

POLITECNICO DI MILANO
FACOLTÀ DI INGEGNERIA CIVILE, AMBIENTALE E TERRITORIALE
Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio



**EFFETTI SISMICI DI SITO
IN ALCUNE VALLI SEDIMENTARIE
ITALIANE**

Relatore:

Prof. Ezio FACCIOLO

Correlatrice:

Ing. Manuela VANINI

Tesi di Laurea di:

Antonino MINGOIA

Matr. 724991

Anno Accademico 2009 - 2010

Indice

Introduzione	iv
1 Effetti di sito	1
1.1 Introduzione	1
1.2 Frequenze fondamentali di vibrazione 1D e 2D di bacini e valli sedimentarie	2
1.3 Risposta di un sistema stratificato	4
1.4 Effetto di smorzamento interno dei materiali	6
1.5 Onde superficiali in una valle	10
2 Modelli rappresentativi di valli italiane	14
2.1 Introduzione	14
2.2 Studi pregressi usati come riferimento	16
2.2.1 SISMOVALP	16
2.2.2 Progetto S5	19
2.3 Bacini selezionati per lo studio	23
2.3.1 Valle del Tagliamento	24
2.3.2 Valle dell'Alto Tagliamento	34
2.3.3 La Piana di Gubbio	38
2.3.4 Valle dell'Aterno	43
3 Scelta del modello	48
3.1 Introduzione	48
3.2 Geometria del modello	48
3.3 Profilo stratigrafico del modello	51

3.4	Funzioni di amplificazione e frequenze fondamentali di vibrazione	53
3.5	Effetti di non linearità nel comportamento dei terreni	58
4	Il metodo	61
4.1	Introduzione	61
4.2	Metodo degli elementi spettrali	61
4.3	Il <i>metodo di riduzione dei domini</i> (DRM)	64
4.4	Metodo di Hisada	70
4.4.1	Funzione di Green	73
5	Le analisi numeriche	77
5.1	Introduzione	77
5.2	Procedimento di analisi	77
5.2.1	Creazione della maglia numerica	78
5.2.2	DRM Step I	84
5.2.3	DRM Step II	88
5.3	Risultati	91
5.3.1	Le simulazioni del terremoto aquilano	92
5.3.2	La simulazione del terremoto Umbria-Marche	101
6	Conclusioni	110
	Bibliografia	113

Introduzione

I terremoti sono da sempre tra le calamità naturali che suscitano maggior interesse, per via del loro potenziale distruttivo e della loro natura, che cela tutt'oggi aspetti incompresi e non permette di predire un sisma in modo deterministico. Si tratta di fenomeni relativamente frequenti, specie sul territorio italiano in cui, negli ultimi dieci anni, l'archivio delle misure accelerometriche (ITACA) ha registrato circa 110 eventi con magnitudo $M_w \geq 4$. La rilevanza di questo fenomeno nella vita delle persone ha richiesto un'intensificazione degli studi sia in campo ingegneristico che nelle altre discipline legate alla sismologia. Gli studi compiuti finora hanno definito i principali fattori che determinano gli effetti catastrofici di un sisma. I danni conseguenti ad un terremoto sono certamente legati all'intensità della sorgente, ma anche alle caratteristiche del luogo in cui l'evento si verifica. In particolare, è necessario considerare il valore esposto e la vulnerabilità dei territori e delle strutture civili colpite, nonché i fenomeni che intervengono nella propagazione delle onde su grande scala e quelli che sono in grado di amplificare (o deamplificare) localmente il moto sismico: i cosiddetti *effetti di sito*. Questi ultimi sono generati da particolari conformazioni topografiche e stratigrafie del terreno, dalla presenza e dalla geometria di depositi superficiali di materiali sciolti o da discontinuità laterali nella struttura del suolo. La loro valutazione è di grande importanza per la caratterizzazione della risposta sismica di un sito e per la progettazione antisismica.

Attualmente, lo studio degli effetti di sito può essere condotto con metodi analitici, sperimentali o numerici. I primi, più rigorosi, prevedono la soluzione delle equazioni dell'elastodinamica e possono essere applicati solo nei casi in cui la geometria del problema è relativamente semplice e se si è a conoscenza

della velocità di propagazione delle onde di taglio nei terreni superficiali e dello spessore di questi ultimi (Faccioli e Paolucci, 2005). I metodi sperimentali, invece, stimano l'amplificazione del moto del suolo per via empirica, sulla base di registrazioni strumentali originate da terremoti deboli o microtremiti. Questi metodi possono essere utilizzati solo disponendo di registrazioni del moto sismico in particolari siti di riferimento o per configurazioni geologiche semplici. Infine, per bacini aventi una geometria ed un assetto stratigrafico del suolo complessi, è possibile fare uso delle tecniche numeriche, il cui sviluppo costituisce uno dei temi principali dell'attuale ricerca in campo sismico.

Questa tesi riguarda lo studio di una delle strutture geologiche maggiormente interessate dagli effetti di sito: le valli sedimentarie. Sono state prese in considerazione alcune valli sedimentarie italiane, alpine ed appenniniche, con lo scopo di simulare la loro risposta sismica per mezzo di un modello avente caratteristiche geometriche, stratigrafiche ed oscillatorie medie tra quelle esibite dai singoli casi esaminati. Trattandosi di strutture geologiche con caratteristiche geometriche bidimensionali, si è scelto di adottare un modello di tipo 2D, costruito utilizzando il metodo degli elementi spettrali.

Il presente studio ha richiesto l'utilizzo sia di tecniche numeriche che analitiche e sperimentali. Quest'ultime sono state entrambe adoperate nella fase preliminare per l'analisi delle caratteristiche oscillatorie delle valli considerate. Le tecniche numeriche hanno permesso, invece, di eseguire le simulazioni vere e proprie. Nel propagare l'onda sismica dalla sorgente alla superficie terrestre è stato utilizzato il metodo del dominio ridotto (*DRM*), che ha consentito di diminuire gli oneri computazionali, analizzando separatamente la fase di generazione e propagazione in profondità delle onde sismiche e quella di propagazione all'interno della valle sedimentaria.

Nel primo capitolo vengono descritti alcuni fenomeni in grado di generare effetti di sito, richiamando i concetti di frequenza fondamentale di oscillazione 2D ed 1D; quest'ultimo è di principale importanza per lo studio delle caratteristiche oscillatorie di una valle sedimentaria, nonché degli effetti 2D che in essa possono generarsi (Chavez-Garcia e Faccioli, 2000). Viene definito, inoltre, come l'assetto stratigrafico e gli effetti di smorzamento del terreno possano influenzare la risposta sismica di un sito. Infine, facendo riferimento

alla teoria di Bard e Bouchon (1985), si affronta brevemente il tema delle onde superficiali e dei fenomeni di risonanza che queste possono causare all'interno di depositi sedimentari modellabili in 2D.

Il secondo capitolo descrive lo studio delle caratteristiche delle valli prese in esame: la Valle del Tagliamento, quella dell'Alto Tagliamento (Tolmezzo), la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Il metodo utilizzato per definire le geometrie e le caratteristiche stratigrafiche di ognuna di esse è stato scelto sulla base delle informazioni a disposizione: misure sismiche, informazioni bibliografiche e dati GPS della topografia del suolo.

Il terzo capitolo riguarda la fase di creazione del modello 2D usato per le analisi numeriche. Nella scelta delle proprietà meccaniche dei materiali costituenti il modello, è stata presa in considerazione anche l'ipotesi di comportamento non lineare dei depositi superficiali ed è stata eseguita un'analisi monodimensionale, adottando un comportamento elastico lineare equivalente dei materiali cristallini, per stimare i cosiddetti *parametri degradati*.

Il quarto capitolo descrive i metodi utilizzati per la creazione della maglia numerica e per la simulazione degli eventi sismici prescelti: il metodo degli elementi spettrali, il *DRM* nonché il metodo di Hisada e Bielak (2003), utilizzato per il calcolo degli spostamenti in campo libero.

Per concludere, nel quinto capitolo viene illustrata la procedura per le simulazioni di terremoti passati con lo scopo di comparare la risposta sismica registrata a quella calcolata mediante analisi numeriche. Inoltre, è stata adottata la procedura descritta nel Progetto S5 - Deliverable D19 (Task5, 2006) per calcolare lo scuotimento sismico in superficie di valli situate in diverse posizioni rispetto alla faglia sismogenetica e nelle vicinanze dell'epicentro. Infine vengono commentati i risultati in maniera da evidenziare i successi e gli insuccessi delle simulazioni, fornendo una spiegazione delle difficoltà incontrate nel riprodurre la risposta sismica delle valli sedimentarie studiate.

Capitolo 1

Effetti di sito

1.1 Introduzione

Un terremoto è un fenomeno dovuto alla frattura repentina di una porzione di crosta terrestre, che trasforma l'energia di deformazione, lentamente accumulata dalle rocce cristalline, in energia cinetica, che si propaga sotto forma di onde sismiche.

La violenza dello scuotimento registrato in superficie dipende dalla quantità di energia rilasciata dal terremoto, dall'attenuazione subita dall'onda nel suo moto di allontanamento dalla sorgente sismica ed anche dalle condizioni di sito. È possibile che particolari geometrie ed andamenti stratigrafici del suolo di un bacino composto da sedimenti alluvionali portino a notevoli amplificazioni locali del moto sismico, oltre che ad un aumento della durata dello scuotimento. Un altro fattore che può influenzare la risposta sismica di una valle sedimentaria è la sua posizione rispetto alla sorgente del terremoto. Questo aspetto è stato affrontato con gli strumenti dell'analisi numerica nell'ambito di numerosi studi (Hisada e Bielak, 2003; Faccioli *et al.*, 2005; SISMOVALP, 2007; Progetto S3 - Deliverable D21, Task6, 2007; Progetto S4 - Deliverable D9, 2010; Progetto S5 - Deliverable D19, Task5, 2006; Scandella e Vanini, 2007; Stupazzini, 2010; Vanini, 2003; Frischknecht e Wagner, 2004) ed è discusso nei capitoli 4 e 5 di questo lavoro di tesi.

Nei paragrafi che seguono sono state descritte le principali cause dell'

amplificazione sismica che si verificano all'interno di una valle sedimentaria e che hanno giocato un ruolo fondamentale nelle simulazioni numeriche.

1.2 Frequenze fondamentali di vibrazione 1D e 2D di bacini e valli sedimentarie

In prima approssimazione una valle riempita di sedimenti alluvionali può essere vista come uno strato di materiale elastico di spessore H , poggiante su una base più rigida. Un'onda incidente si propaga all'interno di essa fino a raggiungerne l'estremità superiore, la superficie libera, ove il fenomeno di riflessione totale genera un'onda che ha la stessa frequenza, ma si propaga in senso opposto. In corrispondenza della superficie, l'onda incidente e quella riflessa hanno stessa frequenza e stessa ampiezza e si sommano in maniera costruttiva, dando luogo al raddoppiamento in ampiezza del moto.

Lo strato elastico è sede di oscillazioni stazionarie, ognuna delle quali descrive il moto di una generica particella come la somma di due onde armoniche che si propagano in direzione opposta. È possibile definire il moto all'interno dello strato come la combinazione di più *modi di vibrare* (o modi normali), ovvero il complesso di moti oscillatori che si possono verificare all'interno di un corpo elastico (Branca, 2008), tutti caratterizzati da una propria frequenza di oscillazione. Tali frequenze sono dipendenti dalle caratteristiche dello strato vallivo ed in particolare dal suo spessore H e dalla velocità di propagazione ad esso associata V_s . Col crescere delle dissipazioni all'aumentare della frequenza, decadono più rapidamente i modi di ordine maggiore. Questa correlazione costituisce elemento di grande interesse per lo studio della risposta sismica delle valli, soprattutto in relazione al primo modo di vibrare, caratterizzato dalla *frequenza fondamentale*

$$f_0 = \frac{V_s}{4H}. \quad (1.1)$$

In corrispondenza delle frequenze proprie di vibrazione si hanno i valori massimi dell'amplificazione che si produce nello strato.

Nello studio degli effetti di sito che avvengono all'interno di bacini alluvionali, Bard e Bouchon (1985) sono stati tra i primi a porre l'attenzione sulle frequenze di risonanza e sui livelli di amplificazione stimabili lungo la sezione di un modello 2D di valle contenente sedimenti. Più recentemente, Semblat *et al.* (2004) e Frischknecht e Wagner (2004) hanno compiuto delle simulazioni numeriche i cui risultati hanno riconfermato che, lungo una sezione, all'aumentare dello spessore dei sedimenti, si osserva una diminuzione delle frequenze in corrispondenza delle quali si hanno i massimi livelli di amplificazione.

Si comprende in tal modo come sia possibile utilizzare la distribuzione spaziale delle frequenze di risonanza (misurabile con indagini in sito) per determinare la variazione di spessore dei sedimenti. Un simile approccio è stato usato per il Progetto S3 - *Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico* (Deliverable D21 - Task 6, 2007) per la costruzione di un modello numerico valido per la valle di Gubbio. Le numerose indagini sismiche, geofisiche e geotecniche avevano reso una grande quantità di informazioni riguardanti porzioni limitate del bacino, ma rimaneva incognito l'andamento del substrato in buona parte di esso. Per poterne ricavare il profilo si è scelto di utilizzare i valori di f_0 dedotti dai rapporti H/V. Si ricorda che la tecnica H/V (o *metodo di Nakamura*) permette di stimare la prima frequenza di risonanza di un profilo stratificato (approssimabile con un sistema di strati piani paralleli e soggetto ad incidenza di onde sismiche in direzione verticale) a partire dal rapporto tra lo spettro di Fourier di una delle componenti orizzontali del moto misurato in un punto e lo spettro della componente verticale nello stesso sito (Faccioli e Paolucci, 2005).

Seguendo gli studi di Ibs-von Seht e Wohlenberg (1999), è stata formulata una semplice relazione del tipo $H \approx a f_0^x$, in cui i parametri a ed x sono stati stimati a partire dai dati sperimentali, mediante regressione lineare. Il profilo così ottenuto è stato considerato come una sorta di profilo equivalente, un'immagine semplificata di una realtà molto complessa e, sebbene nella porzione più superficiale presentasse differenze con quanto evidenziato dalle misure, è stato ritenuto una soluzione accettabile ed utilizzato per le simulazioni numeriche.

L'equazione (1.1) consente di calcolare f_0 riferito al primo modo di vibrare

nel caso 1D, ma se la configurazione geologica considerata ha una geometria marcatamente 2D o 3D la stessa equazione non è adatta per determinare le frequenze che ne dominano la risposta sismica. In questo lavoro per stimare le frequenze fondamentali 2D si è utilizzato il programma Reform (Paolucci, 1999), basato sul metodo di Rayleigh applicato alle valli alluvionali. Esso prende in esame un sistema elastico in assenza di smorzamento, il quale oscilla con il suo modo fondamentale similmente ad un sistema con un grado di libertà. La conservazione dell'energia totale del sistema elastico può essere scritta come uguaglianza tra l'energia di deformazione elastica massima $E_{s_{max}}$ e l'energia cinetica E_k . Note le caratteristiche meccaniche del materiale e lo spostamento generato in un punto del dominio tridimensionale, l'uguaglianza dei due contributi energetici permette di calcolare la frequenza fondamentale. Il suddetto programma di calcolo è stato utilizzato per lo studio preliminare delle valli esaminate, descritto nel seguente capitolo.

1.3 Risposta di un sistema stratificato

Lo scuotimento del suolo è fortemente amplificato dalle caratteristiche dinamiche dei materiali in cui l'onda si propaga. Per poter comprendere come l'assetto stratigrafico di una valle possa determinare l'entità dello scuotimento in superficie è necessario un breve accenno alle funzioni di trasferimento, rappresentazione matematica della relazione tra le grandezze in ingresso nel sistema studiato (lo spostamento di un punto nel dominio del substrato, in profondità o affiorante) e la risposta del sistema stesso (lo spostamento di punti in superficie o all'interno dei sedimenti della valle). Tale funzione determina quantitativamente come la presenza della valle influenzi la risposta sismica alla quota del piano campagna (o entro i sedimenti).

Si immagini di avere da un lato un sistema costituito da uno strato orizzontale di materiale elastico, di spessore H ed infinitamente esteso in senso orizzontale, che poggia su un semispazio di materiale più rigido e, dall'altro, il caso in cui il semispazio sia affiorante (figura 1.1). In regime di moto sinusoidale, la risposta sismica di un punto del semispazio affiorante (A) è diversa da quella di un punto giacente sui sedimenti (B) e la relazione che

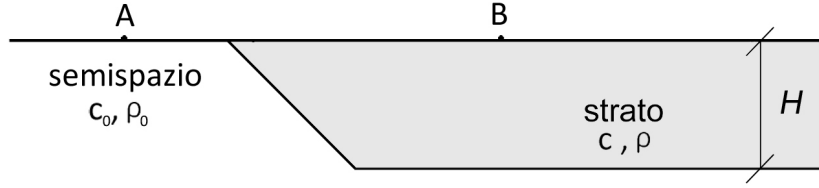


Figura 1.1: Schema di riferimento per il calcolo della funzione di trasferimento H_2 .

lega i due spostamenti è la seguente

$$H_2(\omega) = \frac{u_B(0, t)}{u_A(0)} = \frac{1}{\cos(\frac{\omega H}{c}) + i\eta \sin(\frac{\omega H}{c})}, \quad (1.2)$$

in cui c è la velocità di propagazione nello strato, H è la profondità della valle, ω è la pulsazione del segnale in ingresso ed η è il *rapporto d'impedenza*,

$$\eta = \frac{\rho c}{\rho_0 c_0}, \quad (1.3)$$

avendo indicato con c_0 e ρ_0 rispettivamente la velocità e la densità del semispazio e con c e ρ quelle dello strato vallivo.

Il parametro più usato per la caratterizzazione dinamica dei terreni è V_s , la velocità delle onde sismiche trasversali che, noto il modulo di taglio del materiale μ , si definisce come

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (1.4)$$

Mediante indagini geofisiche o geotecniche è possibile ricavare dei profili di variazione di V_s con la profondità e di conseguenza individuare l'assetto stratigrafico del terreno.

Si consideri ora un sistema costituito da una successione di N strati monodimensionali con caratteristiche dinamiche differenti, poggianti su un semispazio elastico. Supponendo che il sistema sia sollecitato da un'onda armonica di ampiezza unitaria $\exp(i\omega t)$, la risposta del generico strato j ha una forma sinusoidale e può esprimersi come la somma di due onde con ampiezze A_j e B_j , che si propagano in senso opposto (figura 1.2). Imponendo

superficie libera		
strato 1	$B_1 \downarrow \uparrow A$	ρ_1, β_1
strato j	$B_j \downarrow \uparrow A_j$	ρ_j, β_j
strato N	$B_n \downarrow \uparrow A_n$	ρ_n, β_n
semispazio elastico	$B_{se} \downarrow \uparrow e^{i\omega t}$	ρ_{se}, β_{se}

Figura 1.2: Incidenza verticale di un'onda trasversale su un sistema N strati orizzontali monodimensionali poggianti su semispazio elastico.

le condizioni di sforzo nullo sulla superficie libera ($A_1 = B_1$) e supponendo che l'onda incidente abbia ampiezza unitaria ($A_{se} = 1$), le incognite del problema sono i $2N$ valori di A e B . La risoluzione del problema richiede l'utilizzo delle $2N$ condizioni di continuità dello spostamento e dello sforzo di taglio lungo le interfacce degli strati e porta a quanto segue (Faccioli e Paolucci, 2005)

$$\begin{Bmatrix} A_j \\ B_j \end{Bmatrix} = [D_j]^{-1} \begin{Bmatrix} A_{j+1} \\ B_{j+1} \end{Bmatrix}, \quad (1.5a)$$

$$[D_j]^{-1} = \begin{bmatrix} \frac{1+\eta_j}{2} e^{\frac{i\omega H_j}{V_{s_j}}} & \frac{1-\eta_j}{2} e^{-\frac{i\omega H_j}{V_{s_j}}} \\ \frac{1-\eta_j}{2} e^{\frac{i\omega H_j}{V_{s_j}}} & \frac{1+\eta_j}{2} e^{-\frac{i\omega H_j}{V_{s_j}}} \end{bmatrix}. \quad (1.5b)$$

Questo risultato evidenzia come l'ampiezza del moto in uno strato sia funzione del profilo stratigrafico, ovvero degli spessori e dei rapporti d'impedenza.

