

Le Analisi Numeriche per la Valutazione della Risposta Sismica Locale

Tito Sanò

Consulente del Centro di Ricerca sui Rischi Geologici CERI dell'Univ. di Roma, Italy

Abstract. Viene presentata una breve rassegna di alcuni metodi numerici utilizzati nella pratica ingegneristica per lo studio della risposta sismica locale. In particolare sono discussi i codici di calcolo appartenenti alla famiglia dei metodi basati sulla soluzione della propagazione delle onde in un mezzo elastico (es. SHAKE, PSHAKE). Questi codici sono solitamente utilizzati per simulare la propagazione verticale di onde di taglio in geometrie 1D anche in presenza di terreni a comportamento non lineare. Sono inoltre presentati codici utilizzati per modellare geometrie complesse, basati rispettivamente sul metodo degli elementi finiti (es. QUAD) e degli elementi di contorno (es. BESOIL). Infine, sono riportati i risultati di analisi eseguite per la microzonazione di San Giuliano di Puglia e Sellano per evidenziare l'influenza, sulla stima della risposta sismica locale, dei metodi numerici e di alcuni parametri quali morfologia, spessore degli strati soffici, comportamento non lineare del terreno e direzione di propagazione delle onde provenienti dalla sorgente sismica.

1 Introduzione

A seguito di terremoti distruttivi è frequente osservare distribuzioni anomale del danneggiamento alle costruzioni, con forti differenziazioni fra zone contigue anche di dimensioni piccole.

Tali anomalie sono in generale da mettere in relazione con una varietà di cause, anche concomitanti, tra cui la differente vulnerabilità intrinseca delle costruzioni e le diversità delle caratteristiche dinamiche medie delle tipologie edilizie prevalenti. Spesso accade che a causare le anomalie siano principalmente le modificazioni delle caratteristiche del moto al suolo indotte da condizioni geologiche e geomorfologiche locali.

Il moto sismico in un determinato sito, infatti, è influenzato da tre parametri importanti: il meccanismo di sorgente, la propagazione e la risposta locale.

I primi due fattori dipendono fortemente dalle caratteristiche dell'evento sismico che si prevede possa colpire il sito; essi variano al variare delle caratteristiche della sorgente (magnitudo e tipo di rottura della faglia) e della distanza sorgente-sito.

La risposta locale è il risultato di interazioni molto complesse tra le onde sismiche e le condizioni locali, cioè l'insieme delle caratteristiche morfologiche e stratigrafiche di depositi di terreno ed ammassi rocciosi e delle proprietà fisiche e meccaniche dei materiali che li costituiscono. Essa rappresenta un elemento importante e, spesso, fondamentale nella caratterizzazione del moto sismico.

Nella Figura 1 è rappresentato uno schema della rottura fragile del terreno in profondità con conseguente generazione di onde che si irradiano dall'ipocentro.

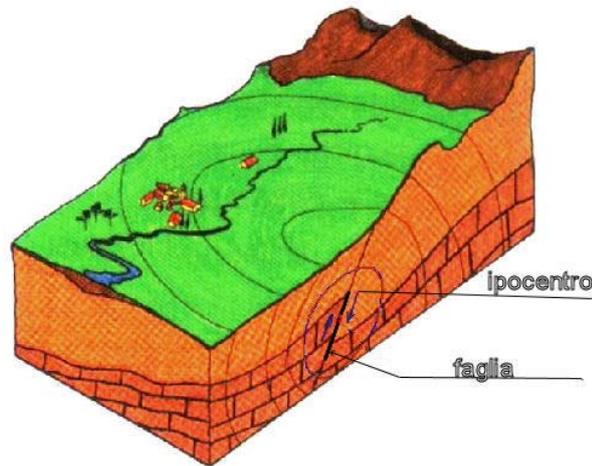


Figura 1. Schema della rottura del terreno e generazione e propagazione delle onde sismiche. (*Scheme of soil rupture and waves generation and propagation*).

Se si ipotizza di avere installato un sismometro ad una grande distanza dall'ipocentro un possibile segnale registrato potrebbe essere quello mostrato nella Figura 2.

Il segnale inizia con l'arrivo delle onde P caratterizzate da alte frequenze a bassa ampiezza. Successivamente arrivano le onde S che si propagano meno velocemente delle P e sono di frequenza più bassa e di maggiore ampiezza. Queste ultime sono in genere la causa dei maggiori danni. Le onde P e quelle S, come già descritto nel capitolo A sono chiamate onde di volume per distinguerle da quelle di superficie che sono più lente.



Figura 2. Tipico sismogramma registrato in superficie a grande distanza. (*typical seismogram recorded at long distance from epicenter*)

In generale si può dire che le onde generate dalla sorgente sismica sono di due differenti tipi, cioè quelle associate a stati deformativi di compressione-dilatazione volumetrica, dette onde P che si propagano con velocità V_p pari a:

$$V_p = \sqrt{\frac{M_v}{\rho}} \quad M_v = \lambda + 2G$$

Dove λ è il modulo di Lamè, G il modulo di elasticità a taglio e ρ la densità del terreno. Per le onde p il moto oscillatorio delle particelle di terreno avviene parallelamente alla direzione di propagazione.

Le onde S sono associate a deformazione di taglio ed hanno una velocità V_s pari a:

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

Il moto delle particelle di terreno è in tal caso perpendicolare alla direzione di propagazione. Il campo di spostamenti, in genere, è scomposto in due componenti perpendicolari tra di loro: le onde SV polarizzate nel piano verticale contenente la sorgente e le onde SH polarizzate nel piano orizzontale (piano della superficie libera del terreno in direzione perpendicolare al precedente). Per maggiore chiarezza, se si considera il piano π verticale e contenente la direzione di propagazione dell'onda incidente, il moto della particella di terreno perpendicolare a tale piano costituisce l'onda SH, viceversa il moto nel piano costituisce l'onda SV.

Le onde P e S arrivate in superficie possono trasformarsi parzialmente in onde di diverso tipo (P in S oppure S in P) oppure in onde superficiali chiamate così perché viaggiano in superficie attenuandosi rapidamente con la profondità. Queste ultime si differenziano in onde di Rayleigh quando il moto della particella di terreno è in un piano verticale oppure onde di Love quando il moto è in un piano orizzontale.

Con riferimento alla Figura 3, il fenomeno della propagazione delle onde può essere descritto come segue. Nella sua complessità morfologica, litologica e stratigrafica, un territorio può essere rappresentato come un insieme di formazioni superficiali, interessate dai loro fenomeni evolutivi tipici, poggianti su formazioni più profonde, i cui andamenti possono essere stati resi complessi fino alla creazione di affioramenti dai fenomeni tettonici ed orogenetici. Prevalentemente, le formazioni profonde saranno costituite da rocce ignee o metamorfiche di origine sedimentaria, mentre quelle superficiali saranno di natura sedimentaria più recente, coerenti od incoerenti, e quindi di caratteristiche meccaniche ben differenziate rispetto alle prime. Le onde sismiche che si sono generate in profondità, e che sono già caratterizzate diversamente a seconda del meccanismo proprio della sorgente, subiscono una serie di modificazioni ulteriori (riflessioni e rifrazioni) nell'attraversare la crosta terrestre e giungere fino alle formazioni di base per il sito. Ad una certa distanza dall'epicentro, e per una porzione di territorio ragionevolmente limitata, il moto sismico apparirà come un fronte d'onda uniforme propagantesi dal basso verso l'alto, con una certa angolazione rispetto alla verticale, che viene trasmesso dalle formazioni di base a quelle superficiali. Il moto al suolo tende a non dipendere più solamente dal tipo di rottura della sorgente e a diventare il risultato di due ulteriori meccanismi eventualmente combinati:

- la propagazione delle onde sismiche all'interno delle formazioni di base e dalla conformazione delle frontiere della stessa;

- la risposta dinamica delle formazioni superficiali.

Tutto ciò comporta una non omogeneità del moto vibratorio in superficie che può cambiare da punto a punto anche a breve distanza. Sugli aspetti quantitativi e qualitativi del fenomeno hanno pertanto grande rilevanza diversi fattori quali la natura delle onde sismiche incidenti ed in particolare il meccanismo di sorgente, le diversità fra le caratteristiche meccaniche dei terreni attraversati, ed in particolare tra formazioni di base e superficiali, la conformazione e la giacitura degli strati, la presenza di falde idriche, l'entità dei fenomeni dissipativi ed altri ancora.

Al variare delle condizioni locali, il moto alla superficie risulterà quindi differente per quanto attiene ai suoi caratteri principali e cioè: ampiezza, contenuto in frequenza e durata. Si osserva che tutti e tre questi caratteri sono significativi e concorrono a causare il danneggiamento delle strutture e l'instabilità dei terreni (frane, cedimenti, liquefazioni).

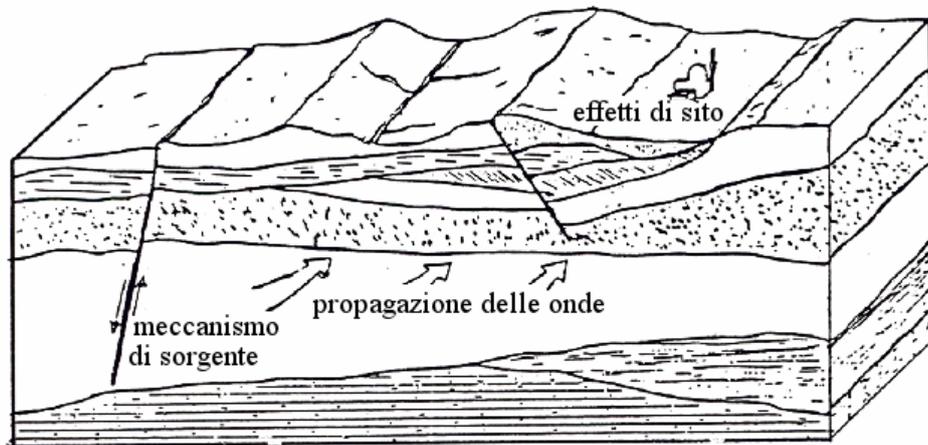


Figura 3. Schema di una situazione reale. (*scheme of a real situation*)

2 Interpretazione di Alcuni Eventi Storici.

A riprova di quanto detto sugli effetti delle condizioni locali basti ricordare alcuni dei casi importanti, quali i terremoti di Caracas nel 1967, del Messico nel 1985, di Kobe nel 1995 e ultimamente quelli dell'Umbria-Marche nel 1997 e del Molise nel 2002, in cui la risposta locale ha giocato un ruolo fondamentale nel determinare danni a determinate tipologie di edifici piuttosto che ad altre.



Figura 4. Città di Kobe con indicazione della faglia e della zona più danneggiata. (*Kobe City map with fault and most damaged area.*)

L'esempio del terremoto di Kobe, una città giapponese molto abitata ed industrializzata (Figura 4), del 17 gennaio 1995 è istruttivo. L'epicentro si è verificato a pochi chilometri dalla città ed ha avuto una magnitudo intorno a 7.

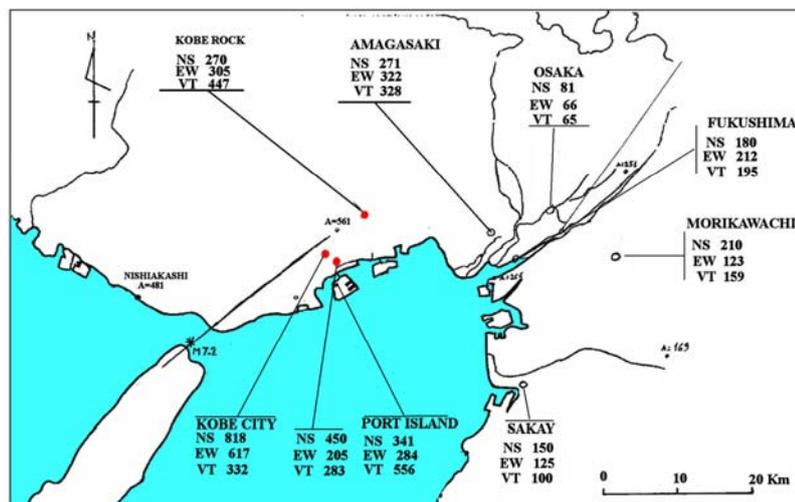


Figura 5. Alcune accelerazioni registrate durante la scossa principale. (*A few recorded peak accelerations during the main shock.*)

L'ipocentro è stato collocato vicino all'isola di Awaji-Shima e la faglia Nojima Rokko Fault, lunga 50 km, attraversava il nord della città alla base delle montagne (Rokko mountains) Il terremoto, di intensità pari alla massima della scala giapponese, ha provocato danni ingenti specie su una striscia di terreno compresa tra le montagne ed il mare (nella zona segnata nella Figura 4).

Già prima dell'evento erano state installate molte stazioni accelerometriche che hanno potuto registrare la scossa principale (Figura 5) con accelerazioni di picco oscillanti tra 0.4 e 0.8 g. È interessante notare che, a distanza di poche centinaia di metri, il moto vibratorio è cambiato drasticamente. Per esempio passando dalla stazione di Kobe-Rock, vicino all'università, a Kobe-city più vicina al mare e ad un'altra stazione proprio in prossimità del mare, posta su spessori di sabbia maggiori, la massima accelerazione è passata da 0.3 a 0.817 e a circa 0.45 g.

