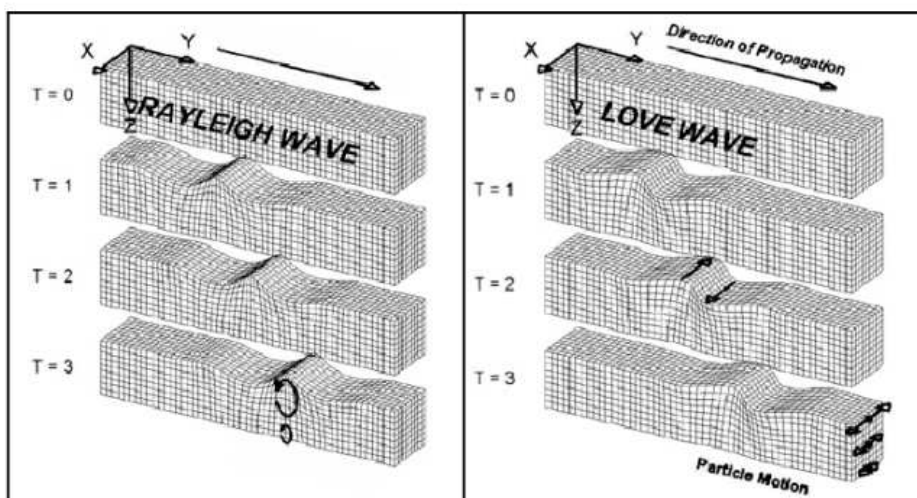


3. Teoria e Normativaⁱ

3.1. Tecnica di misurazione e interpretazione

La tecnica ReMi ((Refraction Microtremor) (Louie, 2001) è un metodo d'indagine geofisica, sviluppato e diffuso negli ultimi dieci anni, che sfrutta le modalità di propagazione delle onde di superficie, in particolare delle onde di Rayleigh, generate da sorgenti ambientali. Le onde di Rayleigh si muovono lungo l'interfaccia terra-aria e sono generate dalla rifrazione e riflessione multipla di onde di compressione (P) e onde di taglio che si propagano in direzione verticale (SV).



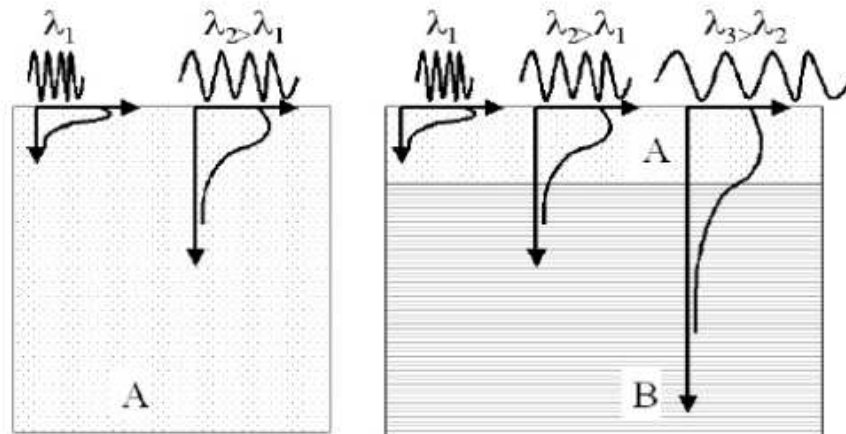
Le tecniche d'indagine geofisica basate sulla registrazione ed elaborazione degli spostamenti indotti nel terreno dal passaggio delle onde di superficie (Rayleigh e Love) ne sfruttano in generale alcune caratteristiche particolari che le differenziano dalle onde di volume (P e S).

1. Le onde di superficie tendono a subire un'attenuazione del loro contenuto energetico minore rispetto alle onde di volume e quindi si propagano a distanze maggiori. Questo si spiega con il fatto che, mentre il fronte di propagazione delle onde di superficie, generate da una sorgente puntiforme, è sub-cilindrico, quello delle onde di volume è sub-

