in funzione delle caratteristiche elastiche dei terreni. L'anisotropia elastica del terreno, dovuta ai diversi tipi litologici oltre che alla loro giacitura e stratificazione, determina nella propagazione delle onde sismiche fenomeni di riflessione, rifrazione e dispersione che, in prima approssimazione, si possono descrivere con gli stessi metodi dell'ottica geometrica. I fronti d'onda possono essere, per una sorgente di energizzazione all'interno di un corpo, superfici sferiche o di forma qualsiasi. Ciò è funzione della isotropia o anisotropia nelle caratteristiche elastiche del mezzo in cui si propaga la perturbazione.

Il principio di Huygens stabilisce che ogni punto di un fronte d'onda diventa a sua volta sorgente di onde per cui in un mezzo isotropo il fronte d'onda successivo sarà un cerchio più grande del precedente con raggio Vdt , dove V rappresenta la velocità con la quale si propaga l'onda e dt l'intervallo di tempo considerato. Se il mezzo è caratterizzato da una certa omogeneità, la velocità si mantiene costante al suo interno ed ogni fronte d'onda risulta parallelo al precedente. Se la distanza della sorgente S è molto grande (o molto superiore alla lunghezza d'onda della fase considerata) il fronte d'onda sarà tale che alla superficie sferica si potrà sostituire un piano ad essa tangente.

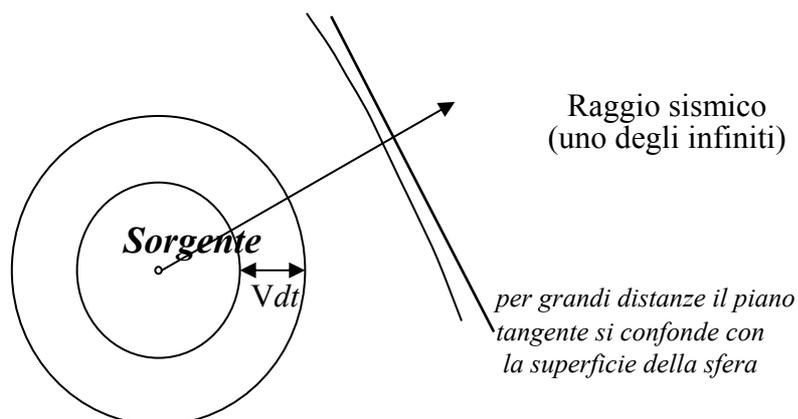


Fig 3 - Schema di propagazione di un fronte d'onda in un mezzo isotropo ed omogeneo.

Quando due superfici sono parallele la retta normale alla prima sarà anche normale alla seconda. Le semirette normali ai fronti d'onda prendono il nome di *raggi sismici*.

Questi ultimi, pur non avendo una realtà fisica (sono solo semirette normali ai fronti d'onda e ne indicano la direzione) risultano tuttavia molto utili nello studio dei problemi sismici. La trattazione mediante raggi sismici permette infatti di semplificare l'analisi di un problema sismico (diretto o inverso che sia), in quanto non si considerano tutte le grandezze del fenomeno ondulatorio (ampiezza, fase, frequenza, ecc.) ma soltanto i tragitti ed i tempi di percorso o di arrivo dell'onda. Questa sostituzione ha validità solo se le superfici di discontinuità sono abbastanza estese rispetto alla lunghezza d'onda; altrimenti il fenomeno della *diffrazione* può alterare significativamente i risultati attesi per la modellistica in esame.

Quando un'onda sismica incontra una superficie di separazione tra due mezzi con caratteristiche elastiche diverse una parte dell'energia dell'onda si riflette nello stesso mezzo e una parte si rifrange nel mezzo successivo. Quando un'onda (sia di tipo longitudinale sia di tipo trasversale) colpisce tale superficie, nel punto di incidenza si originano, in linea di massima, quattro onde differenti: due riflesse (che quindi ritornano nel mezzo di provenienza) e due rifratte (che invece proseguono nel nuovo mezzo, con direzioni generalmente differenti): infatti, per il principio di Huygens, il punto di incidenza diventa a sua volta una sorgente di onde sismiche e le nuove direzioni di propagazione vengono determinate esaminando le correlazioni di fase tra *emissioni contigue*.

Se consideriamo ad esempio un raggio di onde longitudinali, nel punto di incidenza si originano quattro raggi, di cui due riflessi (uno di onde longitudinali ed uno di onde trasversali) e due rifratti (ancora, uno di onde longitudinali ed uno di onde trasversali). I raggi riflessi e rifratti formano con la normale alla superficie di separazione degli angoli che sono legati (fra di loro ed alle velocità di propagazione) da relazioni dette *leggi di Snell*:

- 1) Raggio incidente, raggio riflesso e raggio rifratto giacciono tutti su uno stesso piano, normale alla superficie di separazione fra i due mezzi;
- 2) Il seno dell'angolo di incidenza (i) sta al seno dell'angolo di emergenza (e) come la velocità di propagazione nel mezzo di incidenza (V_i) sta alla velocità di propagazione nel mezzo di emergenza (V_e):

$$\text{sen } i / \text{sen } e = V_i / V_e. \quad (10)$$

La rifrazione su un mezzo più veloce di quello di incidenza (cioè rifrazione con allontanamento dalla direzione perpendicolare alla superficie) esiste un particolare valore dell'angolo di incidenza i_c detto "angolo critico" per il quale $\text{sen } e = 1$ ($e = 90^\circ$) e quindi il seno dell'angolo critico $\text{sen } i_c = V_1/V_2$. Tutti i raggi incidenti sulla superficie di separazione con un angolo superiore all'angolo critico non daranno più luogo a raggi rifratti e vi sarà una riflessione completa. Se la rifrazione avviene con l'angolo critico, il raggio si propagherà lungo la superficie di separazione dei due mezzi, ma *all'interno del mezzo più "veloce"* e parallelamente alla superficie. Il principio di Huygens mostra immediatamente come questo tipo di propagazione nel mezzo più "veloce" (chiamata anche a raggi o onde "di testa") dia luogo a fronti d'onda che rientrano nel primo mezzo con un angolo di emergenza identico all'angolo critico i_c : questi raggi sismici sono proprio quelli sfruttati dalla prospezione "sismica a rifrazione" per ottenere, sia pure ad una certa distanza dalla sorgente, raggi sismici che ritornano sulla superficie del terreno, senza la necessità di riflessioni.

6. Attenuazione delle onde sismiche

Le onde sismiche lungo il loro cammino subiscono un'attenuazione dell'energia. Uno dei fattori che determina tale attenuazione è quello *geometrico*, infatti le onde di volume (longitudinali e trasversali) si propagano nello spazio secondo fronti d'onda sferici. Man mano che i fronti d'onda procedono nello spazio allargandosi, l'energia dell'onda si distribuisce su superfici (sferiche) via via più estese, per cui la densità di energia trasportata da (ciascun tipo di) onda diminuirà proporzionalmente al quadrato della distanza ovvero al raggio della sfera:

$$E \propto 1/r^2. \quad (11)$$

Questa diminuzione energetica provoca allora una diminuzione dell'ampiezza dell'onda. In un mezzo perfettamente elastico l'espansione dei fronti d'onda è la sola causa di riduzione di ampiezza per un'onda e viene detta "*smorzamento geometrico*". Ricordando che l'ampiezza di un'onda è proporzionale alla radice quadrata dell'energia, lo smorzamento geometrico *in ampiezza* risulta inversamente proporzionale al raggio della sfera di propagazione, cioè:

$$S \propto 1/r. \quad (12)$$

Tuttavia i terreni non hanno mai un comportamento perfettamente elastico; occorre allora valutare anche lo "*smorzamento fisico*", determinato dalle caratteristiche fisiche del mezzo attraversato, cioè dalla viscosità, dall'attrito, dallo *scattering*. Lo *scattering* è un fenomeno dovuto alla diffrazione che si verifica quando le dimensioni delle particelle sono dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda. Lo smorzamento fisico determina un'attenuazione che è selettiva per quanto riguarda la frequenza dell'onda. I terreni si comportano come filtro per le frequenze più alte, e questo spiega perché vicino alla sorgente dell'onda in genere si osservano vibrazioni a frequenze più alte e via via che ci si allontana il contenuto di frequenza delle vibrazioni si va spostando verso le frequenze più basse. Questa osservazione diventa molto importante quando si devono scegliere rilevatori del moto del suolo (trasduttori mecano-elettrici, cioè i *geofoni*) che meglio si adattino al tipo di indagine che si vuole effettuare.

7. Tipi di prospezione e geometria dei percorsi dei raggi

Tutte le metodologie della sismica si basano sul principio di generare onde sismiche in un punto del terreno e di rilevare il loro arrivo in altri punti: ciò consente di ricostruire, attraverso lo studio dei percorsi e delle velocità, la disposizione geometrica delle discontinuità sismiche nel sottosuolo, e quindi dei litotipi presenti al di sotto della zona indagata.

Le onde utilizzate sono di solito le longitudinali perché quelle trasversali, avendo una velocità minore, arrivano ai rilevatori successivamente, quando questi ultimi sono già stati sollecitati dalle onde di compressione ed il segnale registrato sarà così la risultante della sovrapposizione dei due tipi di onde differenti.

Consideriamo, per semplicità, uno strato di spessore (h_1) e velocità (V_1) costanti, che giace sopra uno strato di spessore infinito caratterizzato da una velocità V_2 (tale che $V_2 > V_1$) e l'interfaccia sia *pian-parallela*. Una sorgente (*puntiforme* e *impulsiva*) di onde elastiche genererà all'interno del sottosuolo un fronte d'onda *semisferico*, che si propaga in tutte le direzioni: al contatto con la superficie di separazione si verificheranno fenomeni di riflessione e rifrazione secondo la legge di Snell.

I raggi sismici che arrivano per primi ai geofoni più vicini al punto S di energizzazione saranno quelli che avranno viaggiato linearmente nel primo mezzo con una velocità V_1

(*onde dirette*). I raggi invece che incontrano la superficie di separazione Σ tra i due mezzi, *a meno che l'energia non venga dissipata prima*, riporteranno in superficie una parte dell'energia con *onde riflesse*, generate sulla superficie secondo la legge della riflessione. Il raggio che incontrerà la superficie di separazione con angolo i_c (cioè l'angolo critico) viaggerà lungo la discontinuità con una velocità V_2 . I punti di tale raggio diventeranno a loro volta emissari di onde che risaliranno in superficie e i cui raggi sismici formeranno con la normale un angolo i_c tale che

$$\text{sen } i_c = V_1 / V_2. \quad (13)$$

Ad una certa distanza X (dal punto di energizzazione S) cominceranno ad arrivare per prime le onde dirette, che hanno effettuato un percorso più breve. Tuttavia, dopo una certa distanza dalla sorgente X_c , cominceranno ad arrivare per prime le onde rifratte in quanto impiegheranno un tempo di viaggio minore di quello impiegato dalle onde dirette.



Fig 4 - Percorso dell'onda diretta e rifratta.

Per quanto riguarda i tempi impiegati dai vari tipi di onde, quelle dirette che viaggiano linearmente (e solo nel primo mezzo) si avrà il seguente tempo di arrivo:

$$T_{\text{dir}} = X / V_1; \quad (14)$$

per le onde riflesse avremo:

$$T = [(X^2 + 4 h_1^2) / V_1]^{1/2}; \quad (15)$$

mentre per quelle rifratte:

$$T = X / V_2 + 2 h_1 \cos i_c / V_1. \quad (16)$$

Costruendo il grafico $X(t)$ (detto *dromocrona*) per i tre tipi di onde;

- l'onda diretta ha un grafico lineare e passa per l'origine degli assi,
- l'onda riflessa ha come grafico un'iperbole che per $X = 0$ avrà $T = 2h_1/V_1$ e per $X \rightarrow \infty$ $T \rightarrow X/ V_1$ cioè è asintotica alla retta dell'onda diretta.
- l'onda rifratta è anch'essa una retta che ha come intercetta $2h_1 \cos i_c / V_1$ (cioè meno del valore $2h_1 / V_1$) e come coefficiente angolare $1/V_2$.

In fig. 5 si possono notare le principali caratteristiche di queste tre funzioni.

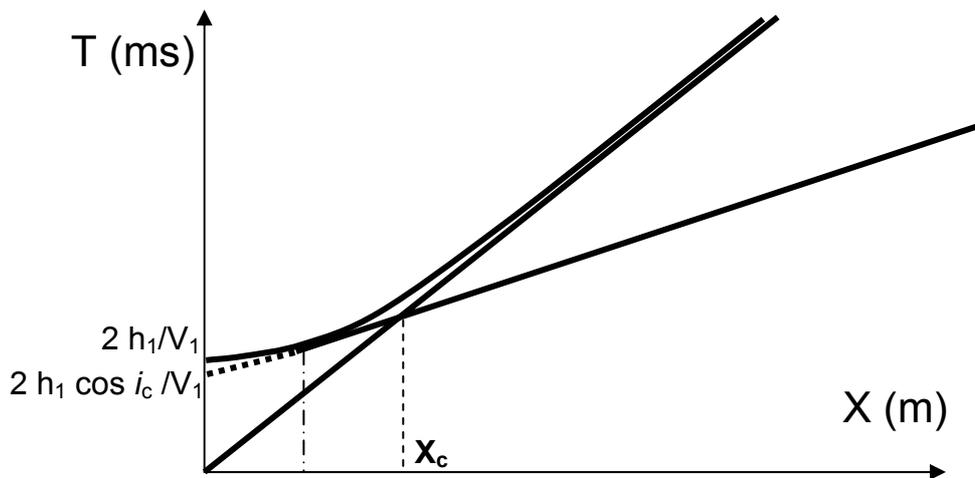


Fig. 5 -

Grafico delle onde dirette (2), riflesse (1) e rifratte (3).

Poiché abbiamo supposto $V_1 < V_2$ ovviamente sarà anche $1/V_2 < 1/V_1$, quindi la retta (3) delle onde rifratte ha una pendenza minore rispetto alla retta (1) delle onde dirette. Ancora, le due dromocrone (1) e (3) devono essere tangenti in un punto, cioè vi sarà un punto nella discontinuità (per la precisione, $X = 2 h_1 \operatorname{tg} i_c$) dal quale parte un fronte d'onde rifratte che si sovrappone ad un'onda riflessa. La parte della dromocrona (3) alla sinistra di questo punto di tangenza è tratteggiata, poiché di fatto fino a quella distanza dalla sorgente non si hanno raggi rifratti. La dromocrona delle onde dirette (2) e quella delle onde rifratte (3) si incontrano in un punto X_c , detto punto critico, oltre il quale l'onda rifratta arriverà prima della diretta ai geofoni.

Si può notare come per una piccola distanza intorno alla sorgente si avranno soltanto onde riflesse, oltre alle dirette. Infatti un "**profilo di sismica a riflessione**" si effettua con piccole distanze tra la sorgente ed i geofoni, rilevando, **dopo (di tempo)** l'onda diretta, tutte le onde riflesse dalle varie discontinuità del sottosuolo (nella figura è segnata solo la prima onda riflessa, perché il modello prevede solo due strati) finché esse mantengono un'ampiezza distinguibile dal rumore di fondo.

Se invece si prende in esame tutta la distanza relativa all'asse X in fig. 5 (in linea di principio un **dopo "di distanza"**) e si rilevano solo i *primi arrivi* (tempi di primo arrivo) relativi a ciascun geofono, allora si esegue un "**profilo di sismica a rifrazione**".

8. Sismica a rifrazione

La sismica a rifrazione ha come fine l'acquisizione dei valori delle velocità sismiche del primo strato di terreno e dei "rifrattori" successivi, oltre che del loro spessore, fino ad una profondità che dipende dalla lunghezza dello stendimento utilizzato.

L'indagine di sismica a rifrazione viene condotta in campagna con l'ausilio di alcuni dispositivi:

- un dispositivo in grado di generare onde sismiche in un punto del terreno chiamato punto – sorgente. Esso è costituito generalmente da masse battenti di diverse dimensioni e peso, ovvero (per profondità di indagine maggiore) da cariche esplosive, da sorgenti meccaniche ripetitive (Dinoseis, Vibratori, martello vibrante, ecc.);

- un dispositivo in grado di rilevare il segnale sismico, costituito da un gruppo di geofoni disposto secondo una configurazione opportuna, di solito lineare, detta "stendimento" (in inglese *array*);
- un dispositivo in grado di registrare i segnali provenienti dai geofoni; questi infatti rilevano il segnale sismico e lo trasformano in impulsi elettrici, che vengono inviati al sismografo. Quest'ultimo, ricevendo l'impulso elettrico, ne diagramma il valore in funzione del tempo e si ottiene così un sismogramma.

È appena il caso di accennare al fatto che tutti i più moderni sismografi (ad almeno dodici canali, ma questo è vero anche per i più "amatoriali", ad un solo canale) sono corredati di un dispositivo che consente la sommatoria delle vibrazioni provenienti, in modo guidato ed in tempi successivi, da un singolo punto di energizzazione. Ciò permette di eseguire il processo di **stacking**, cioè una somma di tanti **segnali** più o meno coincidenti (sarà cura dell'operatore farli coincidere), ciascuno "naturalmente sporcato" da un rumore sempre fuori fase e quindi autoestinguentesi nella sommatoria. Tali congegni elettronici vengono chiamati in inglese (con un termine poco felice) "**signal enhancement**".

La lunghezza dello stendimento è scelta in funzione della profondità di indagine desiderata, mentre la distanza fra i geofoni è in funzione della risoluzione interpretativa che si vuole ottenere. La distanza tra sorgente e stendimento prende il nome di *offset*.

I dati sperimentali che si utilizzano sono i tempi di primo arrivo dei treni d'onda ai vari punti di registrazione. Leggere i valori di primo arrivo (*peaking*) di un'onda P significa determinare sul sismogramma la posizione della prima escursione (positiva o negativa) superiore al livello di rumore della registrazione: i tempi che intercorrono tra l'istante di energizzazione e questi tempi di primo arrivo corrispondono ai tempi di percorso delle onde P dal punto sorgente ad ogni singolo geofono. Dal punto sorgente fino ad una certa distanza detta *distanza critica* questi tempi corrispondono ai tempi di arrivo di onde P che viaggiano poco al di sotto della superficie topografica e sono i tempi relativi all'onda diretta. Dal punto critico in poi l'onda rifratta arriva prima di quella diretta: questo avviene perché l'onda rifratta, pur compiendo un tragitto più lungo di quella diretta, percorre un buon tratto di questo cammino ad una velocità maggiore che è quella dello strato sottostante. Se consideriamo un terreno multistrato questo fenomeno si ripeterà per tutti gli strati caratterizzati da velocità superiore a quella degli strati soprastanti. Infatti pur percorrendo distanze maggiori i raggi percorreranno tratti a velocità via via maggiore a causa dei rifrattori man mano più profondi. Così per distanze X dalla sorgente crescenti avremo via via come primi arrivi raggi rifratti da orizzonti via via più profondi. Inoltre la distanza X dalla sorgente energizzante alla quale si rileverà tale fenomeno sarà tanto minore quanto maggiore è il contrasto di velocità tra strati di copertura e "substrato rifrattore", e quanto minore è lo spessore degli strati della copertura.

Una conseguenza molto importante della legge di Snell nella sismica a rifrazione è quella di essere in grado di distinguere e determinare gli strati rifrattori solo se essi hanno una velocità maggiore di quelli sovrastanti. Quindi **condizione necessaria** per ottenere buoni risultati dall'applicazione del metodo sismico a rifrazione è che **la velocità di propagazione aumenti con la profondità**.