1.4 Effetto di smorzamento interno dei materiali

Nel caso in cui si abbandoni la teoria puramente lineare per considerare il comportamento dissipativo dei materiali terrestri reali, se le deformazioni

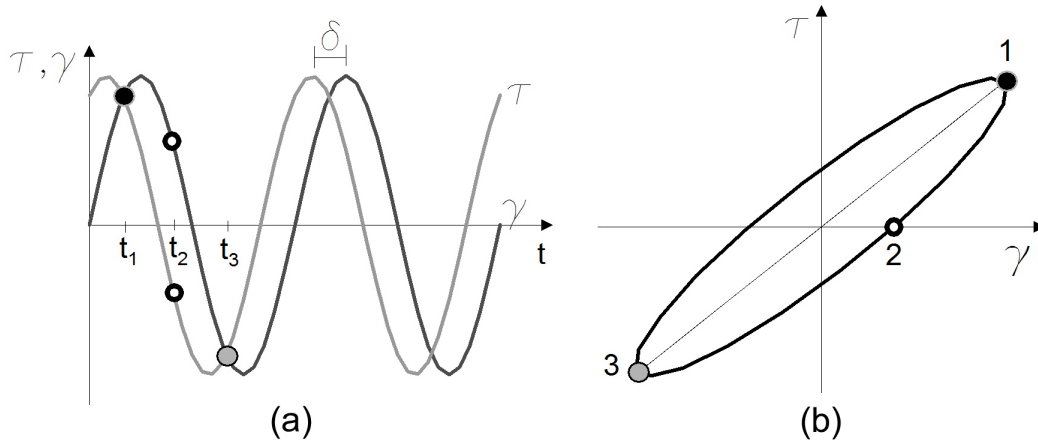


Figura 1.3: Prova di carico ciclico eseguita su un materiale viscoelastico.

in gioco sono molto più piccole di quelle a rottura, è possibile adoperare un legame costitutivo visco-elastico lineare. Se un sistema costituito da un materiale a comportamento visco-elastico viene prima caricato e poi scaricato, per via delle proprie caratteristiche elastiche tende a riportarsi nelle condizioni iniziali, ma la sua natura viscosa fa sì che il processo non sia istantaneo, ma impieghi un certo lasso di tempo. Questo ritardo è dovuto ai fenomeni di riarrangiamento molecolare che, dal punto di vista macroscopico, sono visti come forze di attrito interno, che dissipano energia e smorzano il moto delle particelle.

In particolare, applicando uno sforzo tangenziale ciclico (che varia nel tempo con forma sinusoidale) sulla superficie di un materiale viscoelastico, in condizioni stazionarie si osserva uno sfasamento δ tra sforzi τ e deformazioni angolari γ generate all'interno del materiale (figura 1.3a):

$$\gamma = \gamma_0 \sin(\omega t) \quad \tau = \tau_0 \sin(\omega t + \delta). \quad (1.6)$$

Con semplici passaggi è possibile riscrivere l'equazione degli sforzi come

$$\tau = \gamma_0 \left(\frac{\tau_0 \cos(\delta)}{\gamma_0} \sin(\omega t) + \frac{\tau_0 \sin(\delta)}{\gamma_0} \cos(\omega t) \right), \quad (1.7)$$

dalla quale, indicando con μ il modulo di taglio e con η la costante di

viscosità del materiale, è possibile ricavare il legame costitutivo dei materiali viscoelastici:

$$\tau = \mu\gamma + \eta\dot{\gamma}. \quad (1.8)$$

Eseguendo una prova di carico ciclico su un materiale puramente elastico, lo stato di sforzo nel grafico $\tau - \gamma$ si muove lungo una retta avente coefficiente angolare pari al modulo di taglio. Invece, nel caso appena trattato di prova eseguita su un materiale viscoelastico, in condizioni stazionarie lo stato di sforzo è descritto dalla (1.8), che nel grafico $\tau - \gamma$ descrive un'ellisse (figura 1.3b). L'area dell'ellisse rappresenta l'energia dissipata, sotto forma di calore, per l'insorgenza di fenomeni di attrito interno.

Al fine di determinare lo spostamento delle particelle all'interno di un materiale viscoelastico, si definisce il *fattore di qualità del materiale viscoelastico* Q

$$Q(\omega) = \frac{1}{2\xi(\omega)} = \frac{\mu}{\omega\eta(\omega)}, \quad (1.9)$$

in cui ξ è il fattore di smorzamento interno. Come è possibile osservare, il fattore di qualità dipende in generale dalla pulsazione e, quindi, dalla frequenza ed a seconda delle ipotesi fatte si possono considerare, tra le molte, due differenti leggi di smorzamento:

- *viscosa*, considerando η come una costante e, quindi, ξ che cresce linearmente con la frequenza;
- *isteretica*, assumendo invece che Q sia costante, ciò comporta che η sia inversamente proporzionale alla frequenza.

Si ricorda che, nel caso di un'onda incidente armonica, l'equazione dello spostamento di un generico punto del semispazio elastico ha la forma

$$v(x, t) = A \exp\left[i\omega\left(t + \frac{x}{V_s}\right)\right] + B \exp\left[i\omega\left(t - \frac{x}{V_s}\right)\right]. \quad (1.10)$$

Se invece si considera un materiale viscoelastico, sulla base del comportamento descritto sopra, le due componenti armoniche del moto sono attenuate in ampiezza per mezzo di fattori esponenziali e l'equazione dello spostamento

può essere scritta come

$$v(x, t) = A \exp \left[i\omega \left(t + \frac{x}{V_s} \right) \right] \exp \left(\frac{\omega x}{2QV_s} \right) + B \exp \left[i\omega \left(t - \frac{x}{V_s} \right) \right] \exp \left(-\frac{\omega x}{2QV_s} \right). \quad (1.11)$$

È importante notare che in caso di smorzamento isteretico l'attenuazione dell'onda cresce linearmente al crescere della frequenza, mentre con smorzamento viscoso l'attenuazione è proporzionale al quadrato della frequenza. Nel condurre le simulazioni numeriche sono state adottate entrambe le ipotesi ed, in particolare, si è utilizzato un comportamento isteretico per propagare l'onda nel dominio esterno alla valle ed uno smorzamento viscoso all'interno di essa.

Qualora la sollecitazione dinamica fosse tale da determinare deformazioni relativamente modeste (cicli di carico con $10^{-5} < \gamma_{\max} < 10^{-4}$ in sabbie e $10^{-4} < \gamma_{\max} < 10^{-3}$ in argille normal consolidate) un legame di tipo visco-elastico lineare può non essere adeguato a descrivere il comportamento non lineare dei terreni superficiali, soggetti a deformazioni plastiche e sedi di fenomeni dissipativi intensi. In questi casi è preferibile utilizzare un modello elastico-lineare equivalente, descritto nel paragrafo 3.5 a proposito delle analisi di non linearità eseguite con il programma EERA (University of South California, 1998). Anche questo modello è soggetto a limitazioni e, per valori γ_{\max} maggiori di quelli sopracitati, l'approssimazione lineare equivalente non è più in grado di fornire risultati accettabili ed occorre utilizzare legami costitutivi non lineari.

Sulla base di quanto esposto finora è possibile intuire come, al diminuire della *qualità* dinamica dei sedimenti all'interno di una valle, si osservi un aumento dell'effetto dissipativo del materiale, che interessa in maniera particolare le alte frequenze.

1.5 Onde superficiali in una valle

In questo lavoro l'attenzione è stata posta sulle valli costituite da sedimenti. In generale, le valli sono ampie e profonde depressioni della superficie terrestre, generate da fenomeni erosivi o tettonici. Esse hanno una struttura tipicamente pluridimensionale (2D o 3D), che è in grado di generare onde superficiali e complessi fenomeni di risonanza bidimensionale. La forma di una valle sedimentaria, le irregolarità della superficie topografica e delle strutture geologiche profonde sono perciò da vedere come una delle cause che generano effetti di sito e possono incrementare localmente la severità e la durata di una scossa sismica.

Le *onde superficiali* si generano dall'interazione di un'onda sismica con una superficie di separazione di due materiali aventi caratteristiche elastiche differenti. Queste onde hanno ampiezza che decresce esponenzialmente con la profondità e la loro velocità è inferiore a quella delle onde di corpo per cui, specialmente se l'evento è distante, il loro arrivo è successivo a quello delle onde P ed S. D'altro canto, l'ampiezza delle onde superficiali è notevolmente maggiore di quella delle onde di corpo e la loro importanza è dovuta anche al fatto che il loro decadimento con la distanza è più lento rispetto a quello delle onde trasversali e longitudinali. Ciò fa sì che la risposta sismica delle strutture 2D e 3D sia dominata dalle onde di superficie. Il motivo è da ricercare nella geometria dei fronti d'onda, ricordando che un'onda ha energia proporzionale al quadrato della sua ampiezza. I fronti d'onda delle onde primarie e secondarie sono sferici ed hanno un'area di $4\pi x^2$, dove x indica la distanza dalla sorgente della perturbazione. Questo vuol dire che, per soddisfare l'ipotesi di conservazione dell'energia, l'ampiezza di un'onda di corpo dev'essere proporzionale a x^{-1} . Al contrario, le onde di superficie hanno fronti d'onda cilindrici, con area di $2\pi xz$, quindi, la loro ampiezza è proporzionale a $x^{-1/2}$ (Flower, 2005).

Un aspetto riguardante le onde di superficie che merita senz'altro di essere approfondito è la possibilità che queste interagiscano costruttivamente con le onde P ed S, andando a generare complessi fenomeni di risonanza bidimensionale. A questo proposito si fa riferimento agli importanti studi di Bard e

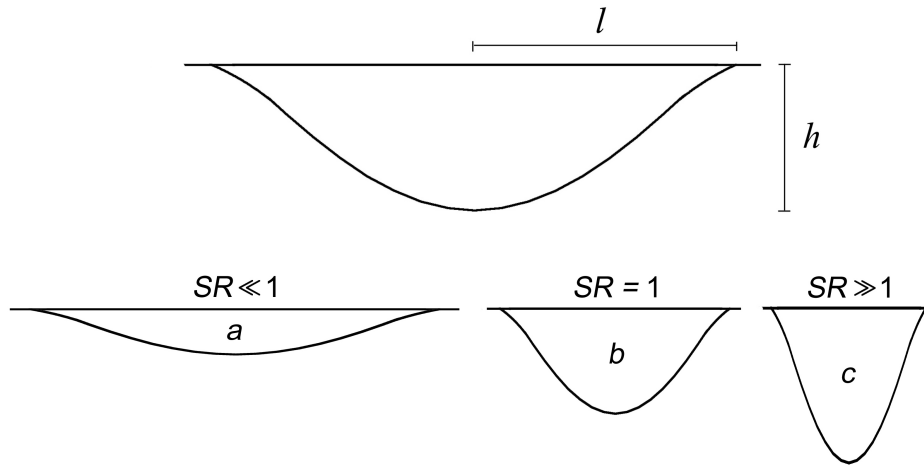


Figura 1.4: Spessore massimo dei sedimenti e semi larghezza della valle (in alto) e shape ratio al variare della forma della valle (in basso).

Bouchon (1985) che hanno evidenziato come le *onde laterali*, identificabili con le onde superficiali per bacini con copertura sedimentaria modesta, si generino dai fianchi delle valli sedimentarie. Il loro comportamento è governato dallo *shape ratio* (SR), ossia il rapporto tra lo spessore massimo h dei sedimenti sulla semilarghezza l della valle (figura 1.4)

$$SR = \frac{h}{l}. \quad (1.12)$$

Quando SR è piccolo (figura 1.4a), il fenomeno di risonanza delle onde, aventi incidenza verticale, è ben separato da quello di propagazione delle onde di superficie poiché queste ultime, essendo più lente, arrivano molto in ritardo rispetto alle onde dirette ed alla prima risonanza verticale. Quando invece la larghezza e la profondità della valle sedimentaria sono comparabili (figura 1.4b), la lunghezza delle onde laterali è prossima alla larghezza della valle. Si genera così un'interferenza laterale che, insieme a quella che si verifica verticalmente, dà luogo allo sviluppo di uno schema di risonanza squisitamente bidimensionale. Infine, nel caso poco realistico di valle sedimentaria molto profonda e molto stretta (figura 1.4c), esiste unicamente l'interferenza laterale risultante da un modello di risonanza 2D. Per meglio definire questi comportamenti, Bard e Bouchon (1985) definiscono il concetto limite di curva di *critical*

shape ratio, il luogo dei punti al di sotto del quale il comportamento sismico della valle sedimentaria è caratterizzato dalla risonanza monodimensionale e dalla propagazione delle onde superficiali, mentre al di sopra il fenomeno principale è la risonanza 2D. Nel caso d'incidenza verticale di un'onda SH su valli sedimentarie a geometria sinusoidale ed aventi shape ratio h/l , Bard e Bouchon ottengono una curva critica avente la seguente equazione e rappresentata in figura 1.5

$$(h/l)_{\text{critico}} = \frac{0.65}{\sqrt{C_v - 1}}. \quad (1.13)$$

Questa grandezza, insieme al rapporto d'impedenza, può essere adoperata per avere una sintetica indicazione sul tipo di risposta che ci si deve aspettare da una particolare valle costituita da sedimenti. Nei loro studi gli autori considerano ρ come una costante e, piuttosto che al rapporto d'impedenza, fanno riferimento al contrasto di velocità C_v che, con densità uniforme, è pari a η^{-1} . Questi studi sono stati in seguito ripresi da Chavez-Garcia e Faccioli (2000) i quali, utilizzando una valle sedimentaria simmetrica con geometria sinusoidale, forniscono delle indicazioni sui bacini che sono in grado di generare significative amplificazioni: quelli con contrasto di velocità tra substrato e sedimenti fino a 5 e shape ratio inferiore di 0.3. Note queste condizioni è sufficiente far riferimento alle equazioni (1.1) e (1.12) per dedurre che in queste valli la larghezza $l \geq 2T_{01D}V_s$.

Sintetizzando, conoscendo le caratteristiche geometriche e dinamiche della valle sedimentaria, la teoria di Bard e Bouchon fornisce un primo indizio sulla natura del fenomeni di risonanza che hanno luogo all'interno di essa.

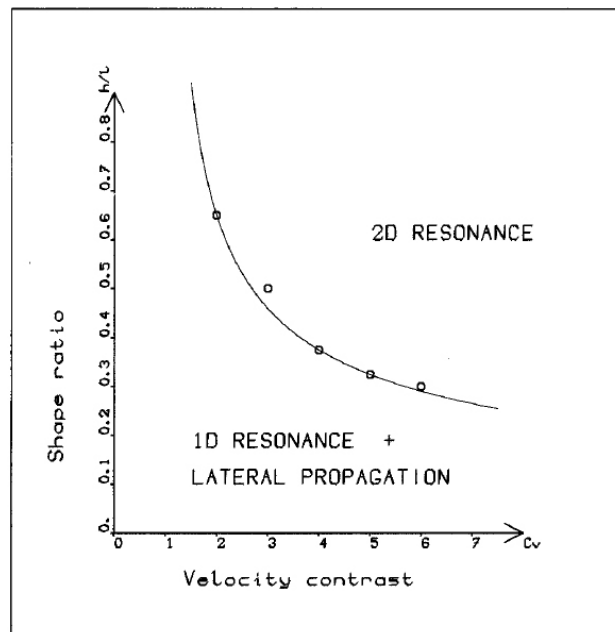


Figura 1.5: Risonanza 2D nel caso di incidenza verticale di un'onda SH su valli sedimentarie a geometria sinusoidale, aventi rapporto di forma h/l e contrasto di velocità C_v (Bard e Bouchon, 1985).

Capitolo 2

Modelli rappresentativi di valli italiane

2.1 Introduzione

L'obiettivo della tesi è di riprodurre la risposta sismica di alcune valli in cui sono stati registrati intensi scuotimenti generati da terremoti regionali. Per fare ciò s'intende creare un modello di valle 2D, da usare nelle simulazioni numeriche, avente le caratteristiche medie di quelle valli che, tra quelle considerate, dimostrano di avere una risposta sismica sufficientemente simile. In questo capitolo si descrive lo studio delle caratteristiche delle valli sedimentarie esaminate (figura 2.1): la Valle del Tagliamento, l'Alta Valle del Tagliamento (Tolmezzo), la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Queste valli sono state scelte per la loro collocazione all'interno di alcune tra le aree nazionali a maggior valore di pericolosità sismica e per il fatto che, gli ingenti danni conseguenti ad alcuni terremoti passati, hanno evidenziato il verificarsi di forti effetti di sito all'interno dei depositi sedimentari.

Allo scopo di definire la geometria ed il profilo stratigrafico di un modello numerico 2D che possa riprodurre la risposta sismica di più valli sedimentarie, è di primaria importanza compiere un'indagine preliminare sulle caratteristiche comuni (se ve ne sono) dei bacini considerati e, più in generale, delle peculiarità delle valli italiane.



Figura 2.1: Valli sedimentarie studiate.

Buona parte delle valli alpine ha un'origine fluvio-glaciale. Le valli glaciali hanno una tipica forma ad U, dovuta all'azione erosiva dei ghiacciai (in lento e continuo movimento) esercitata su tutta la superficie di contatto con il terreno. Pertanto, il ritiro dei ghiacciai dà alla luce valli dai fianchi molto ripidi e dalla superficie topografica piatta, spesso solcata da fiumi con modeste portate.

In altri casi è riconoscibile una forma a V, caratteristica delle valli formatesi per erosione fluviale. La dinamica fluviale, risultato delle azioni erosive e di sedimentazioni, determina la storia e la morfologia di queste valli; in particolare gli alvei ad elevata pendenza, in cui prevale la componente erosiva, generano pendii scoscesi e valli molto strette.

Le azioni climatiche e fluidodinamiche cui le valli alpine sono state sottoposte nel periodo Quaternario (dalla fine del Neogene, 2.58 milioni di anni fa, ad oggi) hanno contribuito a determinare valli piuttosto profonde e chiuse, con una geometria spiccatamente 2D o 3D e con spessi strati di sedimenti. Generalmente le valli sedimentarie sono caratterizzate da materiali grossolani

nelle porzioni più a monte, vicine ai bacini di alimentazione, e da depositi lacustri di materiali fini nelle zone più a valle. La sequenza verticale degli strati sedimentari è conseguenza dei fenomeni sedimentologici e, nelle valli alpine, solitamente si vede il succedersi di depositi fluviali, lacustri e glaciali con l'aumento della profondità. Le variazioni stratigrafiche orizzontali, invece, sono spesso dovute a frane che trasportano il materiale grossolano instabile, situato sui versanti, all'interno dei laghi nei quali si mischia ai sedimenti lacustri fini (Lacave e Lemeille, 2006).

Gli Appennini sono una catena montuosa che raggiunge quote inferiori a quelle alpine e sono contraddistinti da pendenze medie inferiori e da un clima meno rigido. Le valli appenniniche, quindi, sono prevalentemente di origine fluviale, piuttosto ampie e con fianchi meno ripidi. Le rocce più superficiali sono di origine sedimentaria, al contrario di quelle alpine che sono prevalentemente metamorfiche.

Nei prossimi paragrafi vengono prima presentati alcuni degli studi sulle valli sedimentarie italiane che sono stati presi come punti di riferimento per questo lavoro, per poi scendere nel dettaglio delle valli che sono state analizzate e confrontate con lo scopo di determinare le caratteristiche comuni da utilizzare per la modellazione numerica.

2.2 Studi pregressi usati come riferimento

2.2.1 SISMOVALP

Il progetto europeo SISMOVALP (<http://www-lgit.obs.ujf-grenoble.fr/sismoalp/>), con durata da settembre 2003 a marzo 2007, ha avuto l'obiettivo d'individuare e quantificare gli elementi fondamentali che caratterizzano la risposta sismica degli ambienti vallivi alpini in aree sismicamente attive e di fornire indicazioni per l'aggiornamento della normativa per la progettazione antisismica. Lo studio ha seguito il principio secondo il quale le vallate alpine sedimentarie, avendo una medesima origine, presentano degli elementi costitutivi comuni, utilizzabili per la valutazione del rischio sismico.

Il Laboratorio di Geofisica dell'Università di Grenoble ha coordinato il progetto, cui hanno partecipato numerosi partner: l'Istituto Nazionale Politecnico di Grenoble, il Servizio Geologico Francese (BRGM), l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS), il Dipartimento di Ingegneria Strutturale (DIS) del Politecnico di Milano, la Regione Val d'Aosta, la Regione Piemonte, l'Università degli Studi di Trieste, l'Università di Monaco, l'Agenzia per l'Ambiente della Repubblica della Slovenia (EARS) ed il Centro di Ricerche e Studi sull'ambiente alpino (CREALP).

Lo studio ha interessato numerose vallate alpine: Val Tagliamento (Tolmezzo e Gemona), Val Pellice (Piemonte), Val D'Aosta (zona di La Salle), Val d'Isere (Grenoble, Francia), Valle del Rodano (cantone svizzero Vallese) e Val d'Isonzo (Bovec, Slovenia). Per la costruzione dei modelli numerici ed il confronto delle risposte sismiche dei diversi modelli di valle è stata di fondamentale importanza la stima degli effetti di sito, condotta con misure dirette dei terremoti passati (registrazioni accelerometriche) e del rumore di fondo, con indagini geologiche e geofisiche, con sondaggi geotecnici. Come è stato detto nel capitolo precedente, lo studio delle frequenze fondamentali di vibrazione può fornire importanti informazioni sulla geometria di un bacino e sulla sua composizione sedimentaria, per questo motivo nell'ambito di SISMOVALP le misure di rumore ambientale sono state estesamente utilizzate per la mappatura delle frequenze fondamentali delle valli considerate.