ⁱ Le illustrazioni sono tratte da Claudio Strobbia, 2001

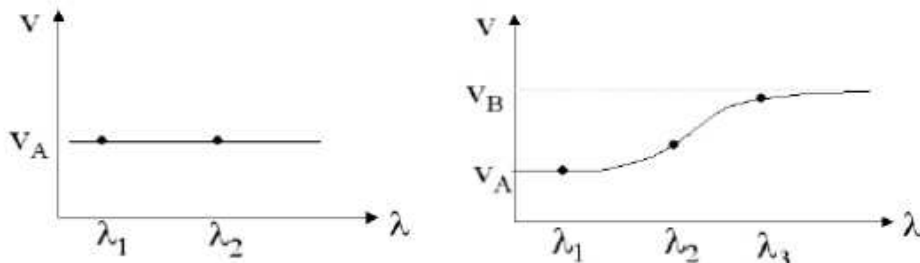
emisferico. Si può dimostrare quindi che nel caso delle onde di Rayleigh la perdita di energia con la distanza (R) dalla sorgente è inversamente proporzionale a $R^{0.5}$, mentre nel caso delle onde di volume è inversamente proporzionale a R^2 . Questa più rapida dissipazione dell'energia associata alle onde di volume spiega il motivo per cui, in mezzi eterogenei e normalmente dispersivi (velocità delle onde S crescente con la profondità), dopo una distanza prossima a $\lambda_R/2$ (dove λ_R è la lunghezza d'onda di Rayleigh presa in considerazione) il contributo delle onde di volume diventa trascurabile.

2. In un mezzo elastico omogeneo la profondità massima in cui il terreno risente del passaggio delle onde di Rayleigh è circa uguale a λ_R . In un mezzo eterogeneo questa profondità è compresa normalmente fra $0,5\lambda_R$ e $1,0\lambda_R$. Questo significa che le lunghezze d'onda maggiori (frequenze minori) trasportano informazioni relative agli strati di terreno più profondi, mentre quelle minori (frequenze maggiori) coinvolgono solo i livelli più superficiali.



3. La velocità con cui si propaga un'onda di superficie di una data frequenza f (o lunghezza d'onda λ) viene detta velocità di fase. In un mezzo omogeneo la velocità di fase delle onde di superficie (V_A) non cambia al variare della frequenza d'onda. Al contrario in un mezzo stratificato, in presenza cioè di terreni sovrapposti con differenti caratteristiche meccaniche, la velocità di fase (V_B) dipende dal valore di f (o di λ).

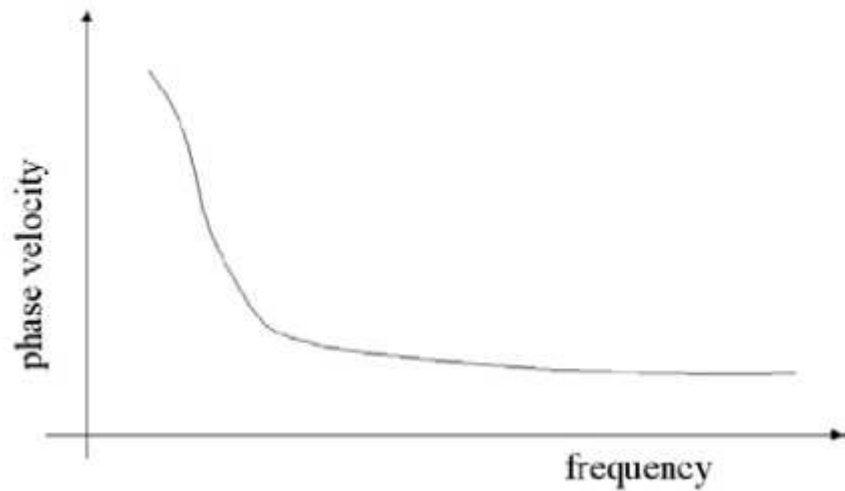
PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows



Le tecnica d'indagine ReMi (e anche MASW) sfrutta queste tre caratteristiche delle onde di superficie, e in particolare di quelle di Rayleigh, per ottenere un profilo dell'andamento della velocità di fase in funzione della frequenza, da correlare con la velocità delle onde di taglio S.