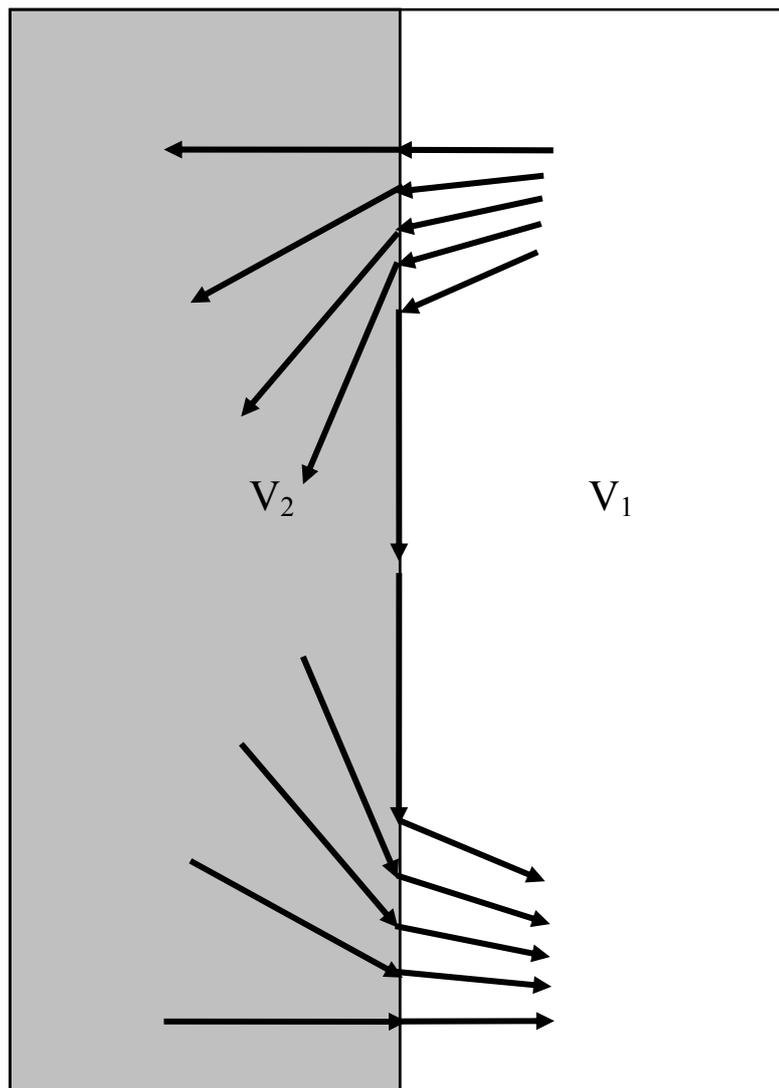


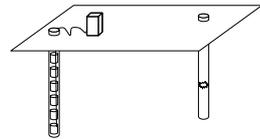
Fig. 6 - Rifrazione di un raggio sismico in corrispondenza di interfacce fra mezzi a velocità differenti V_1 e V_2 , con $V_1 < V_2$. Si noti come, passando dal mezzo a velocità in V_2 al mezzo a velocità V_1 il raggio si avvicini alla normale.

Considerando tre diversi litotipi (1, 2 e 3) caratterizzati da velocità V_1 , V_2 e V_3 , con $V_1 < V_2 < V_3$, la *sismo - sequenza* in profondità ottimale per poter essere rilevata con un profilo di *sismica a rifrazione* sarà 1-2-3. Se la sequenza invece è tale da avere lo strato 3 come strato superiore, si riuscirà ad evidenziare con chiarezza solo la velocità di questo strato senza ottenere informazioni sul suo spessore; parimenti, andrà persa l'informazione su questo spessore se la sequenza ha lo strato 3 come intermedio, in quanto non si vedrà lo strato sottostante.

In generale, utilizzando la tecnica dei *profili sismici a rifrazione*, quando uno strato a velocità inferiore si trova al di sotto di strati a velocità superiore, esso non potrà essere rivelato come "rifratore" e quindi non si potrà mettere in evidenza la sua presenza. In tali casi, se esiste il sospetto di una tale presenza, sarà necessario ricorrere ad altre metodologie di prospezione sismica (o ad altre metodologie geofisiche) ovvero a sondaggi meccanici, oltre che, ovviamente, tenere in considerazione i risultati di un accurato rilevamento geologico.

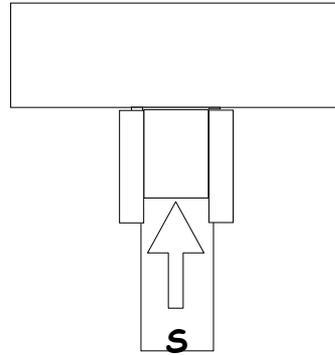
Sismica operativa

- Sismica per trasparenza
- Sismica a rifrazione
- Sismica a riflessione
- Sismica a diffrazione



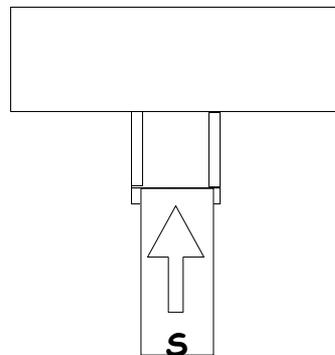
Comportamento elastico, plastico e visco-plastico

Un corpo, sottoposto ad uno sforzo, può comportarsi in maniera elastica, riprendendo immediatamente la sua forma iniziale alla fine dell'applicazione dello sforzo.



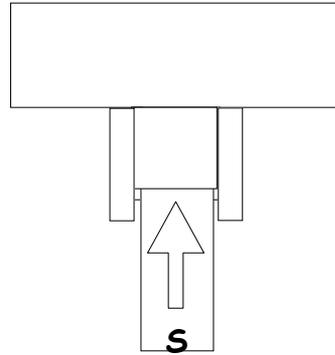
Comportamento elastico, plastico e visco-plastico

Un corpo, sottoposto ad uno sforzo, può comportarsi in maniera plastica, rimanendo più o meno deformato alla fine dell'applicazione dello sforzo.



Comportamento elastico, plastico e visco-plastico

Un corpo, sottoposto ad uno sforzo, può comportarsi in maniera visco-plastica, quando ritorna lentamente e solo parzialmente alla sua forma iniziale alla fine dell'applicazione dello sforzo.



Moduli elastici

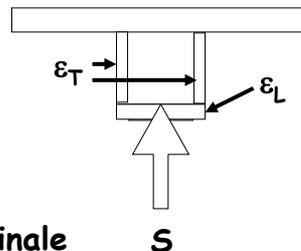
Il rapporto tra lo sforzo longitudinale applicato ad un corpo e la variazione relativa di lunghezza è detto modulo di Young E :

$$E = S / \varepsilon_L,$$

ε_L = deformazione relativa longitudinale

ε_T = deformazione relativa trasversale

E si esprime in N/m^2 o in kg/cm^2



Moduli elastici

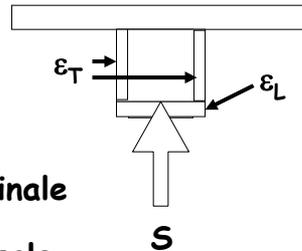
Il modulo di Poisson σ è invece definito come

$$\sigma = \varepsilon_T / \varepsilon_L$$

ε_L = deformazione relativa longitudinale

ε_T = deformazione relativa trasversale

Il modulo di Poisson σ è adimensionale e può assumere valori compresi tra 0 e 0,5 (per es., nei fluidi)

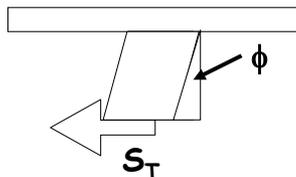


Moduli elastici

Un corpo, sottoposto a sforzi di taglio, è soggetto ad una variazione di forma.

Il modulo elastico che regola questa deformazione è il modulo di rigidità μ .

$$\mu = S_T / \phi$$



Il modulo di rigidità indica quindi la capacità di resistenza del corpo alle variazioni di forma.

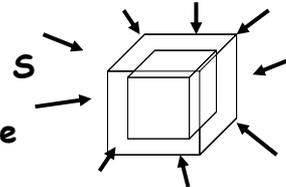
Nei fluidi, privi di forma propria, $\mu = 0$.

Moduli elastici

I corpi 3D, sottoposti ad una pressione uniforme S , presentano il modulo di elasticità cubica, detto modulo di incompressibilità (bulk modulus):

$$K = S/(\Delta v/v),$$

$\Delta v/v$ è la variazione relativa di volume

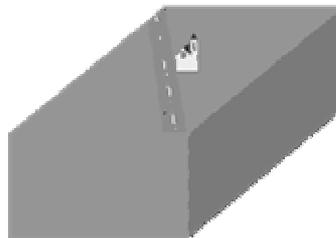


K indica quindi la resistenza di un corpo alle variazioni di volume; tanto più grande è K , tanto maggiore dovrà essere la pressione applicata per ottenere una data variazione di volume.

K si esprime in N/m^2 o in kg/cm^2

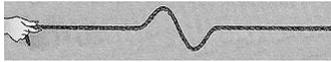
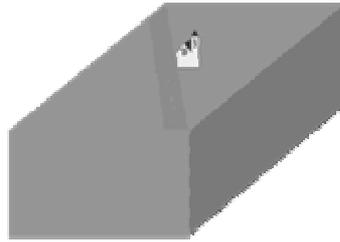
Velocità sismiche: onde longitudinali (o onde P)

Le onde longitudinali sono dette anche onde primarie (o onde P) perché, essendo più veloci delle altre, arrivano per prime ai sismografi. Esse sono caratterizzate da un movimento oscillatorio (compressioni e dilatazioni) delle particelle, nella stessa direzione di propagazione dell'onda, cioè parallelamente al raggio sismico.



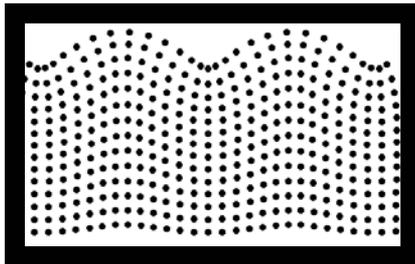
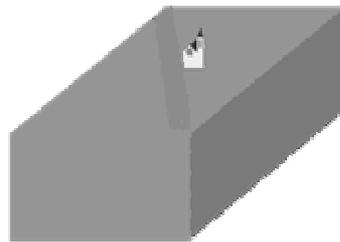
Velocità sismiche: onde trasversali (o onde S)

Le onde trasversali sono dette anche onde secondarie (o onde S) e sono meno veloci delle onde P. Esse sono caratterizzate da un movimento oscillatorio delle particelle che avviene in una delle infinite direzioni perpendicolari a quella di propagazione dell'onda.



Velocità sismiche: onde superficiali (o onde L)

Le onde superficiali sono dette anche onde lunghe (o onde L) e si propagano proprio sotto la superficie terrestre, con una velocità sensibilmente inferiore rispetto agli altri tipi di onde, ma con minore dispersione di energia.



Velocità delle onde sismiche e moduli elastici

Velocità delle onde longitudinali:

$$V_L = [(K + 4/3 \mu)/\delta]^{1/2}$$

Velocità delle onde trasversali:

$$V_T = [\mu/\delta]^{1/2}$$

δ = densità del materiale in cui viaggia l'onda

$$V_L/V_T = [(K/\mu + 4/3)]^{1/2} = [(1 - \sigma)/(\frac{1}{2} - \sigma)]^{1/2}$$

Siccome $0,5 \geq \sigma \geq 0$, allora $\infty \geq V_L/V_T \geq 1.41$

Cos'è che vibra?

Nelle onde elastiche vibrano le particelle di materia.

Le particelle possono vibrare:

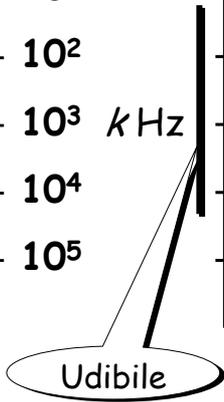
- nella direzione di propagazione dell'onda (**onde longitudinali**)
- nella direzione perpendicolare a quella di propagazione (**onde trasversali**)

Nelle **onde elettromagnetiche** vibrano il vettore **campo elettrico** ed il vettore **campo magnetico**.

I due vettori vibrano in direzioni tra loro perpendicolari ed ambedue perpendicolari a quella di propagazione (**onde trasversali**).

Onde elastiche in sismica

Frequenza Hz (Cicli al secondo)	Lunghezza d'onda (m)	
	in aria	in roccia
– 10 ¹	– 10 ¹	– 10 ²
– 10 ²	– 10 ⁰ m	– 10 ¹
– 10 ³ kHz	– 10 ⁻¹	– 10 ⁰ m
– 10 ⁴	– 10 ⁻² cm	– 10 ⁻¹
– 10 ⁵	– 10 ⁻³ mm	– 10 ⁻² cm



$$\lambda = v/f$$

Velocità nel vuoto = 0 km/s

Velocità in aria = 0.33 km/s

Velocità nelle rocce = 0.5 - 6 km/s

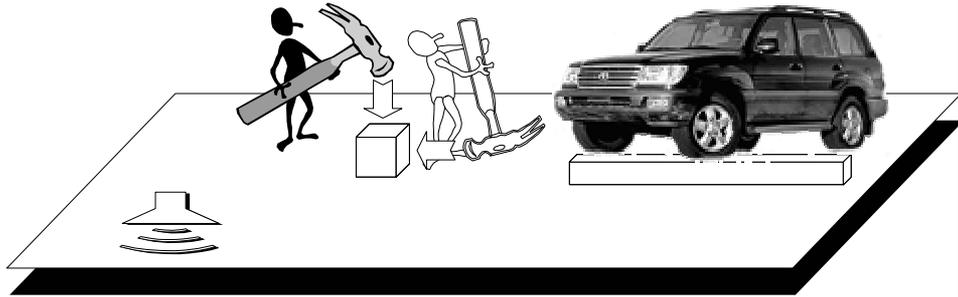
Onde elastiche: generazione

Generatori:

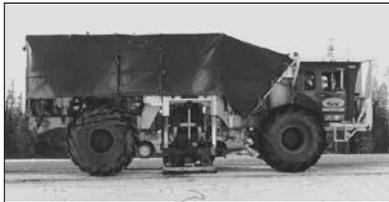
- Mazza battente
- Martello
- Esplosivi
- Vibratori
- Altoparlanti
- Sorgenti marine



Immissione di onde elastiche nel terreno



Onde elastiche: vibratori



Oscillazioni di tipo armonico

Supponiamo:

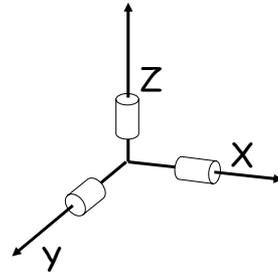
un moto armonico lungo l'asse X,
con frequenza $f = \omega/2\pi = 1/T$

$x(t) = x_0 + A \cos(\omega t + \varphi)$ elongazione

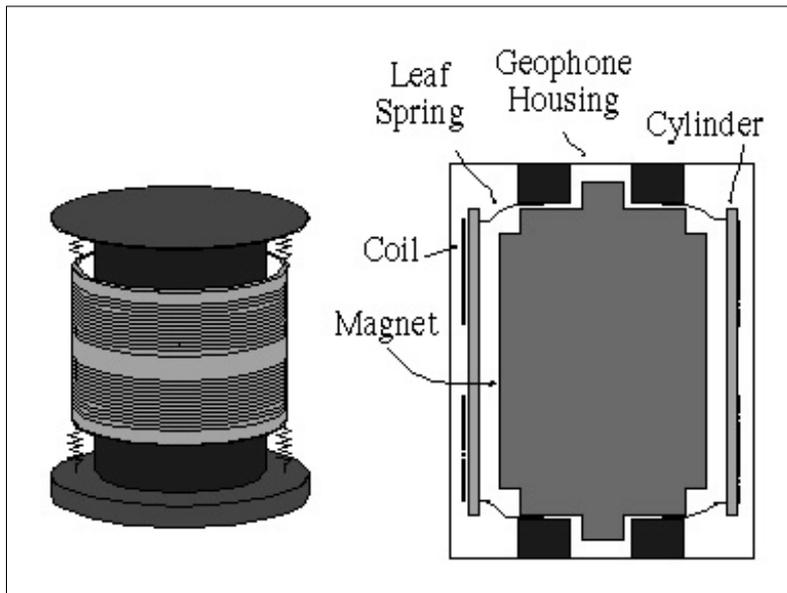
$v(t) = dx/dt = -\omega A \sin(\omega t + \varphi)$ velocità

$a(t) = dv/dt = -\omega^2 A \cos(\omega t + \varphi)$ accelerazione

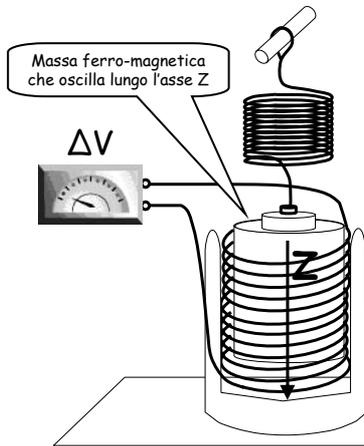
Lo **spostamento** (o **elongazione**, x), la **velocità** (v) e l'**accelerazione** (a)
delle oscillazioni armoniche di un corpo rigido hanno **la stessa frequenza**



Onde elastiche: captazione il classico geofono elettromagnetico



Sismometro con trasduzione elettromagnetica



La massa crea un campo magnetico con induzione B, il cui flusso è concatenato con le spire

$$\varphi(B) \equiv Z(t)$$

$$\Delta V = \frac{d\varphi(B)}{dt} = \frac{dZ}{dt} = V(t)$$

La bobina o il magnete devono essere fissati al terreno

Onde elastiche: captazione

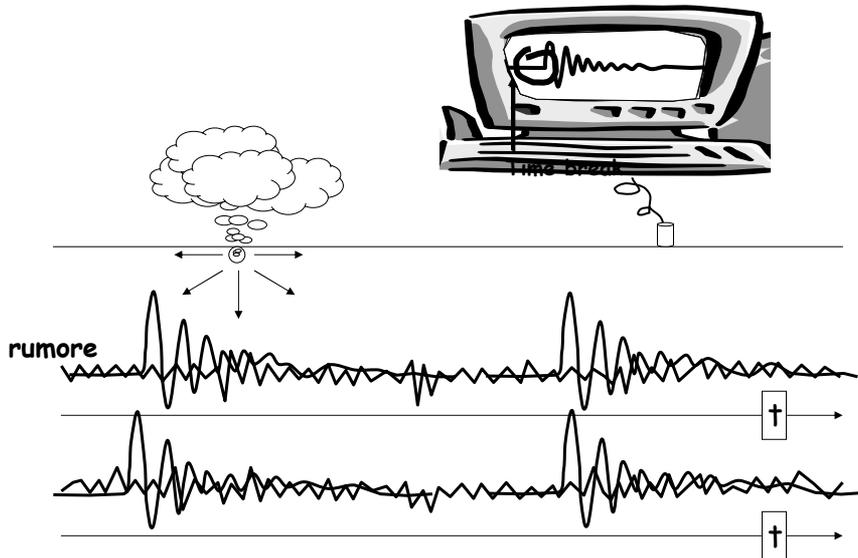
Ricevitori:

- Geofoni elettromagnetici
- Sismometri a bassa frequenza
- Geofoni piezoelettrici
- Sistemi integrati 2D e 3D
- Idrofoli
- OBS