Sono state eseguite simulazioni numeriche 3D, 1D e 2D; queste ultime sono state prese come punto di riferimento in questa tesi. Le simulazioni 2D sono state effettuate su un modello avente caratteristiche stratigrafiche e geometriche medie rispetto a quelle mostrate dai bacini esaminati. Dal punto di vista geometrico, tale modello è stato rappresentato per mezzo di una sezione asimmetrica (figura 2.2), avente un'estensione di 4050 metri ed una profondità massima di 450 metri: lo *shape ratio* era pari a 0.22. La valle era composta da una serie di strati orizzontali fluviali e lacustri giacenti sopra un blocco morenico (detriti rocciosi trasportati dai ghiacciai nel loro scorrimento verso valle), mentre il substrato era costituito da calcare. Per le simulazioni sono stati utilizzati tre profili stratigrafici all'interno della valle ed una eccitazione costituita da un'onda piana, con angolo d'incidenza

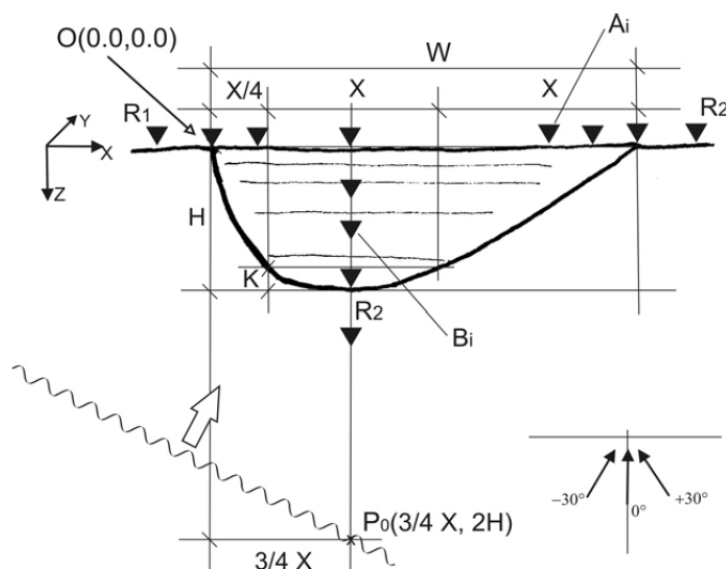


Figura 2.2: Geometria della valle SISMOVALP e posizione dei ricevitori (SISMOVALP, Priolo E., 2004).

variabile ($\theta = -30, 0$ e 30°). Le simulazioni, con frequenza massima di 5 Hz, hanno fornito gli accelerogrammi in corrispondenza di una serie di ricevitori: alcuni posti in superficie su roccia o su sedimenti, altri posizionati verticalmente lungo la verticale di massima profondità fino ad intercettare il substrato. I risultati ottenuti hanno mostrato che i profili stratigrafici, essendo piuttosto simili tra loro, non producevano significative differenze. Al contrario, le variazioni osservate al cambiare dell'angolo d'incidenza erano marcate, in particolar modo lungo i lati della valle. Queste differenze si concentravano nelle basse frequenze degli spettri di risposta ed erano più evidenti nei pressi del fianco più inclinato del modello (a sinistra nella figura 2.2). Sebbene il livello medio di amplificazione fosse pressoché lo stesso in ogni caso, le simulazioni con incidenza obliqua hanno messo in rilievo un'intensificazione del moto in corrispondenza del lato più vicino al punto di partenza dell'eccitazione ed un'attenuazione via via maggiore allontanandosi da esso. È stato inoltre definito un *fattore di aggravamento*, dato dal rapporto tra gli spettri di risposta ottenuti con il modello 2D e quelli ricavati da un modello 1D equivalente (stesse caratteristiche stratigrafiche del modello 2D, ma strati orizzontali infiniti lateralmente). I valori di tale fattore dipendevano

fortemente dall'angolo d'incidenza θ ed, in particolar modo, si è osservato che nel caso d'incidenza verticale il modello 2D produceva amplificazioni maggiori di quello 1D, mentre per incidenza obliqua amplificava meno, eccetto localmente vicino al fianco più ripido.

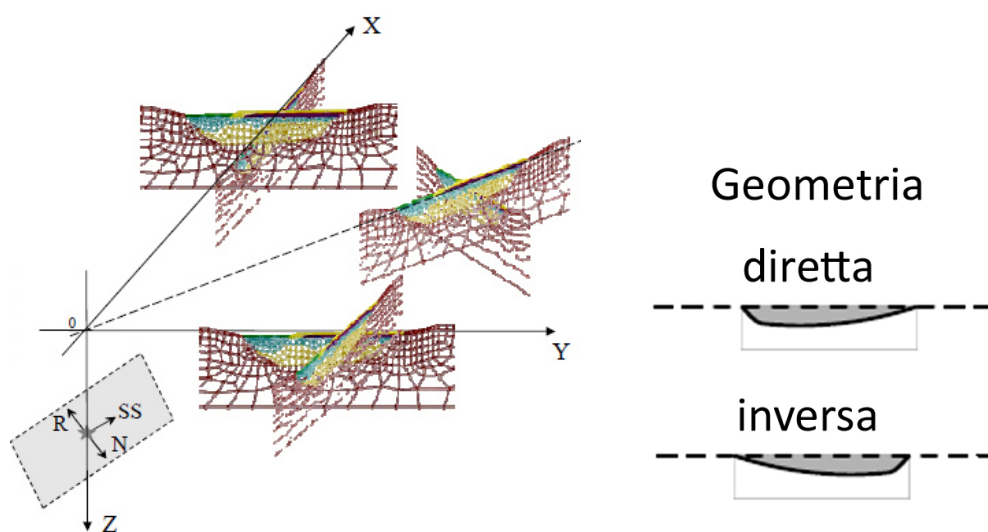
In conclusione le simulazioni hanno rivelato la presenza di forti effetti di sito, con amplificazioni del moto per bassi periodi ($T \leq 1s$) dovute alla presenza di effetti di bordo (originati dai fianchi della valle) ed al primo modo di vibrare, caratterizzato dalla frequenza fondamentale di risonanza (SISMOVALP, 2007). I fattori che hanno influito maggiormente sulla risposta sismica del modello sono stati la natura geometrica della valle (1D, 2D o 3D), il contrasto d'impedenza tra substrato e sedimenti e l'angolo d'incidenza dell'onda. Secondariamente hanno giocato un ruolo importante anche il profilo stratigrafico, le caratteristiche dei sedimenti superficiali ed il metodo numerico utilizzato per le simulazioni. Infine si è evidenziato che gli effetti di sito durante le simulazioni hanno portato a livelli di amplificazione ben al di sopra di quelli indicati dalle normative vigenti nelle regioni occupate dalle valli considerate (Priolo, 2007).

2.2.2 Progetto S5

Il Progetto S5, svolto nell'ambito dell'accordo DPC-INGV 2005-2007, ha coinvolto numerose unità di ricerca: sedi dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), l'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS), l'European Centre for Training and Research in Earthquake Engineering (EUCENTRE), il Dipartimento di Ingegneria Strutturale e Geotecnica di Genova (DISEG) ed il Dipartimento di Ingegneria Strutturale (DIS) del Politecnico di Milano. Si strutturava in una serie di sottoprogetti (*Task*), ognuno avente un proprio obiettivo ed i cui risultati sono stati riassunti sotto forma di *deliverable*. Tra i numerosi obiettivi del Progetto S5 vi era la definizione di un modello per lo studio della risposta sismica di bacini soggetti ad effetti di sito e di campo vicino, con lo scopo di fornire degli spettri di risposta elastici di spostamento adatti per la normativa sismica e di creare, adoperando questi ultimi, delle mappe di pericolosità del territorio italiano.

Lo schema delle simulazioni compiute in questo lavoro di tesi segue quanto esposto nel deliverable D19 (Task5, 2006).

Nel D19 si è affrontato il problema di valutare qualitativamente e quantitativamente l'influenza dei bacini alluvionali e degli effetti di bordo sullo spettro di risposta in spostamento di una porzione di territorio. Le simulazioni sono state eseguite adottando il metodo DRM (v. par. 4.3) ed una valle sedimentaria avente la stessa geometria del modello SISMOVALP. Anche in questo caso la struttura del deposito sedimentario all'interno della valle era a strati piani orizzontali, caratterizzati da valori di velocità V_s tali da riprodurre, mediamente, i profili di velocità risultati dall'elaborazioni di numerose misure effettuate sul territorio italiano e giapponese. Sono state considerate sorgenti di diversa natura (faglie normali, inverse e trascorrenti) e terremoti con differenti magnitudo ($M_w = 5.2, 6, 6.3$ e 6.5). Il modello costitutivo dei materiali crostali era di tipo elastico-lineare (v. par. 1.4) e, per le simulazioni ad elevato valore di magnitudo, elastico-lineare equivalente (v. par. 3.5), in grado di considerare in modo approssimativo per mezzo di parametri meccanici degradati gli effetti di non linearità che il programma di calcolo utilizzato era in grado di riprodurre. In tutte le simulazioni l'ipocentro è stato posto ad una profondità di 10 km e ad una distanza di 20 km dalla sezione trasversale della valle. L'ultima variabile introdotta nelle simulazioni è stata la posizione della valle rispetto alla faglia, per la quale sono stati ipotizzati sei casi che, considerando la geometria della valle sia in forma diretta che inversa (ruotata di 180° rispetto alla verticale passante per il centro della valle), portavano a ben dodici diverse configurazioni (figura 2.3). Come in SISMOVALP, il modello ha fornito gli accelerogrammi virtualmente registrati da una serie di ricevitori in superficie (due dei quali su roccia), divisi in cinque zone: quattro laterali ed una centrale. Questi accelerogrammi sono stati poi adoperati per costruire degli spettri di risposta di spostamento con smorzamento del 5%. Per concludere, sono stati calcolati i rapporti spettrali standard (SSR), rapporto tra gli spettri di risposta dei ricevitori all'interno della valle e quelli dei ricevitori posizionati su roccia. Le amplificazioni maggiori sono state osservate nella zona centrale e, mentre per le basse magnitudo gli SSR hanno mostrato picchi alle alte frequenze (2 Hz circa), per $M_w \geq 6.0$



(a) *Configurazioni valle-faglia. Nel caso XaX , per esempio, la valle è disposta parallelamente all'asse X e la sezione trasversale, di conseguenza, sarà parallela all'asse Y .*

(b) *Geometrie diretta ed inversa della valle.*

Figura 2.3: Configurazioni geometriche e posizioni reciproche tra valle e faglia utilizzate nell'ambito del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006).

i picchi, oltre a evidenziare un aumento dell'amplificazione del segnale, si sono spostati verso i periodi maggiori ed il comportamento 1D sembrava dominare la risposta della valle. Inoltre si è osservato che per $M > 6$, le relazioni di attenuazione utilizzate (Progetto S5 - Deliverable D2 Task1, 2007) sottostimavano notevolmente l'entità dello scuotimento.

I risultati ottenuti dalle simulazioni hanno confermato quanto esposto da Chavez-Garcia e Faccioli (2000): gli effetti di amplificazione 2D che hanno luogo in una valle sedimentaria influenzano significativamente il moto del suolo per periodi inferiori al periodo fondamentale di vibrazione 1D. Oltre T_{01D} si verifica un progressivo esaurimento di tali effetti, fino al valore di $2T_{01D}$, a partire dal quale la risposta è dominata dai fenomeni di risonanza monodimensionale (figura 2.4). Questo aspetto è di interesse nell'ambito della progettazione antisismica e dell'analisi critica degli spettri di progetto forniti dall'Eurocodice 8 (figura 2.5). Con riferimento alla figura, per la zona centrale della valle, dove solitamente gli effetti 2D sono più marcati, qualora T_{01D} fosse maggiore di T_2 potrebbe essere opportuno espandere l'intervallo di massima

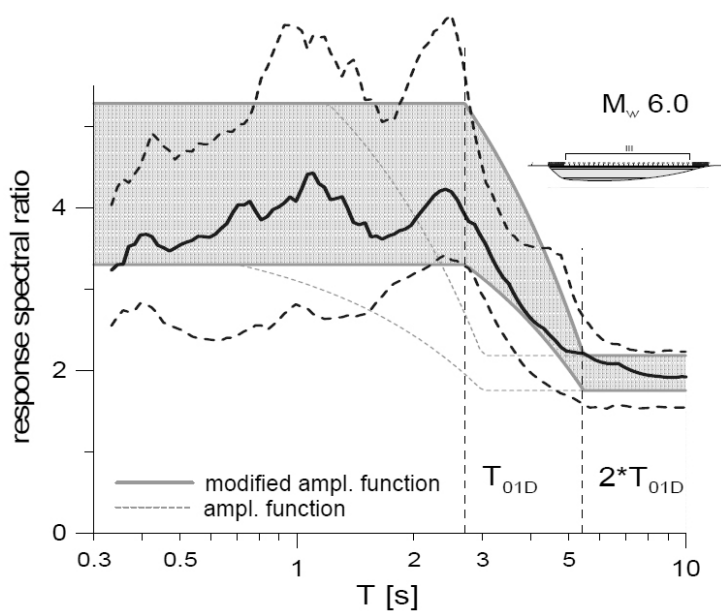


Figura 2.4: Rapporto spettrale standard ottenuto per $M_W=6.0$, insieme alle amplificazioni spettrali previste (Progetto S5 - Deliverable D2 Task1, 2007) ed a quelle da adoperare in presenza di effetti di sito (Progetto S5 - Deliverable D19 Task5, 2006).

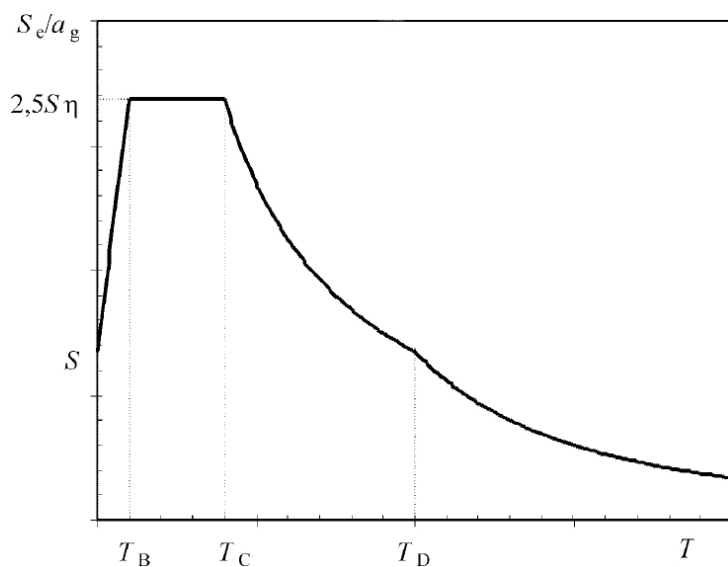


Figura 2.5: Forma dello spettro elastico di risposta fornito dall'EC8 (EN 1998-1:2004).

amplificazione ($T_1 < T < T_2$) fino a T_{01D} ed estendere il tratto discendente ($T_2 < T < T_3$) fino a $2T_{01D}$.

Tra le ricerche esaminate per comprendere quale fosse il modo più appropriato per affrontare lo studio delle valli ed assolvere gli obiettivi di questa tesi, meritano certamente d'esser citati anche il Progetto S3, *Scenari di scuotimento in aree di interesse prioritario e/o strategico* (accordo INGV-DPC 2004-2006), il Progetto S4, *Banca dati accelerometrica italiana* (accordo INGV-DPC 2007-2009), il Progetto PRIN2007, *Predizione del moto sismico e generazione delle mappe di scuotimento in prossimità della sorgente di un terremoto* (Politecnico di Torino, Politecnico di Milano (coordinatore), Università degli studi di Trieste ed OGS, 2007-2009) e numerose pubblicazioni, citate nei seguenti paragrafi.

2.3 Bacini selezionati per lo studio

La prima fase dello studio, peraltro la più delicata, è consistita nell'esaminare un certo numero di valli sedimentarie con lo scopo di determinare quali tra esse avessero caratteristiche stratigrafiche, geometriche e dinamiche, sufficientemente simili da poter essere descritte mediamente da uno stesso modello. I bacini presi in analisi sono stati: la Valle del Tagliamento, l'Alta Valle del Tagliamento (Tolmezzo), la Piana di Gubbio ed i depositi sedimentari del fiume Aterno (figura 2.1). Il loro studio è stato condotto con diversi metodi, scelti in funzione delle informazioni in possesso e delle caratteristiche proprie delle valli. In questa prima fase il criterio di scelta delle valli ha riguardato le loro caratteristiche geometriche e dinamiche. In particolare, si è deciso di selezionare quelle valli la cui risposta sismica potesse essere simulata a partire da una sezione rappresentativa 2D, ovvero quelle aventi profili stratigrafici e topografico relativamente regolari. Inoltre, sono state scelte le valli caratterizzate da un rapporto di forma e da un contrasto di velocità tali da poter essere collocate nel grafico di Bard e Bouchon (1985) nelle vicinanze della curva di *critical shape ratio*. Ciò è stato fatto per prediligere le valli maggiormente soggette a fenomeni di amplificazione 2D.

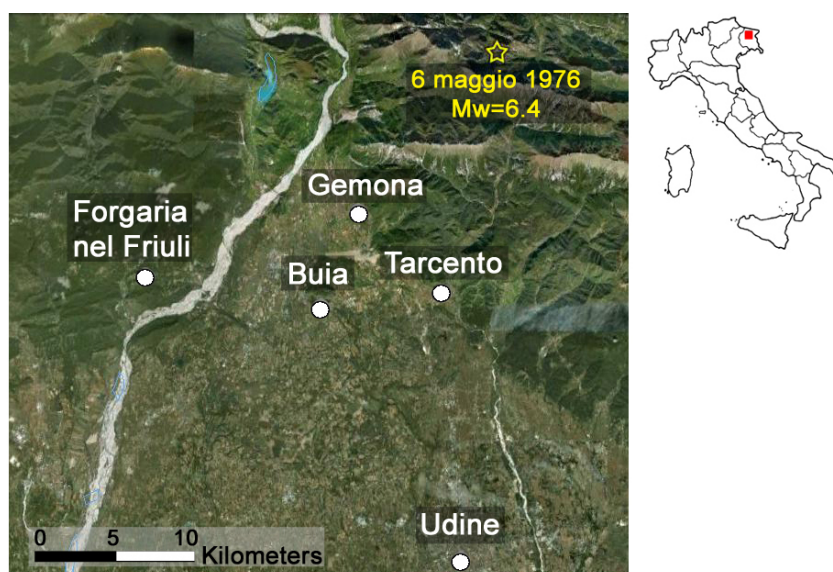


Figura 2.6: Valle del Tagliamento (Google Earth). In evidenza l'epicentro del terremoto del 6 maggio 1976 e le località principali; la striscia di sedimenti fluviali (chiari, sulla sinistra) indica il corso del fiume Tagliamento.

2.3.1 Valle del Tagliamento

La Valle del Tagliamento, situata in Friuli-Venezia Giulia, prende il nome dal fiume che l'attraversa. È molto ampia ed aperta sul fronte meridionale (figura 2.6), che è stata oggetto di numerosi studi soprattutto dopo il catastrofico terremoto del 6 maggio 1976 ($M_w = 6.4$), in cui persero la vita 989 persone. In questa valle il sisma fece registrare i valori più elevati di intensità macrosismica ed accelerazioni con picchi localmente superiori a $6 m/s^2$.

La regione friulana è caratterizzata da una sismicità elevata, concentrata nella zona prealpina ed alpina ed il cui centro sismico più attivo è racchiuso nell'area tra Gemona e Tolmezzo (Carulli *et al.*, 1982). Il quadro tettonico è caratterizzato a Nord dalla presenza del sistema alpino, con orientamento E-W ed a Sud-Est da quello dinarico, con orientamento NW-SE. Inoltre, la sismicità dell'area, come ipotizzato da Finetti *et al.* (1979) e confermato poi anche da Aoudia *et al.* (2000), è influenzata dalla presenza di una faglia che evolve da cieca, sotto le strutture di basamento dei monti Bernadia e Buia, a semi-cieca, sotto la struttura del monte Susans e che si collega alla piega di Ragogna.

La ricerca di Rebez *et al.* (1999) mostra come la pericolosità sismica di tutta la regione (in termini di PGA) sia fortemente dipendente dalla risposta locale dei terreni e, quindi, dalle loro condizioni reali. Per lo studio delle caratteristiche topografiche e stratigrafiche di questa valle sono state utilizzate le misure sismiche eseguite dall'OGS (Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale), nell'ambito del progetto PRIN2007 (<http://prin.miur.it>) da poco concluso (settembre 2010). I risultati delle indagini si presentano come una matrice di 123 101 punti, per ognuno dei quali si hanno informazioni stratigrafiche tra -500 e 2000 m s.l.m (ad intervalli di 10 m). In particolare, le misure descrivono un suolo caratterizzato da un profilo di velocità V_s crescenti con la profondità e suddiviso in tre strati di sedimenti, aventi $V_s = 300, 450$ e 750 m/s, giacenti su un substrato roccioso con $V_s = 1400$ m/s. L'elaborazione di questi dati, eseguita con Matlab, ha permesso di ricostruire il profilo topografico della valle del Tagliamento, nonché la profondità dei quattro strati in tutti i punti della valle. L'impiego del programma ArcGIS (ESRI) ha consentito, per mezzo della georeferenziazione, di creare un *DEM* dell'area (figura 2.7). Si definisce *DEM* (*Digital Elevation Model*) un modello digitale capace di rappresentare la variazione continua della quota dei punti costituenti una superficie. La costruzione del *DEM* può essere effettuata sovrapponendo all'area in esame una griglia a maglie quadrate ed utilizzando una tecnica di interpolazione che fornisca la matrice delle quote note oppure usando un sistema di triangolazione (*TIN*), che colleghi i punti di quota nota mediante maglie triangolari. In questo studio sono stati applicati entrambi i metodi; quello delle maglie quadrate ha permesso una più agevole rielaborazione delle informazioni estrapolate dal modello digitale.