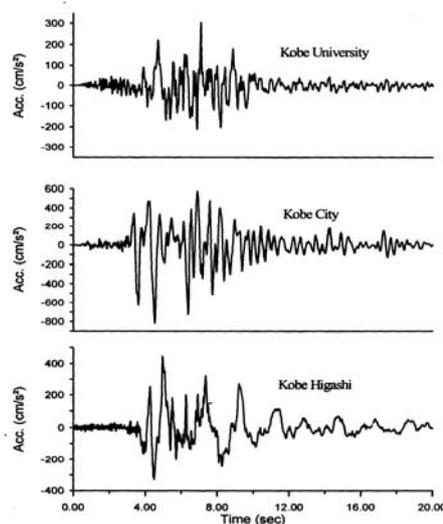


Figura 6. Accelerogrammi in tre siti molto vicini tra di loro. (Recorded accelerograms in sites close each other)

Nella Figura 6 sono mostrati gli accelerogrammi delle suddette stazioni. Si nota la differenza sia come ampiezza, sia come forma tra le prime due stazioni, la prima su roccia e la seconda su terreno sabbioso. La seconda stazione, pur essendo più lontana dalla sorgente, ha avuto una maggiore eccitazione per effetto della amplificazione sismica locale e nello stesso tempo ha registrato frequenze più basse. È ancor più evidente la differenza con la terza stazione posta su uno strato di terreno sabbioso di maggiore spessore. L'accelerogramma presenta picchi di minore ampiezza e frequenze più basse (onde più lunghe) dovute, come vedremo in seguito, a differenti effetti: la frequenza di risonanza del suolo soffice (differente da quello di minore spessore), la non linearità del fenomeno e il probabile inizio del cedimento del terreno (liquefazione) dovuto alla grande intensità dell'eccitazione sismica.

Gli studiosi giapponesi avevano avuto l'accortezza di installare degli accelerometri a differenti profondità in un sito sull'isola del porto (Port Island della Figura 5): rispettivamente in superficie, a 16, 32 e 83 m. Nella Figura 7 sono mostrati gli spettri di risposta degli accelerogrammi orizzontali.

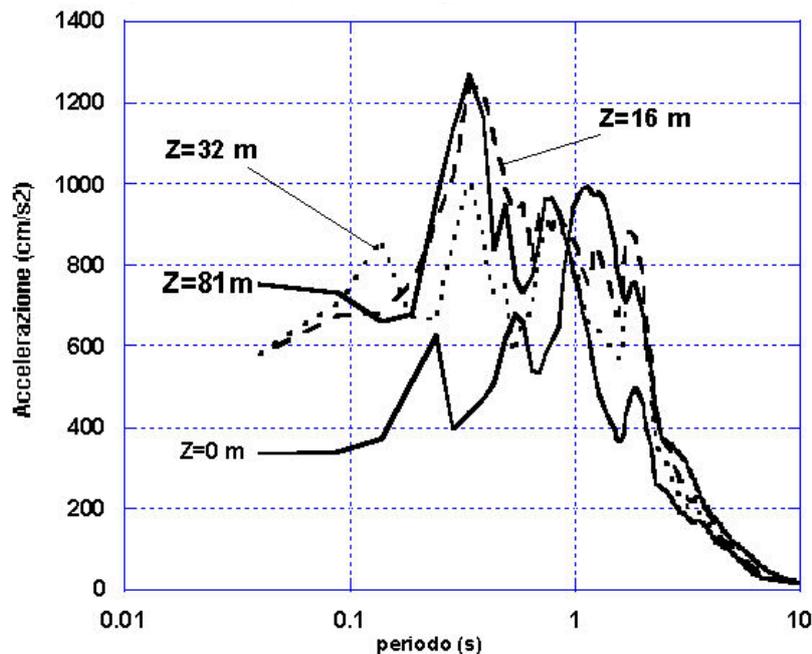


Figura 7. Spettri di risposta delle componenti orizzontali in direzione NS registrate a Port Island a differenti profondità. (*Response spectra of NS recorded components in Port Island*)

Si nota che, passando dalla profondità alla superficie, la forma del moto e il suo contenuto energetico cambiano drasticamente. Alle basse frequenze, quelle più pericolose per gli edifici comuni, il moto in profondità è più forte di quello in superficie. Man mano che si va verso la superficie si impoverisce dei periodi bassi e si arricchisce di quelli alti.

Il comportamento mostrato nella Figura 7 è in realtà un comportamento limite (Sanò T. et alii, 1995), mostrato a scopo esemplificativo di un possibile effetto dovuto a terremoti molto intensi su terreni assai soffici e degradabili (terreni di riporto come quelli di Port Island di Kobe).

Il moto sismico è fortemente influenzato dal tipo di terreno e dalla sua geometria (spessore). Il terreno soffice, in genere, amplifica il moto, ma per alte intensità si possono avere anche deamplificazioni per effetto della non linearità del terreno, come in seguito dimostrato. In genere, per i terremoti non molto intensi e per terreni non molto degradati, il moto tende ad amplificarsi passando dalla profondità alla superficie.

3 Impostazione del Problema del Calcolo dell' Amplificazione Locale

Per illustrare gli aspetti principali del fenomeno della risposta sismica locale si paragoni il moto in corrispondenza di tre siti, indicati con A,B e C nella Figura 8, posti alla stessa distanza dalla sorgente sismica durante lo stesso evento sismico. Si supponga inoltre che il primo sito sia su un semispazio affiorante (per esempio roccia) e il secondo B su un deposito alluvionale posto al di sopra del semi spazio ed il terzo C su di un rilievo. In corrispondenza della coltre alluvionale si verifica, rispetto al moto sul semi spazio affiorante, una amplificazione del moto in particolari campi di frequenza e una deamplificazione negli altri campi. Analogamente sul rilievo in C si verificheranno focalizzazioni oppure diradazioni di onde per effetto della forma del rilievo e della direzione di incidenza delle onde.

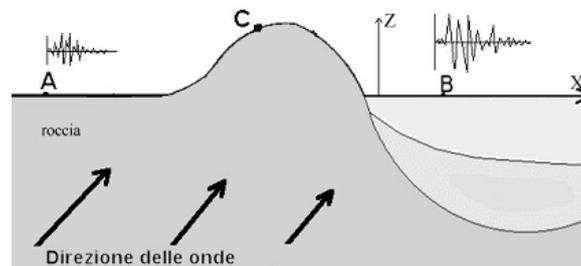


Figura 8. Schema della propagazione delle onde dalla sorgente e delle differenti condizioni locali. (*Scheme of wave propagation from the source and different local conditions*)

In letteratura si parla di effetti stratigrafici o monodimensionali nel caso in cui le modifiche che il moto sismico subisce nel propagarsi in direzione prevalentemente verticale verso la superficie dal sottostante basamento roccioso siano essenzialmente attribuibili a fenomeni di filtraggio. L'amplificazione delle onde sismiche dipende, in questo caso dalla stratigrafia del sottosuolo, dalle caratteristiche fisico-meccaniche dei terreni e del contenuto in frequenza del moto sismico.

Il termine 'effetti di bacino' è utilizzato quando le onde incidenti incontrano una valle alluvionale; in tal caso ai fenomeni sopra descritti si sovrappongono quelli dovuti al manifestarsi di fenomeni complessi di interazione tra le onde, che possono sommarsi o elidersi a vicenda, e generazione di onde superficiali. Spesso ai bordi della valle si verificano maggiori amplificazioni, dette: 'effetti di bordo'.

Con 'effetti topografici' si intendono le modifiche delle caratteristiche del moto sismico causate essenzialmente da fenomeni di focalizzazione delle onde sismiche per effetto della particolare geometria della superficie (per es. la cresta di un rilievo o un canyon) e sono molto influenzati dalla lunghezza d'onda del moto incidente e dalla direzione di incidenza.

Lo scopo delle analisi di amplificazione sismica locale è quello di determinare il moto in B oppure in C una volta noto il moto nel sito di riferimento A. Tale moto di riferimento è in genere determinabile in via statistica (analisi di pericolosità) o deterministica dallo studio del meccanismo di rottura della sorgente nell'ipotesi che tra la sorgente stessa ed il sito in esame il mezzo sia omogeneo ed isotropo.

Come è facile immaginare le caratteristiche del moto in superficie sono fortemente influenzate, oltre che dalla geometria degli strati e delle loro proprietà meccaniche, anche dalle caratteristiche del moto incidente, cioè dalla direzione di propagazione, dal suo contenuto energetico e dalla direzione del moto delle particelle del terreno.

4 Metodi di Calcolo Numerico

L'impiego di modelli di calcolo ha lo scopo di simulare il processo di propagazione delle onde sismiche attraverso il substrato ed i depositi superficiali. La formulazione di modelli fisico-matematici intesi a rappresentare l'effettiva complessità del fenomeno e la loro risoluzione presenta notevoli difficoltà. Ad eccezione di un numero molto limitato di situazioni semplici l'approccio fisico-matematico non conduce a soluzioni in forma chiusa, cioè per via integralmente analitica. Pertanto in generale è necessario fare ricorso a procedimenti numerici più o meno complessi, spesso con approcci basati su processi di discretizzazione del continuo.

Sono disponibili molti codici di calcolo per eseguire modellazioni numeriche ai fini della valutazione della risposta sismica locale. L'analisi, che simula la propagazione delle onde sismiche nei terreni dalla sottostante formazione rocciosa di base fino alla superficie, ha il vantaggio di considerare il vero fenomeno fisico e quindi di aumentare il grado di accuratezza nella previsione dell'amplificazione. Tali programmi differiscono per l'algoritmo di calcolo utilizzato e per le condizioni e le ipotesi semplificative considerate. A differenza dei metodi qualitativi o semiquantitativi che forniscono solo valori approssimati e qualche volta solo la prima frequenza di risonanza per bassi valori di eccitazione (metodo Nakamura), le analisi numeriche possono fornire l'andamento nel tempo delle deformazioni e delle tensioni, delle accelerazioni e dei corrispondenti spettri di risposta sia in superficie sia in profondità.

In genere esse si sviluppano attraverso tre fasi:

- definizione del modello geometrico e geotecnico del sottosuolo (profilo geotecnico);
- definizione delle azioni sismiche di riferimento;
- scelta del codice di calcolo e del tipo di risultato voluto.

È di fondamentale importanza la scelta del codice di calcolo da utilizzare, in funzione della tipologia del sito da analizzare e delle conoscenze a disposizione (struttura e rapporti geometrici, proprietà dei materiali ed input sismico). Un giusto equilibrio tra il grado di approfondimento delle analisi di pericolosità e delle indagini geologiche e geologico-tecniche e il tipo di modellazione utilizzata è fondamentale per ottenere una giusta e coerente affidabilità dei risultati della valutazione della risposta sismica locale.

È necessario definire un moto di riferimento o di input, cioè il moto nel punto A della figura 8, che si ritiene essere noto. Il moto di input può essere un accelerogramma (nella maggior parte dei casi) oppure un velocigramma o uno spettro di risposta o di Fourier o una spettro di densità di potenza, ma in tutti i casi, nell'ipotesi di sorgente molto lontana rispetto al sito di analisi (condizioni far field), è corrispondente ad un insieme di onde piane.

Un'estesa rassegna dei metodi di modellazione maggiormente utilizzati e dei principali risultati da essi ottenibili è riportata nei lavori di Aki, 1988, di Bard, 1994, di Kramer, 1996 e nelle linee guida dell'AGI (2005).

I codici di calcolo possono operare in tensioni totali, caso in cui il terreno è considerato un solido mono-fase o Tensioni Efficaci, nel caso si distingua lo scheletro rigido e la fase fluida, utilizzando modelli lineari equivalenti o non lineari e si distinguono in monodimensionali, bidimensionali e tridimensionali.

4.1 Metodo analitico per un solo strato ed individuazione dei parametri che governano il fenomeno.

Con riferimento alla Figura 9 dove è mostrato un semispazio omogeneo, la soluzione del problema di determinare il moto in ogni punto per onde S incidenti perpendicolarmente alla superficie si ottiene imponendo che siano soddisfatte le equazioni di equilibrio dinamico espresse in funzione dello spostamento u :

$$\overline{G} \frac{\delta^2 u}{\delta \cdot z^2} = \rho \frac{\delta^2 u}{\delta \cdot t^2} \quad (1)$$

dove:

z è la profondità del terreno a partire dalla superficie libera,

u è lo spostamento orizzontale,

δ il simbolo di derivata parziale,

\overline{G} è il modulo di elasticità a taglio complesso

$$\overline{G} = \rho \cdot \overline{V}^2 \quad \overline{V} = V \sqrt{1 + 2 \cdot i \cdot \beta}$$

V è la velocità di propagazione delle onde S,

i l'unità immaginaria,

β lo smorzamento espresso come frazione rispetto allo smorzamento critico.

È da notarsi che l'equazione citata vale anche per le onde P che si propagano verticalmente; in tal caso lo spostamento u è verticale.

Poiché, come è noto, qualsiasi funzione del tempo può essere decomposta in una somma di onde armoniche mediante la trasformata di Fourier, esamineremo in seguito il comportamento di una sola onda armonica di frequenza circolare ω . Essa è legata alla frequenza f ed al periodo T dalle seguenti relazioni: $\omega = 2\pi f = 2\pi/T$.

Infatti ogni funzione del tempo $f(t)$, periodica con periodo T , può essere espressa come somma di seni e coseni:

$$f(t) = \sum_{n=1}^{\infty} F_n \cdot e^{in\omega t} \quad \text{dove } e^{in\omega t} = \cos(n\omega \cdot t) + i \cdot \text{sen}(n\omega \cdot t)$$

questo vale anche nel caso di una funzione qualsiasi per la quale si scrive analogamente (la sommatoria si trasforma in integrale):

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} f(\omega) \cdot e^{i\omega t} d\omega \quad (a) \quad \text{dove} \quad f(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (b)$$

$f(\omega)$ è la trasformata di Fourier della funzione $f(t)$, l'espressione (a) si chiama antitrasformata di Fourier

I vantaggi sono che le derivate rispetto al tempo si trasformano in espressioni semplici:

$$F_1(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \dot{F}(t) \cdot e^{-i\omega t} dt = i\omega F(\omega); \quad F_2(\omega) = \int \ddot{F}(t) \cdot e^{-i\omega t} dt = -\omega^2 F(\omega)$$

Lavorare nel campo delle frequenze significa considerare le trasformate di Fourier di tutte le funzioni del tempo presenti nelle equazioni risolvibili il problema. In tal maniera le equazioni differenziali nel tempo si trasformano in equazioni algebriche, molto più facili da risolvere. Una volta risolte le equazioni si ottiene la grandezza incognita in funzione di ω . Il valore dell'incognita in funzione del tempo si ottiene calcolando l'antitrasformata di Fourier.