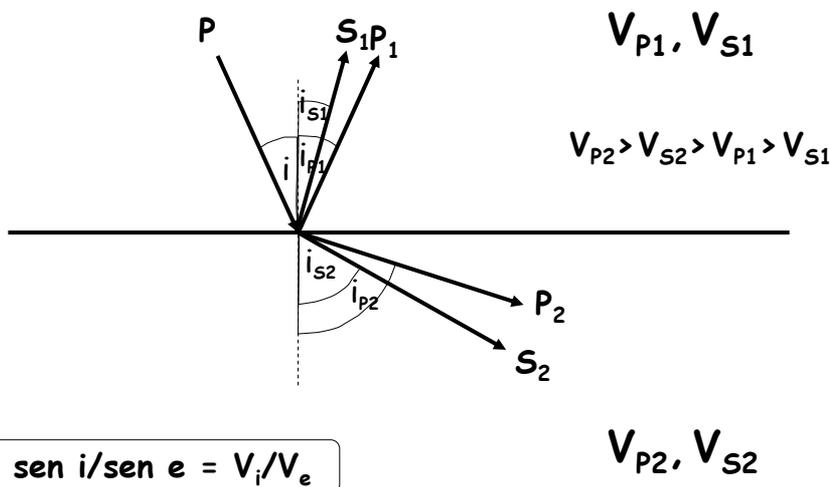
GS-1

HS-1

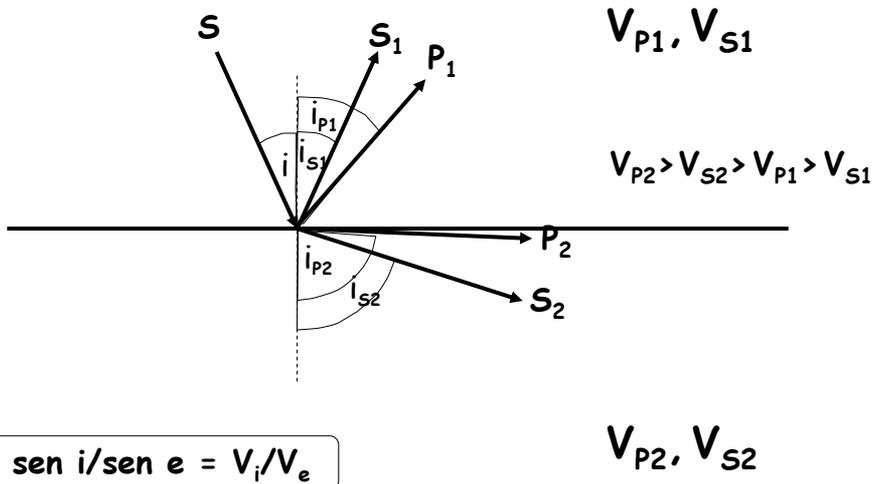
Stacking della misura



Un'onda P che incontra una discontinuità

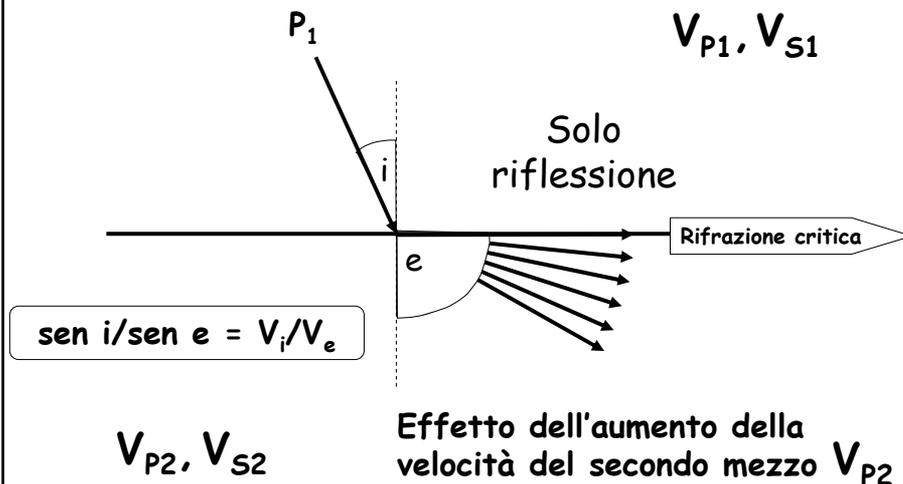


Un'onda S che incontra una discontinuità

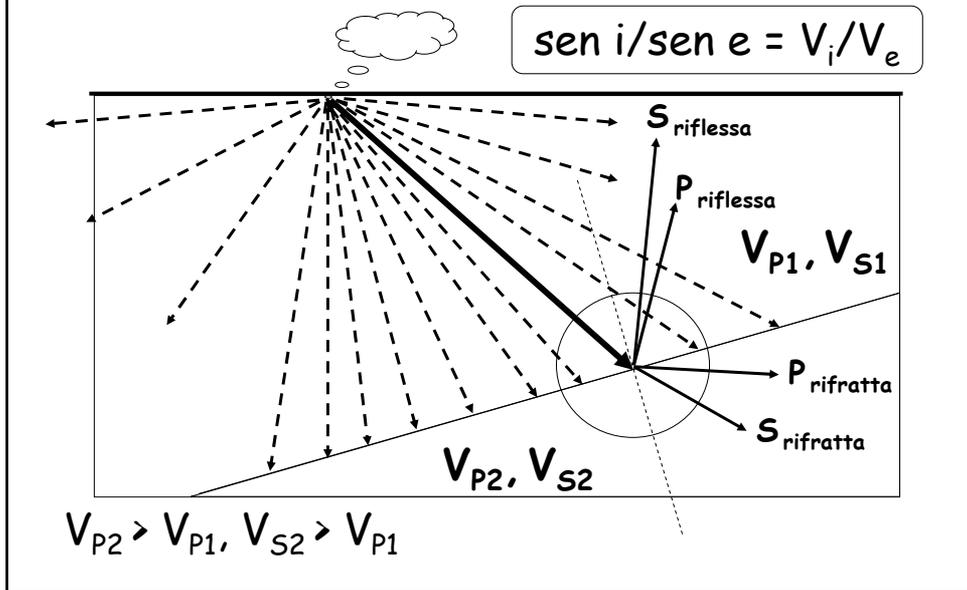


Un'onda che incontra una discontinuità:

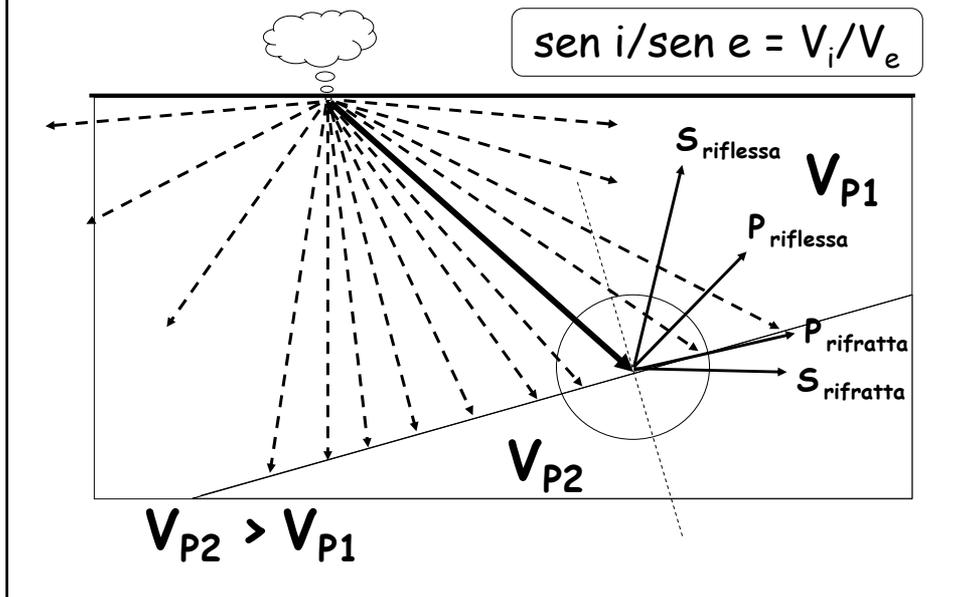
effetti dell'incremento della velocità del secondo mezzo



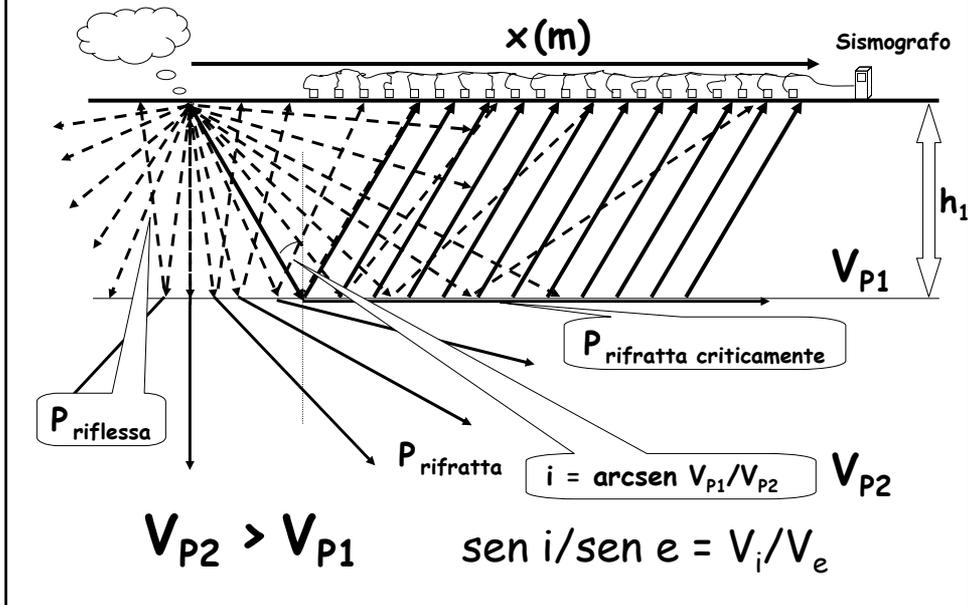
UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA:
ONDE RIFLESSE E RIFRATTE



UN CAMPO D'ONDE (S) CHE SI PROPAGA:
ONDE RIFLESSE E RIFRATTE IN UN MODELLO SEMPLICE

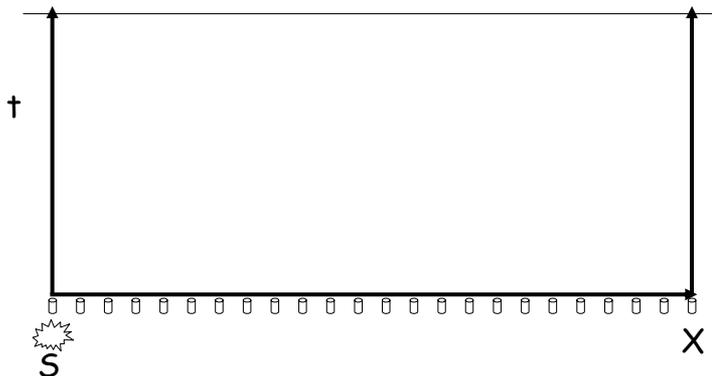


UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: ONDE RIFLESSE E RIFRATTE

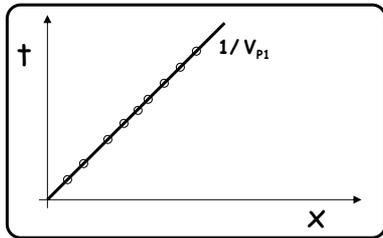
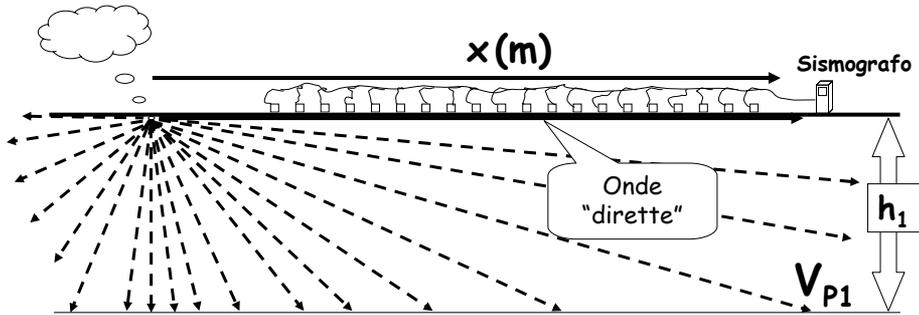


Una dromocrona

Una dromocrona (in inglese *travel - time*) è un grafico tempo - distanza, cioè il tempo impiegato ad arrivare dalla sorgente ad un geofono in funzione della distanza tra la sorgente ed il geofono.



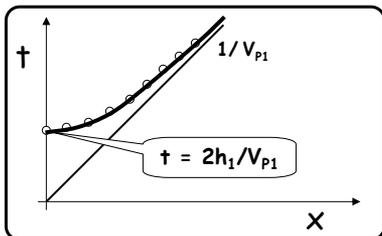
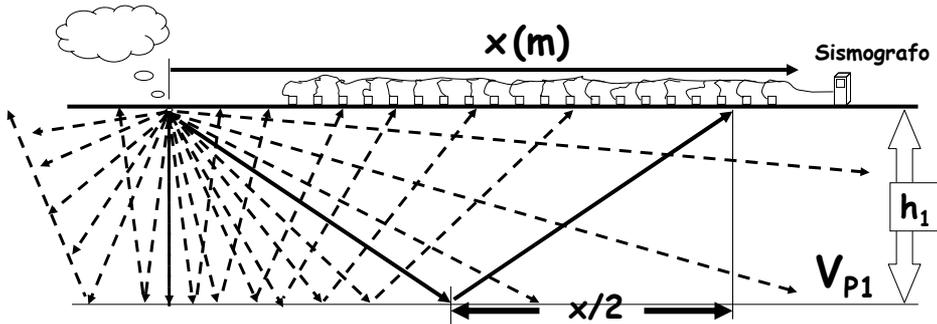
UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: LE ONDE DIRETTE



$$t_{\text{dir}} = x/V_{P1}$$

V_{P2}

UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: LE ONDE RIFLESSE

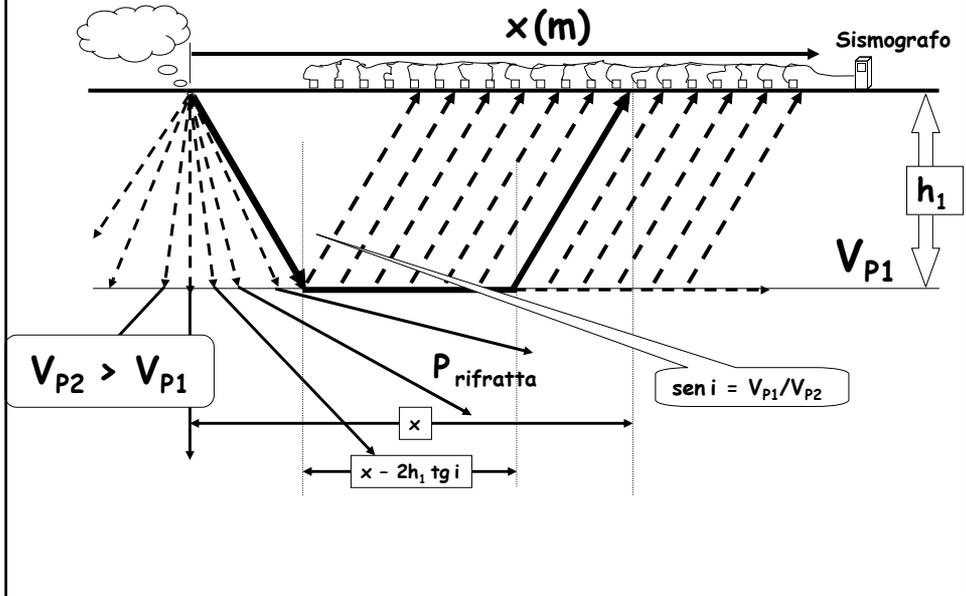


$$t_{\text{rifl}} = \frac{\sqrt{x^2 + 4h_1^2}}{V_{P1}}$$

V_{P2}

$$\text{sen } i / \text{sen } e = V_i / V_e$$

UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: ONDE RIFRATTE (criticamente)



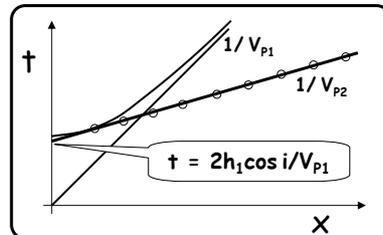
ONDE RIFRATTE (criticamente)

$$t_{rifr} = 2 \frac{h_1}{\cos i} \cdot \frac{1}{V_{P1}} + \frac{x - 2h_1 \text{tg } i}{V_{P2}}$$

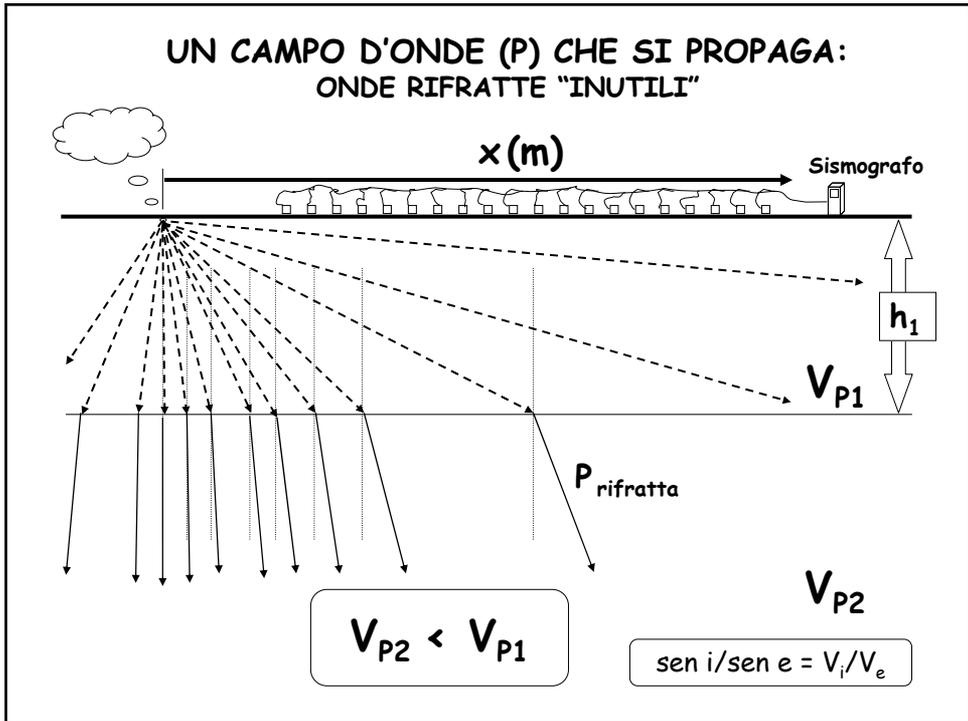
$$t_{rifr} = \frac{2h_1}{V_{P1} \cos i} + \frac{x}{V_{P2}} - \frac{2h_1 \text{sen } i}{V_{P2} \cos i}$$

$$t_{rifr} = \frac{x}{V_{P2}} + \frac{2h_1}{V_{P1} \cos i} - \frac{2h_1 \text{sen}^2 i}{V_{P1} \cos i}$$

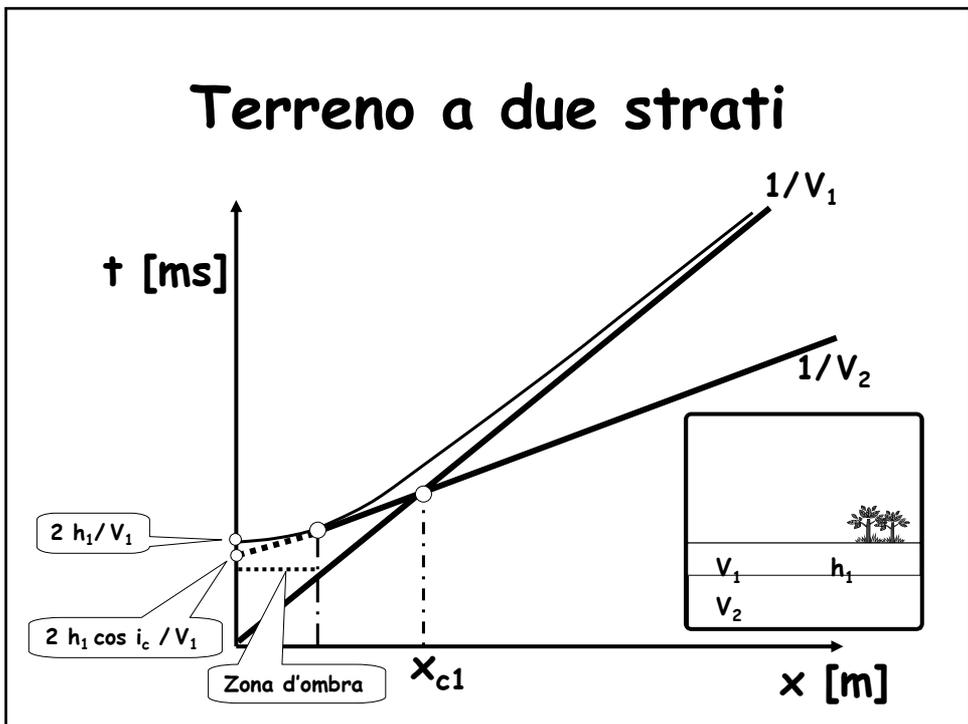
$$t_{rifr} = \frac{x}{V_{P2}} + \frac{2h_1 \cos i}{V_{P1}}$$