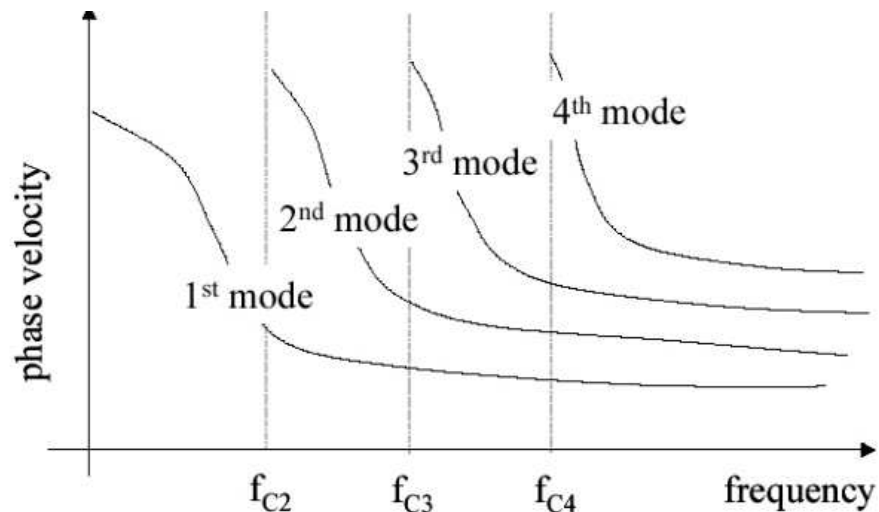
La caratteristica (1) consente in pratica l'effettuazione di registazioni del rumore ambientale di fondo senza dover subire un disturbo significativo da parte delle onde di volume. Per rumore ambientale di fondo s'intende l'insieme delle vibrazioni che si propagano nel terreno dovute sia a fenomeni naturali, moto ondoso, perturbazioni atmosferiche, ecc., sia all'azione antropica, traffico veicolare, macchinari, ecc.. La caratteristica (2) permette di associare a ogni frequenza del segnale, o lunghezza d'onda, una profondità d'indagine differente: le frequenze più basse sono collegate alle profondità maggiori e viceversa. La caratteristica (3) consente infine di vincolare ogni frequenza a una velocità di fase precisa.

L'obiettivo dell'elaborazione di un segnale acquisito con la tecnica ReMi (o MASW) è essenzialmente quello di ricavare la curva di dispersione delle velocità di fase delle onde di Rayleigh. Il termine 'curva di dispersione' sta a indicare che le velocità di fase tendono a disperdersi, in un mezzo eterogeneo, in funzione della frequenza.



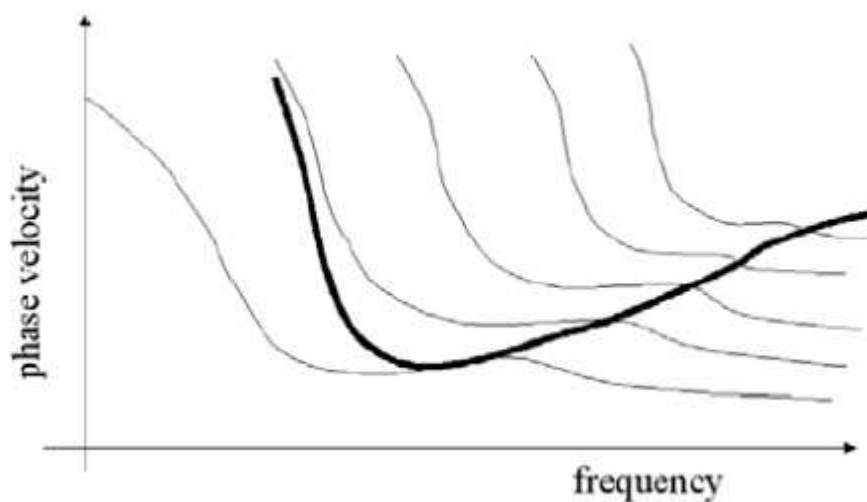
Nei terreni omogenei la curva di dispersione non si crea, in quanto in questi casi la velocità di fase non cambia al variare della frequenza. Questo è il motivo per cui la tecnica ReMi non è indicata per l'investigazione di depositi sciolti o roccia omogenei fino a grandi profondità.

Una complicazione importante nasce dal fatto che, sempre in un mezzo eterogeneo, il terreno può vibrare in modi differenti e a ognuno di questi modi è associabile un curva di dispersione differente.



PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

Anche se solitamente al modo fondamentale (1° modo) è associata l'energia maggiore, in alcuni casi, almeno per determinati intervalli di frequenze, si può avere la predominanza dei modi superiori. Ciò avviene per esempio nel caso di importanti inversioni di velocità (terreno inversamente dispersivo) o per la scarsa risoluzione in fase di campionamento del segnale. In questi casi congiungendo, per ogni valore di frequenza, i valori corrispondenti alla massima ampiezza spettrale si ottiene una curva di dispersione apparente, data dalla sovrapposizione di modi di vibrazione differenti.



Poiché le comuni procedure di inversione richiedono il vincolo a un preciso modo di vibrazione, normalmente quello fondamentale, che è di solito il più facilmente identificabile, è importante non commettere errori in fase di selezione della curva di dispersione, mescolando insieme tratti appartenenti in realtà a modi differenti. Questo può condurre, se nell'inversione si fa riferimento al 1° modo, a una sovrastima delle V_s .

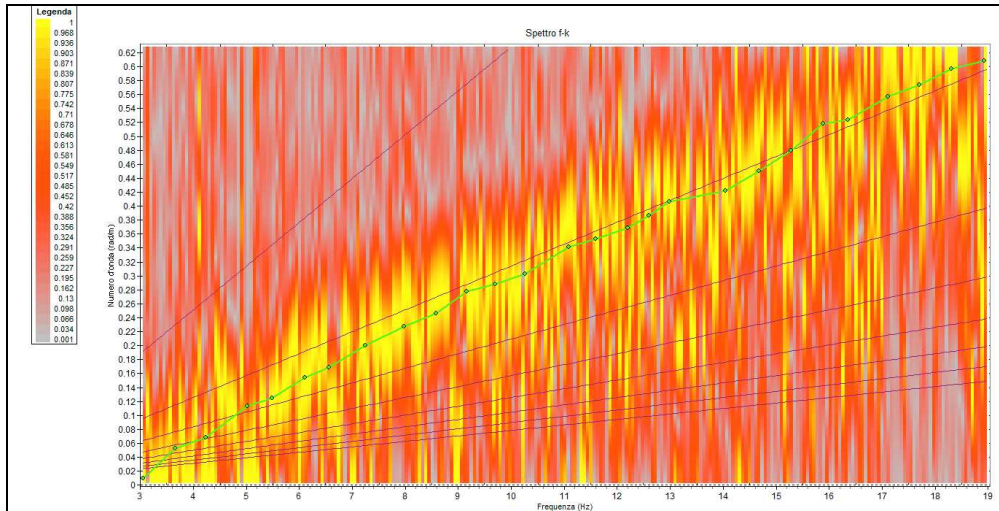
Il grafico frequenza-velocità di fase si ottiene, partendo dal sismogramma di campagna, attraverso l'applicazione di una doppia trasformata di Fourier alle tracce acquisite, prima nel dominio del tempo (tempo di campionamento-frequenza f) e quindi in quello dello spazio (spaziatura dei geofoni-numero d'onda k). Si ottiene così un diagramma, detto spettro f-k, in cui è evidenziato il modo in cui si distribuisce la densità di energia

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

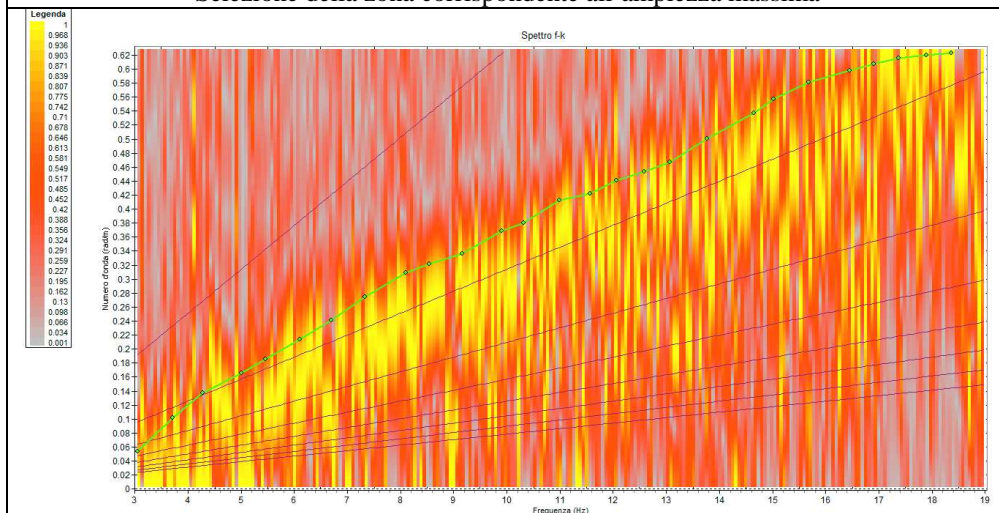
associata al segnale. Poiché già a una piccola distanza dalla sorgente superficiale il contributo delle onde di volume all'energia totale diventa trascurabile, lo spettro f-k consente di far emergere la curva di dispersione delle onde di superficie.