Per una singola onda di frequenza ω la soluzione della (1), per smorzamento del terreno nullo, è

$$u(z, t) = U(z)e^{i\omega t} = U(z) \cdot [\cos(\omega \cdot t) + i \cdot \text{sen}(\omega \cdot t)]$$

Cioè è una funzione armonica del tempo con ampiezza che dipende dalla profondità z pari a

$$U(z) = A \cdot e^{ikz} + B \cdot e^{-ikz} \quad (2)$$

e con $k = \omega/V_s$, essendo V_s la velocità di propagazione delle onde di taglio ed i il simbolo immaginario, $i = \sqrt{-1}$.

Il primo termine della (2) rappresenta l'onda incidente, cioè quella che viaggia verticalmente verso l'alto (z negativo) e il secondo termine l'onda riflessa che viaggia verso il basso (z positivo).

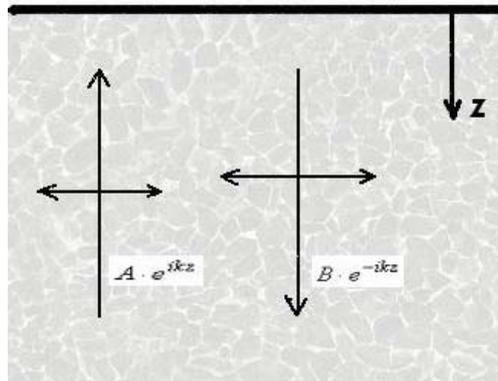


Figura 9. Schema della propagazione di un'onda in un semispazio omogeneo. (scheme of a single wave propagation in a halfspace)

Se consideriamo un semispazio omogeneo e se si impone che in superficie ($z=0$) la tensione di taglio sia nulla (e quindi $dU/dz=0$), si ottiene:

$$A=B \quad (3)$$

e cioè, per la presenza della superficie libera, le ampiezze dell'onda incidente e riflessa sono uguali. In tale situazione la (2) si trasforma in:

$$u(z, t) = 2A \cos\left(\frac{\omega \cdot z}{V_s}\right) \quad (4)$$

Come conseguenza della (4), in un terreno omogeneo e senza smorzamento si ha (vedi figura 10):

- per tutte le onde il valore massimo dell'ampiezza si ottiene in superficie indipendentemente dalla frequenza e dagli altri parametri;
- gli altri massimi si ottengono a profondità differenti a seconda di ω e V_s ;
- esistono delle profondità z per le quali lo spostamento è sempre nullo (nodi dell'oscillazione).

Ciò dipende da ω e V_s e avviene quando $\omega z/V_s = (2n-1) \pi/2$. La prima profondità, $n=1$, è $h=V_s/(4f)$. Come si vede tale profondità cresce al crescere della rigidezza del terreno, cioè di V_s , e tende all'infinito per rigidezze molto grandi. Solo per V_s tendente all'infinito lo spostamento è costante con la profondità.

Lo spostamento totale, inteso come somma delle singole onde, ha in genere il suo valore massimo in superficie. A qualsiasi profondità h lo spostamento totale ha sempre una onda mancante, quella con frequenza $f=V_s/(4h)$ e quindi non può essere uguale al moto in superficie.

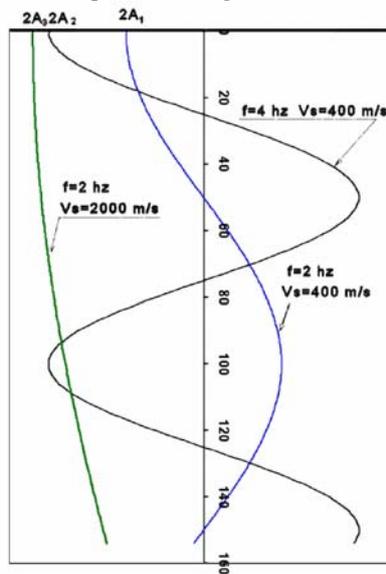


Figura 10. Andamento dello spostamento con la profondità al variare della frequenza e della V_s . (*displacement vs. depth for different frequencies and V_s*)

Per esempio, nel caso di smorzamento nullo, per $V_s=400$ m/s e frequenza di 4 hz lo spostamento si annulla a quota $h=400/(4 \cdot 4)= 25$ m. Analogamente per $f=2$ hz si ottiene che lo spostamento si annulla per $h=50$ m. Per V_s più grandi ($V_s=2000$ m/s) e per $f= 2$ hz si ottiene $h=2000/8=250$ m

Il rapporto tra il moto in superficie e il moto ad una data profondità h (funzione di amplificazione su un suolo omogeneo) risulta dalla (4):

$$H'(\omega) = \frac{U(z=0)}{U(z=h)} = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega}{V_s}h\right)} \quad (5)$$

$H'(\omega)$ assume valore infinito per $(\omega/V_s)h=(2n-1)\pi/2$ e cioè in corrispondenza delle frequenze proprie dello strato di altezza h :

$$f_n = \frac{\omega_n}{2\pi} = (2n-1) \frac{V}{4h} \quad (6)$$

L'inverso di $H'(\omega)$ rappresenta la funzione di deconvoluzione del moto. Essa permette di determinare come varia il moto con la profondità, noto il moto in superficie. Si ha quindi che il moto viene deamplificato con la profondità e in particolare, in assenza di smorzamento, le componenti del moto con frequenza pari alla frequenza propria dello strato, compreso tra la superficie e la profondità di interesse, vengono completamente filtrate.

Si consideri ora un terreno stratificato in più strati piani e paralleli infinitamente estesi in senso orizzontale. Si prenda, per in prima fase, il caso semplice di uno strato di altezza h , densità ρ_2 e velocità delle onde di taglio V_2 , su un semispazio (roccia di base) di densità ρ_1 , e velocità delle onde di taglio V_1 come indicate con nella Figura 11.

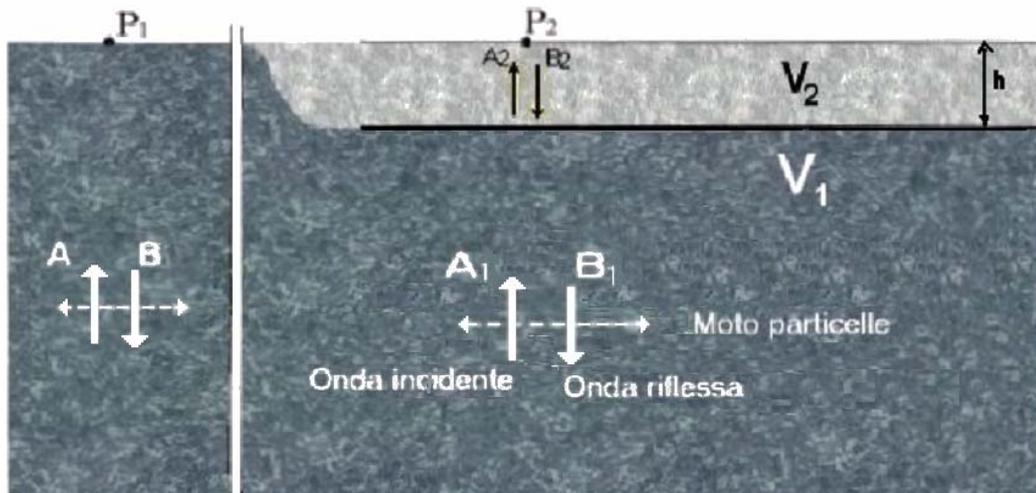


Figura 11. Schemi di un semispazio omogeneo a sinistra e di un singolo strato a destra. (Schemes of a halfspace, left, and a single stratum, right)

Supposto noto il moto nel punto P_1 , cioè sulla superficie del semispazio omogeneo, che in genere viene detto moto di riferimento, è possibile conoscere le ampiezze $A=B$ di tutte le onde incidenti. Anche nel caso del terreno stratificato, l'ampiezza dell'onda incidente A_1 proveniente dal basso nella roccia di base è uguale ad A , ma essa non è completamente riflessa, come nel caso

del semispazio affiorante, perché una parte di ampiezza A_2 entra nello strato superiore per poi riflettersi in superficie. Si conosce l'onda incidente A_1 e si sa che $A_2=B_2$ per quanto detto prima, quindi le incognite da calcolare sono due: l'onda riflessa di ampiezza B_1 che ritorna verso la sorgente e l'ampiezza dell'onda A_2 nello strato. Se si impone che al contatto tra strato e semispazio ($z=h$) vi sia congruenza tra spostamenti e tra tensioni di taglio, cioè che all'interfaccia non ci sia rottura del terreno, si ottiene che

$$\frac{2A_2}{2A} = \frac{A_2}{A} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega}{V_2}h\right) + q^2 \sin^2\left(\frac{\omega}{V_2}h\right)}} = f(\omega) \quad (7)$$

con q si è indicato il rapporto di impedenza pari a:

$$q = \frac{\rho_2 \cdot V_2}{\rho_1 V_1} \quad (8)$$

La funzione di amplificazione $f(\omega)$ rappresenta il rapporto tra il moto sulla superficie dello strato sofficie e quella del semispazio affiorante e quindi è la soluzione del problema dell'amplificazione sismica di un'onda di frequenza ω .

Il valore massimo del rapporto si ha quando $\cos(\omega/V_2h)=0$ cioè

$$\omega = (2n-1) \cdot 2 \cdot \pi \cdot \frac{V_2}{4 \cdot h} \quad f = (2n-1) \cdot \frac{V_2}{4 \cdot h} \quad (9)$$

Dalla (9) si ottiene che la frequenza e il periodo del primo modo di vibrare, $n=1$, sono:

$$f_1 = \frac{V_2}{4 \cdot h} \quad T_1 = \frac{4 \cdot h}{V_2} \quad (10)$$

Si noti che, anche in assenza di smorzamento del terreno, in corrispondenza delle frequenze proprie dello strato f_n definite dalla (10), la funzione $[f(\omega)]$ assume valore finito, pari a

$$|f(\omega)|_{\max} = \frac{1}{q}$$

Cioè: $A_{2\max}=A/q$ oppure

$$A_{2\max} = A \frac{\rho_1 \cdot V_1}{\rho_2 \cdot V_2} \quad (11)$$

In presenza di smorzamento del terreno, espresso attraverso il coefficiente di smorzamento β , in prima approssimazione per piccoli valori di β , si ottiene:

$$|f(\omega)|_{\max} = \frac{A_{2\max}}{A} = \frac{1}{q + (2n-1) \frac{\pi}{2} \beta} \quad (12)$$

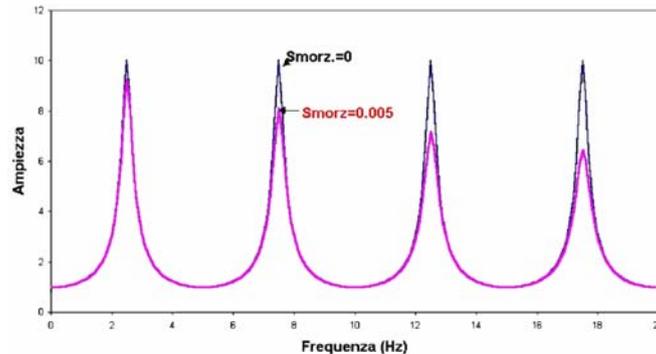


Figura 12. Andamento della funzione di amplificazione in funzione della frequenza nel caso di $h=10$, $V_2=100$, $V_1=1000\text{m/s}$, $\rho_2=\rho_1$. (Amplification function vs. frequency in case of: $h=10$, $V_2=100$, $V_1=1000\text{m/s}$, $\rho_2=\rho_1$)

Per esempio supponiamo di voler calcolare il valore massimo della funzione di amplificazione in uno strato di terreno giacente su di un semispazio omogeneo con le seguenti caratteristiche:

- strato sofficce $V=350\text{ m/s}$, $\rho=1.83\text{ t/m}^3$;
- semispazio $V=800\text{ m/s}$, $\rho=2\text{ t/m}^3$.

Nel caso di smorzamento nullo, dalla (eq.11) si ha:

$A_{2\text{max}}/A=1/q=(800/2)/(350 \cdot 1.83)=2.5$ e si ottiene alla frequenza (eq.10) $f=350/(4 \cdot 10)=8.75$ hz e periodo $T=0.114$ s. Nel caso di smorzamento $\beta=0.05$, si ha (eq.12 con $n=1$): $A_{2\text{max}}/A=1/(0.4+1.57 \cdot 0.05)=2.09$.

Nel caso di N strati su di un semispazio omogeneo il procedimento è analogo a quello descritto per un solo strato.

4.2 Analisi Monodimensionali

I programmi di calcolo 1D sono validi per modellare situazioni piano-parallele ad uno o più strati, considerando una colonna verticale monodimensionale ed ipotizzando lateralmente omogenea la stratigrafia presente ai lati della verticale di analisi. Per tali situazioni è lecito pertanto considerare la sola dimensione della profondità, trascurando le altre due dimensioni. Le situazioni riconducibili ad uno schema monodimensionale, potrebbero essere le aree centrali di estese valli alluvionali superficiali (con rapporto $H/L < 0.25$ ove H è la profondità massima ed L è la distanza dal centro ad uno dei due bordi, nell'ipotesi di valle simmetrica).

Le principali cause dell'amplificazione del moto sismico sono il contrasto di impedenza fra i vari strati del terreno, tra essi e il basamento roccioso ed il fenomeno della risonanza, determinata dalla prossimità tra le frequenze del moto al substrato e quelle naturali di vibrazione del deposito.