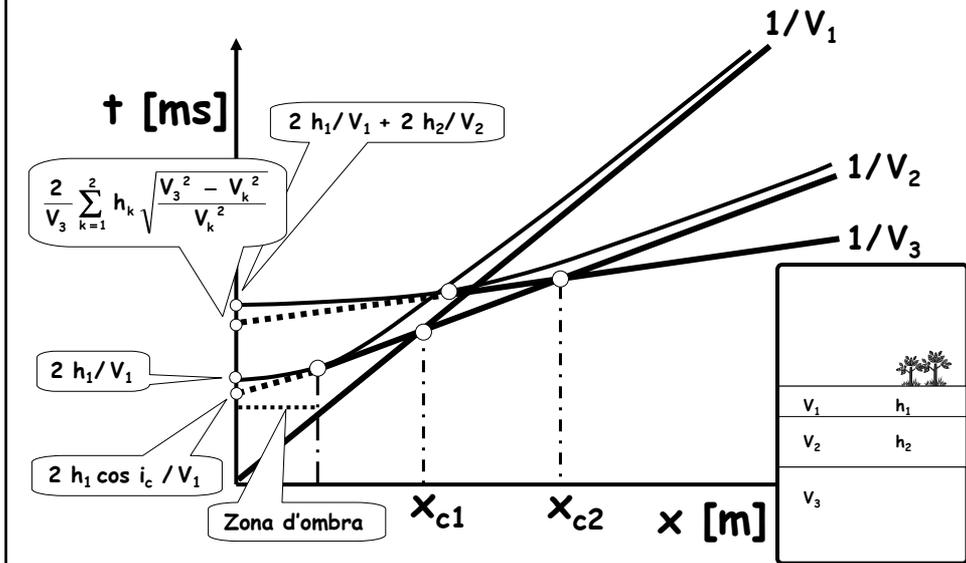
UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: ONDE RIFRATTE "INUTILI"



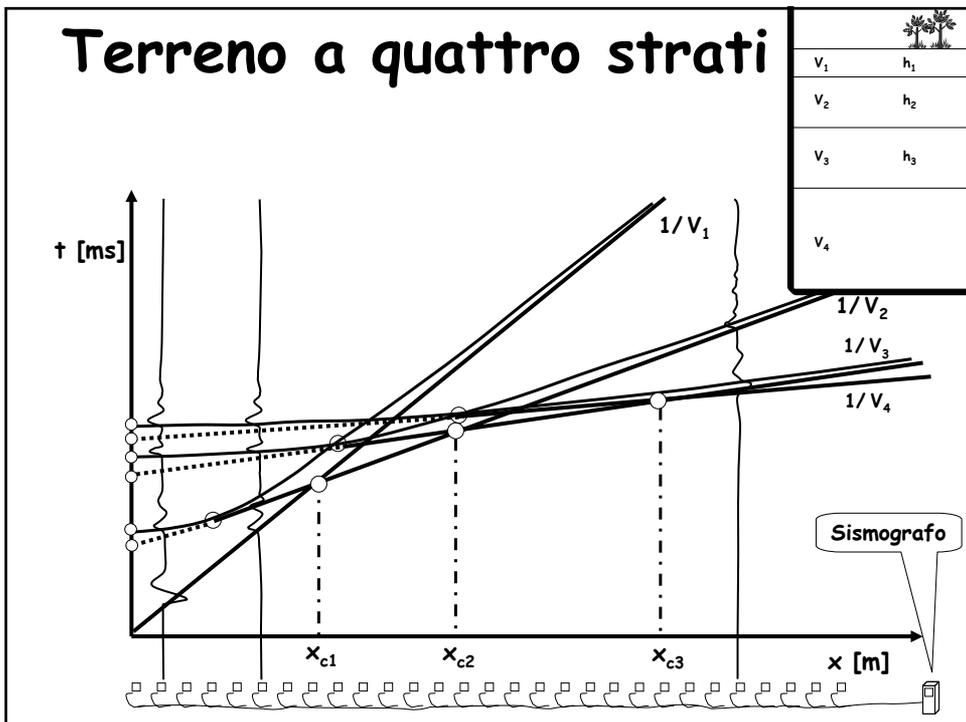
Terreno a due strati



Terreno a tre strati

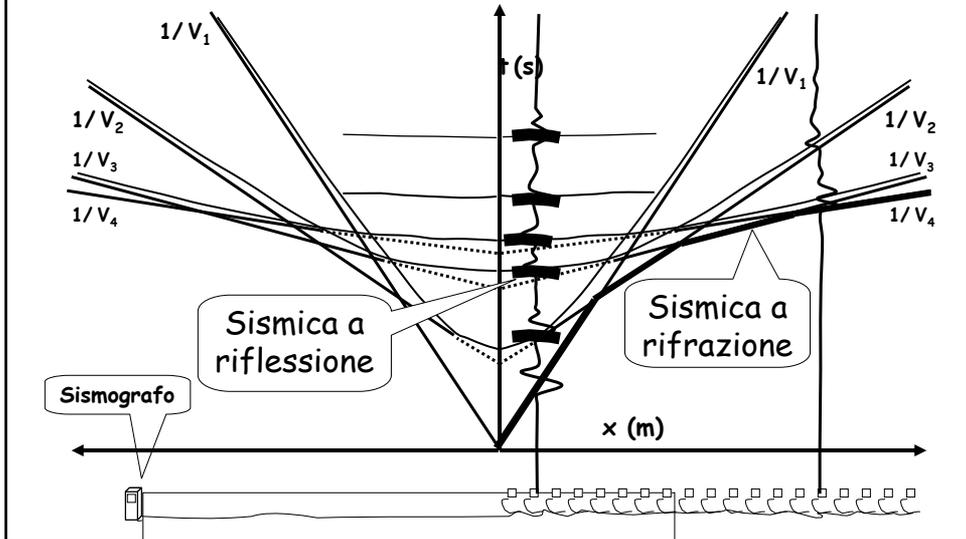


Terreno a quattro strati



TERRENO A 4+ STRATI

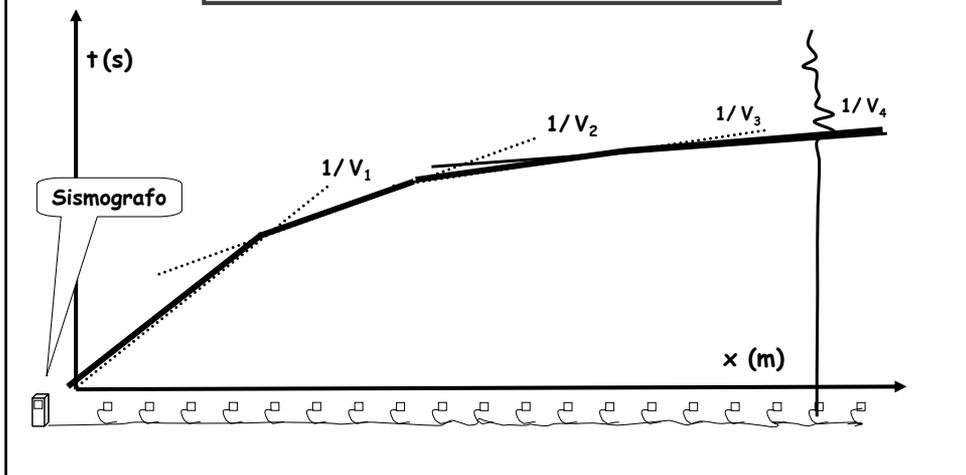
Sismica a riflessione ed a rifrazione



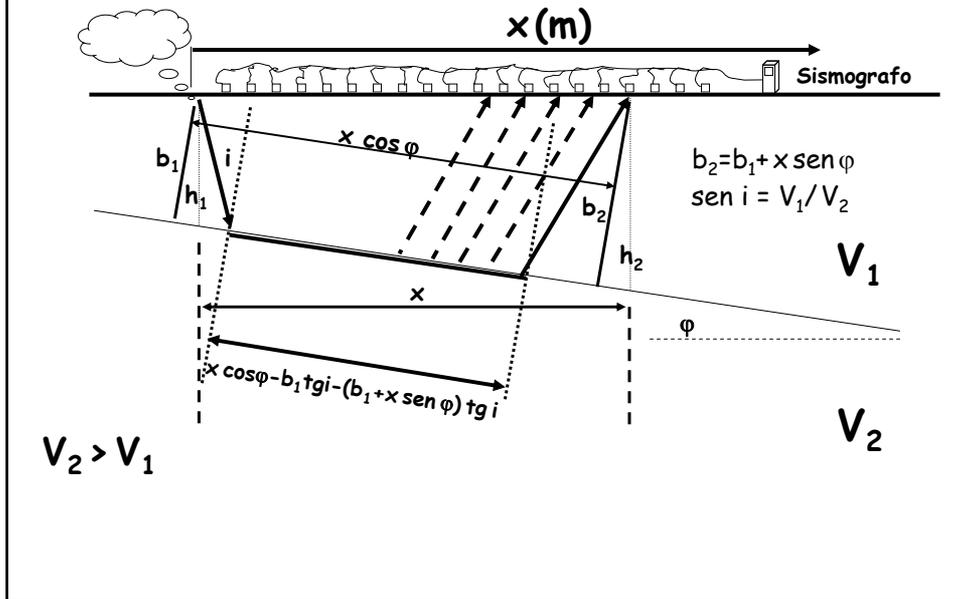
TERRENO A MOLTI STRATI PIANPARALLELI

Sismica a rifrazione

$$t_n = \frac{x}{V_n} + \frac{2}{V_n} \sum_{k=1}^{n-1} h_k \sqrt{\frac{V_n^2 - V_k^2}{V_k^2}}$$



UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA
ONDE RIFRATTE DA ORIZZONTI INCLINATI Downdip



UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA ONDE
RIFRATTE DA ORIZZONTI INCLINATI Downdip

$$t_d = \frac{b_1}{V_1 \cos i} + \frac{x \cos \varphi - b_1 \text{ tgi} - (b_1 + x \text{ sen } \varphi) \text{ tgi}}{V_2} + \frac{b_1 + x \text{ sen } \varphi}{V_1 \cos i}$$

$$t_d = \frac{2b_1 + \cos i \text{ sen } i (x \cos \varphi - 2b_1 \text{ tgi} - x \text{ sen } \varphi \text{ tgi}) + x \text{ sen } \varphi}{V_1 \cos i}$$

$$t_d = \frac{2b_1(1 - \text{sen}^2 i)}{V_1 \cos i} + \frac{x \text{ sen } i \cos \varphi - x \text{ sen } \varphi \text{ sen}^2 i / \cos i + x \text{ sen } \varphi / \cos i}{V_1}$$

$$t_d = \frac{2b_1 \cos i}{V_1} + \frac{x(\text{sen } i \cos \varphi - \text{sen } \varphi \text{ sen}^2 i / \cos i + \text{sen } \varphi / \cos i)}{V_1}$$

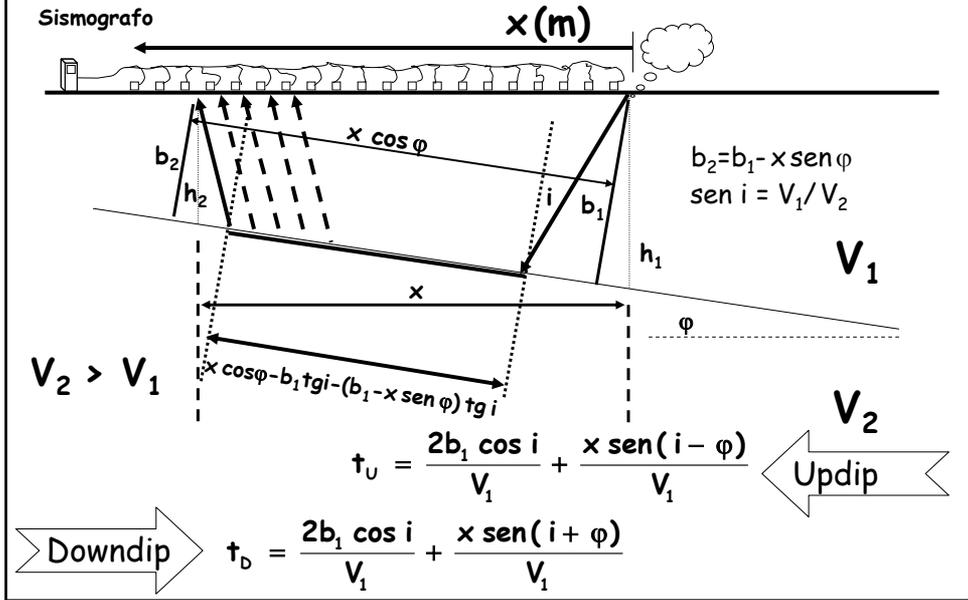
$$t_d = \frac{2b_1 \cos i}{V_1} + \frac{x(\text{sen } i \cos \varphi + \frac{\text{sen } \varphi - \text{sen } \varphi \text{ sen}^2 i}{\cos i})}{V_1}$$

$$t_d = \frac{2b_1 \cos i}{V_1} + \frac{x(\text{sen } i \cos \varphi + \text{sen } \varphi \cos i)}{V_1}$$

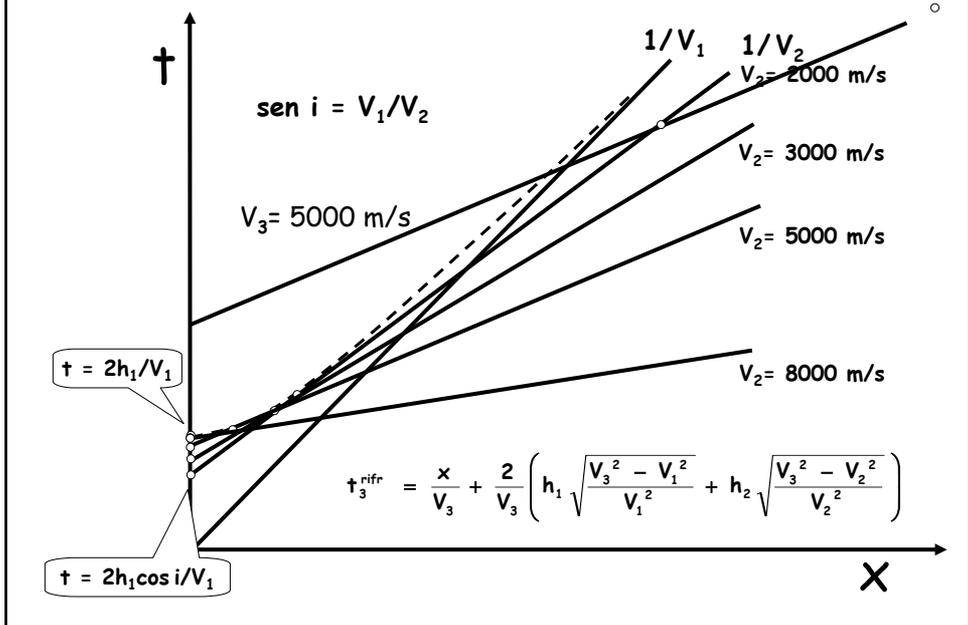
$$t_d = \frac{2b_1 \cos i}{V_1} + \frac{x \text{ sen } (i + \varphi)}{V_1}$$

UN CAMPO D'ONDE (P) CHE SI PROPAGA: ONDE RIFRATTE DA ORIZZONTI INCLINATI

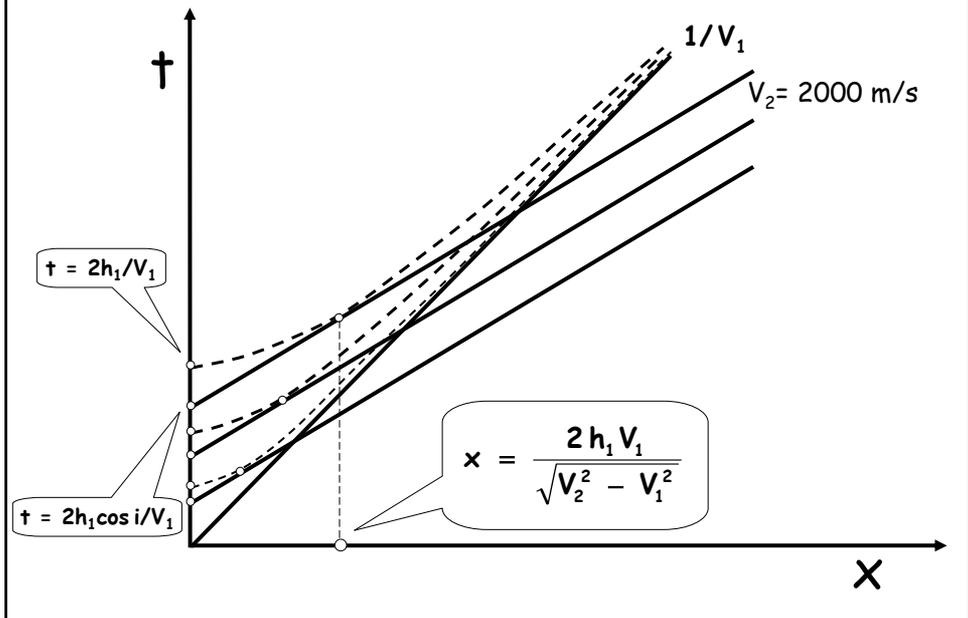
Updip



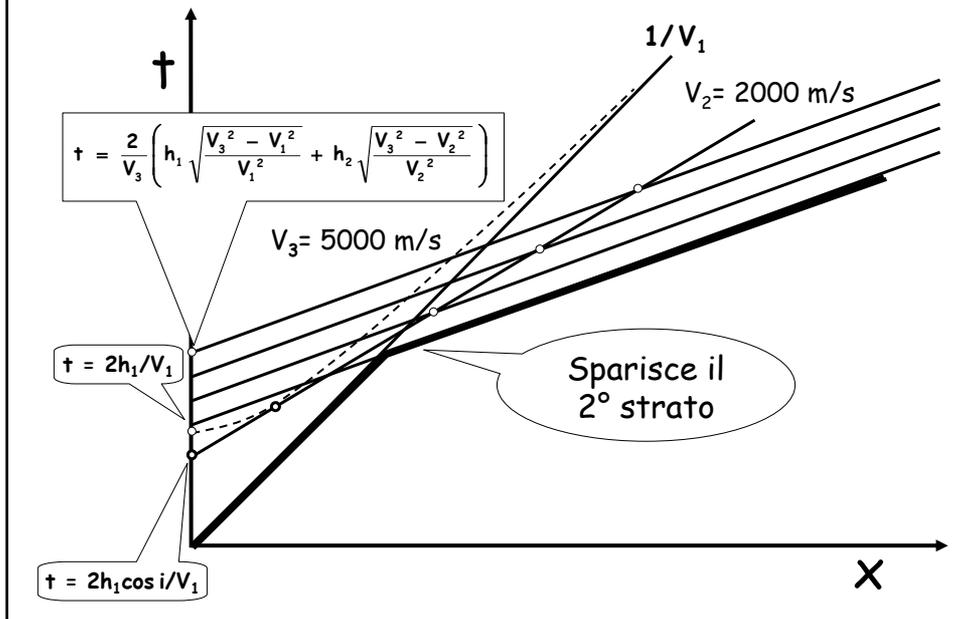
Effetto dell'aumento della velocità del 2° strato rifrattore