I sedimenti, inizialmente divisi in tre strati, sono stati raggruppati in un unico corpo di materiale alluvionale. Ciò ha consentito la creazione di un *DTM* (*Digital Terrain Model*, simile ad un *DEM*, ma le informazioni visualizzate non riguardano necessariamente la quota dei punti di una superficie) che ha permesso di valutare lo spessore dei sedimenti lungo tutta la valle ed osservare la diminuzione di spessori nel passaggio dalla pianura alla zona prealpina (figura 2.8). Quanto ottenuto è perfettamente in linea con i risultati del modello precedente dell'OGS, avente risoluzione minore. Per meglio

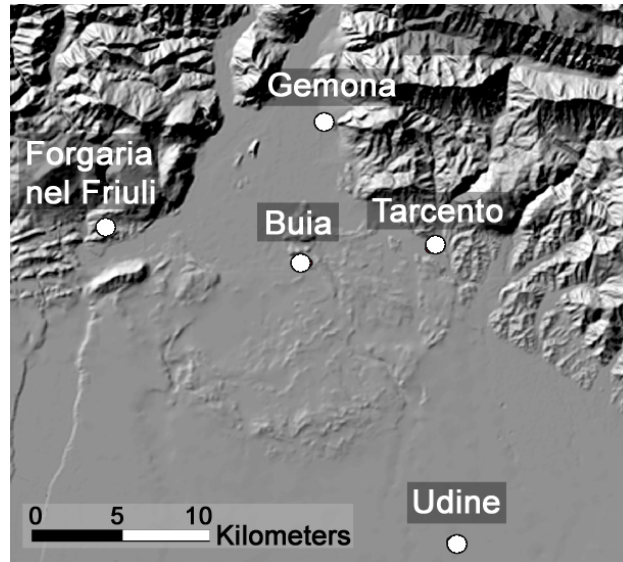


Figura 2.7: DEM della Valle del Tagliamento. Il fiume Tagliamento (in bianco) segue il perimetro occidentale della valle.

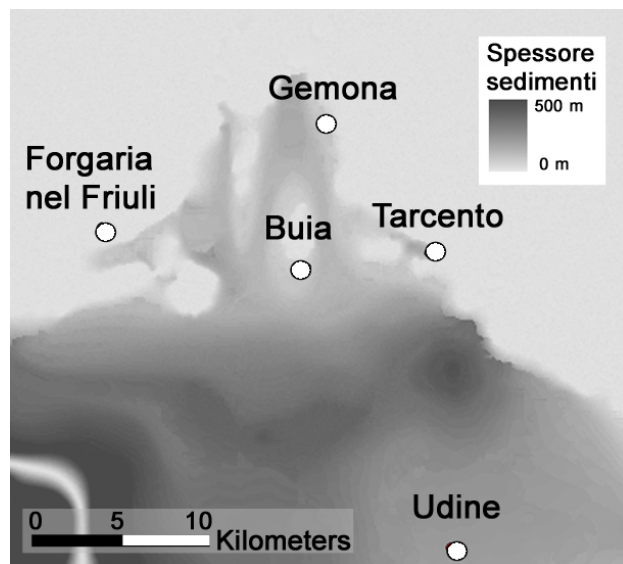
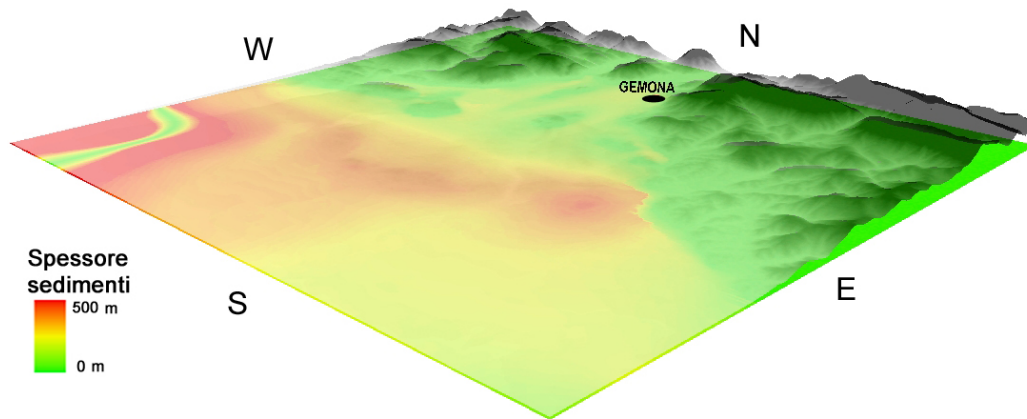


Figura 2.8: Spessori dello strato equivalente di materiale alluvionale. Le porzioni più scure hanno spessori maggiori.

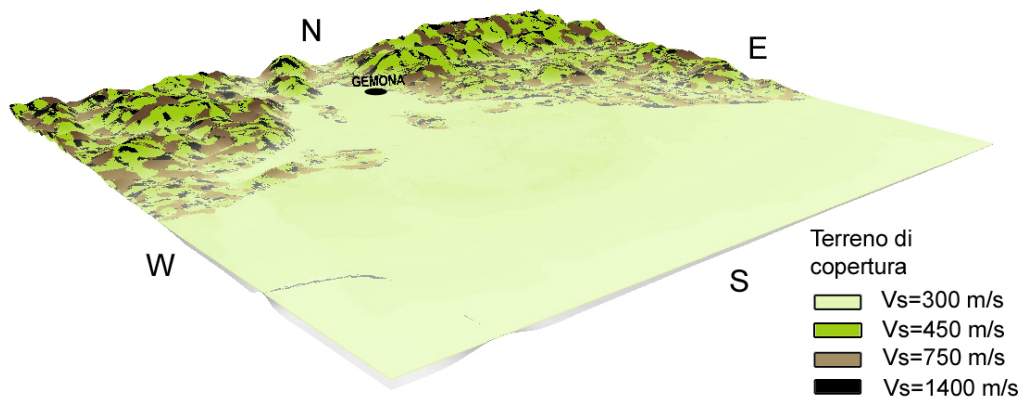
interpretare i risultati sono stati costruiti dei modelli digitali 3D, in grado sintetizzare graficamente le informazioni sull'andamento topografico, sullo spessore dei sedimenti (figura 2.9a) e sul terreno di copertura superficiale (figura 2.9b); tale operazione ha richiesto l'uso di ArcScene, il visualizzatore 3D di ArcGIS (ESRI).

In un modello 2D, per mezzo di una (o più di una) sezione verticale rappresentativa, si definiscono mediamente le peculiarità geometriche e stratigrafiche di un'intera vallata. La scelta di questa sezione è un'operazione piuttosto delicata, bisogna evitare di coinvolgere irregolarità del profilo topografico e delle strutture profonde (come, ad esempio, locali assottigliamenti dei depositi sedimentari) che possano influenzare la risposta sismica di una porzione limitata di territorio. Codesti dettagli andrebbero considerati in uno studio *ad hoc* di un unico sistema o di un dominio più ristretto, non per studio generalizzato di più bacini.

Per la Valle del Tagliamento sono state ricostruite sei sezioni, il cui tracciato è mostrato in figura 2.10. Queste sono state create con ArcGIS, sezionando con piani verticali il modello digitale del terreno (DTM), costituito dalla sovrapposizione di tre strati di sedimenti giacenti su un substrato rigido. Il tracciamento delle sezioni è stato fatto in modo tale che i risultati, in termini di spessori dei sedimenti, potessero esser confrontati con il maggior numero di informazioni, perlopiù puntali, disponibili in letteratura. Sovrapponendo il tracciato delle sezioni alle informazioni riguardanti lo spessore dei sedimenti nella valle (figura 2.11) è possibile trarre le prime considerazioni. Le sezioni hanno lunghezze che variano tra i 12 ed i 24 chilometri, ma i sedimenti hanno uno spessore medio di circa 100 m. Ciò vuol dire che le sezioni descriveranno delle valli caratterizzate da valori di *shape ratio* molto bassi. Tale osservazione, unita al fatto che le velocità V_s di sedimenti e substrato non sono tali da determinare un forte contrasto di velocità, porta a collocare la Valle del Tagliamento nel grafico di Bard&Bouchon (v. par. 1.5) nell'area delle valli la cui risposta sismica è dominata dalla risonanza 1D. Di seguito vengono descritte nel dettaglio le sezioni considerate.



(a) *Aspetto topografico 3D della valle ed informazioni sullo spessore di sedimenti. I rilievi topografici sono indicati in nero.*



(b) *Tipologia di terreno di copertura superficiale. Ai colori più chiari corrispondono strati con V_s minori.*

Figura 2.9: Modello digitale 3D della Valle del Tagliamento.

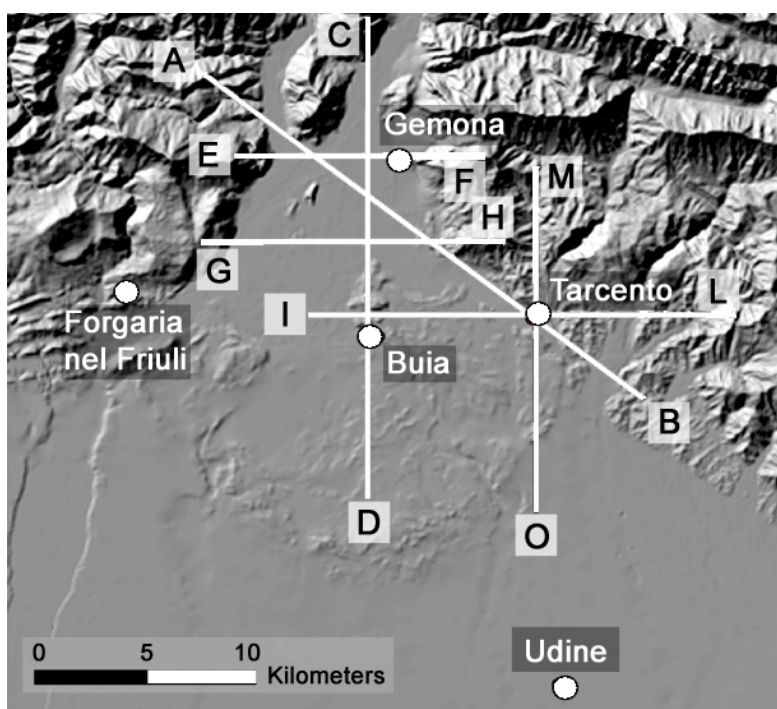


Figura 2.10: Sezioni ricostruite per la Valle del Tagliamento.

Sezione AB La sezione attraversa la valle con orientamento NW-SE, intersecando il corso del fiume Tagliamento e passando per il comune di Tarcento. Questo tracciato, situato in un'area che è stata soggetta a numerosi rilievi sismici di pozzo dell'OGS (Petronio *et al.*, 2009), ha consentito di confrontare le profondità del substrato risultanti dal sezionamento del DEM (figura 2.12a) con le misure in pozzo disponibili, dando buoni risultati (figura 2.12b). I sedimenti raggiungono profondità medie (100 m) e la sezione rivela una geometria complessa, dovuta prevalentemente al suo tracciato planimetrico che, intersecando le pendici di un rilievo, porta alla divisione della valle in due sottobacini, con profondità massima nei pressi di Tarcento. Sulla base di queste considerazioni si ritiene che la sezione non possa essere adoperata come punto di riferimento per definire i caratteri generali della Valle del Tagliamento.

Sezione EF Questa sezione mostra un drastico assottigliamento dei sedimenti nella porzione centrale (figura 2.13), che dà nuovamente luogo ad una

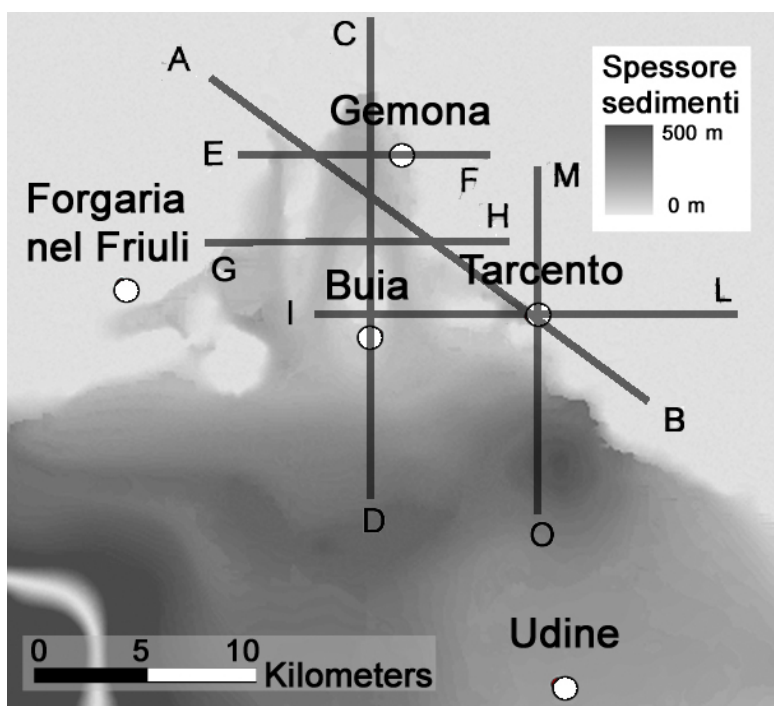
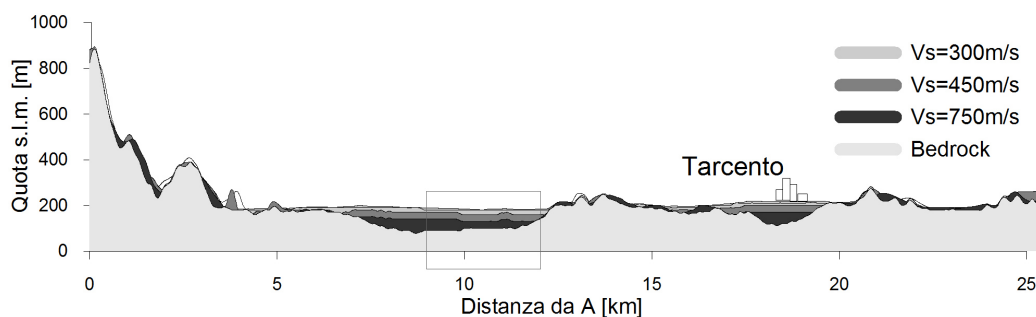
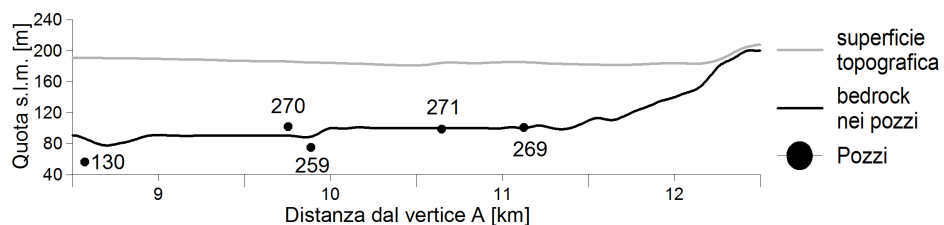


Figura 2.11: Spessore dei sedimenti lungo tutta la valle e tracciato delle sezioni esaminate



(a) Sezione AB: le misure dell'OGS sono state eseguite nell'area riquadrata.



(b) Quote del substrato misurate nei pozzi (contraddistinti da un ID) e stimate dal DEM.

Figura 2.12: Geometria della valle riscontrata lungo la sezione AB

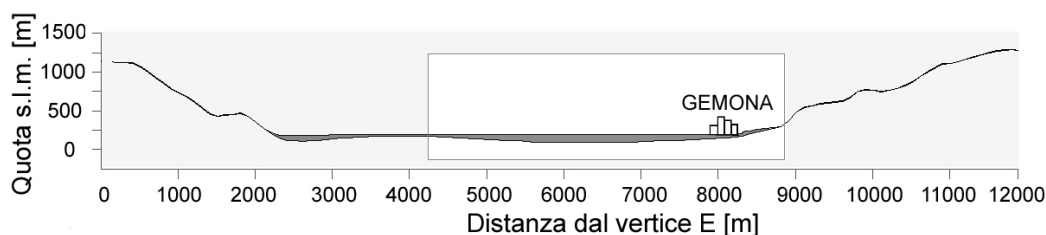


Figura 2.13: Spessore dei sedimenti lungo la sezione EF. Nel riquadro la sottovalle di Gemona.

Tabella 2.1: Caratteristiche del sistema equivalente

ρ_{eq}	1743	kg m^3
$V_{s_{\text{eq}}}$	534	m s^{-1}
T_{01D}	0.79	s

struttura composta da due sottobacini, di cui uno (quello che approssimativamente va dall'intersezione delle sezioni AB ed EF al comune di Gemona) è nettamente più ampio dell'altro: questo è stato il motivo per cui lo studio si è concentrato unicamente sulla porzione centro-orientale della sezione.

Inizialmente è stata compiuta un'analisi monodimensionale per il calcolo del periodo fondamentale di oscillazione della sottovalle di Gemona. Una simile analisi può essere eseguita considerando il sistema con geometria 1D, avente una struttura interna a piani orizzontali paralleli. Nella pratica si è risolto il problema equivalente di un sistema omogeneo, costituito da un materiale alluvionale avente

$$V_{s_{\text{eq}}} = \frac{\sum H_i}{\sum \frac{H_i}{V_{s_i}}} \quad e \quad T_0 = \frac{4H}{V_{s_{\text{eq}}}}, \quad (2.1)$$

dove $V_{s_{\text{eq}}}$ è la velocità equivalente del sistema omogeneo, H è la profondità della valle, mentre V_{s_i} e H_i sono gli spessori e le velocità dei singoli strati; una formula simile ha permesso di calcolare la densità equivalente. Queste semplificazioni presuppongono che gli strati abbiano proprietà simili e che i rapporti d'impedenza all'interno della valle tendano al valore unitario. Nel caso in questione lo strato di materiale alluvionale aveva uno spessore di poco superiore ai 100 m e le caratteristiche sintetizzate in tabella 2.1.

Tabella 2.2: Sintesi dei risultati ottenuti per le diverse sezioni

Nome	T_{01D} [s]	T_{02D} [s]
Sezione CD	0.83	0.55
Sezione GH	0.48	0.37
Sezione IL	0.77	0.49
Sezione MO	0.71	0.52

Essendo le valli strutture con una geometria marcatamente pluridimensionale, si è calcolato il periodo fondamentale di vibrazioni 2D utilizzando Reform (v. par. 1.2), nel caso d'incidenza di un'onda SH. Anche per le analisi 2D si è scelto di considerare la sottovalle di Gemona, di larghezza pari a 5000 m e profondità massima 105 m, modellata utilizzando una forma ellissoidale costituita e tre strati piani orizzontali di sedimenti. Il calcolo ha fornito $T_{02D} = 0.53$ s.

Altre sezioni Il procedimento fin qui descritto è stato ripetuto anche per le restanti sezioni di figura 2.10. A causa della modesta profondità del substrato nei dintorni di Buia, in nessuna di esse è possibile individuare una valle di forma semplice e priva di importanti restringimenti dello strato sedimentario. Queste prime considerazioni lasciano pensare che una valle tanto complessa e particolare possa non essere adatta ad uno studio d'insieme come quello in questione. I sedimenti, escludendo la porzione a Sud di Tarcento, non supera mai i 150 m di spessore ed i risultati, in termini di periodi fondamentali di vibrazione ottenuti con Reform, sono riassunti nella tabella 2.2. In letteratura sono reperibili delle sezioni passanti per i comuni di Tarcento e Gemona, lunghe poche centinaia di metri. Il sezionamento del DEM determina una profondità media dello strato alluvionale nei pressi di Tarcento di 140 m s.l.m., crescente verso ovest, valore ritenuto verosimile in seguito al confronto con le sezioni considerate da Brambati *et al.* (1980), che mostrano una quota media del substrato di 150 m s.l.m. (v. sezione 1 di Marcellini, 1986). A Gemona, invece, la sezione EF rivela una profondità media della valle di 160 m s.l.m., in buon accordo con le misure pubblicate da Furlanetto *et al.* (2006), che



Figura 2.14: Ampie distese ghiaiose entro cui scorrono i fiumi Meduna e Cellina. Zona a SW di quella indagata con le sezioni.

indicano una profondità del substrato in corrispondenza del centro del comune di 180 m s.l.m..

Valutazione dei risultati Le sezioni ricostruite per la Valle del Tagliamento portano a definire un assetto geometrico alquanto complesso. Da un punto di vista morfologico appare come una valle *aperta*, delimitata nel settore settentrionale dalle Prealpi Friulane (ad Est) e dalle Prealpi Giulie (ad Ovest). La figura 2.8 indica che lo spessore dei sedimenti aumenta verso SW, in direzione della Val Padana e mostra come le profondità raggiunte dal materiale alluvionale siano massime nella porzione sud-occidentale, laddove scorre il Tagliamento e passano i corsi d'acqua Meduna e Cellina. La dinamica fluviale di questi ultimi, probabilmente alterata dalle opere di sbarramento create nelle zone prealpine, ha generato due grandi distese di sedimenti grossolani, convergenti verso valle e ben visibili dalle immagini satellitari. Oltre alla loro notevole estensione planimetrica sembrerebbe che questo strato ghiaioso abbia anche un elevato spessore, tanto che le acque dei fiumi Meduna e Cellina scompaiono all'interno di esso fino a riaffiorare alle risorgive di Cordenons,

vicino a Pordenone.