A differenza di quanto avviene nell'indagine eseguita con la tecnica MASW, dove la posizione delle sorgenti è nota ed è allineata allo stendimento, nel caso del ReMi i punti di origine dei microtremori sono spesso non identificabili. Quando vi è una fonte di microtremori dominante chiaramente identificabile, è consigliabile, dove sia possibile, orientare lo stendimento nelle direzione della fonte stessa. Nella maggior parte dei casi però non esiste una sorgente prevalente o, se c'è, è ignota la posizione. L'importanza della disposizione delle sorgenti rispetto allo stendimento deriva dal fatto la velocità di propagazione delle onde per ogni singola frequenza viene ottenuta praticamente eseguendo il rapporto fra la distanza fra i geofoni contigui e il tempo che il fronte d'onda impiega per coprire tale distanza. Questa velocità assume il suo valore minimo, per una data frequenza, nel caso in cui la sorgente si trovi allineata con lo stendimento. In questo caso il fronte d'onda si propaga nella stessa direzione dell'allineamento dei geofoni. Nel caso in cui l'angolo fra direzione dello stendimento e direzione di propagazione dell'onda sia diverso da zero la velocità misurata assumerà valori sempre più elevati al crescere dello scostamento fra le due direzioni. Questo comporta che, in fase di interpretazione, e in particolare durante la fase d'individuazione sullo spettro f-k della curva di dispersione, tranne nel caso in cui sia verificato l'allineamento fra le due direzioni, dello stendimento e della sorgente, non andrà selezionata la zona dove lo spettro ha massima ampiezza (velocità apparente), ma bensì una fascia sub-parallela in cui l'ampiezza ha valori inferiori.

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows



Selezione della zona corrispondente all'ampiezza massima



Selezione della zona corrispondente all'80% dell'ampiezza massima

Per determinare di quanto dovrà essere traslata la curva selezionata rispetto a quella di ampiezza massima, può essere utile sovrapporre la curva di dispersione ottenuta con la tecnica MASW.

Il passaggio dallo spettro f-k al grafico frequenza-velocità di fase si ottiene trasformando i valori di k in valori di v con la relazione:

$$v = 2 \pi f / k$$

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

Per quanto riguarda la finestra di frequenze utili per l'interpretazione, di solito si fa riferimento a un intervallo compreso fra 3-4 Hz fino a 50-60 Hz. Il limite inferiore è legato alla frequenza di risonanza dei geofoni normalmente usati nella tecnica ReMi (e MASW) che è solitamente di 4,5 Hz. Il limite superiore deriva dalla considerazione che onde di superficie con frequenza superiore a 50-60 Hz di solito interessano solo i primi centimetri di terreno sotto il piano campagna e quindi hanno scarsa utilità pratica. Inoltre vi è un limite legato al passo di campionamento temporale del segnale. In pratica esiste un valore massimo di frequenza, detta frequenza di Nyquist, sopra la quale il segnale non può essere elaborato in maniera utile. La frequenza di Nyquist è legata al passo di campionamento Δt (in secondi) dalla relazione:

$$f_{\text{Nyquist}} = 1 / 2\Delta t$$

Analogo limite è calcolabile per il numero d'onda. Esiste un numero d'onda massimo, detto numero d'onda di Nyquist, oltre il quale il segnale non può essere elaborato in maniera utile. Il numero d'onda di Nyquist è legato alla spaziatura dei geofoni Δx dalla relazione:

$$k_{\text{Nyquist}} = \pi / \Delta x$$

L'interpretazione della curva di dispersione avviene attraverso un procedimento detto di inversione. Poiché nel caso di un terreno stratificato non è possibile applicare una procedura di soluzione diretta, cioè dalla curva di dispersione al modello stratigrafico, a causa della non univocità del problema (alla stessa curva di dispersione sono associabili più profili di V_s), si opera con un procedimento inverso. In pratica, fissato il modello stratigrafico iniziale, l'inversione avviene con il metodo dei minimi quadrati, modificando a tentativi, con un procedimento iterativo, i parametri velocità delle onde S, peso di volume, spessore e coefficiente di Poisson di ogni strato e ricalcolando quindi, a ogni iterazione, la deviazione standard del nuovo modello rispetto al precedente. Gli zero della cosiddetta funzione secolare vengono valutati con il metodo della matrice del propagatore, messo a

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

punto, dal punto di vista teorico, da Thomson (1950) e Haskell (1953) e riformulato da Dunkin (1965) e Watson (1970). Per tener conto di un comportamento debolmente dissipativo del terreno, i valori di velocità delle onde P e S inseriti nel modello vengono corretti inserendo un fattore di smorzamento. Nel programma GeoReMi viene preimpostato un fattore di smorzamento uguale a 0,05 per le onde S e uguale a 0,017 per le onde P.

3.2. Effetti di sito.

3.2.1. Risposta sismica locale.

Le onde di taglio (S) sono le principali responsabili delle lesioni che subiscono gli edifici durante un evento sismico. Infatti, mentre le onde di compressione (P) agiscono sulle sovrastrutture in direzione prevalentemente verticale (moto sussultorio), le onde S sollecitano le stesse con forze di taglio lungo il piano orizzontale (moto ondulatorio), dove gli elementi strutturali sono più vulnerabili. Nelle analisi di pericolosità sismica è quindi fondamentale esaminare in dettaglio in che modo le onde S si propagano. E' infatti ampiamente dimostrato che questo tipo di oscillazione durante il percorso verso la superficie può subire un'azione di filtraggio che tende a ridistribuire l'energia associata al treno d'onda, concentrandola in determinate frequenze, corrispondenti alle frequenze naturali di vibrazione dei terreni attraversati. L'effetto finale è quello di amplificare le onde S che andranno a sollecitare l'opera. Questo fenomeno può essere dovuto sia a particolarità topografiche del sito (amplificazione topografica), come valli sepolte o zone di cresta o di versante in pendii naturali o artificiali, sia a variazioni brusche nelle caratteristiche meccaniche dei terreni attraversati lungo la verticale (amplificazione stratigrafica).

3.2.2. Propagazione in direzione verticale di un'onda di taglio in un modello stratigrafico monodimensionale.

Un'onda di taglio di frequenza angolare ω che si propaga verso l'alto causa spostamenti orizzontali nel terreno $u(z,t)$ che devono soddisfare l'equazione differenziale:

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

$$(1) \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t}$$

dove ρ è la densità di massa del terreno (peso di volume diviso l'accelerazione di gravità g), G il modulo dinamico di taglio e η la viscosità del mezzo.

Lo spostamento u , indotto dalla sollecitazione armonica di frequenza ω , può anche essere espresso nella forma:

$$(2) u(z, t) = U(z) e^{i\omega t}$$

Sostituendo la (2) nella (1) si ottiene:

$$(3) (G + i\omega\eta) \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = \rho\omega^2 U$$

L'equazione (3) ha la seguente soluzione generale :

$$(4) U(z) = E e^{ikz} + F e^{-ikz}$$

in cui:

$$k = \sqrt{\frac{\rho\omega^2}{G^*}}$$

G^* è il modulo di taglio complesso dato dalla relazione:

$$G^* = G(1 + 2i\beta)$$

e β è il fattore di smorzamento critico del terreno, così definito:

$$\beta = \frac{\omega\eta}{2G}$$

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

Nella relazione (4) E rappresenta l'ampiezza dell'onda incidente, cioè diretta verso l'alto, e F l'ampiezza dell'onda riflessa dall'interfaccia dello strato, e quindi diretta verso il basso.