2 STRATI PIAN-PARALLELI: effetto della variazione dello spessore del 2° strato (refrattore)



3 STRATI PIAN-PARALLELI: effetto della diminuzione dello spessore del 2° strato rifrattore



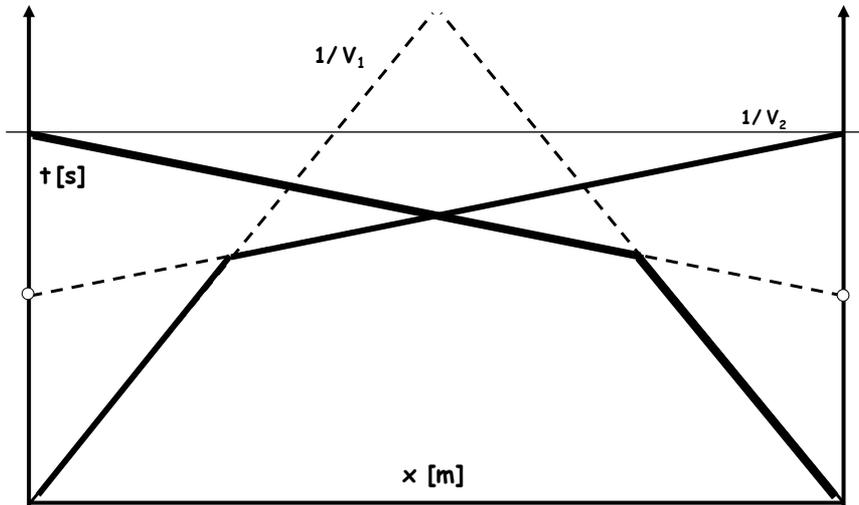
Visibilità di uno strato rifrattore

Uno strato è **refrattore** (con rifrazioni critiche) quando è caratterizzato da una velocità sismica più elevata di quella dello strato soprastante

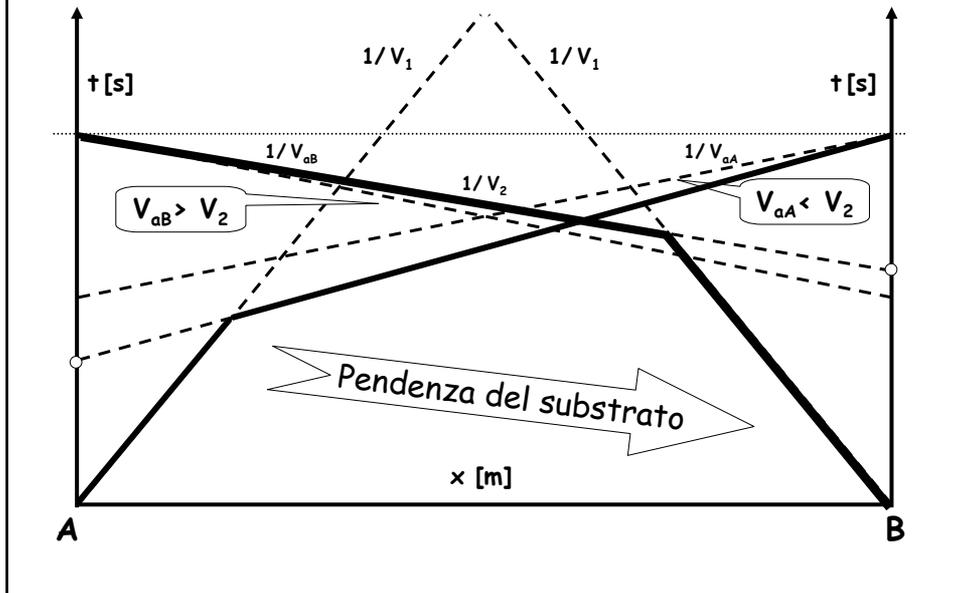
Uno **refrattore** risulta **visibile** (come primo arrivo ad una distanza più o meno grande) quando:

- La sua velocità è più elevata di quella di tutti gli strati soprastanti
- Il suo spessore è sufficiente a "tenere distanti" eventuali altri rifrattori sottostanti più "veloci" di lui (in dipendenza quindi anche dalla loro velocità relativa)

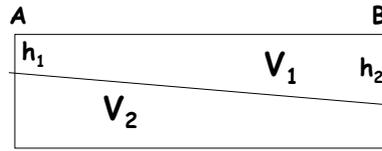
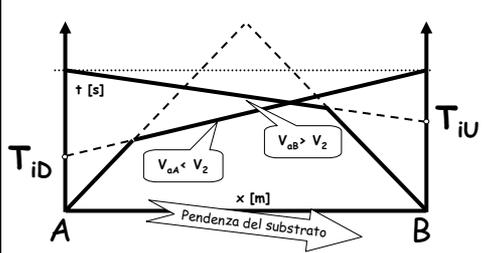
TERRENO A 2 STRATI NON INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma



TERRENO A 2 STRATI INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma



TERRENO A 2 STRATI INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma: calcolo



$$\text{sen}(i + \varphi) / V_1 = 1 / V_{aD}$$

$$\text{sen}(i - \varphi) / V_1 = 1 / V_{aU}$$

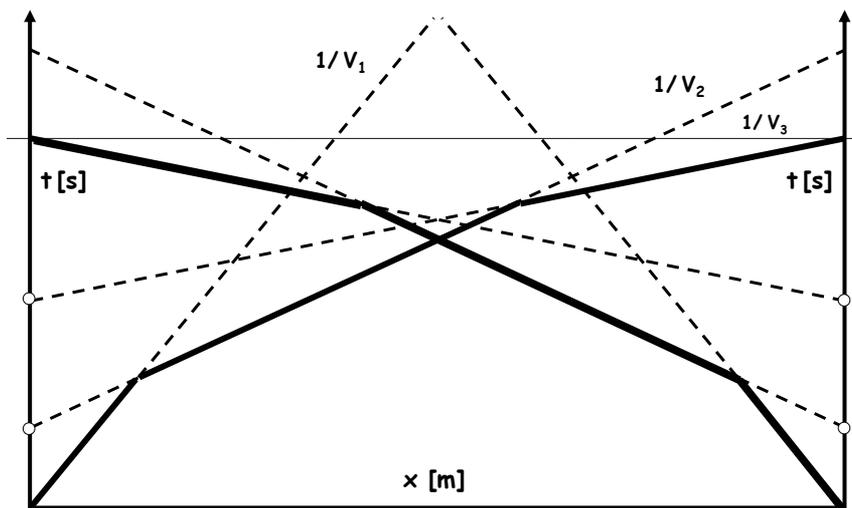
$$i = \frac{1}{2} [\arcsen(V_1 / V_{aD}) + \arcsen(V_1 / V_{aU})] \quad V_2 = V_1 / \text{sen } i$$

$$\varphi = \frac{1}{2} [\arcsen(V_1 / V_{aD}) - \arcsen(V_1 / V_{aU})]$$

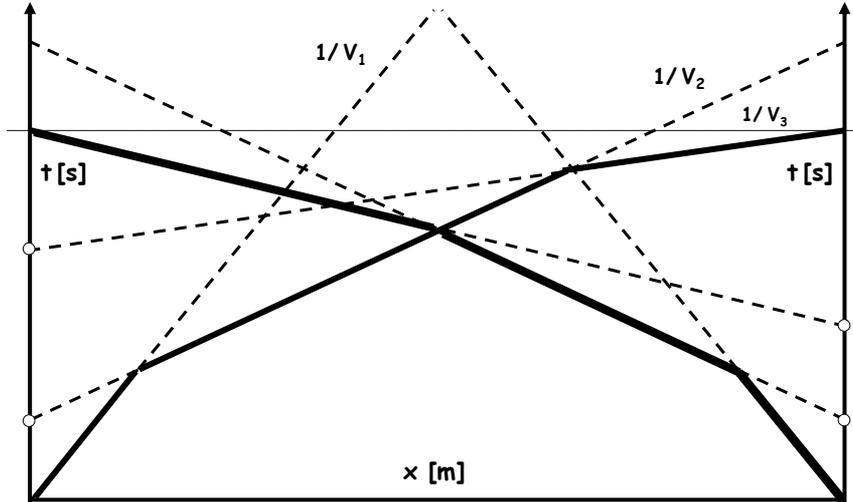
$$T_{iD} = 2 b_1 \cos i / V_1 \quad b_1 = V_1 T_{iD} / 2 \cos i \quad h_1 = b_1 / \cos \varphi$$

$$T_{iU} = 2 b_2 \cos i / V_1 \quad b_2 = V_1 T_{iU} / 2 \cos i \quad h_2 = b_2 / \cos \varphi$$

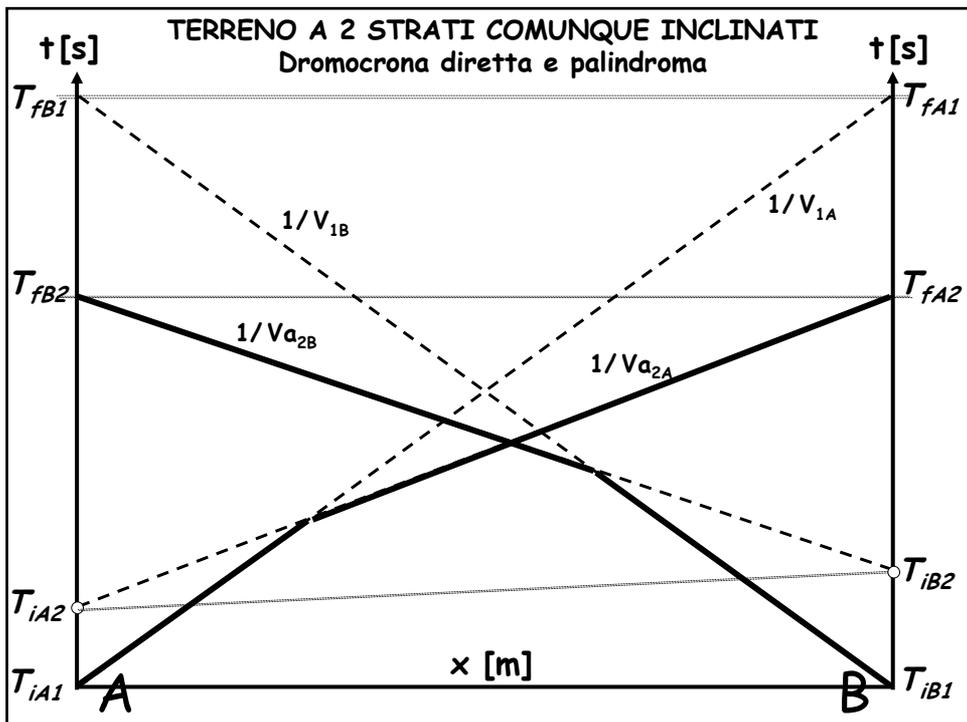
TERRENO A 3 STRATI NON INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma

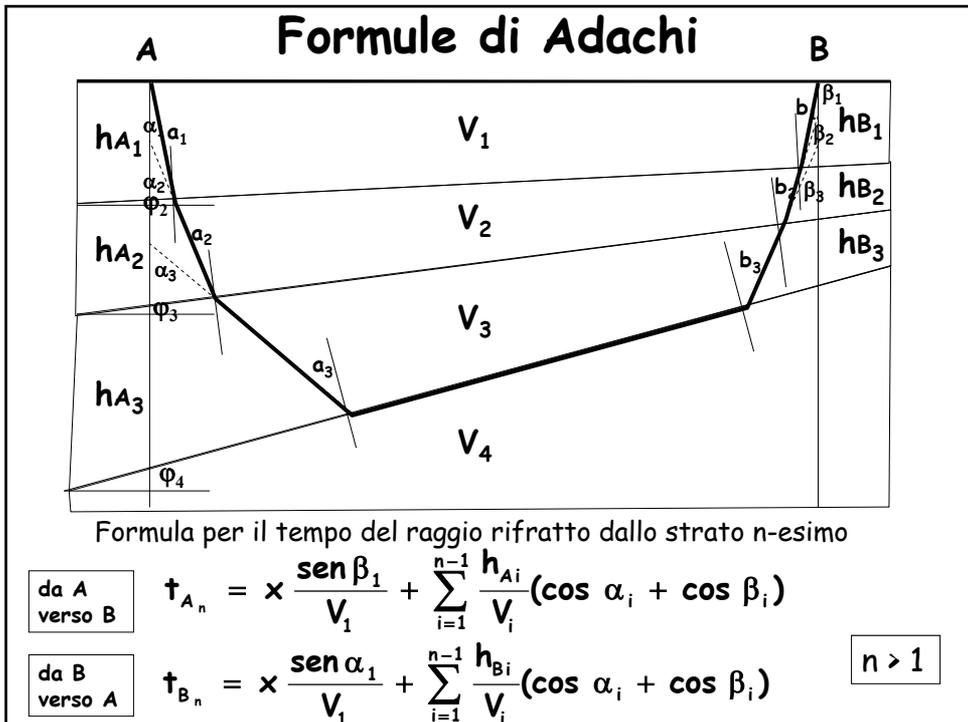
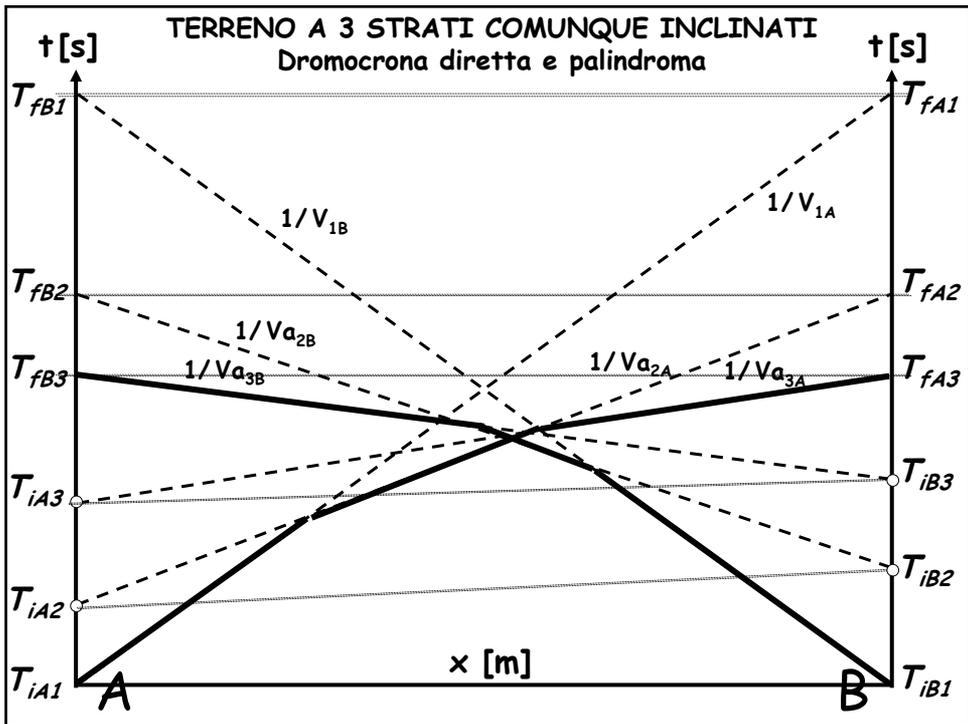


TERRENO A 3 STRATI INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma



TERRENO A 2 STRATI COMUNQUE INCLINATI Dromocrona diretta e palindroma





Interpretazione con il metodo di Adachi

Parametri da leggere sulle dromocrone:

$$V_{1A}, Va_{2A}, Va_{3A}, \dots, Va_{nA},$$

$$V_{1B}, Va_{2B}, Va_{3B}, \dots, Va_{nB}$$

$$Ti_{A1}, Ti_{A2}, Ti_{A3}, \dots, Ti_{An},$$

$$Ti_{B1}, Ti_{B2}, Ti_{B3}, \dots, Ti_{Bn}$$

Si vogliono ottenere i valori di:

$$V_1, V_2, V_3, \dots, V_n$$

$$\varphi_2, \varphi_3, \dots, \varphi_n$$

$$hA_1, hA_2, hA_3, \dots, hA_{n-1}$$

$$hB_1, hB_2, hB_3, \dots, hB_{n-1}$$

$$1^\circ \text{ strato } V_{1A} = V_{1B} = V_1$$

$$2^\circ \text{ strato } \alpha_1 = \arcsen(V_{1A}/Va_{2B}) \quad \beta_1 = \arcsen(V_{1A}/Va_{2A})$$

$$a_1 = b_1 = (\alpha_1 + \beta_1)/2 \quad \varphi_2 = (\alpha_1 - \beta_1)/2$$

$$hA_1 = V_1 Ti_{A2}/(\cos \alpha_1 + \cos \beta_1) \quad hB_1 = V_1 Ti_{B2}/(\cos \alpha_1 + \cos \beta_1)$$

Per lo strato j , dal 3° all' n -esimo



Interpretazione con il metodo di Adachi

Per lo strato j , dal 3° all' n -esimo

continua

$$\text{Già conosciuti: } V_1, V_2, \dots, V_{j-1} \quad \varphi_2, \dots, \varphi_{j-1}$$

$$hA_1, hA_2, \dots, hA_{j-1} \quad hB_1, hB_2, \dots, hB_{j-1}$$

$$\alpha_1 = \arcsen(V_{1A}/Va_{jB}) \quad \beta_1 = \arcsen(V_{1A}/Va_{jA}) \quad a_1 = \alpha_1 - \varphi_2 \quad b_1 = \beta_1 + \varphi_2$$

$$P_2 = \arcsen[(V_2 \sen a_1)/V_1] \quad Q_2 = \arcsen[(V_2 \sen b_1)/V_1]$$

da $i = 2$ a $i = j-2$ occorre iterare le formule seguenti

$$a_i = P_i - \varphi_{i+1} + \varphi_i \quad b_i = Q_i + \varphi_{i+1} - \varphi_i \quad \alpha_i = a_i + \varphi_{i+1} \quad \beta_i = b_i - \varphi_{i+1}$$

$$P_{i+1} = \arcsen[(V_{i+1} \sen a_i)/V_i] \quad Q_{i+1} = \arcsen[(V_{i+1} \sen b_i)/V_i]$$

se $j = 3$

$$a_{j-1} = b_{j-1} = (P_{j-1} + Q_{j-1})/2 \quad \varphi_j = \varphi_{j-1} + (P_{j-1} - Q_{j-1})/2$$

$$\alpha_{j-1} = a_{j-1} + \varphi_j \quad \beta_{j-1} = b_{j-1} - \varphi_j \quad V_j = V_{j-1}/\sen a_{j-1}$$

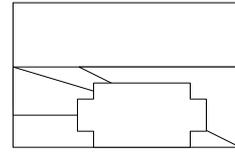
$$hA_{j-1} = V_{j-1} (Ti_{Aj} - SA)/(\cos \alpha_{j-1} + \cos \beta_{j-1}) \quad SA = \sum_{i=1}^{j-2} hA_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i) / V_i$$

$$hB_{j-1} = V_{j-1} (Ti_{Bj} - SB)/(\cos \alpha_{j-1} + \cos \beta_{j-1}) \quad SB = \sum_{i=1}^{j-2} hB_i (\cos \alpha_i + \cos \beta_i) / V_i$$

Condizioni per la compatibilità con modellistiche semplici

Modello di terreno di qualsiasi tipo

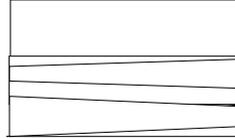
$$T_{A \text{ finale}} = T_{B \text{ finale}}$$



Modello di terreno a n strati piani ed inclinati

$$T_{fA1} = T_{fB1}, T_{fA2} = T_{fB2}, \dots, T_{fAn} = T_{fBn}$$

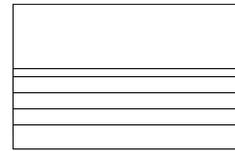
e velocità apparenti che aumentano con la profondità



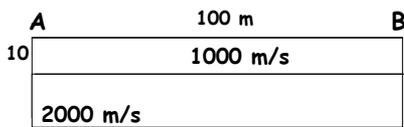
Modello di terreno a n strati piani e paralleli

$$T_{iA1} = T_{iB1}, T_{iA2} = T_{iB2}, \dots, T_{iAn} = T_{iBn}$$

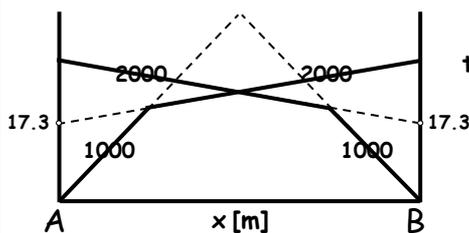
e velocità apparenti che aumentano con la profondità