Le sezioni delineano una geometria della valle composta da una serie di depressioni, connesse tra loro ma delimitate da notevoli assottigliamenti dello strato alluvionale, che avrebbe reso difficile la modellizzazione della valle per mezzo di una sezione rappresentativa.

Concludendo, si ritiene che la Valle del Tagliamento non sia idonea per lo studio in questione. A causa della struttura molto articolata la sua risposta sismica difficilmente potrebbe essere riprodotta per mezzo di un modello generico, valido per molteplici valli. La mancanza di affioramenti rocciosi a sud in grado di delimitare il corpo dei sedimenti e di favorire l'interazione tra onde superficiali ed onde di corpo (Bard e Bouchon, 1985), la grande ampiezza della valle ed i modesti spessori degli strati di materiale alluvionale, che non superano mai i 200 m, lasciano pensare ad una risposta sismica governata dalla risonanza monodimensionale. Questa tesi è supportata da ciò che è stato precedentemente osservato: le caratteristiche geometriche e dinamiche estrapolate da tutte le sezioni e dalle misure in sito, determinano una valle che all'interno del grafico di Bard e Bouchon (figura 1.5) si posiziona nettamente al di sotto della curva di rapporto di forma critico.

2.3.2 Valle dell'Alto Tagliamento

Per Valle dell'Alto Tagliamento s'intende quella posizionata tra le Prealpi Friulane e le Alpi Carniche ed in cui è situato il comune di Tolmezzo (figura 2.15). Durante il terremoto del 6 maggio 1976 ($M_w = 6.4$) l'unica stazione accelerometrica disponibile in quest'area (TLM1) registrò accelerazioni di circa $3.39 m/s^2$. Il territorio in questione si trova oltre i confini nord-occidentali del DEM creato per la zona di Gemona e Tarcento e, per questo motivo, lo studio delle sue caratteristiche è stato condotto utilizzando le informazioni reperibili in letteratura e quelle estrapolabili da Google Earth (Google).

Il lavoro di Barnaba *et al.* (2009) ha fornito le informazioni necessarie per la ricostruzione dell'andamento spaziale del substrato. Tali autori, per mezzo dell'interpolazione delle frequenze di risonanza stimate con il metodo HVSr (v. par. 1.2), di un modello gravimetrico e di misure provenienti da indagini



Figura 2.15: Posizione della Valle dell'Alto Tagliamento, evidenziato in verde e delle principali località.

geofisiche, hanno stimato lo spessore dei sedimenti su tutta l'area d'interesse. Sulla base di tali informazioni è stata tracciata una possibile sezione rappresentativa (AB), posta in posizione perpendicolare all'asse maggiore della valle ed in modo da attraversare il comune di Tolmezzo e tagliare l'alveo del Tagliamento (figura 2.16).

Per definire l'aspetto topografico dell'area è stato utilizzato Google Earth, il noto programma che genera immagini della Terra utilizzando dati satellitari, fotografie aeree e informazioni topografiche memorizzati in una piattaforma GIS che utilizza il sistema di riferimento globale WGS84 e, perciò, coordinate (φ, λ, H) di tipo ellissoidico. Grazie ad esso è stato possibile ricavare il profilo topografico della sezione AB, che è stato sovrapposto alle informazioni riguardanti la profondità dei sedimenti (2.17a), permettendo di ricostruire la sezione rappresentata in figura 2.17b, di larghezza pari a 2000 m e profondità massima di 250 m. La sezione ottenuta conferma quanto affermato da Vuan e Barnaba (2008), che indicano una profondità massima dei sedimenti di 250 m al centro valle e con la sezione tracciata nell'ambito del progetto SISMOVALP, situata a SE di Tolmezzo (figura 2.18).

Per quanto riguarda le proprietà dinamiche dei sedimenti, sono stati presi

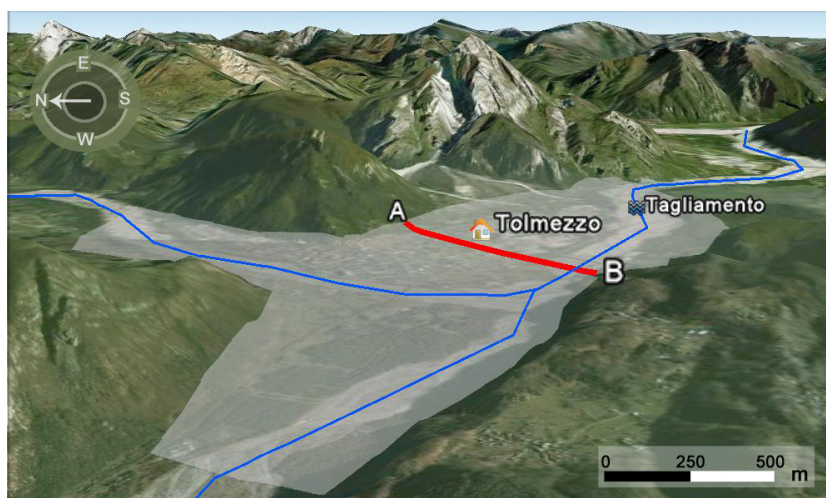
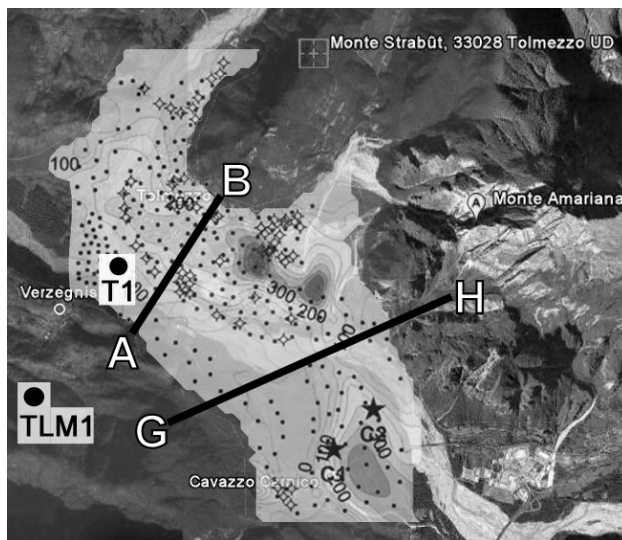


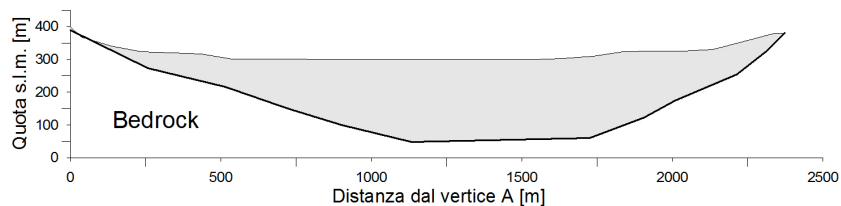
Figura 2.16: Valle dell'Alto Tagliamento attraversata dal fiume omonimo (vista da Ovest verso Est). La sua estensione è rappresentata dall'area più chiara, mentre il segmento AB indica il tracciamento della sezione creata (immagine di Google Earth, modificata).

in esame tre differenti studi. Le ricerche di Barnaba *et al.* (2009) forniscono la velocità del substrato roccioso ($V_s = 2600$ m/s), costituito da dolomite e calcare e le informazioni stratigrafiche risultanti dall'inversione delle onde di superficie per il sito T1, situato 350 m a Nord del vertice B. Secondariamente si è fatto riferimento allo studio SISMOVALP, nel quale le caratteristiche della valle sono state definite da un profilo a tre strati, aventi velocità media di 900 m/s ed, in fine, a misure di sismica a rifrazione eseguite nel 1977 (ENEL, 1981) nel sito della Diga dell'Ambiesta (TLM1, in figura 2.17a), due chilometri circa a SW del vertice B. Secondo alcuni ricercatori (Barnaba *et al.*, 2007; Vuan e Barnaba, 2008) queste ultime forniscono risultati più attendibili di quelli ottenuti per mezzo di indagini cross-hole condotte dalla stessa azienda nel 1981. I tre profili V_s sono rappresentati nella figura 2.19.

Sulla base del rapporto di forma, ricavato dalle informazioni geometriche definite per la sezione AB e del contrasto di velocità in profondità, mostrato dai profili V_s sopra indicati, il grafico di Bard e Bouchon (1985) indica che la risposta sismica della valle è governata dai fenomeni di risonanza 1D e di propagazione laterale delle onde di superficie, come comprovato da Barnaba *et al.* (2009).



(a) Posizione delle informazioni riguardanti gli spessori dei sedimenti e delle sezioni GH (SISMOVALP Priolo e Laurenzano, 2007) e AB.



(b) Sezione AB in scala.

Figura 2.17: Contestualizzazione spaziale dei risultati di Barnaba *et al.* (2009) per la Valle dell'Alto Tagliamento e sezione AB.

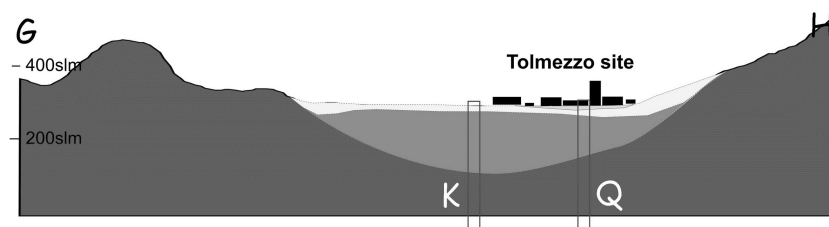


Figura 2.18: Sezione GH creata nell'ambito del progetto SISMOVALP (Priolo e Laurenzano, 2007), la cui posizione è rappresentata in figura 2.17a.

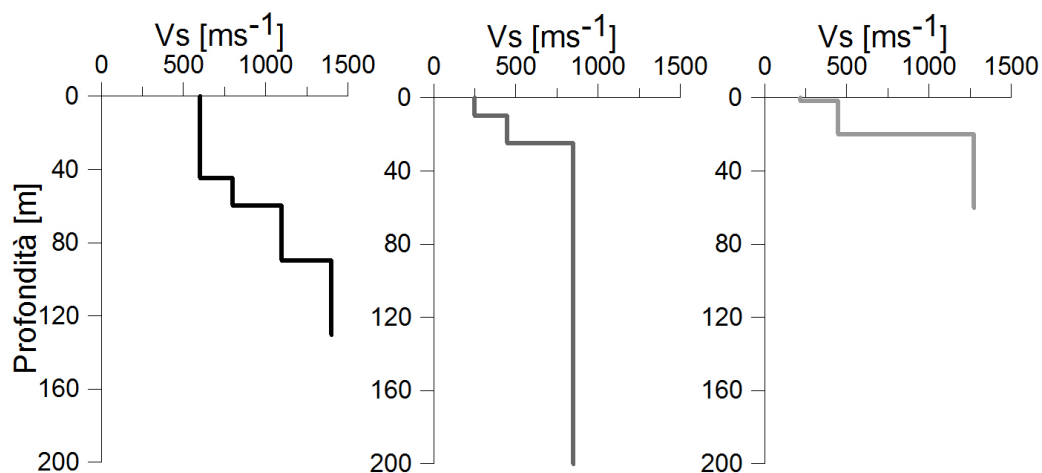


Figura 2.19: Profili V_s disponibili in letteratura per l'Alta Valle del Tagliamento. Da sinistra: Barnaba *et al.* (2009) per il sito T1, SISMOVALP (Priolo e Laurenzano, 2007) per l'intera valle, sondaggio SH77 (ENEL, 1981) per la stazione TLM1.

Riepilogando, la valle ha una forma ben definita ed una geometria piuttosto regolare, inoltre i sedimenti sono racchiusi nella depressione di un substrato roccioso avente buone caratteristiche meccaniche. I profili V_s evidenziano un incremento progressivo della velocità con la profondità, fino a giungere all'interfaccia tra sedimenti e substrato, in cui si osserva un aumento repentino della velocità. Inoltre, nell'ambito del progetto SISMOVALP, la valle è stata tra quelle scelte come campione per lo studio delle caratteristiche generali di risposta sismica dei bacini alpini. Sulla base di queste prime informazioni si ritiene che essa sia adatta per lo studio in questione. Qualora le sue caratteristiche oscillatorie risultino sufficientemente simili a quelle delle altre valli scelte, la Valle dell'alto Tagliamento potrebbe contribuire alla costruzione del modello numerico cercato.

2.3.3 La Piana di Gubbio

La Piana di Gubbio, in Umbria, è stata anch'essa oggetto di numerosi studi, alcuni dei quali condotti dal Politecnico di Milano. L'interesse mostrato per essa è da imputare in parte alle caratteristiche di questo bacino, molto profondo ed in grado di generare effetti locali notevoli, ed in parte alla sua

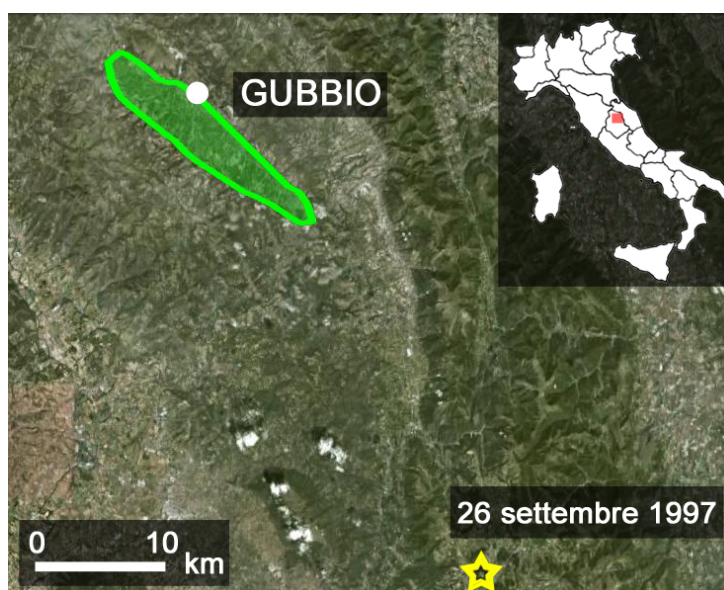


Figura 2.20: Posizione della Piana di Gubbio e dell'epicentro del terremoto del 26 settembre 1997

posizione, che in passato ha reso la valle teatro di intensi scuotimenti generati da terremoti regionali. Tra questi sono certamente da ricordare il terremoto del 29 aprile 1984 ($M_w = 5.6$), con epicentro 15 km a Sud di Gubbio e soprattutto gli eventi tra il 1997 ed il 1998, come la sequenza sismica di Colfiorito, in cui le scosse hanno raggiunto un valore di $M_w = 6.0$ la mattina del 26 settembre 1997. In entrambi i casi nella Piana di Gubbio si sono verificati fenomeni di forte amplificazione spettrale per $2s < T < 4s$ (Pacor *et al.*, 2007), che risultano essere ancor più interessanti se si considera che l'epicentro della scossa più intensa della serie di Colfiorito era situato a più di 40 km di distanza dalla valle (figura 2.20).

Lo studio della Piana di Gubbio è stato condotto adoperando i risultati dei progetti S3, S4 ed S5. Del Progetto S5 si è già dato un breve accenno nel paragrafo 2.2.2. Una prima applicazione del DRM (*Domain Reduction Model*) in S5 ha avuto come obiettivo la simulazione della scossa principale del terremoto Umbria-Marche del 26 settembre 1997 ($M_w = 6.0$) ed a tal fine sono stati realizzati un modello 2D ed uno 3D. Il Progetto S3, come ricordato in precedenza, si è posto come obiettivo generale il calcolo di scenari

di scuotimento in alcune aree italiane nel caso di accadimento del terremoto massimo credibile. Lo studio si è concentrato su quattro aree, alcune delle quali utilizzate per la simulazione di due eventi passati: una di queste era la Piana di Gubbio.

La Piana di Gubbio è un bacino di 22 km di lunghezza e 5 km di larghezza, situato nell'Appennino Umbro-Marchigiano e con direzione NW-SE. Tale catena montuosa è stata generata da una fase tettonica di compressione diretta verso NE, iniziata nel medio Miocene ed in parte attiva tutt'ora. In seguito l'Appennino è stato soggetto ad un regime estensivo con asse NE-SW, responsabile della generazione di una serie di bacini intramontani diretti come quello di Gubbio (Barchi *et al.*, 1998).

La configurazione geomorfologica della valle è tipica dei bacini dell'Italia centro-meridionale e, nell'ambito del Progetto S3, sono state compiute numerose indagini geofisiche e sismiche allo scopo di ricostruirne la struttura nel dettaglio. In particolare sono stati elaborati i dati provenienti da 4 linee di stazioni sismometriche, due sondaggi down-hole, numerose misure del rumore ambientale e due linee d'indagine con sismica a rifrazione. Sebbene i sondaggi siano stati in grado di caratterizzare con precisione la profondità del substrato, le informazioni da essi fornite avevano una valenza locale e non erano quantitativamente sufficienti per ricostruire l'andamento del substrato lungo tutta la Piana. Per questo motivo si è deciso di utilizzare un profilo equivalente del substrato, costruito a partire dalle frequenze fondamentali di vibrazione stimate dai rapporti H/V ed adottando la relazione $H \approx 280f_0^{-0.78}$, in cui le costanti sono state ottenute per interpolazione lineare dei dati sperimentali. In secondo luogo è stato ricostruito l'andamento dei quattro strati costituenti Piana, ai quali, noti i valori di f_0 , sono state attribuite velocità secondo la (1.1) e tenendo conto dei risultati delle indagini compiute. I risultati così ottenuti (Progetto S3 - Deliverable D21 Task6, 2007) hanno mostrato una valle con una particolare struttura a piani paralleli inclinati, immergenti in direzione Nord (figura 2.21). Il modello era costituito da uno strato di breccie giacenti su materiale alluvionale, a sua volta adagiato su un letto di sedimenti fluviali e lacustri che poggiava su uno strato di argilla e ghiaia (tabella 2.3).

La sezione che è stata utilizzata in questa tesi per la caratterizzazione della

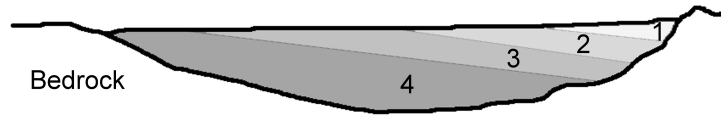


Figura 2.21: Modello geologico ottenuto in S3 per la Piana di Gubbio (Progetto S3 - Deliverable D21 Task6, 2007).

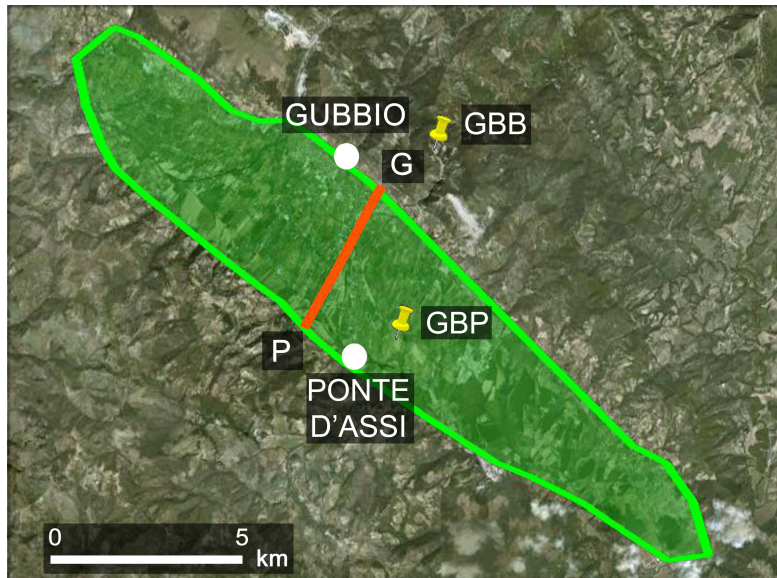
Tabella 2.3: Parametri geotecnici della valle di Gubbio (Progetto S3 - Deliverable D21 Task6, 2007).

Strato	V_s [m/s]	γ [kg/m ³]	Q_s
Brecce (1)	1100	1900	50
Materiale alluvionale (2)	800	1850	50
Depositi lacustri e fluviali (3)	300/600	1950	50
Sabbia e ghiaia (4)	900	2000	50
Substrato	1800	2300	100

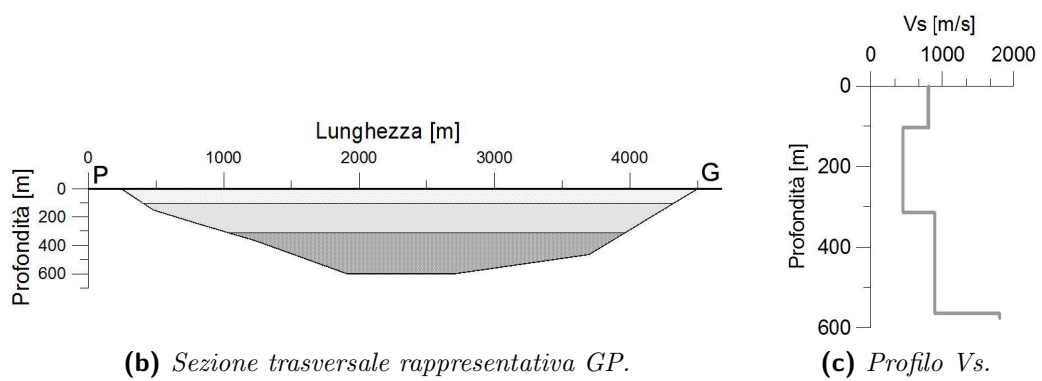
Piana di Gubbio (figura 2.22a) deriva proprio dal modello geologico sviluppato nel Progetto S3. Nello specifico, il profilo geometrico scelto corrisponde a quello delineato dalla sezione trasversale passante per il centro valle (sezione 2 in Progetto S3 - Deliverable D21 Task6, 2007), nelle vicinanze della stazione accelerometrica digitale GBP e con vertice G situato nei pressi della più vecchia stazione GBB (dotata di accelerografo analogico), collocata su roccia.