Il calcolo della propagazione delle onde, quindi del moto sismico del terreno, parte dall'imporre l'equilibrio di un volume elementare del terreno stesso e porta ad un sistema di equazioni differenziali chiamate: equazioni delle onde (vedi capitolo successivo). Le procedure di calcolo considerano, nella soluzione dell'equilibrio dinamico del sistema, il legame non lineare

attraverso due tipologie di analisi. La prima è l'analisi lineare equivalente, che consiste nell'esecuzione di una sequenza di analisi lineari complete con aggiornamento successivo dei parametri di rigidezza e smorzamento, che dipendono dallo stato di deformazione del terreno, fino al soddisfacimento di un prefissato criterio di convergenza. La seconda è l'analisi non lineare incrementale, che consiste nell'integrazione passo-passo delle equazioni del moto, modificando contestualmente i valori dei parametri di rigidezza e smorzamento. La prima fornisce risultati soddisfacenti per deformazioni non eccessive del terreno, minori dell'1%; per deformazioni superiori è necessario utilizzare analisi non lineari incrementali.

Tra i programmi di calcolo che adottano l'analisi lineare equivalente il più noto e più frequentemente utilizzato è il codice di calcolo SHAKE (Schnabel et al., 1972; Idriss e Sun, 1992) e quelli da esso derivati:

- SHAKE91 (Idriss&Sun, 1992);
- PROSHAKE (www.proshake.com, EduPro Civil System, 1999);
- SHAKE2000 (www.shake2000.com);
- EERA (Bardet et al., 2000);
- PSHAKE (Sanò e Pugliese, 1991).

Essi lavorano nel campo delle tensioni totali; infatti il modello fisico utilizzato è quello a strati continui ed omogenei a comportamento viscoelastico linearizzato di Kelvin-Voigt e consiste di n strati piani e paralleli di estensione orizzontale infinita su un semispazio affiorante corrispondente al bedrock su cui si applica il moto di input (Punto A della Figura 8); ogni strato è considerato omogeneo ed isotropo ed è caratterizzato dallo spessore h , dalla densità ρ , dal modulo di elasticità a taglio G e dal rapporto di smorzamento β . Il moto di input è costituito da onde S propagatesi in direzione perpendicolare alla superficie libera.

Nella Figura 13 è mostrato lo schema di calcolo: esistono N gruppi di quattro proprietà note del terreno: densità ρ , la rigidezza a taglio G (o equivalentemente la velocità V_s), lo smorzamento β e lo spessore h degli strati. Le incognite sono le ampiezze delle onde incidenti e riflesse in ogni strato e l'onda riflessa F_n nella roccia di base, mentre è nota l'onda incidente E_n nella stessa roccia di base. Pertanto le incognite sono $2N+1$. Il metodo di calcolo è simile a quello mostrato nel paragrafo precedente. Le incognite sono determinate imponendo la congruenza degli spostamenti e delle tensioni alle interfacce e la condizione che in superficie l'onda riflessa sia uguale a quella incidente. La risoluzione delle equazioni conseguenti è effettuata rapidamente con analisi numeriche tramite computer.

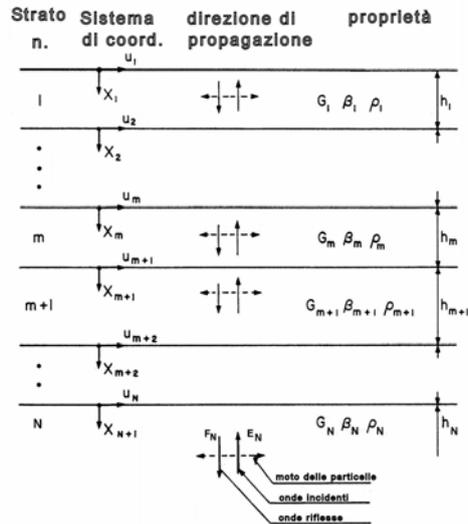


Figura 13. Schema di calcolo nel caso di N strati. (*Analysis scheme in case of N strata*)

Per tener conto dello smorzamento β del terreno, come anche nel caso di un solo strato (vedi par. 3.1), è sufficiente esprimere la velocità delle onde di taglio V in funzione dello smorzamento ricorrendo alla relazione (Schnabel et al., 1972).

$$\bar{V} = V \sqrt{1 + 2i \cdot \beta}$$

Il comportamento del terreno non è lineare; , esso varia al variare della deformazione indotta dal terremoto.

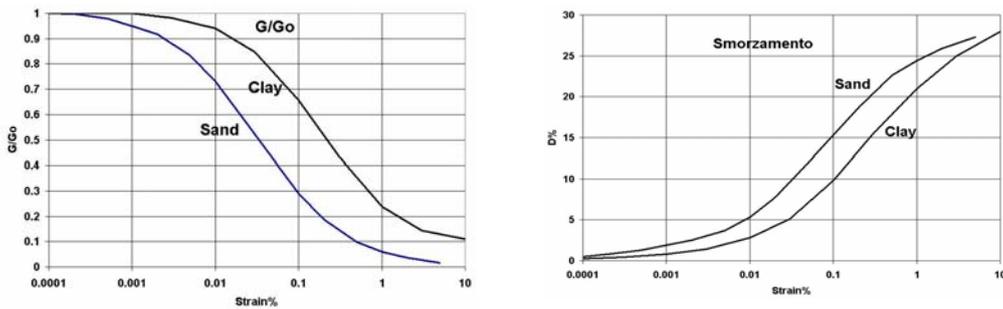


Figura 14. Andamento del modulo di taglio e dello smorzamento con la deformazione. (*Shear modulus and damping vs. shear deformation*)

Nella Figura 14 è riportato un esempio dell'andamento, in funzione della deformazione di taglio γ , sia del modulo di elasticità a taglio G , adimensionalizzato con G_0 , sia dello smorzamento β . G_0 è il modulo di elasticità per deformazioni di taglio molto basse: $\gamma=10^{-6}$.

Si nota che:

- al crescere dell'intensità del moto sismico, quindi della deformazione del terreno, la rigidità del terreno decresce modificando le frequenze di risonanza degli strati;
- al crescere dell'intensità, lo smorzamento aumenta con conseguente diminuzione dell'ampiezza della funzione di amplificazione.

Il processo di calcolo è iterativo partendo dall'accelerogramma di input si calcola in ogni ciclo il moto in ogni strato e quindi lo stato di deformazione efficace. Questa può essere considerata un valore mediamente rappresentativo della storia irregolare di deformazione del sistema ottenuto attraverso un'aliquota (dell'ordine di 0.67, ma in realtà dipendente dalla magnitudo dell'evento) del valore massimo della deformazione tangenziale.

In funzione di questa deformazione efficace vengono calcolati i nuovi valore di rigidezza G e smorzamento β . La procedura di iterazione va continuata per un numero di cicli tali finché il valore di deformazione tangenziale caratteristica di un ciclo sia uguale a quella del ciclo precedente a meno di un valore di tolleranza prefissato.

Come detto, i valori finali forniti sono gli accelerogrammi e i relativi spettri di risposta e di Fourier in qualsiasi strato ed in superficie (punto B della Figura 15).

A parte la limitazione dovuta all'ipotesi di strati piani e paralleli, il pregio principale di questo codice è la rigorosità del calcolo e la sua semplicità. Può essere utile per calcoli di prima approssimazione anche in casi di strati non paralleli specie nel caso di lavori speditivi.

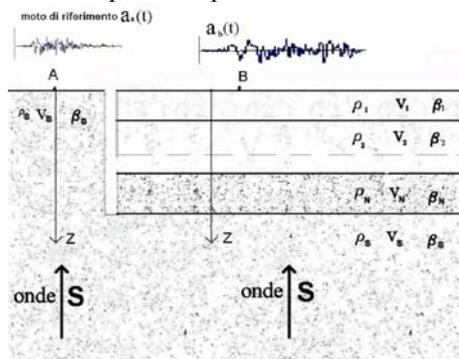


Figura 15. Schema di calcolo per la propagazione 1D. (Analysis scheme for 1D wave propagation)

Il procedimento di calcolo di SHAKE è, quindi:

1. Trasformata di Fourier dell'accelerogramma di input $=ac(\omega)$
2. Calcolo della funzione di amplificazione $=f(\omega)$
3. Risposta in superficie e nei vari strati $r(\omega)=f(\omega)*ac(\omega)$
4. Calcolo dell'antitrasformata di $r(\omega)=r(t)$
5. Calcolo delle deformate e dei nuovi parametri.
6. Eventuale iterazione ritornando al punto 2

Il programma PSHAKE (Sanò & Pugliese, 1991; Sanò et alii, 1993), derivato da SHAKE, permette di usare direttamente come input uno spettro di risposta invece di una storia temporale.

Poiché esso utilizza la teoria della dinamica aleatoria, fornisce risultati più generali che non sono strettamente legati alla particolare storia temporale presa in considerazione come input. Infatti si fa l'ipotesi che il moto sismico sia parte di un processo stocastico stazionario definito da una densità spettrale di potenza. Quest'ultima può essere ricavata per iterazione dallo spettro di input.

Note le funzioni di amplificazione, chiamate anche funzioni di trasferimento, calcolate come nel codice SHAKE, è possibile ottenere la densità spettrale di potenza in qualsiasi altro strato ed in superficie mediante la relazione:

$$S_i(\omega) = \Phi_{ia}(\omega)^2 \cdot S_a(\omega) \quad (13)$$

dove $S_i(\omega)$ è la densità spettrale di potenza in qualsiasi strato, $S_a(\omega)$ quella nel sito di riferimento e $\Phi_{ia}(\omega)$ la funzione di trasferimento tra il sito A ed il sito generico i ed equivale alla funzione $f(\omega)$ dell'equazione 7 nel caso di strati multipli. Il passaggio inverso dalla densità di potenza al corrispondente spettro di risposta è diretto, senza necessità di iterazioni. Il procedimento descritto è molto pratico specie quando si ha a disposizione come moto di input solo uno spettro di risposta, come nel caso di una analisi di pericolosità, e non è necessario il calcolo di una storia temporale artificiale compatibile.

Il codice di calcolo SUMDES (Li et. al., 1992) esegue l'analisi non lineare incrementale e lavora nel campo delle Tensioni Efficaci. Vengono considerate le due fasi del materiale, la solida e la liquida, per tener conto anche dell'aumento della pressione interstiziale durante lo scuotimento. Il codice utilizza modelli di materiale complessi, come il 'Bounding surface hypoplasticity model' ed elementi viscosi di contorno alla base per permettere la propagazione delle onde in profondità ed evitare il loro intrappolamento nella zona modellata.

Esistono molti codici di calcolo, comunemente usati, che adottano l'analisi non lineare incrementale; tra di essi vanno menzionati: DESRA (Lee e Finn, 1978) e ONDA: il modello fisico utilizzato è quello a masse concentrate in cui la stratigrafia è ricondotta ad una serie di masse m_i concentrate in corrispondenza della superficie di separazione di ciascuno strato di spessore h_i e collegate tra loro da molle con rigidità k_i e smorzatori viscosi con coefficienti di smorzamento viscoso c_i (legato allo smorzamento β), in modo da costituire un sistema ad n gradi di libertà.

I parametri del sistema discretizzato sono ricavati dalla densità, dal modulo di taglio e dal coefficiente di viscosità dell'elemento di volume; l'equilibrio dinamico del sistema, è ottenuto da una serie di equazioni differenziali in cui sono presenti le matrici delle masse, delle rigidità e degli smorzamenti.

L'ipotesi di non linearità dei parametri meccanici prevede il continuo aggiornamento passo dopo passo, delle matrici di rigidità e smorzamento e pertanto la procedura di calcolo opera nel dominio del tempo.

Vengono assunti legami associati, cioè espressioni analitiche, per le relazioni del modulo di taglio e dello smorzamento in funzione della deformazione tangenziale. Viene utilizzata un'unica legge $\tau(\gamma)$ che descrive i rami di carico e scarico del ciclo di isteresi, legando lo smorzamento alla non linearità.

L'aggiornamento dei parametri di rigidezza e smorzamento avviene in relazione all'accumulo di sovrappressione neutra, indicata con D_u , per cui il modello fa riferimento ad un'espressione semi-empirica che lega la D_u alla deformazione tangenziale e alla storia di sollecitazione ciclica. Il metodo presenta notevoli approssimazioni, dovute all'utilizzo di una legge associata $\tau(\gamma)$ e di una relazione semiempirica con D_u per il comportamento non lineare e alla procedura di calcolo nel dominio del tempo che, a causa delle continue integrazioni e differenziazioni numeriche, genera errori significativi.

Di seguito sono fatte alcune considerazioni su aspetti significativi del fenomeno di amplificazione locale. Nelle figura 16 sono mostrati: lo spettro di risposta di input (moto nel punto P_1 della figura 11), quello in superficie, punto P_2 e quello alla base, cioè all'interfaccia con lo strato rigido.

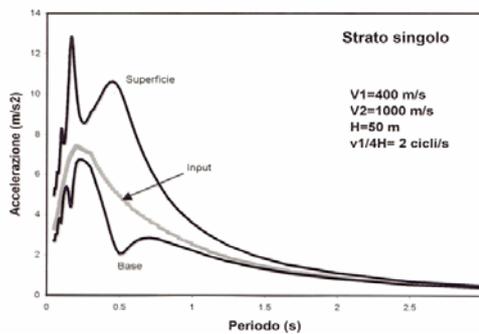


Figura 16. Spettri di risposta in superficie e alla base di uno strato sul semispazio rigido. (*Response spectra on surface and base of a single stratum on a halfspace*)

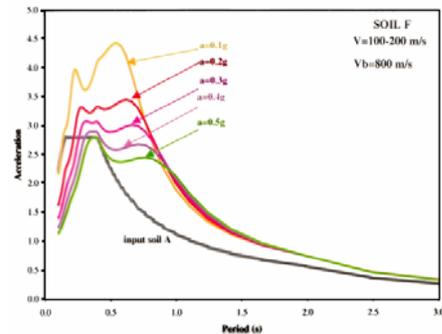


Figura 17. Spettri di risposta normalizzati alla superficie di uno strato sul semispazio rigido a differenti livelli di intensità del terremoto. (*Normalized response spectra on the surface of a single stratum on a halfspace*)

Si nota che lo spettro di risposta presenta due picchi evidenti a circa 0.5 e 0.2 s, in corrispondenza dei primi periodi propri dello strato (là dove anche la funzione di amplificazione presenta i valori massimi). Lo spettro alla base dello strato viceversa presenta, per gli stessi periodi, delle valli. Infatti alla base viene a mancare il contributo delle onde aventi quei periodi (eq.5).