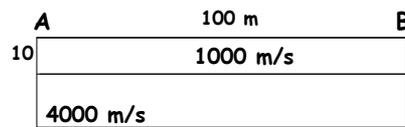
CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI (1)



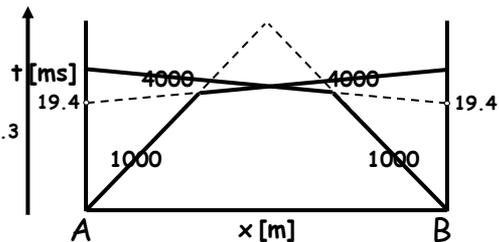
$$\text{sen } i = 0.5 \quad i = 30^\circ$$



$$t_1 = \frac{x}{V_1}$$

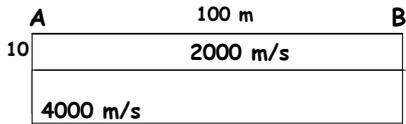


$$\text{sen } i = 0.25 \quad i = 14.5^\circ$$

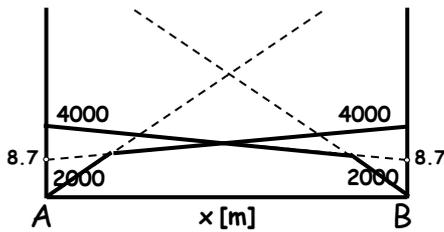


$$t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2 h_1 \cos i}{V_1}$$

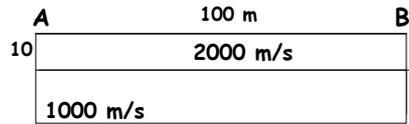
CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI (2)



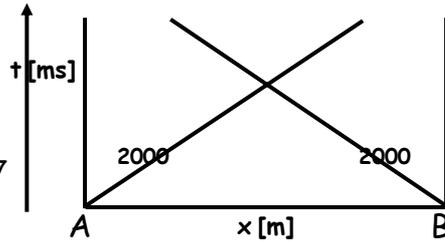
$$\text{sen } i = 0.5 \quad i = 30^\circ$$



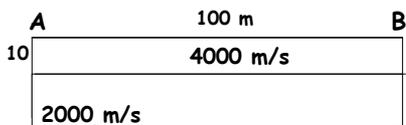
$$t_1 = \frac{x}{V_1} \quad t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2 h_1 \cos i}{V_1}$$



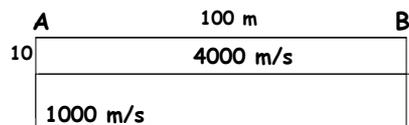
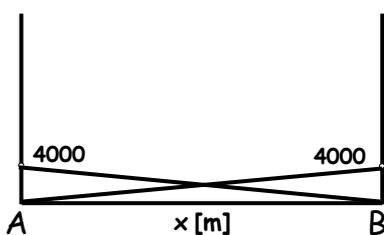
$$\text{sen } i = 2 \quad i \text{ non esiste!}$$



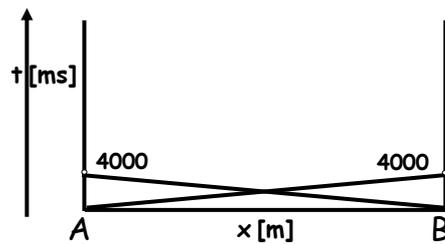
CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI (3)



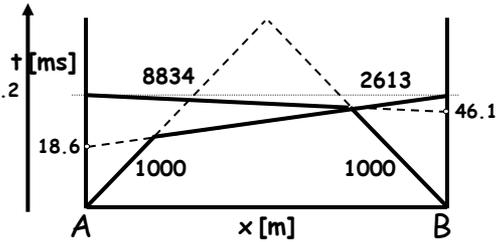
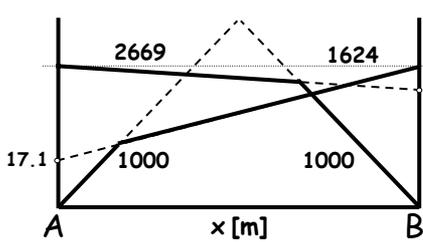
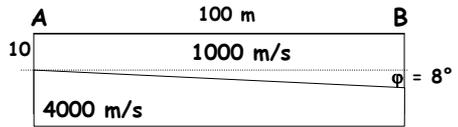
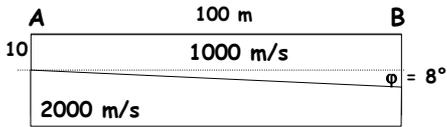
$$\text{sen } i = 2 \quad i \text{ non esiste}$$



$$\text{sen } i = 4 \quad i \text{ non esiste}$$



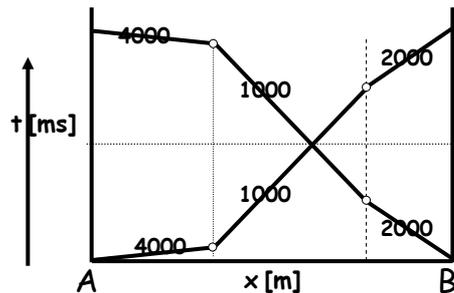
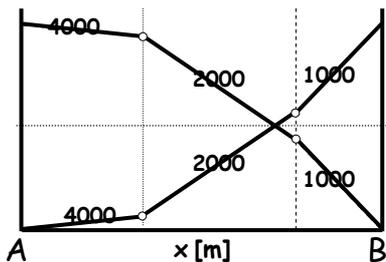
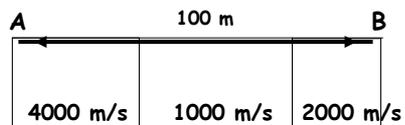
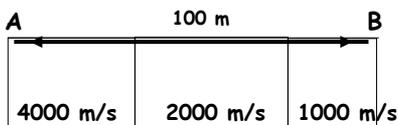
CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI CON PENDENZE (1)



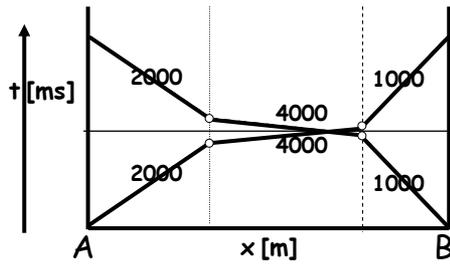
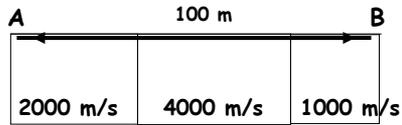
$$t_1 = \frac{x}{V_1}$$

$$t_2 = \frac{x}{V_2} + \frac{2 h_1 \cos i}{V_1}$$

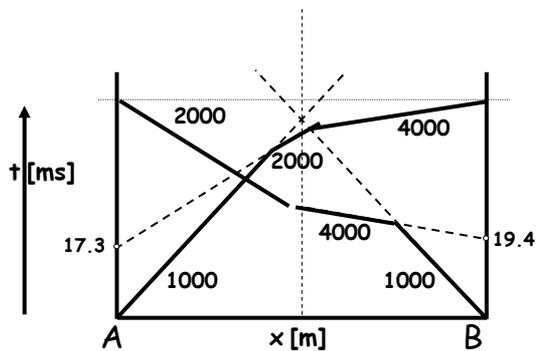
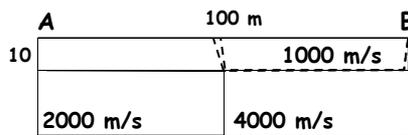
CASI TIPICI TERRENO A STRATI VERTICALI (1)

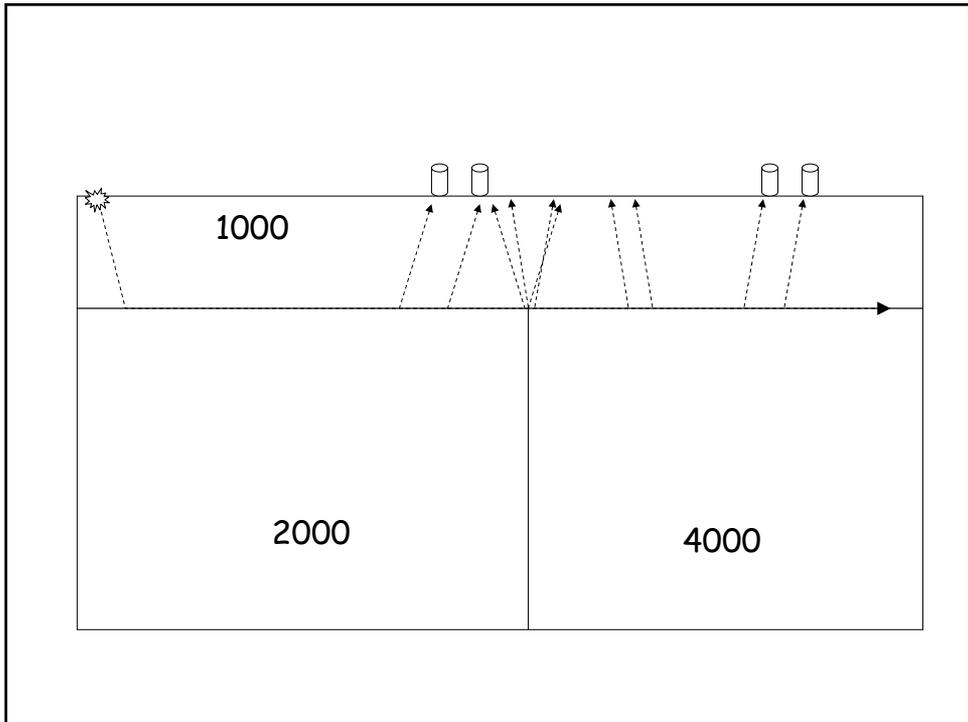


CASI TIPICI TERRENO A STRATI VERTICALI (2)

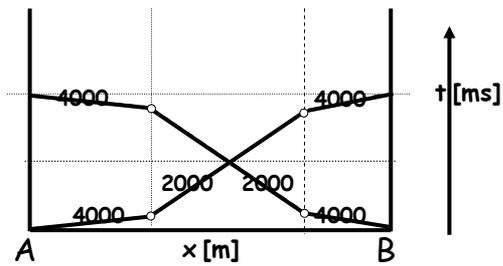
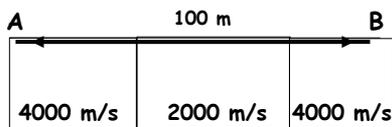


CASI TIPICI COPERTURA "LENTA" SU TERRENO A STRATI VERTICALI (2)



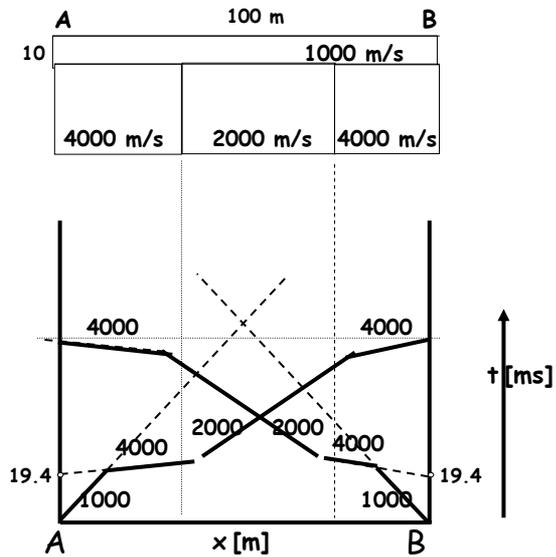


CASI TIPICI UN DICCO VERTICALE



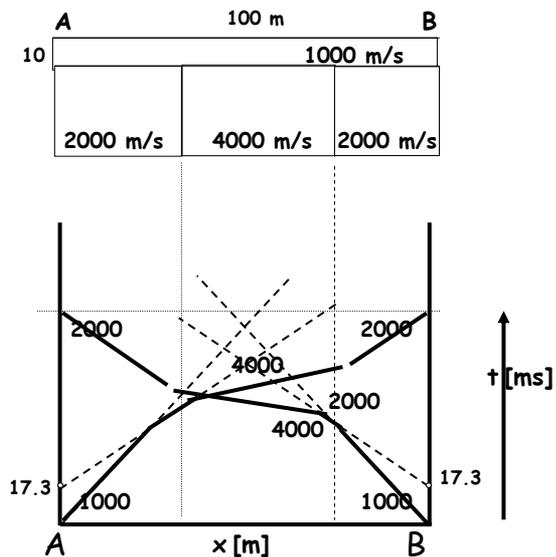
CASI TIPICI

COPERTURA LENTA SU UN DICCO VERTICALE "LENTO"

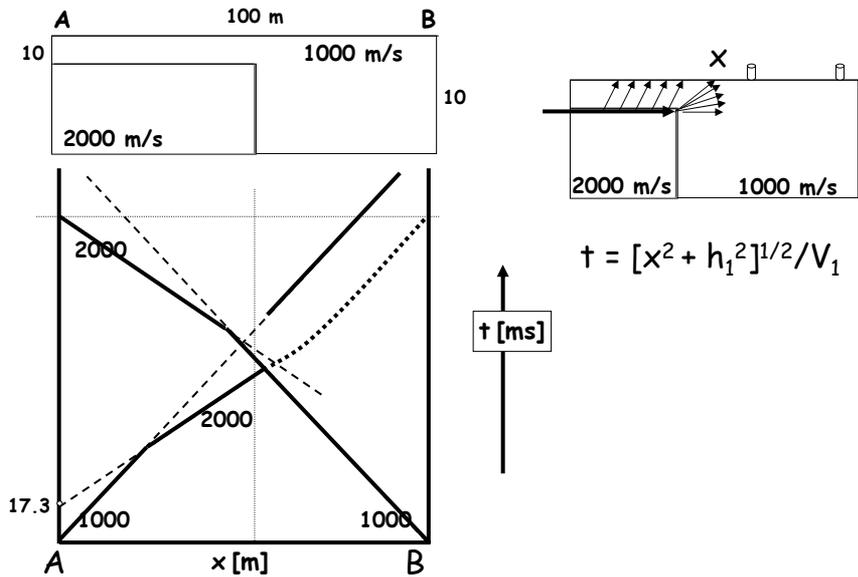


CASI TIPICI

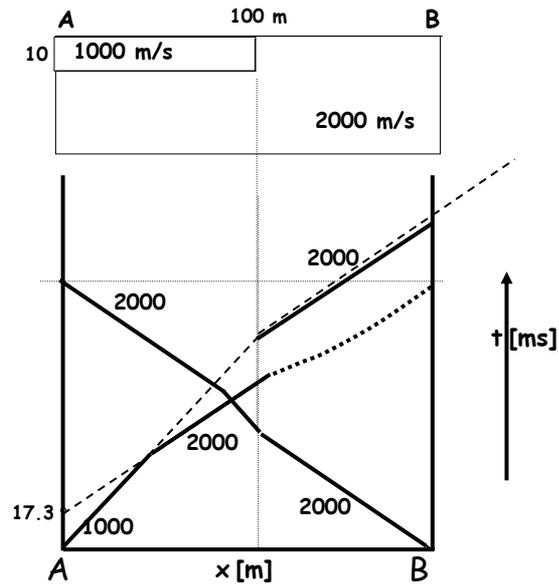
COPERTURA LENTA SU UN DICCO VERTICALE "VELOCE"



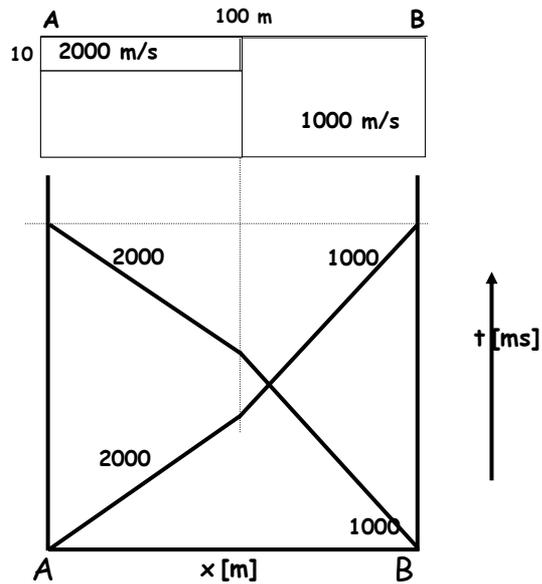
CASI TIPICI FAGLIA VERTICALE SEPOLTA



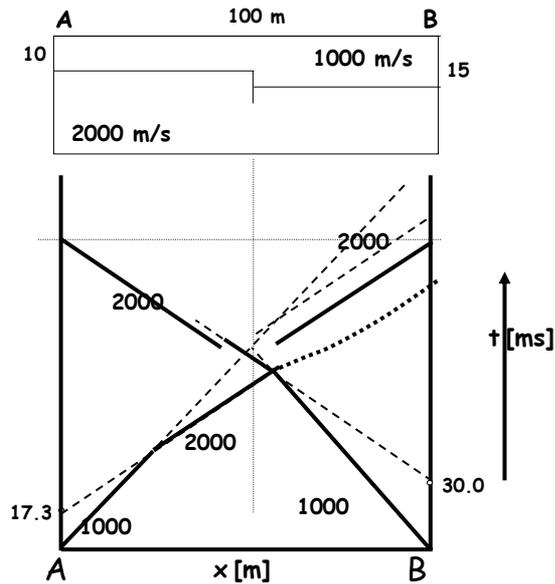
CASI TIPICI GRADINO SUPERFICIALE "LENTO"



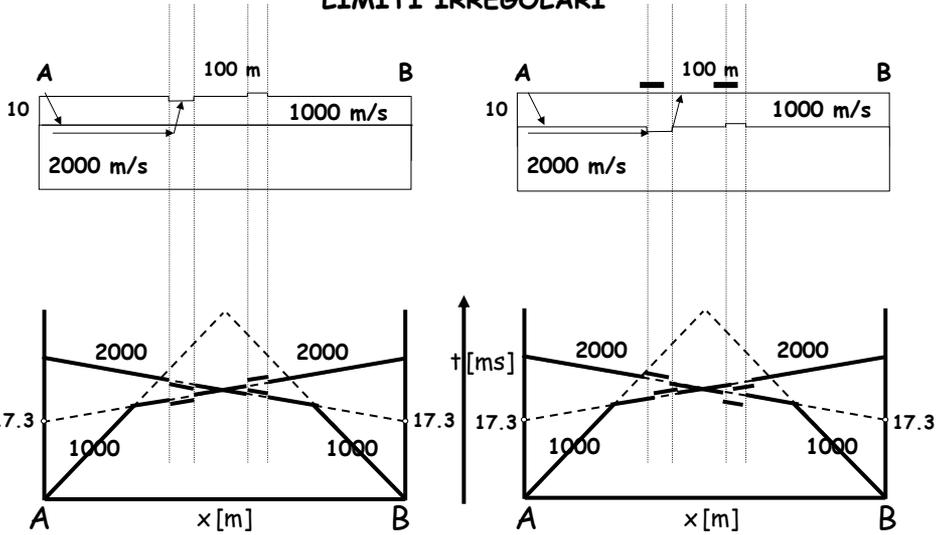
CASI TIPICI GRADINO SUPERFICIALE "VELOCE"



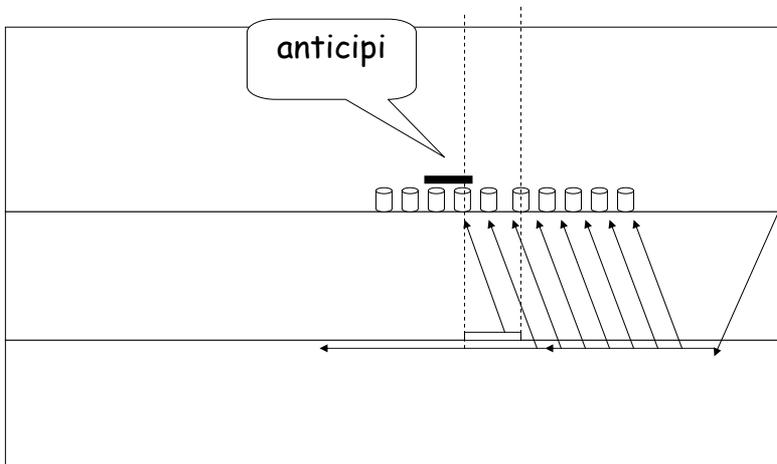
CASI TIPICI GRADINO SEPOLTO



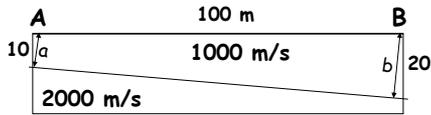
CASI TIPICI LIMITI IRREGOLARI



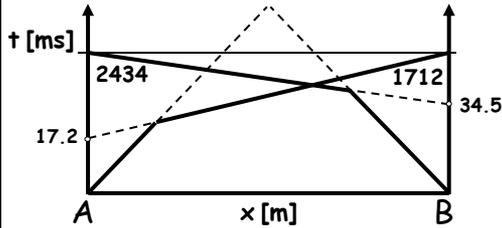
Spostamento dell'anomalia lungo la direzione di propagazione delle onde



CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI INCLINATI (2°)



$\text{sen } i = 0.5 \quad i = 30^\circ \quad \varphi = 5.74^\circ$
 $a = 9.95 \text{ m} \quad b = 19.9 \text{ m}$



$$t_b = \frac{2a \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i + \varphi)}{V_1}$$

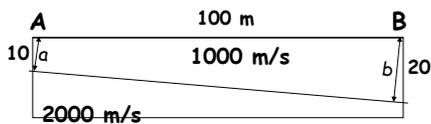
$$t_u = \frac{2b \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i - \varphi)}{V_1}$$

$$\varphi = 5.74^\circ$$

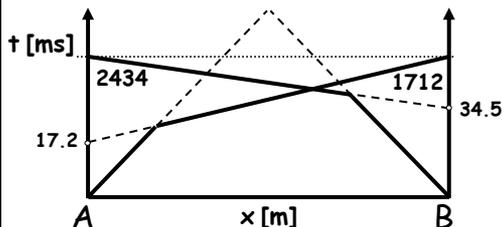
Effetti di varie velocità del rifrattore

V_2 [m/s]	V_b [m/s]	V_u [m/s]
2000	1712	2434
3000	2348	4213
4000	2894	6583

CASI TIPICI TERRENO A 2 STRATI INCLINATI (2°)



$\text{sen } i = 0.5 \quad i = 30^\circ \quad \varphi = 5.74^\circ$
 $a = 9.95 \text{ m} \quad b = 19.9 \text{ m}$



$$t_b = \frac{2a \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i + \varphi)}{V_1}$$

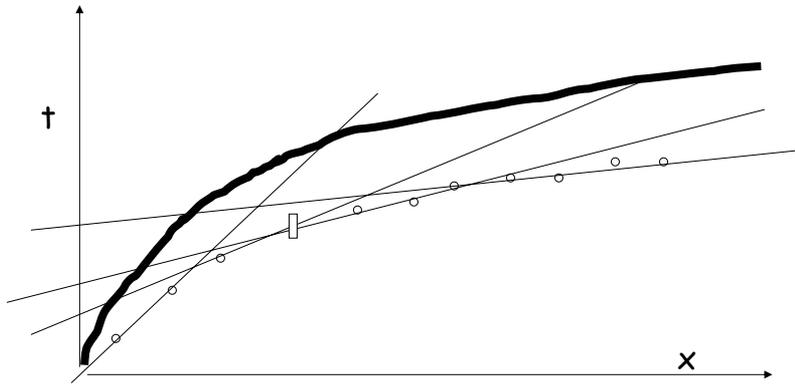
$$t_u = \frac{2b \cos i}{V_1} + \frac{x \sin(i - \varphi)}{V_1}$$

$$V_2 = 2000 \text{ m/s}$$

Effetti di vari angoli di pendenza

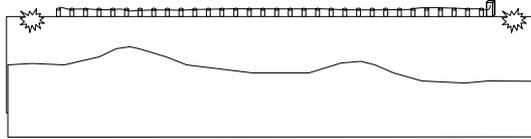
φ [°]	V_b [m/s]	V_u [m/s]
3	1836	2203
5.74	1712	2434
7	1662	2559

Scattering



Sismica a rifrazione

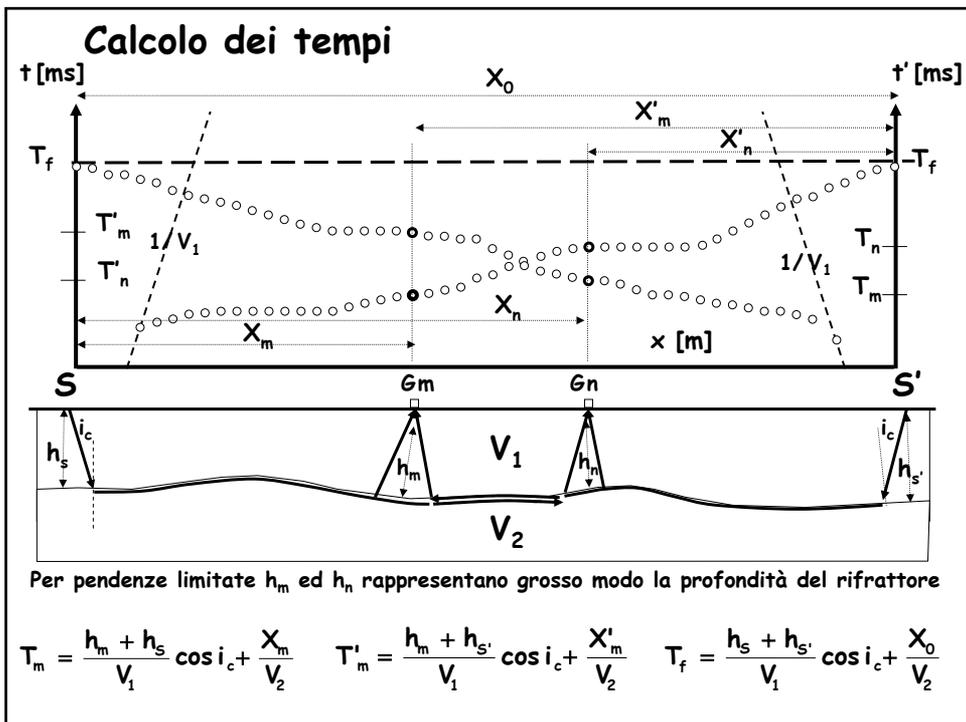
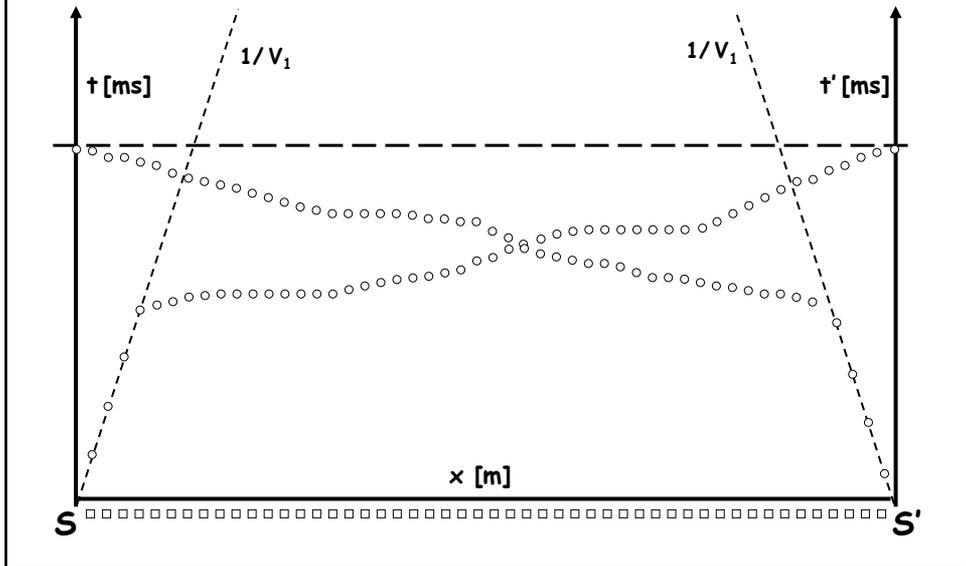
Metodo reciproco

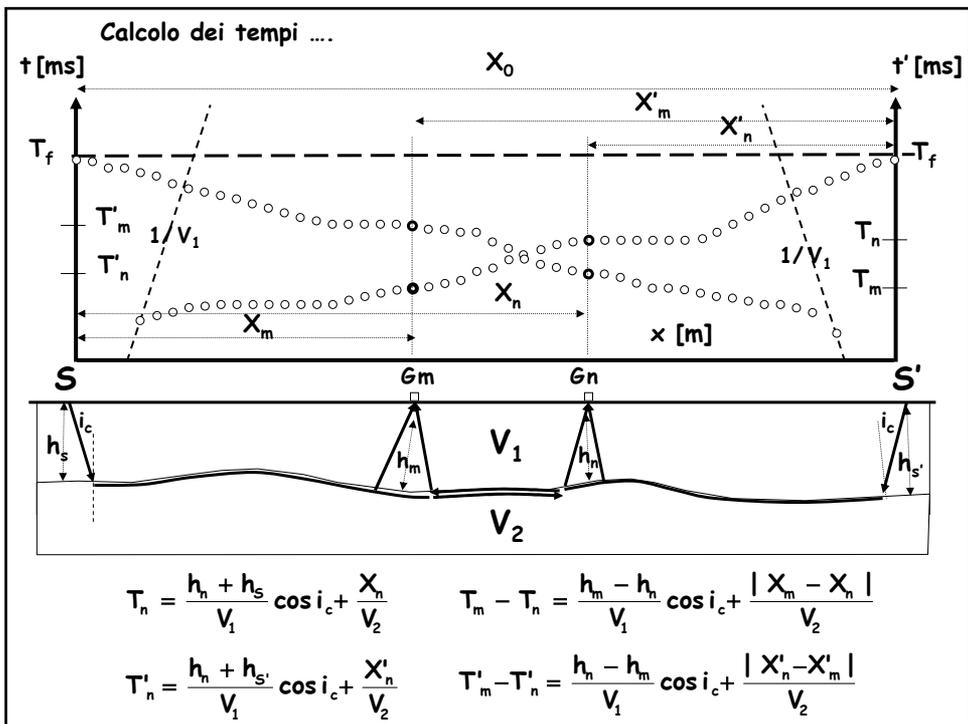
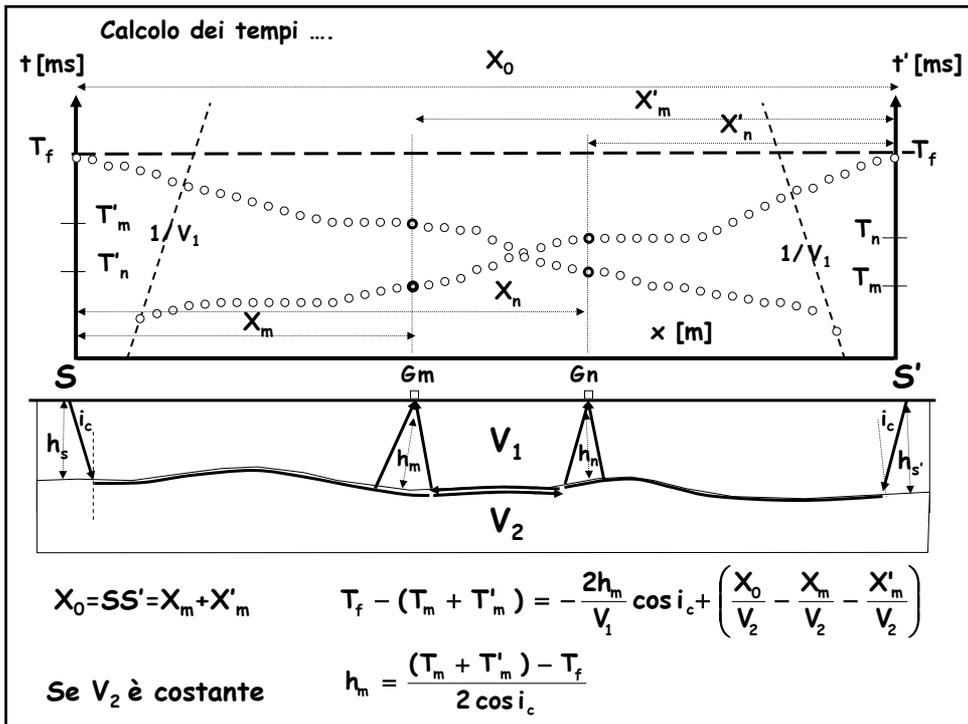


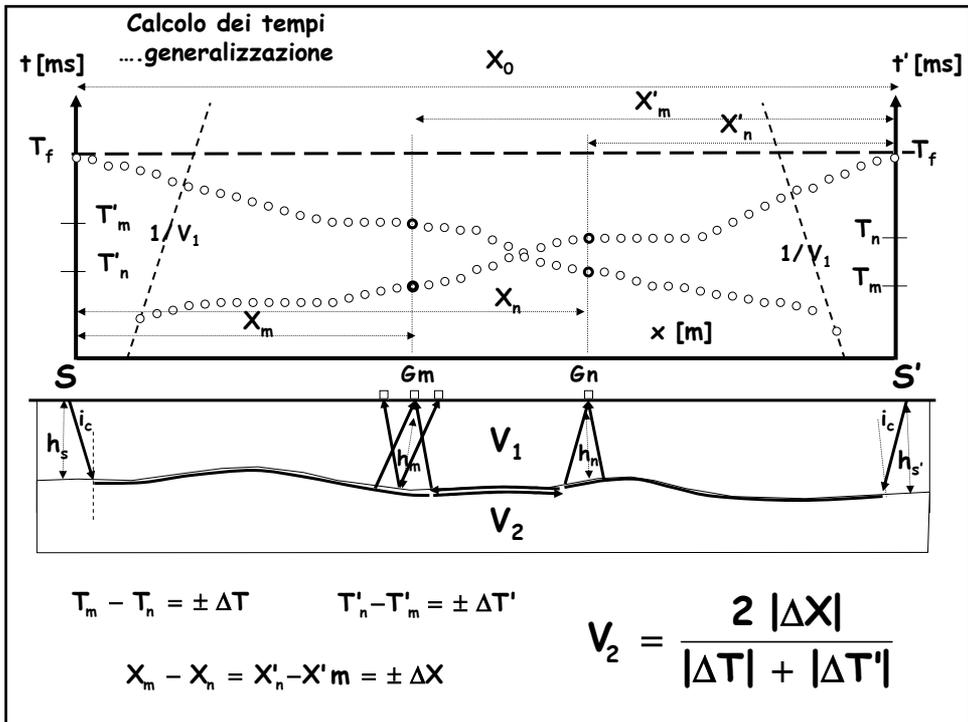
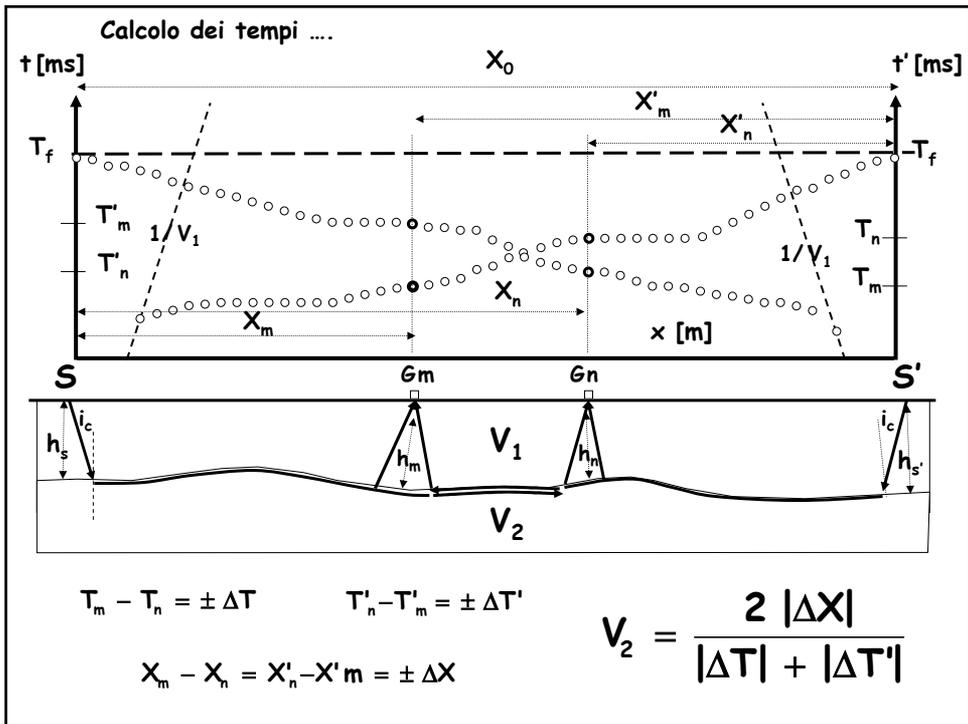
Metodo reciproco: condizioni per l'applicabilità

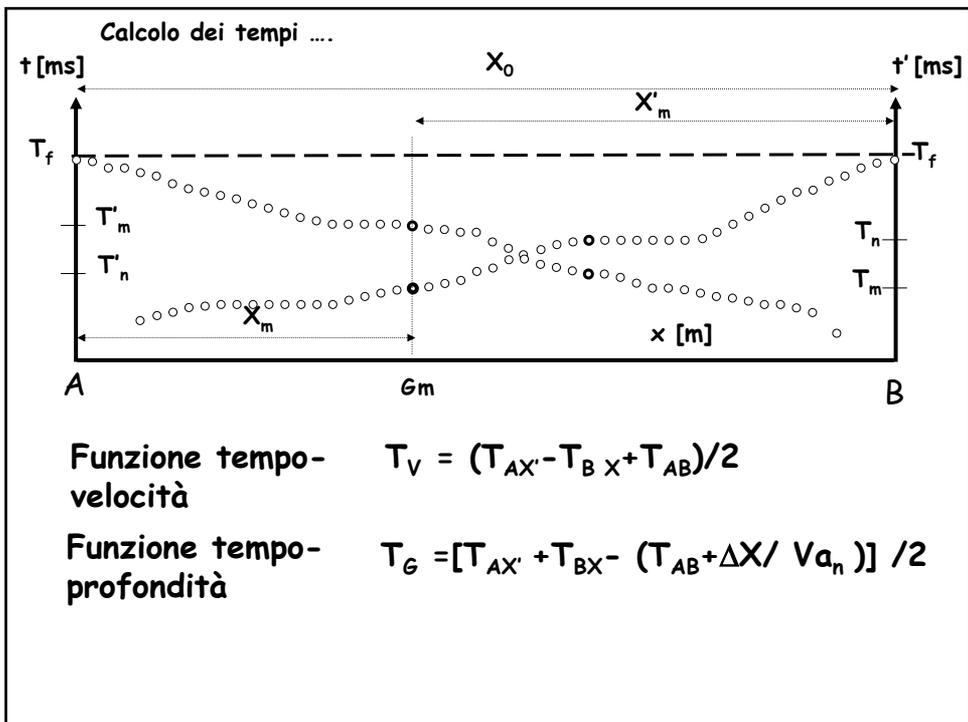
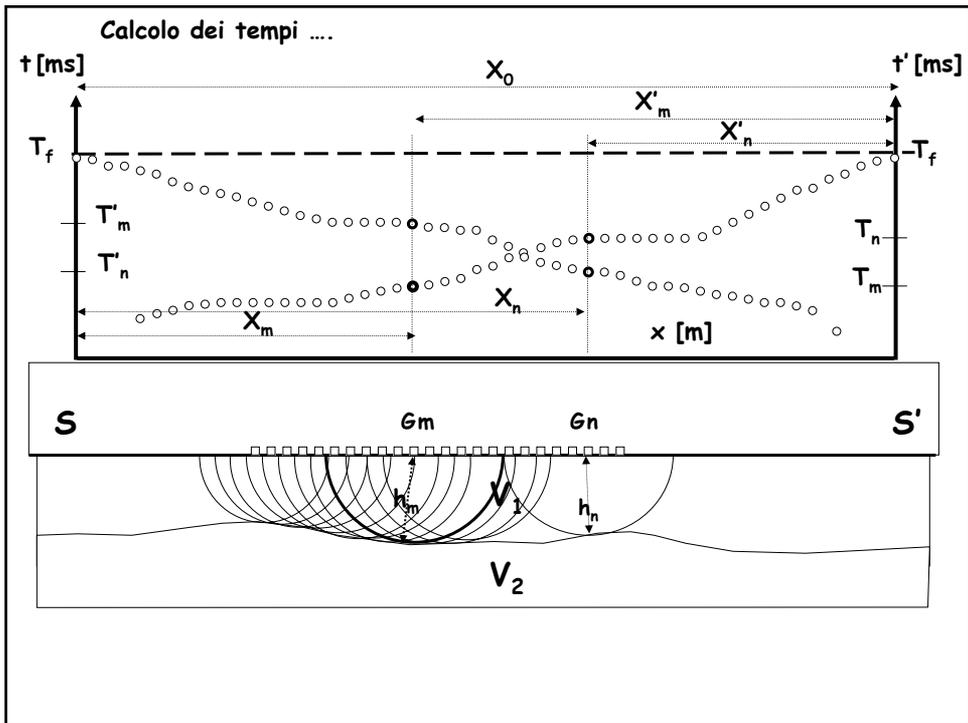
1. Morfologia della superficie di discontinuità con pendenze non eccessive e tale da poterne considerare piana quella porzione che farà registrare, per uno stesso geofono, impulsi rifratti provenienti dalle due sorgenti S e S' ;
2. Velocità del basamento costante lungo tutto il profilo.