Per quanto riguarda l'assetto stratigrafico si è preferito trascurare l'andamento a strati immergenti e si è scelta una configurazione orizzontale, con le caratteristiche descritte in tabella 2.3. Lo strato superficiale di brecce ad elevata velocità non è stato inserito nel modello, poiché risulta presente solo nella porzione più settentrionale della Piana (S3 - Deliverable D21 Task6, 2007).

Rispetto ai casi precedentemente esaminati, questo bacino ha dimensioni notevolmente maggiori, con una profondità massima di 600 m ed una larghezza intorno ai 4200 m. In termini stratigrafici le differenze con la valle di Tolmezzo sono evidenti. Nella Piana di Gubbio è presente un'insolita inversione di velocità tra i due strati più superficiali, mentre nell'Alta Valle del Tagliamento la velocità è crescente con la profondità; bisogna tuttavia puntualizzare che



(a) Perimetro del bacino di Gubbio e traccia della sezione GP. I simboli gialli indicano la posizione delle due stazioni accelerometriche (GBB e GBP).



(b) Sezione trasversale rappresentativa GP.

(c) Profilo V_s .

Figura 2.22: Geometria e stratigrafia adottate per la Piana di Gubbio (S3, D21).

molti studi (per esempio S5 ed S4), pur prendendo nota dei risultati ottenuti in S3, hanno adottato un profilo con velocità V_s che aumentano progressivamente con la profondità.

Nel confronto con le valli appenniniche considerate, quella di Tolmezzo è caratterizzata da sedimenti e substrato aventi velocità V_s superiori. Tutto ciò lascia pensare che la sua risposta sismica non sia simile a quella delle altre valli selezionate per lo studio e che sia dominata da frequenze fondamentali (1D e 2D) maggiori. In conclusione, la Piana di Gubbio ha un aspetto geometrico ben definito, con un elevato spessore di sedimenti circondato da un substrato molto rigido ed in passato ha dimostrato di essere sede di forti effetti di sito. Per questi motivi e per l'interesse provato per l'inversione superficiale di velocità, si crede che la Valle di Gubbio possa essere un buon riferimento per la definizione di un modello numerico abbastanza generale.

2.3.4 Valle dell'Aterno

La Valle dell'Aterno o Conca Aquilana è una stretta valle appenninica dell'Italia meridionale (figura 2.23), entro cui è situato il capoluogo abruzzese. È circondato a Nord-Est dal Gran Sasso ed a Sud dal Velino-Sirente, si sviluppa ad un'altezza di circa 700 m sul livello del mare e, come la Piana di Gubbio, ha un'orientazione NW-SE.

Durante il Pleistocene (prima epoca geologica del periodo Quaternario, conclusasi 11 700 anni fa) la valle ospitava un lago di grandi dimensioni, che formava un unico bacino lacustre con quello di Sulmona (Marini, 1967) e che, con la fine dell'era glaciale, è andato prosciugandosi, generando numerosi fiumi e torrenti e rendendo la regione particolarmente ricca d'acqua, come testimoniano i nomi di molti comuni del territorio. Oggi la conca appare come una valle stretta e pianeggiante, attraversata per tutta la sua lunghezza dal fiume Aterno.

Come è noto, quest'area è stata recentemente soggetta ad un forte terremoto la cui scossa principale, il 6 aprile del 2009 ($M_w = 6.3$), ha causato 308 morti e gravi danni a comuni come Onna e Castelnuovo (in cui l'intensità macrosismica ha raggiunto il valore IX-X) ed ha colpito duramente il centro

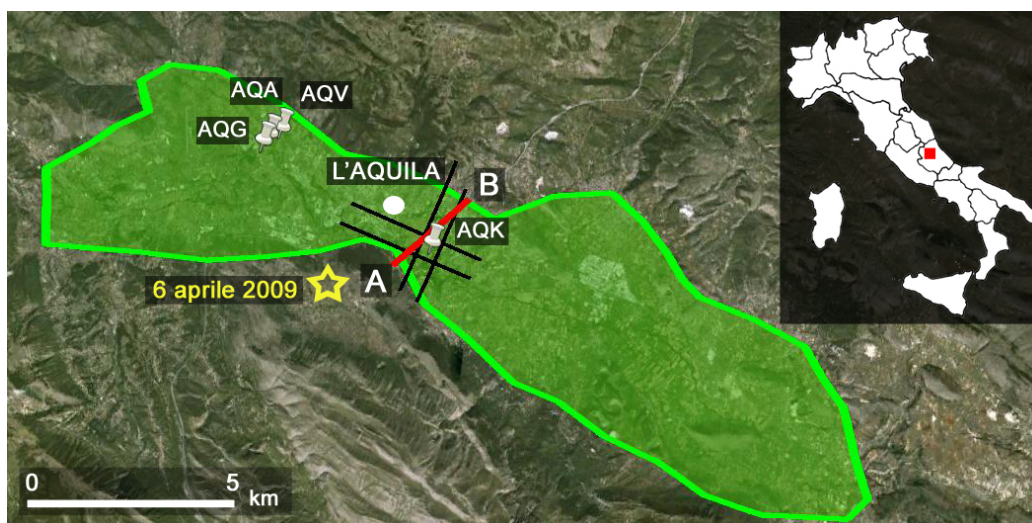


Figura 2.23: Planimetria della valle di L'Aquila e posizione delle stazioni accelerometriche (AQK, AQG, AQA ed AQV). Il segmento più spesso indica la sezione AB, mentre quelli più sottili le sezioni ricavate dal DPC prese in considerazione (M1S1, M1S2, M1S8 ed M1S9).

di L'Aquila. Le informazioni geologiche a disposizione indicano, all'aumentare della profondità, una sovrapposizione di depositi fluviali del fiume Aterno, megabrecce e depositi lacustri. Questi ultimi due strati hanno spessori considerevoli, che raggiungono il loro massimo in prossimità del centro storico di L'Aquila (Blumetti *et al.*, 2002).

Dal punto di vista della classificazione sismica, le mappe di pericolosità a scala nazionale riferite a suoli rigidi ed a probabilità di accadimento del 10% in 50 anni (periodo di ritorno $T_r = 475$ anni), mostrano come le accelerazioni osservabili nella Conca Aquilana siano tra le più elevate d'Italia, seconde solo a quelle che caratterizzano i territori siracusano e cosentino. Inoltre, studi specifici basati su dati accelerometrici, hanno messo in luce un ulteriore aumento della pericolosità dell'area dovuto al verificarsi di fenomeni di amplificazione locale (Blumetti *et al.*, 1996).

Per caratterizzare la valle sotto il profilo geometrico e stratigrafico in un primo istante si è fatto riferimento al lavoro di De Luca *et al.* (2005), ma nel momento in cui sono stati pubblicati i risultati delle indagini che il DPC (Dipartimento della Protezione Civile) ha eseguito dopo il terremoto di

L'Aquila, si è scelto di adottare questi ultimi, ritenendoli più aggiornati.

Il Commissario delegato per l'Emergenza terremoto in Abruzzo ha avviato nel mese di maggio 2009 un piano di microzonazione sismica nei comuni colpiti dal terremoto. Gli studi di Microzonazione Sismica consentono di caratterizzare il territorio dal punto di vista sismico, individuando e delimitando le aree a comportamento omogeneo e distinguendo tra zone stabili, zone stabili suscettibili di amplificazione locale e zone soggette a instabilità (<http://www.protezionecivile.it>). Lo studio ha riguardato i comuni che hanno risentito un'intensità macrosismica almeno pari al VII grado MCS. Per ciascuna località sono disponibili: carta d'inquadramento geografico, carta geolitologica, sezioni geolitologiche, carta delle indagini, carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica e carta di microzonazione sismica.

In questo lavoro, per studiare le caratteristiche geometriche e stratigrafiche della valle, si è scelto di utilizzare la sezione AB (figura 2.23), il cui vertice A giace a circa 1 km dall'epicentro del terremoto del 6 aprile 2009. Il tracciato AB è stato scelto perché passante per il centro di L'Aquila con una direzione trasversale alla valle, perché situato in prossimità della stazione AQQ e per via delle numerose misure effettuata dal DPC nell'area da esso attraversata. Inoltre la sezione AB corrisponde a quella usata da de Luca *et al.* (2005) ed ha consentito un ulteriore confronto dei risultati ottenuti.

Delle sezioni ricavate dal DPC sono state considerate le quattro passanti per l'area in esame: M1S1, M1S2, M1S8 ed M1S9. Queste hanno confermato esattamente la stratigrafia proposta da Blumetti *et al.* (2002) ed hanno individuato una profondità massima del substrato di poco superiore ai 300 m. Dalla loro osservazione in corrispondenza della stazione AQQ (equidistante dalle quattro sezioni) risulta evidente come lo strato di gran lunga più spesso sia quello dei depositi quaternari indifferenziati ($V_s=500$ m/s e $\rho=1800$ kg/m³), sopra al quale giace un letto di megabrecce ($V_s=800$ m/s e $\rho=2400$ kg/m³) che, vicino al centro storico della città, raggiunge profondità anche superiori ai 50 m. La valle poggia su un substrato carbonatico avente $V_s=2000$ m/s e $\rho=2500$ kg/m³, mentre lo strato più superficiale, costituito anch'esso da materiale quaternario non differenziato, ha uno spessore trascurabile e non è presente ovunque. Una simile successione mette in luce una particolare

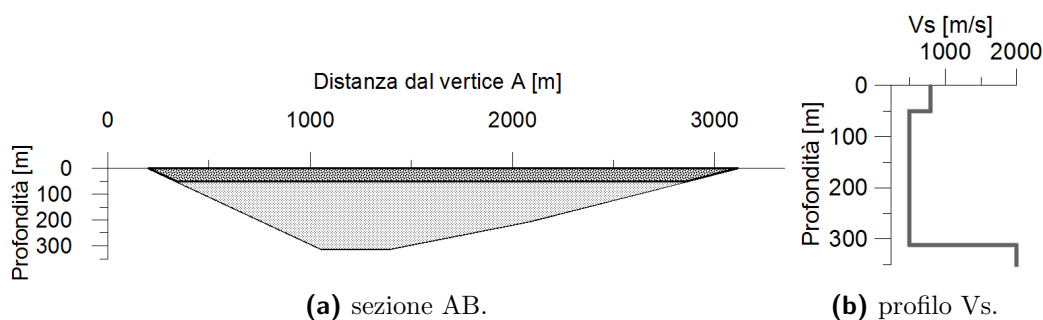


Figura 2.24: Andamento stratigrafico della sezione rappresentativa per il caso di L'Aquila

struttura avente un'inversione superficiale, dovuta alla presenza di uno strato più rigido e con densità marcatamente maggiore di quella rivelata dai depositi quaternari.

Le informazioni fornite dalle sezioni del DPC considerate sono state interpolate, con operazioni di media pesata sull'inverso della distanza, per stimare lo spessore dei sedimenti lungo la sezione AB di figura 2.24.

Lo strato con caratteristiche dinamiche inferiori occupa buona parte della valle e ciò contribuisce senz'altro a generare fenomeni di amplificazione al suo interno e a determinare un moto del suolo caratterizzato da un periodo fondamentale $T_0=2.12$ s, calcolato nel caso 1D di strato orizzontale equivalente avente $V_{s_{eq}}=510$ m/s. Il contrasto d'impedenza riscontrato, inoltre, è molto forte ($\eta = 0.15$), poiché si passa da un substrato piuttosto rigido ad uno strato a bassa velocità. Tutto ciò gioca un ruolo fondamentale all'interno della funzione di trasferimento (1.2) e, quindi, della funzione di amplificazione, per la valutazione delle quali bisogna certamente considerare anche la presenza delle megabrecce. Questo strato superficiale, con elevate velocità e densità, sebbene abbia uno spessore molto inferiore a quello sottostante potrebbe determinare una deamplificazione del moto sismico, attenuando lo scuotimento in superficie ed accentuando la rigidità del sistema che, in sua assenza, avrebbe un periodo fondamentale $T_0=2.25$ s. L'analisi 2D, eseguita con Reform sulla geometria così definita, ha fornito una frequenza fondamentale di oscillazione pari a 0.59 Hz, ovvero un periodo di 1.69 s. Con riferimento alla stazione AQK

(distante 400 m dalla sezione AB), De Luca *et al.* (2005) hanno analizzato i rapporti H/V dei microtremori e stimato $f_0=0.5-0.6$ Hz; un lavoro simile è stato condotto da Bindi *et al.* (2009) che, utilizzando i dati relativi alle repliche dell'evento del 2009, hanno ottenuto un $f_0=0.6$ Hz. Questi risultati confermano la bontà della sezione di figura 2.24.

In seguito a quanto osservato, si è ritenuto che la Conca Aquilana possa essere anch'essa un buon candidato per lo studio in questione. Le ricerche sopra citate di Blumetti *et al.* (1996), Bindi *et al.* (2009) e De Luca *et al.* (2005) sono in accordo tra loro nel definire la valle come sede di forti effetti di sito. Inoltre, l'inversione superficiale di velocità (osservata anche nella Piana di Gubbio), la breve distanza dall'ipocentro della scossa principale del 6 aprile 2009 e la disponibilità di ricerche e misure aggiornate per via delle recenti scosse, hanno accresciuto l'interesse nei confronti di questa valle che, nei capitoli successivi, è stata esaminata in relazione agli altri bacini selezionati per lo studio.

Capitolo 3

Scelta del modello

3.1 Introduzione

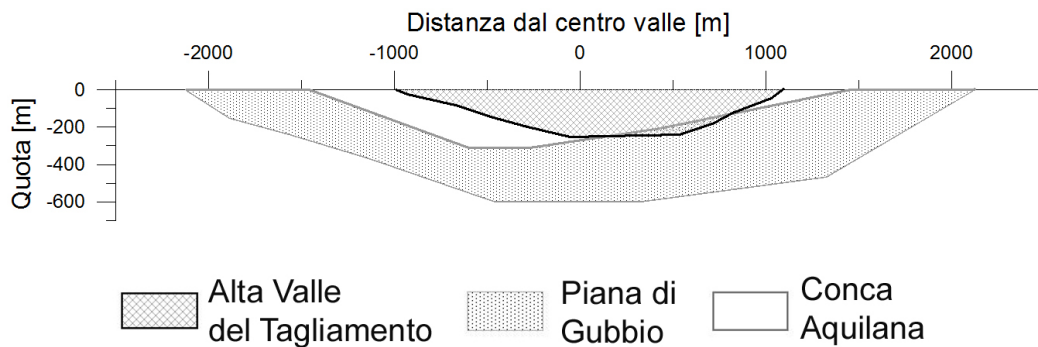
La scelta del modello è, naturalmente, un momento particolarmente importante. Con uno studio preliminare delle caratteristiche generali delle valli, considerate singolarmente, sono state identificate quelle che per aspetto geometrico, per configurazione geologica e proprietà dinamiche sono state ritenute adatte ad una modellizzazione d'insieme. Il passaggio successivo è consistito nel mettere a confronto i bacini selezionati per individuare quali tra essi mostrassero similitudini in termini di risposta sismica. Sono state messe a raffronto le configurazioni geometriche, le proprietà dinamiche e le frequenze di oscillazione delle valli e delle unità stratigrafiche che le componevano, con l'obiettivo di determinare le proprietà di un modello che, mediamente, potesse rappresentare i bacini nel loro insieme. Il fine ultimo era quello di riuscire a calcolare realisticamente per via numerica lo scuotimento in superficie generato da un evento sismico rappresentativo, adoperando il modello ed i parametri di sorgente propri del terremoto scelto per le simulazioni.

3.2 Geometria del modello

I bacini che sono stati oggetto di studio sono l'Alta Valle del Tagliamento (Tolmezzo), la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Il modo più pratico

Tabella 3.1: Caratteristiche geometriche delle valli selezionate

Valle	Larghezza [m]	Profondità massima [m]	Shape ratio
Piana di Gubbio	4238	598	0.28
Conca Aquilana	2913	313	0.21
Alta Valle del Tagliamento	2083	252	0.24

**Figura 3.1:** Confronto geometrico delle valli in esame (in scala)

per poter operare un confronto geometrico tra loro è di porli in uno stesso grafico, come mostrato in figura 3.1; la tabella 3.1 riassume le dimensioni più significative delle valli. Come è possibile osservare, la valle di Gubbio con i suoi 600 m di profondità è molto più profonda ed ampia delle altre, sebbene da un punto di vista del rapporto tra profondità e larghezza i bacini non differiscano molto tra loro. In tutti e tre i casi sono presenti caratteristiche di asimmetria rispetto al centro valle, in particolar modo per la valle di L'Aquila. Ciò induce pensare che la posizione della sorgente sismica rispetto all'asse longitudinale delle valli possa generare differenti effetti di amplificazione nei sedimenti: questa ipotesi è stata esplorata sperimentalmente per mezzo delle simulazioni numeriche.

Per poter accomunare le valli sotto un unico modello geometrico, sono state formulate diverse ipotesi sulla forma che avrebbe dovuto avere il modello stesso. A tal scopo si è seguito il criterio di mediare le grandezze in gioco, così da avere forme con dimensioni e *shape ratio* intermedi tra quelli esibiti dalle tre valli. Una delle geometrie possibili, che meglio sembrava adattarsi

ai profili esaminati, era piuttosto simile a quella adottata nell'ambito del progetto SISMOVALP; da questa osservazione è scaturita l'ipotesi che il modello SISMOVALP (sotto il profilo geometrico) potesse essere adatto per rappresentare le valli in esame. Anch'esso era stato creato in seguito ad un'analisi comparativa, in cui era entrata anche l'Alta Valle del Tagliamento ed aveva un valore di $SR = 0.22$, che sembrava essere adatto anche per i casi qui considerate. Per quanto queste analogie orientassero verso la conferma di tale ipotesi, essa si è avuta solo dopo aver associato alla geometria SISMOVALP il profilo delle velocità medie di propagazione (V_s) delle tre valli ed averne studiato i periodi fondamentali di oscillazione. Detto ciò, per fare in modo che la valle ideale si adattasse meglio ai casi in esame, si è pensato di ridurne le dimensioni del 30% per mezzo di un fattore di scala (figura 3.2). Una simile operazione, come dimostra la (1.12), ha lasciato invariato il valore di *shape ratio* ed ha definito una nuova sezione 2D, di dimensioni simili a quelle dei bacini di L'Aquila e Tolmezzo e denominata *SISMOVALP ridotta*. Inoltre, nell'analisi 1D, riducendo le dimensioni della valle per mezzo di un fattore di scala anche il valore di V_{seq} (velocità dello strato equivalente) resta costante e, quindi, la relazione tra i periodi fondamentali della valle originale (o) e di quella scalata (s) è la seguente:

$$\frac{T_0^{(o)}}{T_0^{(s)}} = \frac{H^{(o)}}{H^{(s)}}, \quad (3.1)$$

in cui H indica lo spessore dello strato di sedimenti. Secondo la (3.1), al diminuire di H (tenendo V_{seq} costante) diminuisce il periodo fondamentale 1D.

In sintesi, il confronto delle sezioni dei tre bacini ha portato a scegliere due possibile geometrie del modello numerico: *SISMOVALP* e *SISMOVALP ridotta*. Come fatto per il Progetto S5, per via delle asimmetrie riscontrate si è deciso di eseguire le simulazioni anche sui profili inversi, ossia quelli ottenuti ruotando le geometrie proposte di 180° rispetto alla verticale passante per il centro delle sezioni.

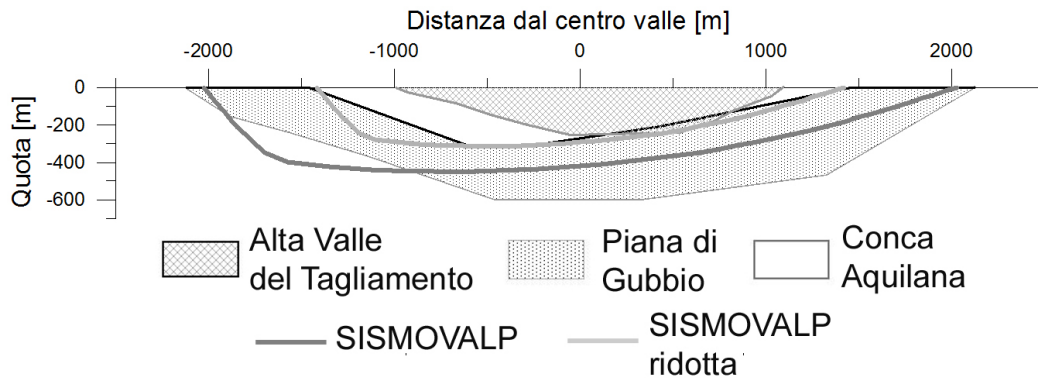


Figura 3.2: Geometrie utilizzate per la costruzione del modello (in scala)

3.3 Profilo stratigrafico del modello

Diversamente da quanto può apparire, questa fase non è stata condotta separatamente o successivamente a quella precedente. La scelta dell'assetto stratigrafico di un modello d'insieme deve essere condotta in concomitanza alla determinazione del suo profilo geometrico, poiché quello che si vuole è un sistema che mediamente possa rappresentare gli effetti di sito generati dalle tre valli considerate e non le loro caratteristiche geometriche o stratigrafiche individuali. Le proprietà dinamiche dei sedimenti sono da considerate come linee guida per la creazione del modello ed è dalla loro combinazione che si possono calcolare le frequenze fondamentali 2D e classificare le valli sulla base del criterio di Bard e Bouchon (1985).