Nella Figura 17 sono mostrati gli spettri di risposta in superficie calcolati per valori crescenti delle intensità del moto di input. Tali spettri alla fine sono stati normalizzati allo stesso valore per periodo uguale a zero. Si nota che all'aumentare dell'intensità del moto, oppure della sua accelerazione massima, si ottiene:

- Una variazione del periodo di massima ampiezza dovuto alla riduzione della rigidezza con l'aumentare della deformazione del terreno che a sua volta dipende dall'aumentare dell'intensità.
- Una riduzione dell'ampiezza dell'amplificazione dovuta alla stessa causa (vedi Figura 14)

4.3 Analisi Bidimensionali

I programmi di calcolo 2D sono validi anche per situazioni in cui il sottosuolo presenta una geometria variabile in cui, oltre alla profondità, è importante considerare un'altra delle due restanti dimensioni spaziali. Un esempio di situazione che richiede l'utilizzo di modelli bidimensionali è il caso delle aree marginali delle valli alluvionali, in cui alle normali cause di amplificazione del moto sismico si sommano gli effetti di bordo connessi alla geometria del problema.

Tali effetti sono rappresentati dalla focalizzazione delle onde sismiche nelle strutture di chiusura a pinch-out di forma semilenticolare per fenomeni di interferenza costruttiva tra il campo d'onda riflesso e quello rifratto, oppure dall'incidenza delle onde sismiche in corrispondenza dell'interfaccia non orizzontale roccia-terreno. In quest'ultimo caso si generano onde di superficie con direzione di propagazione orizzontale che possono rimanere confinate all'interno della valle e quindi essere soggette a riflessioni multiple sui bordi. Le onde superficiali hanno solitamente basse velocità di propagazione, periodi alti (tra 0.5 e 5 s) e il loro effetto può durare qualche decina di secondi; pertanto trascurarle nelle analisi può portare ad una significativa sottostima dell'ampiezza e della durata del moto sismico al suolo, con ripercussioni dal punto di vista ingegneristico soprattutto per quelle strutture con alti periodi naturali di vibrazione (dighe, ponti e strutture di elevata altezza).

Studi particolareggiati sull'attendibilità dei modelli di calcolo, sia monodimensionali, sia bidimensionali, nell'analisi di situazioni di valle alluvionale hanno mostrato che nel caso di valli profonde con fattore di forma alto ($H/L > 0.25$, in cui H è lo spessore massimo del deposito al centro valle e L la semilarghezza della valle) i fenomeni di interazione tra onde di volume e di superficie sono molto complessi, rendendo l'attendibilità della modellazione monodimensionale limitata anche per aree di centro valle.

Risulta pertanto fondamentale l'utilizzo di modelli almeno bidimensionali. In genere essi si dividono a seconda del metodo matematico usato per discretizzare le equazioni di equilibrio dinamico; tra di essi ricordiamo il metodo alle differenze finite (DFM), il metodo degli elementi finiti (FEM), il metodo degli elementi al contorno (BEM), il metodo spettrale (SM) e i metodi ibridi, che accoppiano tra loro più metodi in modo da compensare i limiti di un approccio con i vantaggi dell'altro.

Il metodo DFM discretizza il dominio del continuo in una serie di punti discreti, costituenti un reticolo; l'equazione differenziale che governa il fenomeno e le relative condizioni al contorno sono sostituite da equazioni alle differenze finite, ottenendo un sistema algebrico lineare di tante equazioni quanti sono i punti (nodi) con altrettante incognite costituite dai valori che la funzione assume nei nodi.

Il metodo FEM discretizza il dominio del continuo dividendolo in un sistema equivalente di sottodomini (elementi) più piccoli, tali che il loro assemblaggio dia luogo alla struttura reale, tenendo adeguatamente in considerazione la sua eterogeneità, le condizioni al contorno e il comportamento non lineare dei materiali. Per questo sono frequentemente utilizzati per l'analisi 2D di valutazione degli effetti di sito, tenendo in conto la geometria del bedrock e della superficie, le strutture sepolte e l'eterogeneità dei materiali (situazioni complesse tipo depositi su pendii, valli riempite da depositi, chiusure a lente, ecc.). Così come nel metodo DFM, non potendo discretizzare tutto il dominio, è necessaria l'introduzione di un contorno finito, infinitamente rigido e, nello stesso tempo, degli elementi smorzanti su di esso (Viscous boundary) per simulare la propagazione delle onde verso l'esterno ed evitare quindi il loro intrappolamento.

Il metodo BEM (Brebbia, 1984) discretizza il solo contorno della struttura reale, permettendo un notevole risparmio computazionale e non necessita di elementi artificiali smorzanti sul contorno. Esso richiede l'uso di soluzioni fondamentali delle equazioni differenziali di equilibrio dinamico, quali le funzioni di Green in ogni sottodominio omogeneo ed isotropo, in cui è stato suddiviso tutto il dominio.

Il metodo SM risolve il problema differenziale mediante l'approssimazione con polinomi trigonometrici o algebrici definiti globalmente sull'intero dominio. Il metodo risulta più accurato, con un'ottima efficienza di calcolo e numericamente stabile, permettendo una discretizzazione del continuo con elementi di dimensioni più grandi rispetto a quelli usati negli altri metodi. Presenta però una scarsa flessibilità nel trattare configurazioni particolarmente complesse. In funzione del tipo di problema che si deve modellare e delle difficoltà poste dalle caratteristiche geometriche si adatterà il metodo più appropriato alla situazione del sito.

Tutti i metodi citati servono a trasformare le equazioni differenziali di equilibrio dinamico, o equazioni delle onde, in equazioni algebriche facilmente risolubili tramite calcolatore. Le equazioni delle onde partono dall'equilibrio di un elemento di terreno:

$$\sigma_{ij,i} + f_i = \rho \cdot \ddot{u}_i \quad (a1)$$

$$\sigma_{ij,j} = \frac{\partial \cdot \sigma_{ij}}{\partial \cdot x_j} \dots \ddot{u}_j = \frac{\partial^2 \cdot u_j}{\partial t \cdot ^2}$$

σ_{ij} sono le tensioni che agiscono sulle facce dell'elemento di solido, f_i le forze di volume e $\rho \ddot{u}_i$ la forza di inerzia.

La legge di Hooke, relazioni di elasticità per un corpo omogeneo ed isotropico, che mette in relazione le tensioni e le deformazioni ϵ_{ij} :

$$\sigma_{ij} = \lambda \cdot \epsilon_{kk} \cdot \delta_{ij} + 2 \cdot \mu \cdot \epsilon_{ij} \quad (a2)$$

Equazioni di congruenza che esprimono le deformazioni in funzione degli spostamenti u_i :

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} (u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (a3)$$

Esprimendo tutto in funzione degli spostamenti:

$$(\lambda + \mu) u_{ii,j} + \mu_{j,ii} + \rho \omega^2 u_j = -f_i \quad (a4)$$

$$L(u) + \rho \omega^2 u = -f \quad (a5)$$

Le (a5) sono le equazioni di equilibrio o equazioni delle onde (con $f=0$)

Metodo degli elementi finiti FEM

Il corpo è suddiviso in elementi finiti (di volume, di superficie, di trave), identificati da nodi.

Si esprimono gli spostamenti (o tensioni) come funzioni arbitrarie, ma che rispettano le condizioni al contorno e di continuità tra elemento ed elemento, e che sono definite a meno di parametri incogniti.

Si scelgono gli spostamenti ai nodi come parametri incogniti.

Si impone che le funzioni arbitrarie scelte soddisfino le equazioni di equilibrio (eq. a5) (mediante il principio dei lavori virtuali per esempio). In tal maniera le equazioni differenziali

di equilibrio si trasformano in un sistema di equazioni algebriche con incognite gli spostamenti ai nodi.

Una volta risolte le equazioni, quindi trovati gli spostamenti dei nodi, è facile risalire agli spostamenti in ogni punto, tramite le funzioni arbitrarie, e alle tensioni.

Metodo delle differenze finite DF

Il metodo è simile a quello degli elementi finiti con la differenza che lo spazio è schematizzato con una griglia di nodi e le derivate sono espresse come rapporti tra differenze finite tra nodo e nodo.

Metodo degli elementi di contorno BEM

A differenza del metodo degli elementi finiti in cui le condizioni al contorno sono assicurate dalla scelta di opportune funzioni arbitrarie e si impone che le equazioni di equilibrio siano soddisfatte, nel metodo BEM si parte da una soluzione nota delle equazioni di equilibrio e si impone la soddisfazione delle condizioni al contorno. La soluzione delle onde, in genere sotto un carico puntuale ed impulsivo, è chiamata funzione di Green. In questo caso è necessario schematizzare solo il contorno di domini omogenei.

Tra i modelli alle differenze finite il codice di calcolo più diffuso è FLAC (Itasca Consulting Group, Minneapolis, Minnesota-USA, 2000): il codice utilizza un'analisi di tipo lagrangiano con l'entità degli spostamenti non omogenea e variabile nel tempo. Tale modello permette la scelta di varie leggi costitutive dei terreni (elastiche, elastiche non lineari, perfettamente plastiche, plastiche inelastiche ecc.), la definizione della correzione dell'accumulo di deformazione volumetrica non congruente, della degradazione dei moduli e dello smorzamento interno del modello (che è funzione delle caratteristiche dell'onda di sollecitazione, dello smorzamento proprio dei materiali, della forma geometrica del sistema da modellare e dell'assorbimento o meno delle sollecitazioni da parte del contorno). Il codice permette di variare la direzione e quindi l'angolo di incidenza dell'input sismico e l'interfaccia laterale è costituita da nodi vincolati secondo criteri elastico-viscosi smorzanti. Diventa pertanto fondamentale la dimensione del modello da analizzare per i possibili effetti di bordo che possono insorgere nelle immediate vicinanze dei contorni. Il codice lavora nel campo delle tensioni efficaci ed esegue un'analisi non lineare incrementale. Pur essendo stato costruito per analisi statiche di stabilità dei terreni la sua versione dinamica, che utilizza i Viscous Boundaries, fornisce buoni risultati.

Tra i modelli ad elementi finiti il codice di calcolo più diffuso e noto è il QUAD4 (Idriss et al., 1973) e la più recente versione QUAD4M (Hudson et al., 1993): il metodo opera nel dominio del tempo con legame costitutivo dei materiali di tipo non lineare equivalente. La procedura numerica richiede la discretizzazione del dominio in una maglia di elementi triangolari e/o quadrilateri (Figura 18), le cui dimensioni devono soddisfare precise relazioni, tali da ottimizzare la discretizzazione; in particolare l'altezza dell'elemento deve essere minore o uguale al rapporto tra il valore minimo della V_s presente nel modello e 5 volte la massima frequenza che si vuole analizzare; Nella figura è mostrato lo schema di una valle semi-circolare omogenea.

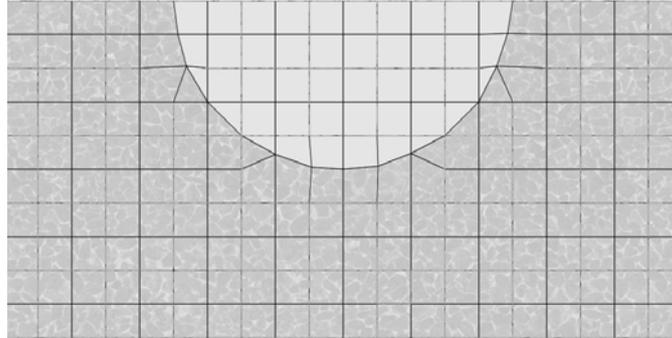


Figura 18. Esempio di schema di calcolo col metodo degli elementi finiti. (*Example of FEM scheme of analysis*)

La larghezza non deve superare 10 volte l'altezza dove il bedrock è più profondo e 5 volte l'altezza dove il bedrock è più superficiale. Il moto di input considera sia la componente verticale sia quella orizzontale ed è applicato simultaneamente a tutti i nodi della frontiera (boundary). La discretizzazione comporta, così come nel metodo delle differenze finite, la trasformazione del dominio continuo in un insieme finito di masse (concentrate ai nodi dello schema) collegate tra di loro da elementi elastici e smorzanti. Il codice risolve il sistema discretizzato, descritto con le equazioni del moto, mediante integrazione passo-passo nel dominio del tempo con parametri costanti per l'intera durata del sisma. Questo significa che le equazioni vengono risolte per ogni piccolo incremento del tempo mantenendo costanti le caratteristiche meccaniche del materiale. Il calcolo viene ripetuto ed al termine di ogni iterazione le matrici di rigidezza e di smorzamento vengono aggiornate con un criterio del tutto simile a quello utilizzato dal codice monodimensionale SHAKE. I parametri richiesti sono la geometria (cioè le coordinate dei nodi e la descrizione degli elementi finiti) e per ogni elemento la densità, il coefficiente di Poisson, il modulo di taglio iniziale G_0 , lo smorzamento iniziale e le curve che descrivono il comportamento non lineare dei materiali, cioè le curve G/G_0 e D in funzione della deformazione di taglio γ . La matrice degli smorzamenti è ricavata dalla combinazione lineare delle matrici delle masse e delle rigidezze mediante due coefficienti in cui lo smorzamento iniziale è legato alla frequenza fondamentale dell'intero sistema dinamico (smorzamento proporzionale alla Rayleigh). Le due diverse versioni del programma differiscono tra loro per l'ipotesi al contorno: la prima versione impone un substrato a comportamento rigido che implica l'inevitabile sovrastima dell'amplificazione per effetto della riflessione totale (l'inconveniente può essere ridotto spostando il limite inferiore in profondità ed includendo nel dominio una porzione di bedrock); la versione più recente permette di considerare il substrato deformabile (compliant base), introducendo smorzatori viscosi al contorno inferiore. Il vantaggio del metodo di calcolo è la possibilità di modellare situazioni anche piuttosto complesse e di inserire un limite inferiore (bedrock) a geometria variabile (ciò lo distingue da altri codici di calcolo meno diffusi per le analisi di amplificazione locale, il FLUSH (Lysmer et al., 1975) e PLUSH (Romo-organista et al., 1980), che operano nel dominio delle frequenze e necessitano di un bedrock orizzontale).