TERRENO A 2 STRATI Dromocrona diretta e palindroma



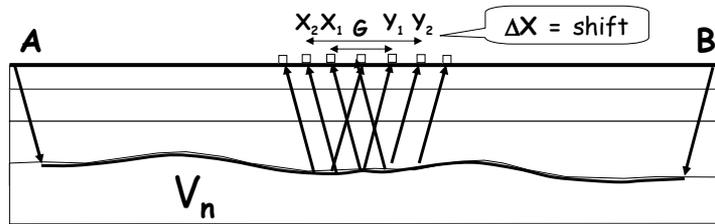






Metodo reciproco generalizzato

(Palmer, 1980)



Funzione velocità $T_V = (T_{AY} - T_{BX} + T_{AB})/2$ $\frac{d}{dx} T_V = \frac{1}{V_{a_n}}$ $V_n \cong V_{a_n} \cos \varphi_n$

Funzione tempo-profondità $T_G = [T_{AY} + T_{BX} - (T_{AB} + \Delta X / V_{a_n})]/2$

Scelto lo shift ΔX ottimale $h = T_G [V_{a_n} \Delta X / 2 T_G]^{1/2}$

Per uno strato sottostante una stratificazione pianparallela

$$T_G = \sum_{j=1}^{n-1} \frac{h_j \rho_j}{V_{jn}}$$

Fattore di conversione

$$V_{jn} \cong 2V_j / (\cos \alpha_{jn} + \cos \beta_{jn})$$

Grafico funzione tempo-velocità

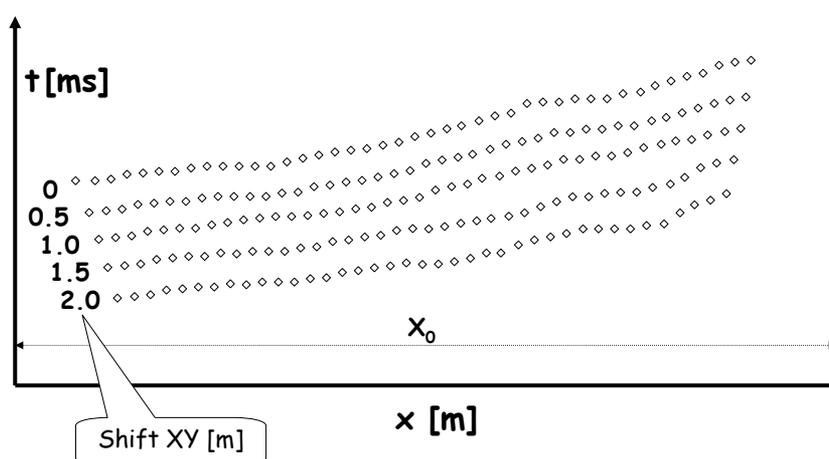
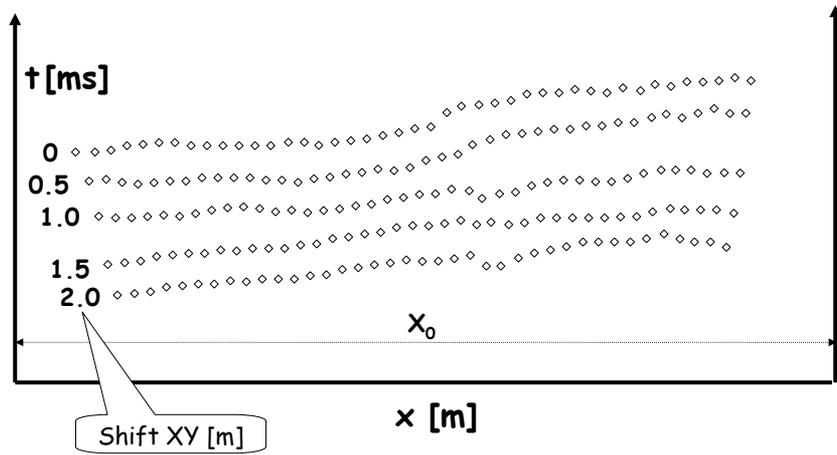
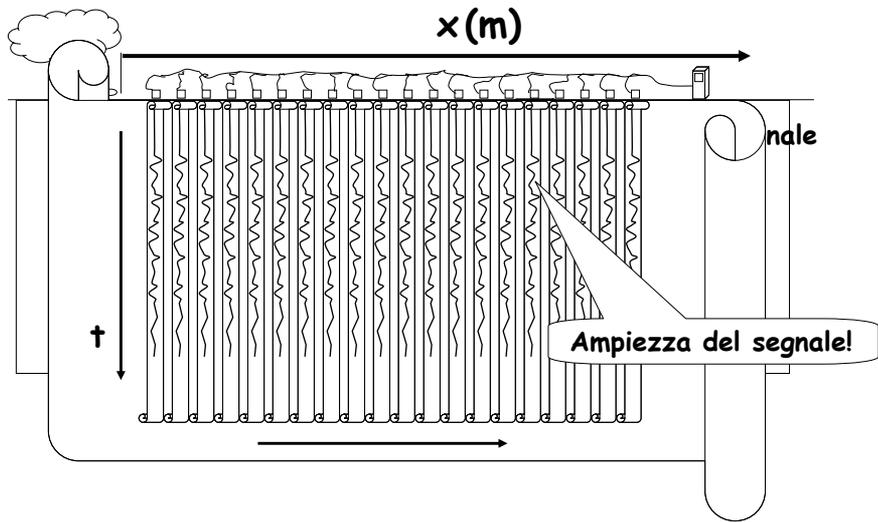


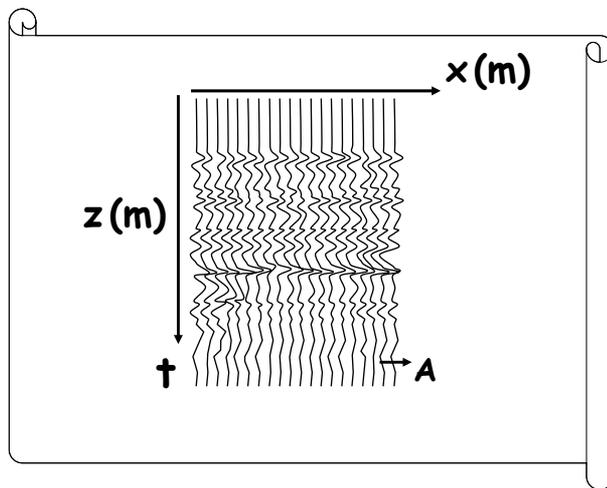
Grafico funzione tempo-profondità



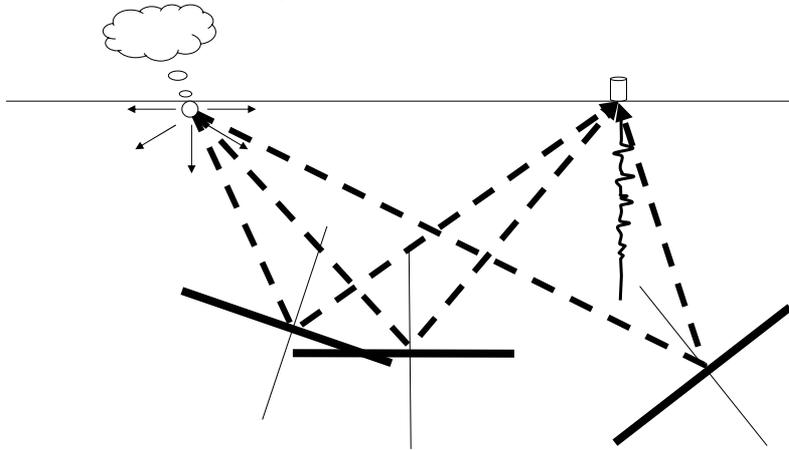
Sismogramma e Sismosezione



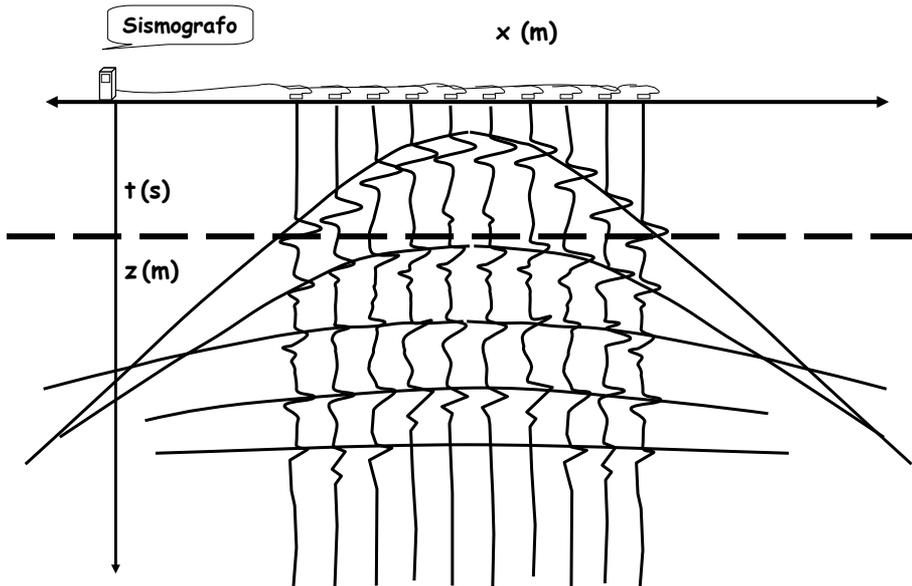
Sismosezione



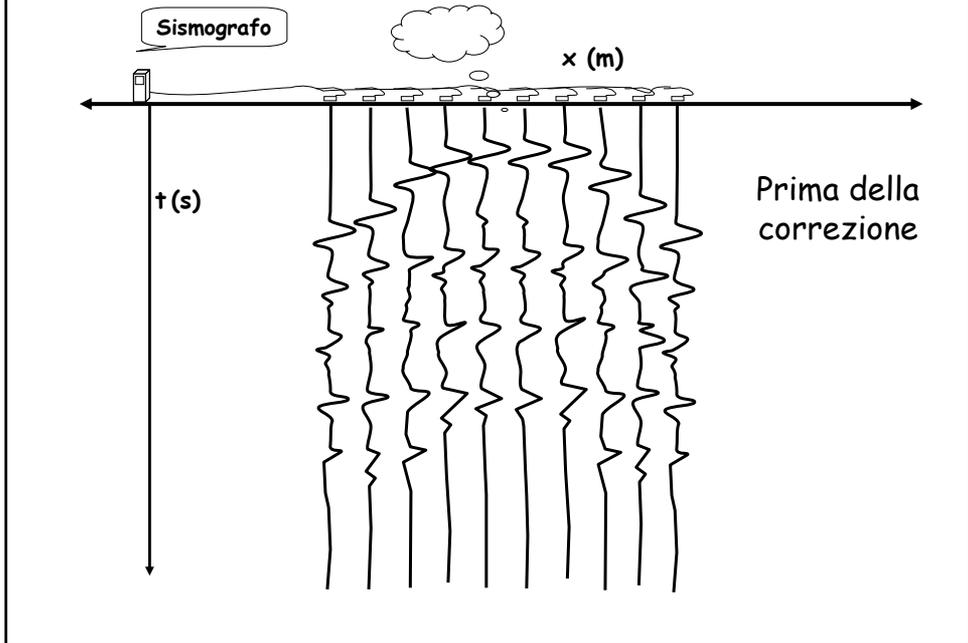
Riflessione



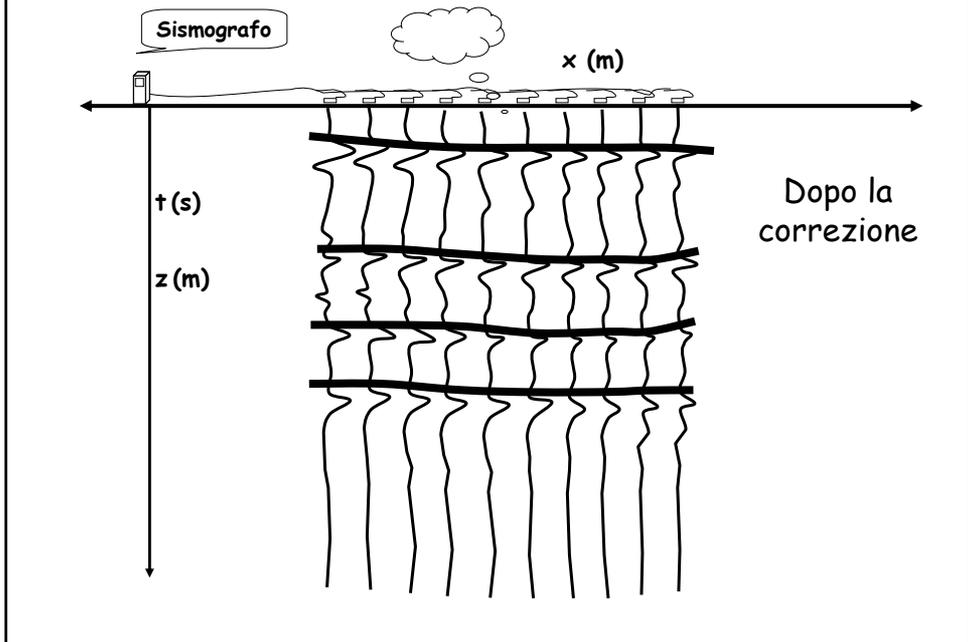
Sismica a riflessione



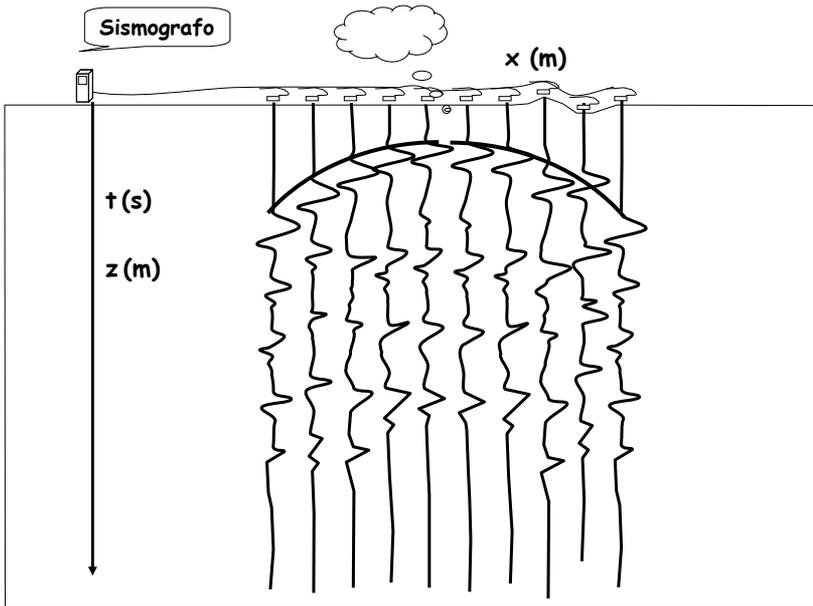
Sismica a riflessione: correzioni dinamiche (NMO)



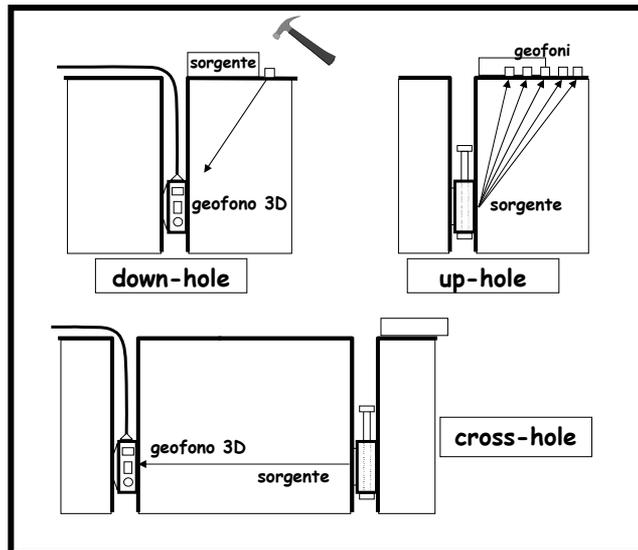
Sismica a riflessione: correzioni dinamiche (NMO)



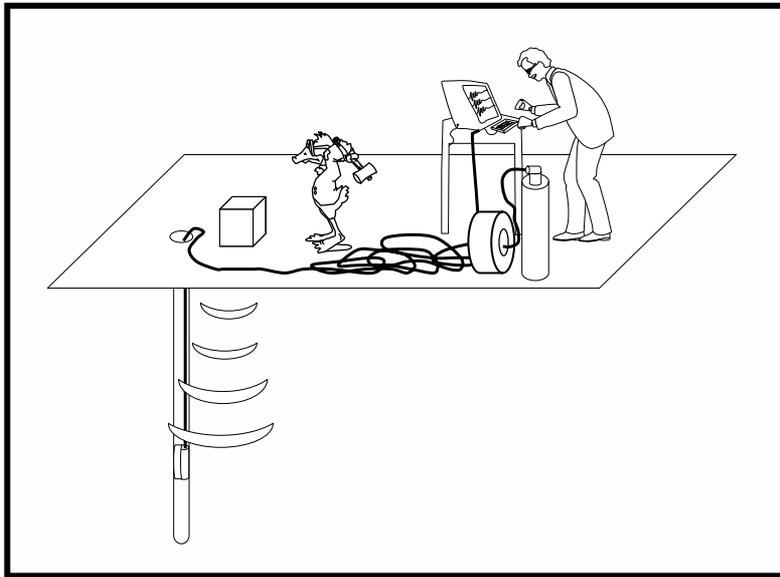
Sismica a riflessione: correzioni statiche



La tecnica sismica in-Hole



Il Down-Hole in pratica



Alcuni valori numerici

Rocce	E (kg/cm ²)	Velocità P (km/s)
Arenaria	150k - 170k	0.9 - 3.6
Calcere a grana grossa	500k - 800 k	2.0 - 4.5
Dolomia	200k - 300k	3.5 - 5.8
Granito, Graniodiorite	300k - 900k	5.0 - 6.0
Gabbro	600k - 1000k	6.0 - 7.0
Riolite	100k - 200k	1.0 - 3.5
Fonolite	100k - 250k	1.2 - 3.2
Dacite	80k - 180k	0.8 - 3.2
Andesite	120k - 350k	1.5 - 5.2
Diabase	300k - 900k	4.5 - 5.8
Basalto	200k - 1000k	5.0 - 6.0
Marmo	600k - 900k	4.2 - 5.5
Gneiss	250 - 600k	3.2 - 4.8