Nel capitolo precedente è stato descritto come il Progetto S3 abbia rivelato una struttura della Piana di Gubbio fatta a strati piani paralleli non orizzontali, che immergono verso Nord. Dal momento che lo scopo di questo lavoro non è quello di compiere uno studio specifico su una singola valle, tale particolarità è stata trascurata e, come già detto, si è adottata una stratigrafia a piani orizzontali (scelta fatta anche nell'ambito dei progetti S4 ed S5).

Un'altra evidenza di cui si è tenuto conto riguarda i diversi profili di velocità V_s riscontrati. La valle friulana presenta un andamento monotono crescente della velocità all'aumentare della profondità, mentre gli altri due bacini sembrano presentare una particolare inversione superficiale di velocità,

piuttosto marcata. La conferma della presenza di questa inversione ha portato inevitabilmente a riconsiderare l'idea che i tre bacini potessero generare una risposta sismica tanto simile da essere riprodotta per mezzo di un unico modello.

Un modo per trarre informazioni di sintesi sui sedimenti che riempiono le tre valli è quello di analizzarne le caratteristiche medie, nell'ipotesi di materiale omogeneo. I valori di $V_{s_{eq}}$ che sono stati stimati dalla (2.1) vanno da un minimo di 510 m/s relativi al caso di L'Aquila, a 645 m/s per la Piana di Gubbio, a valori di circa 900 m/s per la valle di Tolmezzo, nell'ipotesi di adozione delle stratigrafie di Barnaba *et al.* (2009) e SISMOVALP. Ne risulta che la valle alpina è caratterizzata da sedimenti con una maggiore velocità e ciò si traduce in maggiori frequenze fondamentali d'oscillazione. Dalla semplice applicazione della formula (1.1) sono stati ricavati i seguenti periodi fondamentali 1D: $T_{01D}=3.5, 2.7$ e 1.1 s rispettivamente per le valli di Gubbio, L'Aquila e Tolmezzo. La differenza tra il valore ottenuto per l'Alta Valle del Tagliamento e la Piana di Gubbio è notevole ed il valore di T_{01D} ricavato per la Conca Aquilana è nettamente più vicino a quest'ultimo. Anche da questo punto di vista le due valli appenniniche sembrano nettamente differenziarsi da quella alpina.

I profili di velocità delle tre valli sono stati confrontati utilizzando una scala delle profondità adimensionalizzata sulla profondità massima del substrato, in modo da avere informazioni indipendenti dalle dimensioni vallive (figura 3.3). Il loro raffronto e le caratteristiche medie dei sedimenti definite pocanzi, hanno permesso di ipotizzare numerose configurazioni stratigrafiche, delle quali sono state scelte due, entrambe costituite da tre strati (figura 3.3a). La prima, denominata *C1*, è una successione di strati che bene approssima i profili di velocità utilizzati per descrivere la valle abruzzese e quella umbra ed ha $T_{01D} = 3$ s, la seconda, chiamata *C2*, considera i tre bacini nell'insieme e, per via delle caratteristiche della valle di Tolmezzo, definisce una struttura priva d'inversioni di velocità, avente un comportamento più rigido nelle medie profondità ed un $T_{01D}=1.7$ s.

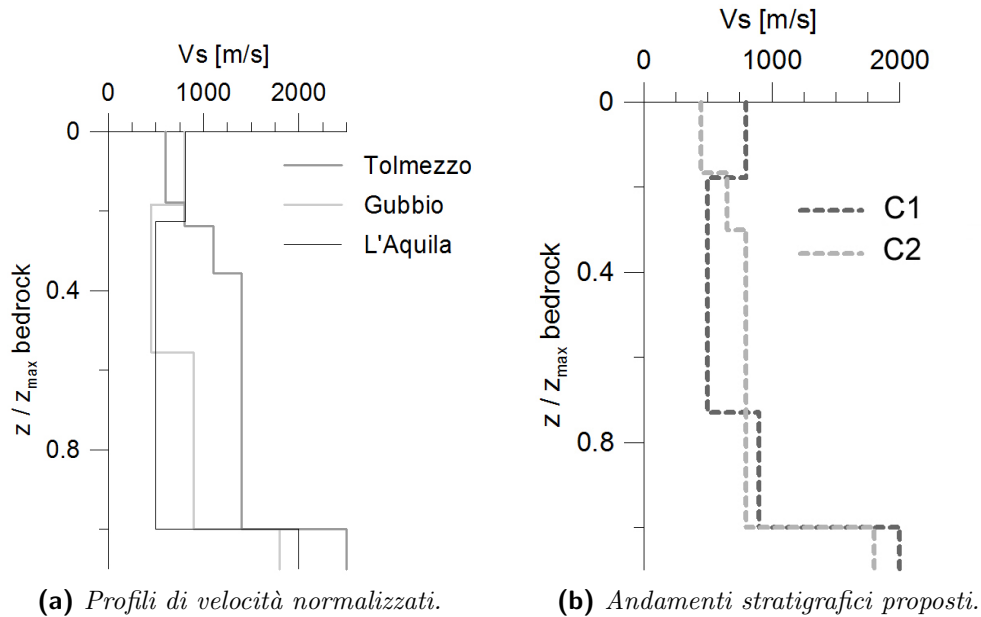


Figura 3.3: Profili V_s dei bacini e proposti per il modello.

3.4 Funzioni di amplificazione e frequenze fondamentali di vibrazione

Per avvalorare le scelte compiute per i profili di velocità e studiare gli effetti indotti dalla presenza dell'inversione di velocità nei bacini di Gubbio e L'Aquila sulle frequenze che dominano la risposta sismica, sono state eseguite una serie di analisi monodimensionali per ottenere le funzioni di amplificazione da cui ricavare le frequenze 1D, nonché delle analisi con il programma Reform per calcolare le frequenze 2D, f_{02D} . In questa fase non si è data per scontata la presenza dell'inversione di velocità e nell'esaminare la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana sono stati utilizzati tre differenti scenari:

- profilo stratigrafico derivante dalle misure in sito (con inversione di velocità);
- strato superficiale avente le stesse proprietà dello strato sottostante (nessuna inversione di velocità)
- strato superficiale a bassa velocità, $V_s = 250$ m/s (nessuna inversione di velocità).

Tabella 3.2: Possibili modelli da utilizzare per le simulazioni numeriche.

Nome modello	Geometria	Profilo V_s
A	SISMOVALP	C1
B	SISMOVALP	C2
C	SISMOVALP ridotta	C1
D	SISMOVALP ridotta	C2

Per quanto riguarda invece il modello in via di costruzione, sono state finqui definite due forme geometriche (chiamate SISMOVALP e SISMOVALP ridotta) e due profili V_s (denominati C1 e C2), che hanno dato luogo a quattro combinazioni, quindi a quattro proposte di modello, descritte in tabella 3.2.

Utilizzando il programma *fdt* (Vanini, 1993) sono state calcolate le funzioni di amplificazione monodimensionali per le valli in esame e per i quattro possibili modelli. Il programma ha richiesto in ingresso le specifiche del calcolo delle funzioni di amplificazione, frequenza massima e passo di discretizzazione in frequenza (nel caso in questione pari a 0.05 Hz) e, successivamente, è stato indicato il profilo stratigrafico 1D delle valli, nel punto di massima profondità: spessori, densità, velocità e coefficienti di smorzamento caratterizzanti ogni strato. Il programma di calcolo, inoltre, ha permesso di calcolare le funzioni di amplificazione di un punto della valle sia con riferimento al caso di semispazio affiorante, sia rispetto all'interfaccia con il substrato di base. I valori di smorzamento e di densità sono stati ricercati negli studi richiamati nel paragrafo 2.3 e, laddove non è stato possibile reperire informazioni sul fattore di smorzamento

$$\xi = \frac{1}{2Q(\omega)}, \quad (3.2)$$

questo è stato stimato per mezzo della seguente relazione:

$$Q = \frac{V_s}{10}. \quad (3.3)$$

Nell'ipotesi di sistema costituito da strati piani paralleli, soggetto ad incidenza verticale delle onde sismiche, il primo picco delle funzioni di amplificazione ha permesso di stimare le frequenze fondamentali dei sistemi esaminati.

Tabella 3.3: Livelli di amplificazione, rispetto al caso di substrato affiorante, stimati al variare della velocità V_s dello strato più superficiale

Valle	Vs strato superficiale [m/s]		
	250	450/500	800
Gubbio	5.0	4.1	3.8
L'Aquila	6.9	4.3	3.8

I risultati così ottenuti mostrano f_{01D} che differiscono per meno del 5% da quelli calcolati con la (1.1). La presenza o l'assenza dell'inversione di velocità nelle valli di Gubbio e L'Aquila non genera rilevanti variazioni in termini di periodi fondamentali di vibrazione. Al contrario, produce delle variazioni nel contrasto d'impedenza e, quindi, nella funzione di trasferimento. Pertanto, come mostra la tabella 3.3, influisce notevolmente sui livelli di amplificazione, massimi nel caso in cui lo strato in superficie abbia bassa velocità e minimi se invece è rigido. Ciò conferma quanto osservato in precedenza: l'inversione di velocità, effettivamente, deamplifica il segnale sismico. In particolare, rispetto alla scelta in cui le proprietà del primo strato sono uguali a quelle dello strato sottostante (seconda colonna della tabella), considerare dei sedimenti superficiali ad alta velocità produce una riduzione del 12% o 7% rispettivamente per la Piana di Gubbio e la valle di L'Aquila.

Per quanto concerne i modelli proposti, le funzioni di amplificazione hanno definito una gamma di f_{01D} che va da 0.35 Hz per la configurazione A della tabella 3.2, a 0.75 Hz per il modello D; le combinazioni B e C hanno portato a stimare un $f_{01D} = 0.50$ Hz. Come atteso, a parità di V_{seq} , le frequenze fondamentali dei modelli aventi una forma *SISMOVALP ridotta* sono notevolmente inferiori alle altre, per via delle minori dimensioni della sezione. Il modello A è quello che ha fornito i risultati migliori dal punto di vista delle proprietà dinamiche mostrate. Esso deriva dall'adozione di caratteristiche intermedie a quelle riscontrate nella piana umbra e nella conca abruzzese ed ha determinato un f_{01D} che è la media aritmetica delle frequenze fondamentali ottenute per queste due valli.

Lo studio delle caratteristiche oscillatorie delle valli è proseguito con le analisi 2D, che hanno portato a due interessanti risultati. Per la Piana di

Tabella 3.4: Frequenze fondamentali 1D e 2D ricavate rispettivamente dallo studio delle funzioni di amplificazione e dalle analisi eseguite con Reform

Valli	f_{01D} [Hz]	f_{02D} [Hz]
L'Aquila	0.40	0.59
Gubbio	0.30	0.36
Tolmezzo	1.50	1.70
Modello A	0.35	0.46
Modello B	0.50	0.69
Modello C	0.50	0.60
Modello D	0.75	0.93

Gubbio e la valle di L'Aquila si è osservato che i soli profili V_s in grado di fornire f_{02D} in accordo con quelli reperibili in letteratura, per L'Aquila nelle pubblicazioni di De Luca *et al.* (2005) e Bindi *et al.* (2009) mentre per Gubbio nelle ricerche di Parolai *et al.* (2008) e nei *deliverables* del Progetto S3, erano quelli che tenevano conto dell'inversione superficiale di velocità. Trascurare la presenza del primo strato od ipotizzare delle velocità superficiali nell'ordine dei 250 m/s portava ad f_{02D} inferiori a quelli reali e quindi ad una risposta delle valli meno rigida. Quest'evidenza, insieme a quanto descritto dal Progetto S3 e dalle misure eseguite dal DPC per il territorio di L'Aquila, permettono di concludere che la presenza di un'inversione di velocità nei due bacini è un'ipotesi verosimilmente corretta e quindi la descrizione della risposta sismica della valle di Gubbio e della Conca Aquilana non può prescindere dal considerare questo aspetto.

In secondo luogo le analisi 2D, eseguite utilizzando i quattro modelli proposti, hanno confermato quanto risultava dallo studio delle funzioni di amplificazione 1D: il modello A, anche in questo caso, è quello che fornisce i risultati migliori in termini di frequenze di oscillazione e che determina un f_{02D} che è la media dei valori ottenuti per le valli di Gubbio e L'Aquila.

Per trarre le conclusioni di questo studio i risultati ottenuti sono stati riassunti nella tabella 3.4 e si è fatto nuovamente riferimento alla teoria di Bard e Bouchon (figura 3.4). Secondo quest'ultima nelle tre valli, posizionate

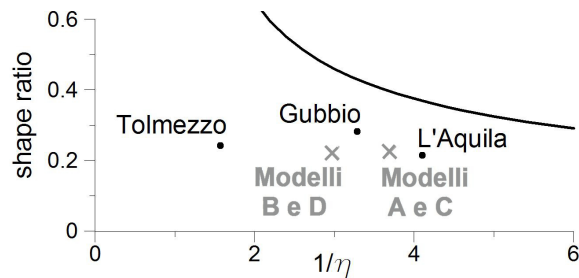


Figura 3.4: Valli studiate e modelli proposti nel grafico di Bard e Bouchon (1985).

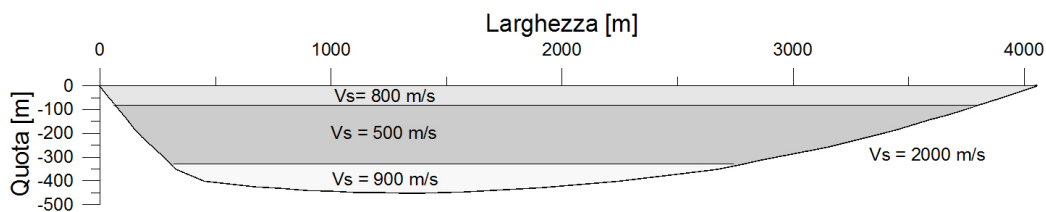


Figura 3.5: Modello scelto per le simulazioni

al di sotto della curva di *shape ratio critico*, il fenomeno predominante è quello della risonanza 1D combinata con la propagazione laterale delle onde di superficie. Le valli di Gubbio e L'Aquila sono relativamente vicine alla curva di $SR_{critico}$ e si collocano in un'area del grafico che è piuttosto distante da quella occupata dai depositi sedimentari di Tolmezzo, il quale ha frequenze fondamentali 1D e 2D superiori rispetto a quelle che caratterizzano la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Per questi motivi e valutata la necessità di confrontare i risultati delle analisi numeriche con dati *strong-motion* registrati su depositi sedimentari, non disponibili per la Valle dell'Alto Tagliamento, si è ritenuto che quest'ultima fosse troppo differente dalle altre e per questo motivo è stata esclusa dalle analisi successive.

In conclusione, il modello che si ritiene più adatto per la simulazione del comportamento delle valli selezionate è certamente il modello A (figura 3.5). Questo modello, infatti, occupa nel grafico di Bard e Bouchon una posizione intermedia tra quella delle valli di L'Aquila e Gubbio e mette in conto, allo stesso tempo, l'inversione di velocità. Il modello A, sia dal punto di vista geometrico che stratigrafico, appare dunque un buon compromesso tra le proprietà mostrate dalle due valli appenniniche.

3.5 Effetti di non linearità nel comportamento dei terreni

Nel primo capitolo si è ricordato che i materiali terrestri, non essendo perfettamente elastici, hanno un comportamento dissipativo che, per deformazioni molto più piccole di quelle che li portano a rottura, può essere descritto mediante un modello visco-elastico lineare. Con esso s'introduce nell'equazione di propagazione dell'onda un fattore dissipativo esponenziale, che dipende dalla frequenza, da V_s e dal fattore di qualità del materiale (v. par 1.4). Al verificarsi di forti terremoti, i terreni superficiali accumulano deformazioni plastiche crescenti ed un legame costitutivo visco-elastico non è più sufficiente a descrivere i fenomeni dissipativi che hanno luogo. In queste condizioni il comportamento del materiale presenta effetti marcati di non linearità, che possono essere approssimativamente descritti con un modello elastico-lineare equivalente, ossia un modello che esegue analisi in campo elastico-lineare in maniera iterativa.

Il comportamento può essere schematizzato con un ciclo ideale di carico e scarico (figura 3.6a). Gli sforzi di taglio τ che agiscono sul materiale generano degli scorrimenti angolari γ ed il legame tra sforzi e deformazioni è definito dal modulo di taglio G . Finché il sistema è soggetto a piccole deformazioni risponde elasticamente e si carica e deforma a modulo di taglio costante, pari al coefficiente angolare G_0 della retta nel grafico τ - γ . Le deformazioni sono reversibili e l'area sottesa dalla retta è pari all'energia di deformazione. Nella fase di scarico il terreno torna alla condizione iniziale rilasciando l'energia accumulata. Se però le deformazioni superano il limite elastico, il sistema risponde in maniera non lineare, con modulo di taglio non più costante, ma dipendente da γ . Il materiale accumula energia sotto forma di deformazioni plastiche che, essendo irreversibili, persistono anche al diminuire degli sforzi τ . In un ciclo di carico e scarico, quindi, lo stato tensionale del sistema non si muove lungo una retta ma, per l'insorgere di deformazioni plastiche, descrive una curva, la cui area corrisponde all'energia dissipata.

La definizione delle caratteristiche meccaniche e dinamiche di un modello elastico lineare equivalente sottoposto ad un carico ciclico avviene come

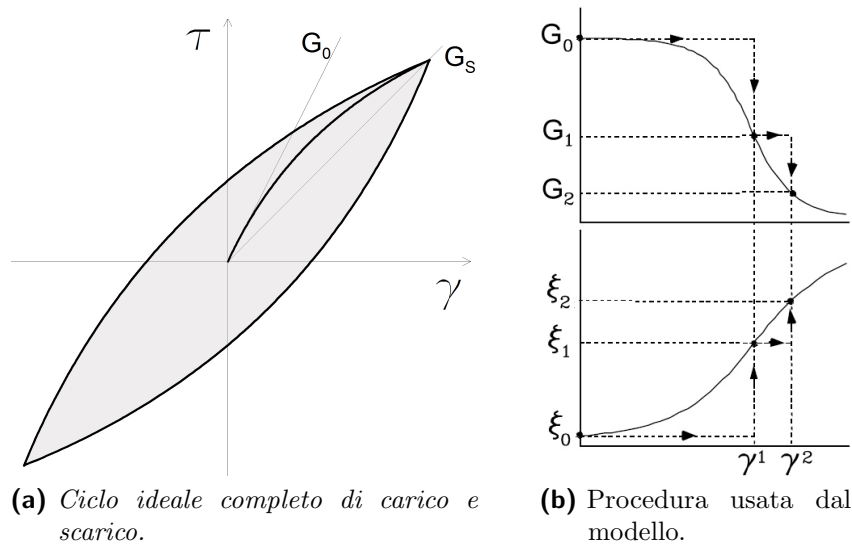


Figura 3.6: Ciclo d'isteresi e funzionamento di un modello elastico-lineare equivalente.

illustrato in figura 3.6b. In un primo momento utilizza valori del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento riferiti alle piccole deformazioni e calcola la risposta sismica del sistema stratificato come farebbe un modello elastico lineare, determinando gli scorrimenti angolari. I valori di γ ottenuti vengono poi utilizzati all'interno delle curve di degradazione $G-\gamma$ e $\xi-\gamma$, proprie del materiale in esame, per stimare nuovi valori del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento. Il procedimento è iterativo e si ripete fino al raggiungimento della convergenza della soluzione. La figura 3.6b mostra come all'aumentare di γ diminuisca il modulo di taglio ed aumenti il coefficiente di smorzamento, legati mediante la (1.4) e la (3.2) rispettivamente alla V_s ed al fattore di qualità. Nell'ipotesi di trascurare la fase transitoria e di considerare i risultati ottenuti dall'ultima iterazione del modello, tener conto degli effetti di non linearità di comportamento nei terreni superficiali si traduce nell'adozione di parametri degradati, ossia di valori di V_s e Q ridotti.

In questo lavoro le simulazioni degli eventi di elevata intensità e con ipocentro relativamente vicino alla valle sono state eseguite sia con parametri degradati che non. Per stimare gli effetti di non linearità di cui sopra discusso è stato utilizzato il programma di calcolo *EERA* (*Equivalent-linear Earth-*

Tabella 3.5: Profili V_s del modello usato per le simulazioni. Valori originali e ridotti a causa degli effetti di non linearità

Strato	Vs [m/s]	
	originali	ridotte
Strato 1	800	762
Strato 2	500	444
Strato 3	900	856

quake site Response Analysis), sviluppato dal Dipartimento di Ingegneria Civile della University of South California. Esso richiede in ingresso un accelerogramma registrato e la descrizione dell'assetto stratigrafico. Una volta impostati le curve di degradazione da usare per ogni strato ed il numero di cicli, il programma ha risolto il modello elastico-lineare equivalente in maniera iterativa.