Tra i modelli ad elementi al contorno ricordiamo il codice di calcolo BESOIL (T. Sanò, 1996) ed il codice di calcolo ELCO (Callerio et al., 2000): utili anche per modellare situazioni con morfologia complessa (creste, scarpate e dorsali), per cui l'amplificazione è prodotta dalla focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza delle creste, a causa della riflessione sulla superficie libera e all'interazione fra il campo d'onda incidente e quello diffratto. L'amplificazione morfologica è condizionata dalle caratteristiche geometriche del rilievo, poiché la focalizzazione delle onde sismiche si genera solo quando la lunghezza dell'onda incidente λ è comparabile con la semilarghezza L della base dell'irregolarità. L'entità dei fenomeni di amplificazione in sommità è correlata in modo direttamente proporzionale al fattore di forma del rilievo (H/L), mentre lungo i fianchi l'interazione tra onde incidenti ed onde diffratte produce rapide variazioni in ampiezza e frequenza delle onde sismiche, generando un'alternanza di fenomeni di amplificazione ed attenuazione. Il metodo BEM permette di eliminare le ipotesi restrittive di strati di terreno piani e paralleli e quella di onde che si propagano solo verticalmente. E' possibile considerare, in tal maniera, onde di qualsiasi tipo, di volume o di superficie con qualsiasi angolo di incidenza. Il metodo si serve della conoscenza della soluzione della risposta di un spazio elastico indefinito al carico concentrato in un punto (soluzione di Green) per poter trasformare le equazioni differenziali del moto in equazioni integrali e quindi in un sistema di equazioni algebriche. Il metodo, a differenza di quello agli elementi finiti, non richiede la schematizzazione di tutto lo spazio in cui si ricerca la soluzione, ma solo il contorno e, nel caso particolare attuale, solo la superficie del terreno e i contorni delle zone a proprietà meccaniche uniformi. I contorni sono discretizzati in segmenti rettilinei, per ciascuno dei quali viene assunta una funzione di forma ad andamento costante o lineare, il cui valore medio è riferito al centro. In tal maniera si riduce il numero delle equazioni da risolvere e quindi la complessità del problema.

Il codice BESOIL utilizza la formulazione del metodo indiretto della tecnica degli elementi di contorno. Sebbene questo metodo sia indicato in letteratura come metodo indiretto, esso permette di capire meglio il fenomeno fisico rispetto al metodo diretto (Sanchez-Sesma e Campillo, 1991; Sanchez-Sesma et alii, 1993). Il dominio piano viene diviso in zone dove le caratteristiche meccaniche sono omogenee. Onde elastiche vengono generate dalle discontinuità del terreno e dall'interfaccia con l'aria (contorni di domini omogenei) mediante sorgenti puntiformi distribuite sui contorni stessi. Quindi le onde diffratte vengono costruite proprio sulle discontinuità dove esse sono fisicamente generate. Il moto nel terreno, o la sua trasformata di Fourier, $u(r)$ viene considerato come somma del moto incidente generato dalla sorgente sismica $u_o(r)$ e quello $u_m(r)$ generato dalle sorgenti puntiformi distribuite lungo i contorni $\phi(r')$ (Figura 19):

$$u(r,t) = u_o(r,t) + u_m(r) \quad (14)$$

dove:

$$u_m(r) = \int_S \phi(r') \cdot G_{mi}(r, r') \cdot dS' \quad (15)$$

$G_{mi}(r,r')$ è la funzione di Green che rappresenta lo spostamento nel punto r in direzione m dovuto ad un carico puntiforme ed impulsivo in direzione i nel punto r' ed S il contorno di integrazione.

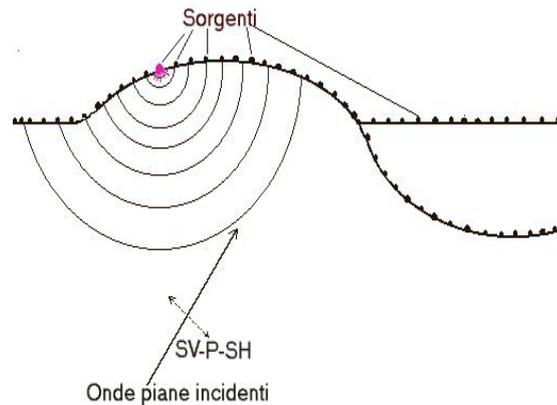


Figura 19. Schema di soluzione nel metodo degli elementi di contorno. (BEM scheme of analysis)

Imponendo le condizioni al contorno di continuità sia sulla superficie libera, sia all'interfaccia tra le zone e usando uno schema di discretizzazione degli integrali, si ottiene un sistema di equazioni algebriche che, una volta risolte, permette di ottenere l'intensità delle sorgenti e quindi i valori di spostamento, velocità ed accelerazione, nonché le trazioni in ogni punto. Il calcolo è effettuato nel dominio delle frequenze come SHAKE e come in PSHAKE, mediante l'applicazione della teoria della dinamica probabilistica, "random vibration theory", permette di tenere conto della aleatorietà del moto su roccia affiorante (T.Sanò et alii, 1991 e 1993). In tal maniera si può definire in superficie un moto vibratorio sia come una storia temporale, sia come spettro di risposta o spettro di densità di potenza, che sia rappresentativo di famiglie di storie temporali e quindi più adatto per una progettazione.

Si può considerare sia il caso che il moto di input sia costituito da onde SH (cioè che la direzione del moto delle particelle del terreno sia perpendicolare alla sezione) oppure onde SV (cioè moto delle particelle nel piano). Il codice è molto flessibile in quanto può considerare:

- onde di qualsiasi tipo: di volume (P, SH, SV) e di superficie (Rayleigh);
- onde provenienti da qualsiasi direzione;
- input espresso come spettro di risposta oppure Densità spettrale di potenza;
- input espresso come spettro di Fourier.

Il secondo codice di calcolo citato, ELCO, ha la limitazione di poter modellare solo un unico materiale omogeneo e continuo a comportamento rigido (bedrock), a cui è possibile applicare il moto di input (storia temporale) con un angolo di incidenza variabile.

Anche per ELCO i contorni sono discretizzati in segmenti rettilinei, per ciascuno dei quali viene assunta una funzione di forma ad andamento costante o lineare, il cui valore medio è riferito al centro. Le equazioni integrali si trasformano in algebriche espresse in forma matriciale, in cui la matrice contiene gli elementi provenienti dall'integrazione sugli elementi eseguita con l'integrazione di Gauss a 2 nodi. Il vantaggio è la semplicità e rapidità di calcolo, ma lo svantaggio è quello di considerare le sole influenze geometriche del rilievo senza tenere in conto l'influenza associata di eventuali materiali a comportamento non lineare (è possibile infatti un

disaccordo tra i risultati ottenuti dalla modellazione numerica e quelli ottenuti da osservazioni sperimentali).

Tra i metodi spettrali ricordiamo l'algoritmo di calcolo ELSE (ELasticity by Spectral Elements) (Centro di ricerca, Sviluppo e Studi Superiori di Sardegna, Dipartimento di Matematica e di ingegneria Strutturale del Politecnico di Milano, 1994-1998), che esiste in versione 2D e 3D e lavora nel campo esclusivamente elastico (per questo è utilizzato per l'analisi degli effetti di amplificazione morfologica presenti su materiali rocciosi). Nel paragrafo seguente si forniscono alcune spiegazioni sulla procedura di calcolo.

Tra i metodi ibridi ricordiamo l'algoritmo di calcolo AHNSE (Advanced Hybrid Numerical Solver for Elasto-dynamics), che accoppia opportunamente al metodo spettrale il metodo con gli elementi finiti. In particolare nella parte più vasta del dominio, dove il problema è rappresentabile in termini lineari, la modellizzazione avviene tramite elementi spettrali, mentre per la parte del dominio che richiede, a causa della geometria complessa, maggior precisione nella sua discretizzazione e, dove entrano in gioco effetti di non linearità, si utilizzano gli elementi finiti.

4.4 Alcuni Cenni sulle Analisi Tridimensionali

I programmi di calcolo 3D sono modelli complessi che richiedono capacità computazionali notevoli; solo recentemente iniziano ad avere una certa diffusione grazie al rapido sviluppo degli strumenti informatici. Il loro utilizzo è principalmente concentrato sulla valutazione delle amplificazioni in presenza di effetti morfologici, data l'importanza assunta in queste analisi dalla conoscenza precisa e dalla gestione di un modello tridimensionale del terreno. Ricordiamo tra questi metodi il codice di calcolo ELSE in versione 3D, già citato in precedenza a proposito dei metodi bidimensionali. Tale metodo discretizza il continuo in una griglia strutturata ad elementi parallelepipedi, in cui ciascun elemento risulta contornato da 6 altri elementi con cui condivide un limite di continuità (ove sono imposte condizioni di continuità degli sforzi e degli spostamenti). La griglia di discretizzazione coincide perfettamente con la griglia di quadratura, nei cui nodi viene eseguita l'integrazione numerica e in cui i polinomi di 5° grado, usati per approssimare l'intero dominio, si annullano. Per garantire l'accuratezza dei calcoli devono essere soddisfatti alcuni requisiti spaziali che definiscono il passo di discretizzazione e quindi le dimensioni degli elementi tridimensionali. I limiti al contorno sono trasparenti alle onde che si propagano attraverso di essi all'esterno e si definiscono assorbenti, perché eliminano le riflessioni parassite che compaiono nelle analisi numeriche, in cui il dominio è finito, a differenza della realtà in cui il dominio è infinito.

Nel codice di calcolo ELSE le condizioni assorbenti rappresentano un vincolo per le proprietà del mezzo elastico, imponendo al coefficiente di Poisson un valore inferiore a 0.25. Inoltre le condizioni assorbenti decadono nel caso di angoli di incidenza prossimi a 90° rispetto alla normale al limite, per cui il coefficiente di riflessione è prossimo all'unità: le componenti riflesse si diffondono pertanto nell'intero modello sovrapponendosi al segnale originario. Per ovviare al problema la griglia di calcolo dovrà includere una zona sufficientemente ampia, all'interno della quale la soluzione risulti indisturbata dalle onde riflesse dal contorno; la zona indisturbata deve coincidere con la zona di analisi. Il mezzo è considerato omogeneo, per cui vengono definiti i parametri di velocità delle onde di taglio V_s , la densità, il modulo di taglio G , il coefficiente di

Lamé λ e il coefficiente di smorzamento, assegnandoli a ciascun elemento tridimensionale; il comportamento dissipativo dei materiali è rappresentato mediante il modello di Kelvin-Voigt. Il segnale di input viene applicato con incidenza verticale, dichiarandone la frequenza massima tramite il parametro T_0 (distanza tra l'origine e la frequenza di picco F_p) e un parametro $\beta = (\pi \times F_p)^2$.

5 Influenza di Alcuni Parametri sull'Amplificazione Sismica

I risultati degli studi sul fenomeno di amplificazione sismica locale indicano che essa è influenzata principalmente dai seguenti fattori interconnessi tra di loro:

Tipo di terreno, geometria e spessore dello strato soffice. Questi sono effetti di un filtro dinamico, prodotti da stratificazioni a giacitura suborizzontale dei terreni superficiali sul moto proveniente da un substrato di maggiore rigidezza (bedrock). Lo strato di terreno agisce come un filtro passa-basso con una frequenza di risonanza pari a $v/4h$ dove v è la velocità media delle onde di taglio (che è una misura della rigidezza del terreno) ed h lo spessore dello strato. Di conseguenza si osserva una amplificazione dinamica delle onde sismiche vicino alla frequenza di risonanza. Essa dipende oltre che dal tipo di terreno anche dalla velocità delle onde di taglio, dallo smorzamento e dallo spessore dello strato;

Intensità del moto sismico e non-linearità del terreno. L'amplificazione non è una funzione lineare dell'intensità del moto sismico al sito rigido di riferimento a causa della non-linearità. In genere l'amplificazione non è influenzata dalla non-linearità nel campo delle basse frequenze, cioè per lunghezze d'onda maggiori dello spessore dello strato del terreno soffice. Nel campo intermedio di frequenza (0.1-10.0 Hz), quello in cui ricadono le frequenze proprie delle strutture civili, al crescere dell'intensità del moto cresce la non-linearità del terreno con la conseguente diminuzione dell'amplificazione locale. Per le frequenze più alte (in genere superiori a 10.0 Hz) spesso si ottengono amplificazioni maggiori rispetto al caso lineare. Tale effetto è interpretato come la conseguenza del cambio rapido di rigidezza alla fine dei cicli di isteresi delle curve deformazione-tensione (vedi capitolo sulla Dinamica dei Terreni). La non linearità comporta in genere una riduzione della rigidezza e resistenza del terreno e un aumento dello smorzamento; nella Figura 14 è riportato l'andamento della rigidezza adimensionalizzata (G/G_0) e dello smorzamento al crescere della deformazione del terreno e quindi dell'intensità del moto. Con la riduzione della resistenza e della rigidezza (modulo di taglio G) diminuisce la velocità delle onde di taglio ($v = \sqrt{G/\rho}$), dove ρ è la densità, e quindi anche la frequenza propria $f = v/4h$ dello strato del terreno soffice di spessore h . Per tale ragione il moto registrato in superficie può presentare, per alte intensità e a causa della non-linearità, una grande amplificazione a frequenze più basse che nel caso lineare. Inoltre al crescere della non-linearità cresce l'energia dissipata, cioè lo smorzamento, con la conseguente riduzione dell'amplificazione;

Curvatura degli strati e geometria dei bacini alluvionali. Essi sono causa di dispersione e addensamento delle onde sismiche (scattering) prodotti da variazioni rispetto all'andamento orizzontale della superficie topografica o della giacitura degli strati superficiali e/o del substrato. La forma degli strati influenza i fenomeni di focalizzazione e diradazione delle onde, caso tipico dell'effetto topografico, inoltre comporta la conversione delle onde incidenti in onde di superficie

di grande ampiezza. Le onde di superficie possono restare intrappolate nei bacini sedimentari creando grosse amplificazioni specie ai bordi.