Combinando la (2) e la (4) si ricava:

$$(5) u(z, t) = (Ee^{ikz} + Fe^{-ikz})e^{i\omega t}$$

In un terreno composto da più strati, al tetto dello strato n -esimo di spessore h si ha:

$$(6) u_n(z = 0) = (E_n + F_n)e^{i\omega t}$$

mentre alla base:

$$(7) u_n(z = h) = (E_n e^{ik_n h_n} + F_n e^{-ik_n h_n})e^{i\omega t}$$

Lo sforzo di taglio agente sul piano orizzontale all'interfaccia dello strato è dato dalla relazione:

$$\tau(z, t) = G^* \frac{\partial u}{\partial t}$$

Quindi in corrispondenza della faccia superiore dello strato n -esimo si ha:

$$(8) \tau_n(z = 0) = ik_n G_n^* (E_n + F_n)e^{i\omega t}$$

e in quella inferiore:

$$(9) \tau_n(z = h) = ik_n G_n^* (E_n e^{ik_n h_n} + F_n e^{-ik_n h_n})e^{i\omega t}$$

La deformazione tangenziale ($\gamma(z, t) = \frac{\partial u}{\partial t}$) è invece ricavabile come segue:

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

$$\begin{aligned}\gamma_n(z=0) &= ik_n (E_n + F_n) e^{i\alpha} \\ \gamma_n(z=h) &= ik_n (E_n e^{ik_n h_n} + F_n e^{-ik_n h_n}) e^{i\alpha}\end{aligned}$$

In un terreno multistrato, in generale, i parametri ρ , G e β variano da strato a strato. Di conseguenza anche i valori di E e F tendono ad assumere valori differenti. Le ampiezze E e F dell'onda incidente e riflessa all'interfaccia dello strato $n+1$ rispetto allo strato n , posto ad una quota superiore, si possono ricavare dalle relazioni:

$$(10) E_{n+1} = \frac{1}{2} E_n (1 + \alpha_n) e^{ik_n h_n} + \frac{1}{2} F_n (1 - \alpha_n) e^{-ik_n h_n}$$

$$(11) F_{n+1} = \frac{1}{2} E_n (1 - \alpha_n) e^{ik_n h_n} + \frac{1}{2} F_n (1 + \alpha_n) e^{-ik_n h_n}$$

in cui:

$$\alpha_n = \sqrt{\frac{\rho_n G_n^*}{\rho_{n+1} G_{n+1}^*}}$$

è il rapporto d'impedenza complesso fra gli strati n e $n+1$.

In superficie lo sforzo di taglio deve essere uguale a zero. Dalla relazione (8) si ricava quindi che al piano campagna $E_1=F_1$.

Ponendo per semplicità $E_1=F_1=1$ è possibile, utilizzando le relazioni (10) e (11) calcolare i valori di E e F per tutti gli strati di copertura, partendo dalla superficie fino al bedrock.

La funzione di trasferimento fra gli spostamenti dello strato n e lo strato $n+1$, più profondo, è definita come segue:

$$(12) A_{n+1,n}(\omega) = \frac{u_n}{u_{n+1}} = \frac{E_n + F_n}{E_{n+1} + F_{n+1}}$$

In corrispondenza dell'interfaccia superiore del bedrock $E'=F'$ (sforzo di taglio nullo). Di conseguenza la relazione che fornisce la funzione di

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

trasferimento dell'onda di taglio in superficie rispetto al substrato roccioso (fattore di amplificazione dinamica) è data dalla relazione:

$$(13) A_{bedrock,1}(\omega) = \frac{1}{E_{bedrock}}$$

funzione di trasferimento calcolata con la procedura vista nel paragrafo 3.2.2.

3.3. Profilo velocità delle onde S e classificazione del sottosuolo secondo il d.m. 14.01.2008

Il D.M. 14.01.2008 propone come riferimento di calcolo dell'amplificazione sismica locale, in particolare della componente stratigrafica, il metodo di Borchardt (1994) basato sulla stima del parametro V_{s30} . Per V_{s30} s'intende la media pesata delle velocità delle onde S negli strati fino a 30 metri di profondità dal piano di posa della fondazione, calcolata secondo la relazione:

$$V_{s30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_{si}}}$$

Sulla base del valore calcolato di V_{s30} vengono identificate 5 classi, A, B, C, D ed E alle quali corrispondono un differente spettro di risposta elastico. Lo schema indicativo di riferimento per la determinazione della classe del sito è il seguente:

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

CATEGORIE DI SOTTOSUOLO					
Categoria sottosuolo	Descrizione	Spessore (m)	Vs (m/s)	Nspt	Cu (kPa)
A	Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di V_{s30} superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 3 m.	Qualsiasi	≥ 800		
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, con spessori superiori a 30m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} , compresi fra 360 m/s e 800 m/s ($N_{spt,30} > 50$ nei terreni a grana grossa o $cu_{30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	≥ 360 ≤ 800	>50	>250
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti, con spessori superiori a 30 metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di V_{s30} compresi fra 180 e 360 m/s ($15 < N_{spt,30} < 50$ nei terreni a grana grossa, $70 < cu_{30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	≥ 180 ≤ 360	>15 <50	>50 <250
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati oppure di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con spessori superiori a 30 metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s30} < 180$ m/s ($N_{spt,30} < 15$ nei terreni a grana grossa, $cu_{30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina).	> 30 m	< 180	<15	>70
E	Terreni di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m, giacenti su un substrato di riferimento ($V_{s30} > 800$ m/s).	Fino a 20 m	$\approx C$ e D	$\approx C$ e D	$\approx C$ e D
CATEGORIE AGGIUNTIVE DI SOTTOSUOLO					
S1	Depositi di terreni caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 100 m/s (ovvero $10 < cu_{,30} < 20$ kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche.				
S2	Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.				

3.4. Vulnerabilità sismica dell'opera.

Per vulnerabilità sismica s'intende la suscettibilità di un'opera a subire lesioni in seguito alle sollecitazioni indotte dal sisma. E' stato dimostrato che la vulnerabilità agli eventi sismici di un edificio di edificazione relativamente recente è solo marginalmente collegabile alle modalità costruttive dello stesso. Molto più gravoso è l'effetto dell'amplificazione sismica locale, che tende a aumentare in maniera importante l'intensità delle forze sismiche agenti sulla struttura. In particolare se la frequenza di risonanza dell'edificio è confrontabile con quella dei terreni di fondazione si verifica il fenomeno della risonanza accoppiata che comporta un'amplificazione delle sollecitazioni sismiche sull'opera.

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

Nel caso di edifici in fase di progettazione o di realizzazione la frequenza di risonanza fondamentale dell'opera può essere valutata con formule semplificate, quale quella indicata nel D.M. 14.01.2008:

$$f_s = \frac{1}{C_1 Z^{\frac{3}{4}}}$$

in cui C_1 è un fattore che dipende dalla tipologia costruttiva.

Tipologia	C_1
Costruzioni con struttura a telaio in acciaio	0,085
Costruzioni con struttura a telaio in calcestruzzo armato	0,075
Costruzioni con qualsiasi altro tipo di struttura	0,050

La relazione è valida per edifici con Z non superiore ai 40 metri e massa distribuita, approssimativamente, in maniera uniforme lungo l'altezza.

3.5 Parametri geotecnici del terreno.

Stimata la velocità delle onde P e S lungo la verticale d'indagine, è possibile ricavare, attraverso alcune correlazioni analitiche, non empiriche, i parametri geotecnici dinamici del terreno.

MODULO DI DEFORMAZIONE AL TAGLIO.

$$G(kPa) = \rho V_s^2$$

dove:

ρ (kNs²/m⁴) = densità del mezzo, data dal rapporto fra il peso di volume del terreno (saturo nel caso sia immerso in falda) e l'accelerazione di gravità (9,81 m/s²);

V_s (m/s) = velocità delle onde S.

MODULO DI COMPRESSIBILITA' VOLUMETRICA.

PROGRAM GEO –GeoReMi ver.1.0 per Windows

$$M(kPa) = \rho \left(V_p^2 - \frac{4}{3} V_s^2 \right)$$

dove:

V_p (m/s) = velocità delle onde P.

MODULO EDOMETRICO.

$$E_{ed}(kPa) = \rho V_p^2$$

MODULO DI YOUNG

$$E(kPa) = 2\rho V_s^2(1+\nu)$$

dove:

ν = coefficiente di Poisson, dato dalla relazione analitica:

$$\nu = \frac{\left[0.5 \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]}{\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1}$$

Si ricorda che i parametri geotecnici ricavati si riferiscono a condizioni di bassa deformazione e quindi possono risultare superiori di circa un ordine di grandezza rispetto a quelli ottenibili, per lo stesso tipo di terreno, in situazione di grandi deformazioni.