Nel seguito sono mostrati gli effetti di alcuni dei parametri su citati con riferimento ad alcuni casi reali già studiati: San Giuliano di Puglia, colpita dal terremoto 2003, e Sellano dal terremoto del 1997.

Effetto della presenza di uno strato superficiale soffice:

Viene presentato il caso della città di San Giuliano di Puglia. Nella Figura 20 è mostrato uno schema di calcolo 2D corrispondente ad una sezione di terreno in direzione nord-sud. (T.Sano et al. 2004).

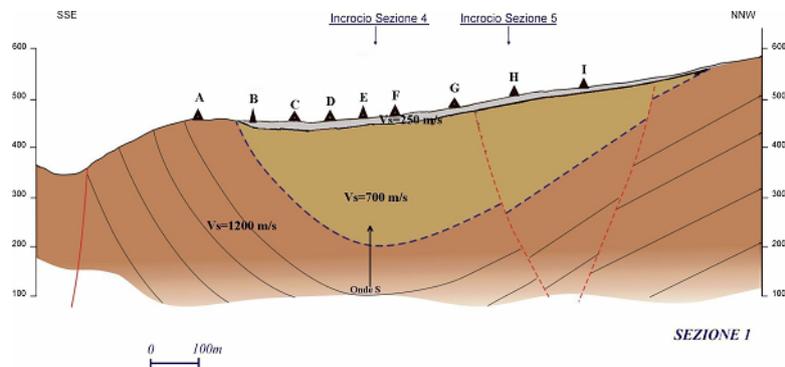


Figura 20. Schema di calcolo di una sezione di terreno a S.Giuliano di Puglia. (Soil section in a site of S.Giuliano di Puglia and analysis scheme).

Il paese si estende in una zona collinare in parte su roccia ed in parte su argilla. Morfologicamente, il centro abitato è caratterizzato da una piccola e stretta dorsale che si estende da nord e si immerge verso sud; il centro storico si sviluppa su terreno rigido (stazione A della figura) mentre il borgo più moderno si estende sul terreno argilloso. Per caratterizzare le proprietà del terreno, nella fase preliminare, sono stati utilizzati i dati ottenuti dalle indagini Down-Hole, senza che essi fossero rianalizzati criticamente. Essi indicavano per le velocità dell'argilla un andamento quasi costante con la profondità intorno a 700 m/s. I risultati delle analisi con BESOIL sono mostrati nella Figura 21 e confrontati con quelli derivanti dall'elaborazione delle registrazioni, nella stazione F, delle repliche nei giorni successivi al 31-10-2003 (in figura "moto registrato su argilla"). I valori di accelerazione calcolati con le simulazioni numeriche fanno riferimento alle stazioni indicate nella Figura 20.

Si noti che il calcolo numerico non riesce a riprodurre i valori registrati, se non nei periodi molto alti, intorno a 0.5 s dove l'effetto di amplificazione è dovuto alla forma complessiva della sinclinale piuttosto che alle caratteristiche meccaniche del terreno.

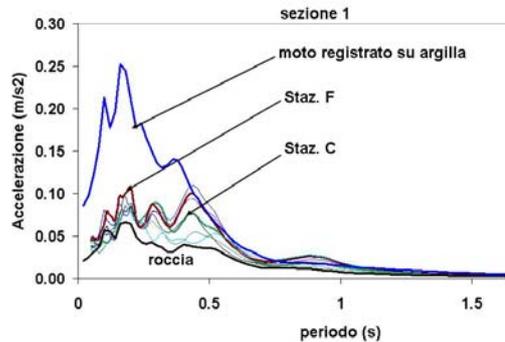


Figura 21. Risultati nel caso di assenza di uno strato superficiale soffice confrontati con i valori registrati. (*Output response spectra, compared with recorded one, in case of analysis without soft superficial stratum*)

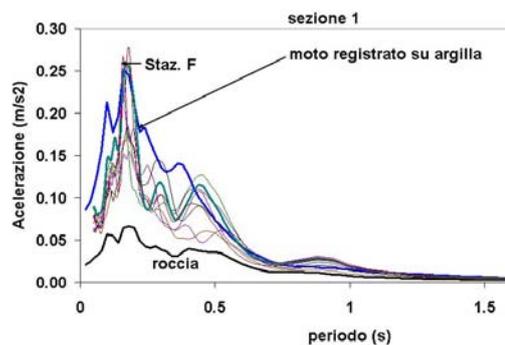


Figura 22. Risultati nel caso di presenza di uno strato superficiale soffice confrontati con i valori registrati. (*Output response spectra, compared with recorded one, in case of analysis with soft superficial stratum*)

Successivamente, in seguito ad una più attenta analisi delle prove Down-Hole e dalle successive analisi di laboratorio, è stato individuato uno strato superficiale di terreno più soffice ($V_s=250$ m/s) dello spessore massimo di 20 m al centro della città nuova (stazione F della figura). I risultati numerici, in questa nuova configurazione, sono sufficientemente prossimi ai dati registrati, Figura 20.

Effetto della non-linearità: Nel caso della città di San Giuliano di Puglia, i coefficienti di amplificazione sismica ricavati dalle repliche (magnitudo compresa tra 3.5 e 4.2) e calcolati numericamente sono arrivati a circa 4 mentre per intensità prossima alla scossa principale non hanno superato il valore di 1.7 (T.Sanò et al. 2004) Tale valore è stato ottenuto con un'analisi numerica con lo schema mostrato nella Figura 20 ed è stato confermato dall'entità dei danni mediante un metodo approssimato che si basa sulla correlazione tra danno puntuale, intensità e accelerazione massima.(Goretti e Dolce,2002).

Schematizzazione 1D e 2D.

I risultati dell'analisi a basso contenuto energetico, sempre riferendosi a San Giuliano, sono stati confrontati con quelli di una analisi 1D (PSHAKE) nell'ipotesi che il terreno sia a strati piani e paralleli con le caratteristiche del centro della valle (stazione F della Figura 20)

I risultati sono mostrati nella figura seguente.

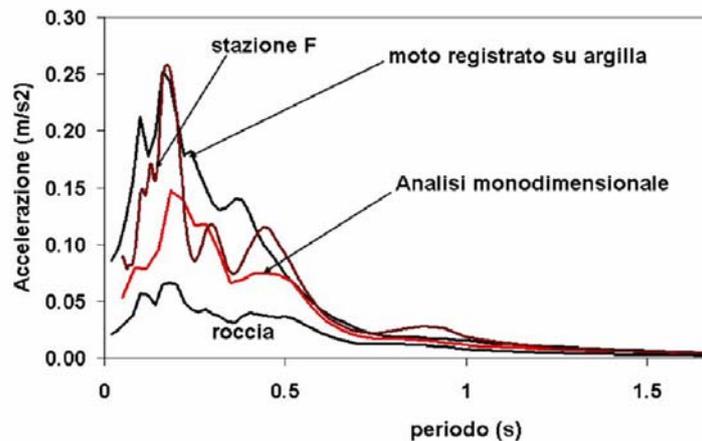


Figura 23. Confronto tra i dati registrati e quelli calcolati nel caso monodimensionale e bidimensionale, quest'ultimo indicato con stazione F. (Comparison of recorded spectrum with computer ones 1D and 2D, the last is labelled as F)

Essi mostrano che probabilmente nel caso 1D non si riesce a tener conto della focalizzazione delle onde al centro della valle.

Effetto dello strato di argilla in profondità

È stato eliminato il contrasto tra la roccia e l'argilla compatta in profondità in modo da esaminare l'effetto della forma a conca degli strati profondi (Figura 20).

È stato considerato solo lo strato superficiale, eliminando il contrasto in profondità e assegnando all'unico materiale profondo una rigidità corrispondente a $V_s=700$ m/s.

Nella figura seguente vengono riportati sia lo spettro del moto medio registrato su roccia sia su argilla (in corrispondenza alla stazione F), sia quello calcolato su tutte le stazioni mostrate nella Figura 20 compresa la stazione F, espressamente indicata. Dal confronto con i risultati precedenti (Figura 22) si evidenzia una minore amplificazione nel campo delle basse frequenze cioè dei periodi intorno a 0.4-0.5 s ed una concentrazione dell'amplificazione intorno ai periodi di 0.15-0.25 corrispondenti alla frequenza propria dello strato superficiale. In ogni caso il calcolo numerico non riesce a riprodurre i valori registrati

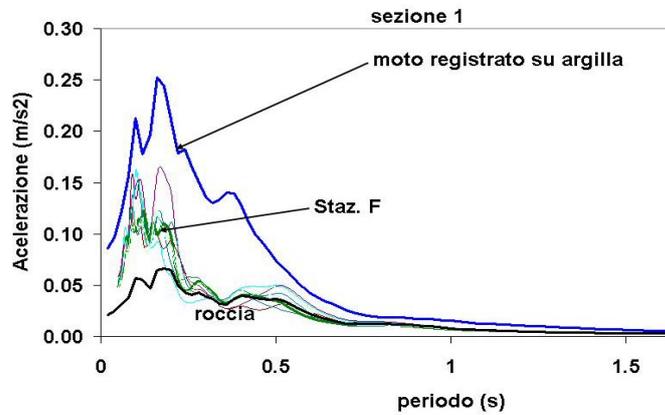


Figura 24. Effetto del contrasto in profondità. (Effect of impedance contrast in depth)

Effetto della direzione dell'onda incidente.

Le sorgenti della maggior parte delle repliche in San Giuliano di Puglia si trovano circa nel piano trasversale. Per tale ragione sono state esaminate le sezioni trasversali rispetto alla sezione 1, mostrata nella fig 20, i cui schemi di calcolo sono mostrati nella figura seguente (T.Sanò et al. 2004). La sezione 4 passa vicino alle sezioni E ed F, fig .20, mentre la sezione B attraversa il centro storico in prossimità della stazione A.

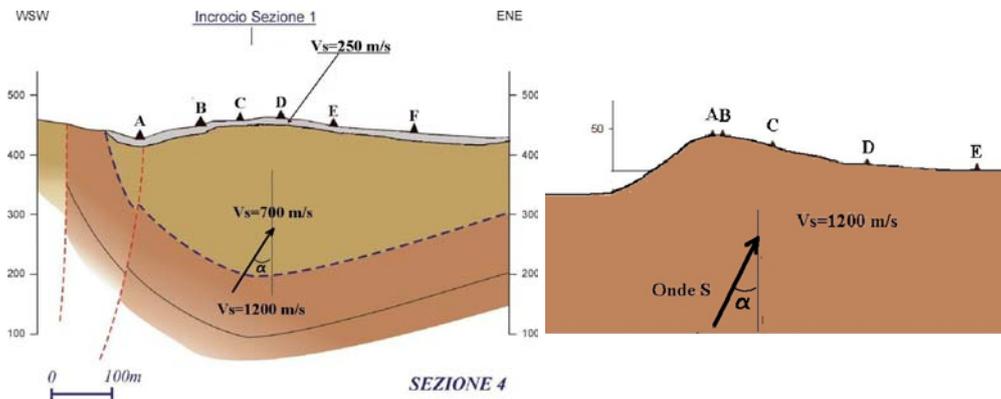


Figura 25. Schema di due sezioni trasversali, 4 e B della figura20, nel centro storico di S.Giuliano di Puglia (Scheme of two transversal sections, 4 and B of figure 20, in S.Giuliano di Puglia city center)

Il metodo di analisi è consistito nel cambiare l'inclinazione delle onde incidenti mantenendo inalterato il moto di riferimento nella stazione B della sezione B.

Sono state fatte tre analisi con gli angoli di incidenza α pari a 0° , 40° e 50° usando un input a bassa intensità, cioè quello medio delle repliche con magnitudo compresa tra 3.5 e 4.2, sulle sezioni nel centro storico di San Giuliano (Figura 25). I risultati sono mostrati nelle Figure 26, 27 e 28. Vi sono solo rappresentati gli spettri di risposta in accelerazione nelle stazioni C e D della sezione 4 (Figura 25 a sinistra):

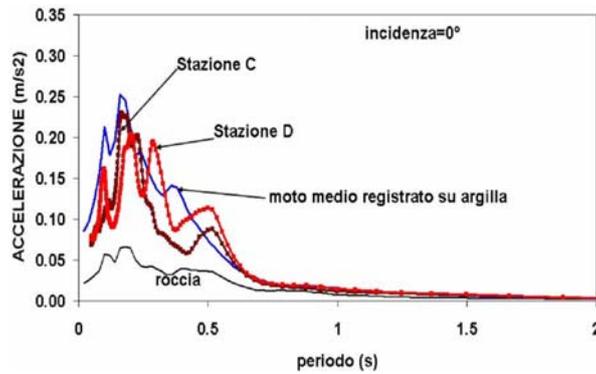


Figura 26. Incidenza di 0° . (Vertical Incidence angle).

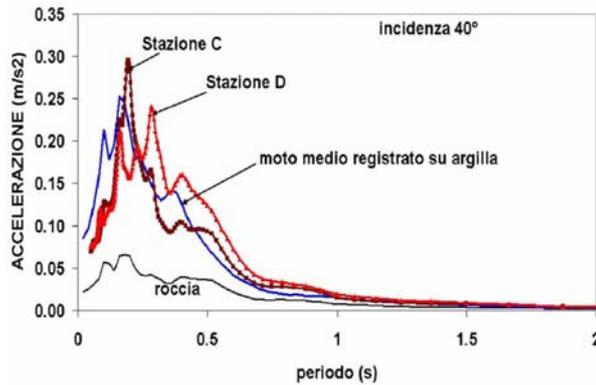


Figura 27. Incidenza di 40° . (Incidence angle of 40°)

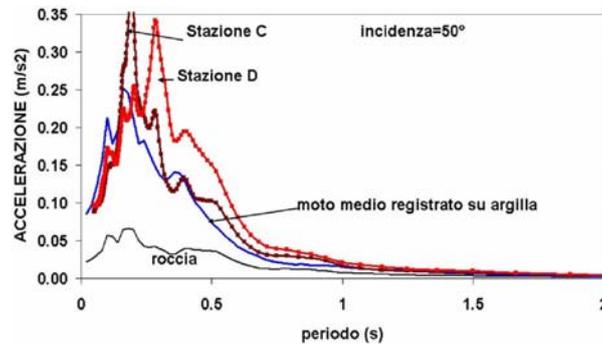


Figura 28. Incidenza di 50° (Incidence angle of 50°)

Dall'esame delle figure si nota che al crescere dell'incidenza la risposta aumenta sull'argilla a parità di quella su roccia. Questo è probabilmente dovuto al fatto che, all'aumentare dell'angolo di incidenza, diminuisce il moto orizzontale su roccia (per effetto topografico) più di quanto diminuisca su argilla.

Effetto della topografia

Tale effetto è stato evidente durante il terremoto dell'Umbria-Marche del settembre 1997 nella città di Sellano che giace su di una collina allungata in direzione circa E-O (Pergalani et alii, 1999). Durante le repliche sono state installate delle stazioni accelerometriche in due siti poco distanti tra di loro, uno in città e l'altro in periferia ad alcune centinaia di metri di distanza (Figura 29).

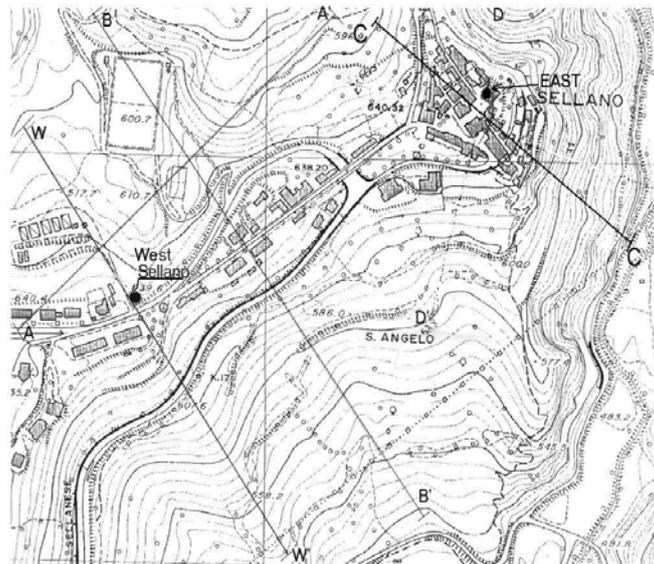


Figura 29. Mappa di Sellano. (Map of Sellano)

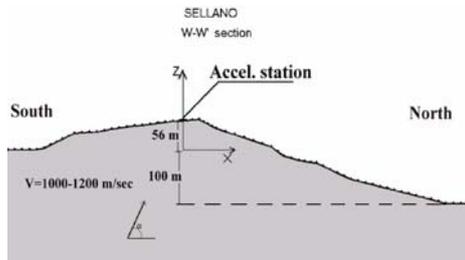


Figura 30. Sezione West (West section).

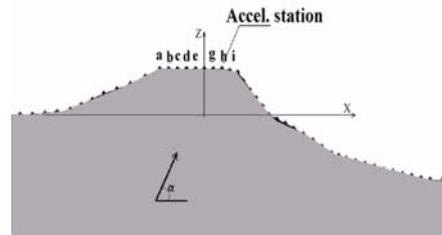


Figura 31. Sezione East (East section).

Nelle Figure 30 e 31 sono riportate le sezioni perpendicolari all'asse della collina, cioè in direzione circa N-S, in corrispondenza delle stazioni accelerometriche ed identificate come sezione West, quella in periferia, e sezione East quella in città.

Nella figura successiva sono riportati gli spettri medi della sequenza di repliche registrate.

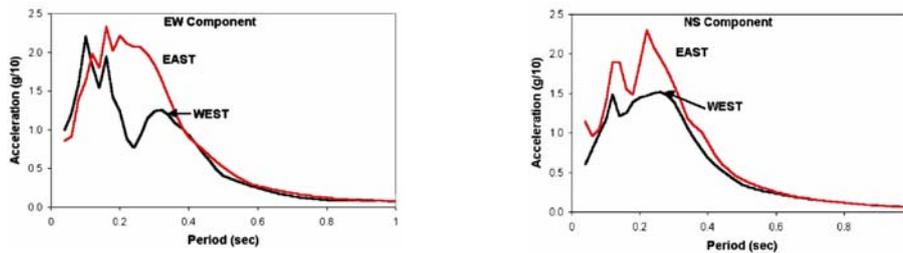


Figura 32. Spettri medi degli accelerogrammi registrati durante le repliche. (Mean spectra of recorded accelerograms during aftershocks)

Sebbene numerosi studi siano ancora in corso per spiegare i risultati differenti nelle due stazioni, tali differenze sono probabilmente dovute alla forma delle sezioni. Infatti la sezione West presenta delle pendenze meno ripide che la East che, nel campo delle frequenze intorno a 0.3 Hz, presenta una maggiore risposta (Sanò, 1999; Sanò e Pugliese, 1999). I parametri che influenzano la risposta sismica sono più numerosi rispetto al caso monodimensionale caratterizzato da situazioni con strati piani e paralleli. Sono importanti anche la forma della superficie e le dimensioni dei rilievi e delle valli in rapporto alle lunghezze d'onda del moto incidente ed anche la sua direzione. Risulta anche che il moto in superficie cambia drasticamente da punto a punto anche a brevissima distanza con difficoltà a caratterizzare tale moto sperimentalmente mediante l'impiego di accelerometri o sismometri.

5. Bibliografia

- AGI, (2005). *Aspetti geotecnici della progettazione in zona sismica*, Linee Guida, Patron Editore, Bologna
- Aki, K. (1988), Local site effects on strong ground motion. *Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground motion evaluation*, J.L. Von Thun (Ed.), Park City, Utah, ASCE, Geotechnical Special Publication, No. 20.
- Bard, P.Y. (1995), Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. *Proc. X European Conf. on Earthquake Engineering*, 28/8-2/9, Vienna (Austria). Duma Ed., Balkema, Rotterdam, pp. 305-323.
- Bardet, J.P., Ichii, K., and Lin C.H. (2000). EERA A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of Layered Soil Deposits, Dep. of Civil Engineering, University of Southern California.
- Brebbia, C. A. (1984). *The Boundary Element Method for engineers*. Pentech Press, London.
- Callerio, A., Petrini, V., Pergalani, F. (2000). ELCO, A program for two-dimensional analyses using boundary element method. IRRS, Milano.
- EduPro Civil System, Inc. (1998), ProShake- Ground response analysis Program, EduPro Civil System, Inc., Redmond, Washington.
- Hudson, M.B., Idriss, I.M., Beikae, M. (1993). QUAD4M, A computer program for evaluating the seismic response of soil structure by variable damping finite element procedures. Report of Dip. of Civil & Environmental Eng., University of California, Davis
- Idriss, I.M., Lysmer, J., Hwang, R., Seed, H.B. (1973). QUAD-4: a computer program for evaluating the seismic response of soil structures by variable damping finite element procedures. Report No. EERC 73-16, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Idriss, I.M., Sun, J.I. (1992). SHAKE91 – a computer program for conducting equivalent linear seismic response analyses of horizontally layered soils deposits. University of California, Davis.
- Itasca Consulting Group, inc. (2002). FLAC- Fast Lagrangian Analysis of Continua, Version 4.0 User's manual. Minneapolis, Minnesota.
- Kramer, S.L. (1996). *Geotechnical earthquake engineering*. Prentice-Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics.
- Lee, M.K.W., Finn W.D.L. (1978). DESRA-2: Dynamic effective stress response analysis of soil deposits with energy transmitting boundary including assessment of liquefaction potential. Soil Mechanics Series no. 38, University of British Columbia, Vancouver.
- Li X.S., Wang Z.L., Shen C.K. (1992). SUMDES A Nonlinear Procedure for Response Analysis of Horizontally-layered Sites Subjected to Multidirectional Earthquake loading, Dep. Of Civil Eng. University of California, Davis.
- Lysmer, J., Udaka, T., Tsai, C.F., Seed, H.B. (1975). FLUSH: a computer program for approximate 3-D analysis of soil-structure interaction problems. Report No. EERC 75-30, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.
- Pergalani, F., Luzi, L., Petrini, V., Pugliese, A., Romeo, R., Sanò, T. (1999). Criteria for a Seismic Micro-zoning of a large Area in Central Italy, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, Vol. N. 18, p. 279-296.
- Romo-Organista M.P., Chen Jen-Hwa, Lysmer, J., Seed, H.B. (1980). PLUSH A computer program for probabilistic finite element analysis of seismic soil-structure interaction. Report No UBC/EERC-77/01, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

- Sánchez-Sesma, F.J., Campillo, M. (1991). Diffraction of P, SV and Rayleigh waves by topographical features : a boundary integral formulation. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, pp. 2234-2253.
- Sanchez-Sesma F.J., Ramos-Martinez, J., Campillo, M. (1993). An indirect boundary element method applied to simulate the seismic response of alluvional valleys for incident P,S and Rayleigh waves. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics*, Vol. 22,279-295.
- Sanò, T.(1996). BESOIL: un programma per il calcolo della propagazione delle onde sismiche. Rapporto tecnico SSN/RT/96/9.
- Sanò, T., Pugliese, A. (1991). PSHAKE,Analisi probabilistica della propagazione delle onde sismiche, ENEA, RT/DISP/91/03
- Sanò, T., Pugliese, A., Di Pasquale, G. (1993). Aleatorietà del moto sismico nell'amplificazione locale, *VI Convegno Nazionale "L'ingegneria Sismica in Italia"*, Vol. 1, pagg. 65-74.
- Sanò, T.,Pugliese, A., Romeo, R. (1995). Amplificazione locale in condizione di alta non linearità, *VII Convegno Nazionale "L' Ingegneria Sismica in Italia"*, Vol. 3, Siena.
- Sanò, T. (1999). Local amplification effects during the 1997 Umbria-Marche earthquake”, Int. Conference on Earthquake hazard and risk in the mediterranean region, N.E. University North Cyprus, 18-22 October
- Sanò, T., Pugliese, A. (1999). Parametric study on topographic effects in seismic soil amplification”, *Second International Symposium on Earthquake Resistant engineering structure, ERES 99*, 17-17 June, Catania Italy.
- Sanò, T., Di Pasquale, G., Naso, G. (2004). Influenza dell'intensità del moto, della geologia e della morfologia sull'amplificazione sismica a San Giuliano di Puglia (CB), *XI Convegno Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia"*, Genova 25-28 gennaio.
- Schnabel, P.B., Lysmer, J., Seed, H. B. (1972), SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites. Report No. EERC 72-12, Earthquake Engineering Research Center, University of California, Berkeley.

Altri riferimenti

- Kramer S.L.,(1996) Geotechnical earthquake engineering, Prentice-Hall, New Jersey.
- Romeo R.W. (2007). La risposta sismica locale per la progettazione strutturale. Interational Centre for Mechanical Sciences, Monografie CISM, pp 151-186.

Numerical Analysis for Local Seismic Response

Tito Sanò

Consultant of Geological Risks Research Center, CERI of University of Roma, Italy

Abstract

Many analytical methods allow numerical computation of seismic waves propagation in subsoil. All the numerical codes differ each other for the algorithm and simplification hypotheses. The present work provides a brief outline of three kinds of computer codes used to estimate the site effects and to emphasise the main issues. The first group of computer code, i.e. SHAKE, is based on the continuous solution to the wave equation. The soil profile is idealized as an 1D system of homogeneous, visco-elastic layers of infinite horizontal extent, with mechanical soil properties strain-dependent. Usually the response of this system is calculated considering vertically propagating shear waves. Most of the commonly used 1D computer codes, i.e. PSHAKE, are derived by SHAKE that is routinely used in engineering practice particularly when the non-linearity plays an important role in the site response. The second type of codes, based on the Finite Element Method, is generally used to analyze complex morphology. The actual continuum is described by a set of elements, inter-connected at a finite number of nodal points. In code such as QUAD4 the solution is obtained using, for each element, shear modulus and damping values which are compatible with the strain developed by wave propagation. As the boundary is rigid it reflects and traps waves going away from the soft soil and then produces an overestimate of soil amplification. QUAD4M has reduced this drawback by using a compliant base with viscous boundary element. The third kind of code, i.e. BESOIL, is based on the Indirect Boundary Element Method and allows accounting for very complex wave propagations. This method has gained increasing popularity recognizing advantages over domain approaches due the relatively easy fulfillment of radiation conditions at infinity and the high accuracy of results. The method requires to model only soil surfaces and boundaries between homogeneous domains. Solution is searched as sum of known impinging waves and those produced by fictitious point sources placed on boundaries. In this way diffracted waves are generated, as the real phenomenon, from the interference of incoming waves with those generated by discontinuities. The method can make only linear analyses. The problem of non-linearity can be overcome using another simpler code to approximately assess the deformation of the soil under the seismic excitation, i.e. the SHAKE code. Such deformation can be used to compute the modified characteristic of the soil to apply to BESOIL for the final analysis. The effect on local seismic response of some parameters, such as surface soil shape and thickness, submerged morphology, non linearity of soil behaviour and impinging wave direction, is shown as result of numerical analyses performed during the microzonation of San Giuliano di Puglia and Sellano.