Tra gli eventi sismici simulati la scossa principale del terremoto aquilano del 6 aprile 2009 è quello che potrebbe aver dato luogo ad effetti non lineari nei terreni superficiali, per via della sua intensità e della ridotta distanza tra la sorgente e le stazioni di registrazione. Per questo motivo è stata compiuta un'analisi 1D con EERA e sono stati stimati i parametri degradati del modello. Per l'analisi si è utilizzato l'accelerogramma registrato dalla stazione AQK per l'evento in questione e le caratteristiche stratigrafiche del modello scelto per le simulazioni numeriche. EERA mette a disposizione tre differenti curve di degradazione: gli strati di sedimenti hanno utilizzato la curva per i terreni sabbiosi (Mat 2), mentre il comportamento del substrato è stato descritto per mezzo della curva di degradazione di un ammasso roccioso (Mat 3). Il modello ha mostrato riduzioni di G del 9, 21 e 10 %, rispettivamente nello strato superficiale, in quello intermedio e nel più profondo. Dal punto di vista delle velocità gli strati hanno subito una riduzione di V_s che, come per il modulo di taglio, era maggiore laddove le caratteristiche meccaniche erano più scadenti, nello strato intermedio (tabella 3.5).

Capitolo 4

Il metodo

4.1 Introduzione

Una volta definito un modello di valle sufficientemente rappresentativo, è possibile effettuare analisi numeriche della risposta sismica mediante metodi approssimati appropriati per la risoluzione numerica delle equazioni differenziali, nonché modelli costitutivi opportuni dei materiali crostali. In questo capitolo vengono richiamati i concetti necessari per comprendere lo schema generale adottato nei calcoli nonché il metodo numerico impiegato per risolvere le equazioni di propagazione delle onde sismiche.

4.2 Metodo degli elementi spettrali

Il *metodo degli elementi spettrali* (SEM) è uno degli strumenti numerici adatti per risolvere il sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali (PDE) che governa la propagazione delle onde sismiche in configurazioni geologiche complesse (2D e 3D) tra cui, in particolare, le valli alluvionali. Esso adopera i fondamenti dei metodi agli elementi finiti (FEM), che per giungere alla convergenza della soluzione sfruttano il raffinamento (h) del reticolo di analisi (*mesh*) e le tecniche spettrali, che permettono di variare l'ordine dei polinomi (p) utilizzati per approssimare la soluzione. Per questo motivo viene anche definito *h-p method*.

Nella discretizzazione basata sugli elementi spettrali, il dominio computazionale viene generalmente diviso per mezzo di una famiglia di quadrilateri (nei casi 2D) o esaedri (nello spazio 3D) e la soluzione delle equazioni differenziali viene approssimata tramite funzioni polinomiali di grado fissato. La convergenza della soluzione può essere perseguita incrementando il grado di tali polinomi, mantenendo inalterata la griglia computazionale; questo è il grande vantaggio degli elementi spettrali rispetto agli elementi finiti. Infatti, se si volesse risolvere un problema di propagazione delle onde con il metodo degli elementi finiti, il sistema di equazioni verrebbe risolto sulla base del grado degli elementi stessi. In questo caso, se volesse aumentare la precisione della soluzione sarebbe necessario infittire la *mesh* ed aumentare il grado degli elementi finiti. A volte, però, per ottenere apprezzabili vantaggi, in termini di aumento della precisione dei risultati, occorre aumentare l'ordine del metodo: ciò comporta una rigenerazione della *mesh* che, per geometrie complesse, richiede notevoli tempi computazionali. Tali problemi non si presentano per i *SEM* che, dopo aver generato la griglia dei poligoni, per aumentare la precisione ridefiniscono il grado dei polinomi e con essi i nodi di calcolo presenti all'interno degli elementi.

Nella risoluzione delle equazioni differenziali è opportuno valutare tre aspetti del metodo numerico che si è scelto di utilizzare: l'accuratezza, l'efficienza e la generalità (Pitzianti, 2000). Dal punto di vista dell'accuratezza, l'errore di una soluzione determinata con i *SEM* corrisponde, a meno di una costante moltiplicativa, alla migliore approssimazione ottenibile relativamente al sottospazio dei polinomi utilizzati. Esso dipende dalla regolarità della soluzione ricercata ed è per questo che i metodi agli elementi spettrali sono adatti per lo studio di sistemi aventi caratteristiche regolari. Nel mezzo non omogenei, per esempio, il salto d'impedenza tra due materiali costituisce una discontinuità, che permette l'uso degli elementi spettrali a patto di definire delle opportune condizioni al contorno lungo il dominio di frontiera. Per quanto concerne l'efficienza, ossia la misura dell'onere computazionale per ottenere un dato livello di accuratezza, finché le soluzioni sono regolari e gli errori tollerati non eccessivamente piccoli, i *metodi h-p* forniscono prestazioni migliori di quelli basati sugli elementi finiti.

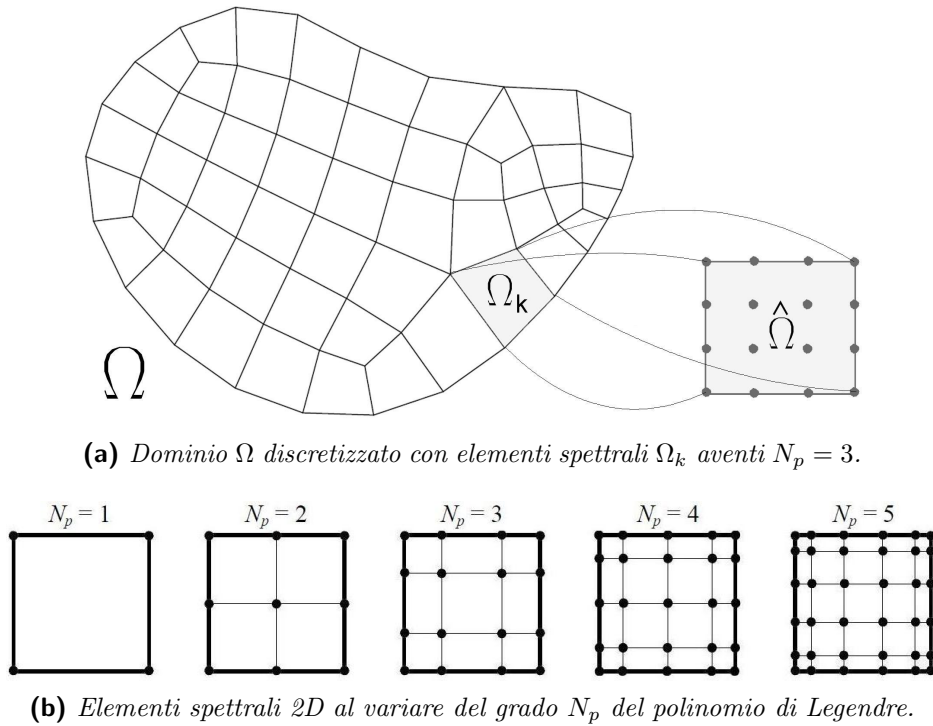


Figura 4.1: Dominio di un sistema descritto con un metodo agli elementi spettrali.

Per capire come funziona un modello agli elementi spettrali si può immaginare di avere un dominio bidimensionale e regolare Ω , discretizzato in elementi spettrali aventi area pari a Ω_k , come mostra la figura 4.1a. Attraverso una trasformazione invertibile $T_k : \Omega \rightarrow \hat{\Omega}$, ad ogni elemento Ω_k si fa corrispondere un quadrato di riferimento $\hat{\Omega}$, all'interno del quale sono posizionati i punti nodali (nodi) di Legendre-Gauss-Lobatto (*LGL*). Nello specifico, nel caso 1D le posizioni *LGL* corrispondono agli zeri della derivata spaziale dei polinomi interpolanti di Legendre, di grado N_p . Ciò vuol dire che, per ogni direzione si hanno $N_p - 1$ zeri della derivata i quali, sommati ai due estremi dei segmenti, individuano $N = (N_p + 1)$ nodi (figura 4.1b). Nel caso 2D o 3D le funzioni interpolanti sono ottenute come prodotto di due o tre polinomi di Legendre ed i nodi sono $(N_p + 1)^2$ o $(N_p + 1)^3$.

Posizionati i nodi, il solutore, per mezzo di una trasformazione inversa, definisce i punti spettrali della griglia, ossia la posizione dei nodi *LGL* all'interno della griglia di partenza. In tal modo si crea una relazione tra le

funzioni polinomiali definite in $\widehat{\Omega}$ e le funzioni continue in Ω , dipendenti dalla dimensione lineare dei quadrilateri e dal grado spettrale. Il passo successivo consiste nel definire le funzioni di forma dei punti della griglia spettrale, ossia i polinomi interpolanti usati dai modelli numerici per risolvere le equazioni differenziali alle derivate parziali. I *SEM* forniscono delle soluzioni approssimate che convergono a quelle esatte per $n \rightarrow \infty$ o $h \rightarrow 0$.

In sostanza le equazioni differenziali che descrivono il problema nel dominio Ω vengono integrate nei quadrati di riferimento come segue:

$$\int_{\Omega} f(\mathbf{x}) d\Omega = \sum_k \int_{\Omega_k} f(\mathbf{x}) d\Omega = \sum_k \int_{\widehat{\Omega}} \widehat{f}(\widehat{\mathbf{x}}) d\widehat{\Omega}, \quad (4.1)$$

in cui gli integrali su $\widehat{\Omega}$ sono determinati numericamente mediante la formula di integrazione approssimata (sommatoria) di Legendre-Gauss-Lobatto. I prossimi paragrafi forniscono una panoramica di come il metodo degli elementi spettrali sia stato implementato all'interno di codici di calcolo in grado di simulare la propagazione di onde sismiche in configurazioni geologiche reali.

4.3 Il metodo di riduzione dei domini (DRM)

Il problema della propagazione delle onde all'interno di una sezione trasversale di valle, ovvero un semispazio non omogeneo e stratificato, richiede grandi oneri computazionali. Negli anni '90, mentre si assisteva ad un forte sviluppo dei modelli 3D fisicamente basati, cominciavano altresì a prendere piede i modelli numerici in grado di descrivere la sorgente sismica, il percorso di propagazione e gli effetti di sito. Tra essi hanno avuto larga diffusione quelli facenti ricorso agli elementi spettrali o agli elementi finiti, questi ultimi adatti a risolvere problemi di grandi dimensioni e con bacini alluvionali molto eterogenei. Tale successo è dovuto al fatto che, con i metodi basati su griglie numeriche uniformi (ad esempio le differenze finite), le dimensioni delle celle impongono limiti insuperabili di massima frequenza, in funzione della velocità di propagazione minima delle onde presenti nel modello. Nella pratica questi modelli, per descrivere nel dettaglio le eterogeneità di una limitata zona

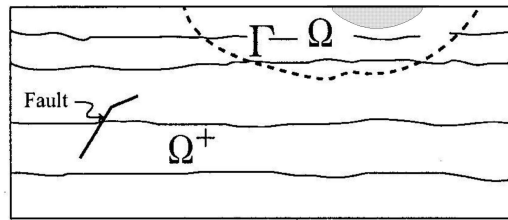


Figura 4.2: Dominio interno e dominio esterno nel Domain Reduction Method.

superficiale, necessitano di descrivere con la stessa precisione anche il dominio profondo, omogeneo, portando a carichi di calcolo difficilmente affrontabili. I *FEM*, così come i *SEM*, permettono di aggirare queste difficoltà poiché utilizzano griglie irregolari, grazie alle quali possono variare le dimensioni degli elementi all'interno di uno stesso modello.

Nonostante ciò, al pari degli altri metodi numerici, anche in quelli basati sugli elementi finiti o spettrali il moto nelle vicinanze della sorgente, lungo il percorso profondo di propagazione ed, infine, all'interno della regione d'interesse, vengono calcolati frontalmente, adoperando un unico modello che descrive una regione crostale che si estende dall'ipocentro alla superficie. Un simile approccio, sebbene fornisca buoni risultati in molte applicazioni, non è in grado di fornire una soluzione accettabile quando le dimensioni e le distanze in gioco sono elevate. Un'alternativa possibile è rappresentata dalle tecniche di *sub-structuring*, che suddividono il dominio del problema, considerando l'analisi di generazione e propagazione in profondità separatamente da quella della propagazione all'interno della struttura eterogenea d'interesse: in questo caso le valli. Essendo i due domini parte di una stessa regione crostale, è necessario introdurre tra di essi opportune condizioni di congruenza e risolvere il problema accoppiato della propagazione delle onde nelle due porzioni di spazio: il *ponte* tra i due sottosistemi è costituito dalle *forze effettive*.

Il *Domain Reduction Method* (DRM), proposto da Bielak *et al.* (2003), utilizza proprio le tecniche di *sub-structuring* per scomporre il problema della propagazione in due sottoproblemi, che vengono risolti separatamente nello spazio e nel tempo. Esso divide il dominio del sistema in due porzioni, Ω e Ω^+ come mostra figura 4.2. Nello *Step I* il metodo di calcolo descrive il moto dell'onda dal punto di rottura sulla faglia sismogenetica fino ad una

frontiera posta in prossimità della valle, ossia nel *dominio esterno* Ω^+ (anche detto *ausiliario*). Esso è costituito dalle strutture geologiche profonde e dalle porzioni di territorio superficiale situate ad una certa distanza dalla valle, ovvero da una configurazione materiale avente basso grado di eterogeneità, in cui le proprietà degli strati variano in maniera tendenzialmente regolare e si mantengono costanti lungo spessori piuttosto elevati. È proprio in virtù della modesta variabilità entro il dominio esterno che le equazioni differenziali vengono risolte solo per i nodi principali (detti *macro*) della griglia di elementi finiti (figura 5.6).

Nello *Step II* i valori di scuotimento riferiti al limite del dominio esterno, ottenuti con lo *Step I*, vengono utilizzati per determinare un campo di *forze effettive* da applicare ai nodi posizionati lungo la superficie di separazione dei due domini (indicata con Γ nella figura 4.2), che prendono il nome di *nodi di bordo*. Tali forze costituiscono l'eccitazione sismica applicata al dominio interno e sono utilizzate dal metodo di calcolo per propagare l'onda all'interno di esso e generare lo scuotimento in superficie.

Dal punto di vista operativo, queste fasi vengono svolte secondo lo schema descritto in figura 4.3, in cui la sollecitazione sismica è da interpretare come una variazione di spostamenti tangenziali che ha luogo lungo una faglia ed è generata da una sorgente cinematica. Per ragioni di calcolo è necessario definire i limiti del sistema entro cui eseguire le simulazioni ed a tal fine s'introduce una frontiera assorbente Γ^+ , che non produce riflessioni spurie che possano interagire con Ω . L'intero sistema viene discretizzato per mezzo di elementi spettrali, in questo modo è possibile descrivere la sorgente con un campo di forze nodali esterne P_e , che agiscono nelle vicinanze della valle generando un campo di spostamenti u_e nel dominio esterno. L'onda sismica, che si propaga all'interno di Ω^+ , una volta raggiunta la superficie di separazione dei due domini, determina un campo di spostamenti u_b , continuo lungo Γ e delle forze P_b , applicate sui nodi di bordo e che agiscono sul dominio interno, generando a loro volta un campo di spostamenti u_i . Hisada e Bielak (2003) spiegano come il metodo dei domini ridotti possa essere utilizzato per la modellizzazione sismica in 3D. Tale lavoro viene qui richiamato per comprendere quali grandezze giochino un ruolo fondamentale nella propagazione delle onde

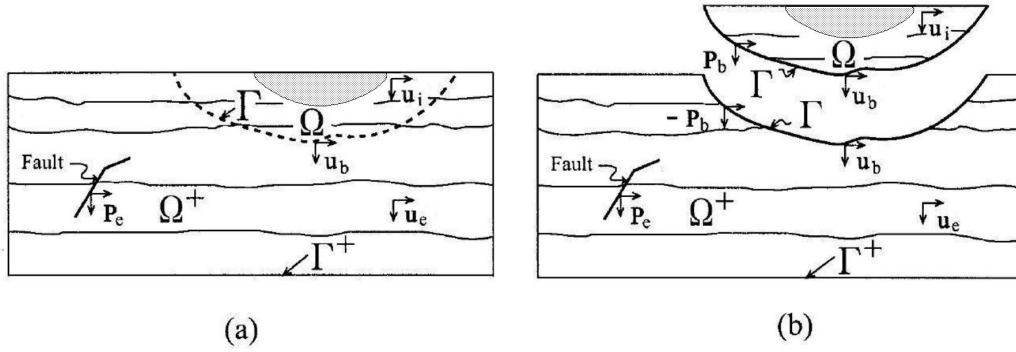


Figura 4.3: Domini e forze in gioco in un *DRM* (Bielak *et al.*, 2003).

mediante *DRM* e come i programmi di calcolo determinino le *forze efficaci*, per poi propagare le onde sismiche nel dominio interno.

Il comportamento meccanico del sistema è riconducibile a quello di un sistema dinamico ad N gradi di libertà, il cui moto è governato dall'equazione

$$M\ddot{\mathbf{u}} + K\mathbf{u} + C\dot{\mathbf{u}} = \mathbf{P}, \quad (4.2)$$

in cui M , K e C sono le matrici ($N \times N$) rispettivamente della massa, della rigidità e della viscosità, mentre P è il vettore dei carichi esterni. Tale equazione, applicata ai due domini bidimensionali del caso in esame, porta alle seguenti espressioni:

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} M_{bb}^{\Omega^+} & M_{be}^{\Omega^+} \\ M_{eb}^{\Omega^+} & M_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \ddot{u}_b \\ \ddot{u}_e \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} K_{bb}^{\Omega^+} & K_{be}^{\Omega^+} \\ K_{eb}^{\Omega^+} & K_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_b \\ u_e \end{Bmatrix} \\ + \begin{bmatrix} C_{bb}^{\Omega^+} & C_{be}^{\Omega^+} \\ C_{eb}^{\Omega^+} & C_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{u}_b \\ \dot{u}_e \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} -P_b \\ P_e \end{Bmatrix}, \end{aligned} \quad (4.3a)$$

valida nel dominio esterno Ω^+ , mentre per il dominio interno Ω si ha

$$\begin{aligned} \begin{bmatrix} M_{ii}^{\Omega} & M_{ib}^{\Omega} \\ M_{bi}^{\Omega} & M_{bb}^{\Omega} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \ddot{u}_i \\ \ddot{u}_b \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} K_{ii}^{\Omega} & K_{ib}^{\Omega} \\ K_{bi}^{\Omega} & K_{bb}^{\Omega} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_i \\ u_b \end{Bmatrix} \\ + \begin{bmatrix} C_{ii}^{\Omega} & C_{ib}^{\Omega} \\ C_{bi}^{\Omega} & C_{bb}^{\Omega} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{u}_i \\ \dot{u}_b \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ P_b \end{Bmatrix}, \end{aligned} \quad (4.3b)$$

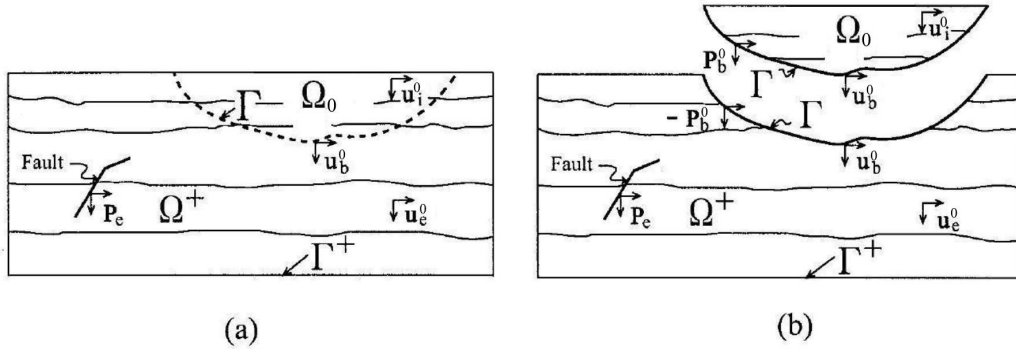


Figura 4.4: Problema ausiliario ottenuto trascurando la struttura geologica del dominio interno

indicando con i pedici e , b ed i i nodi del semispazio esterno, quelli degli elementi sulla frontiera comune e quelli del dominio interno. L'unione della (4.3a) e della (4.3b) definisce il moto dell'onda nell'intero sistema:

$$\begin{aligned}
 & \begin{bmatrix} M_{ii}^{\Omega} & M_{ib}^{\Omega} & 0 \\ M_{bi}^{\Omega} & M_{bb}^{\Omega} + M_{bb}^{\Omega^+} & M_{be}^{\Omega^+} \\ 0 & M_{eb}^{\Omega^+} & M_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \ddot{u}_i \\ \ddot{u}_b \\ \ddot{u}_e \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} K_{ii}^{\Omega} & K_{ib}^{\Omega} & 0 \\ K_{bi}^{\Omega} & K_{bb}^{\Omega} + K_{bb}^{\Omega^+} & K_{be}^{\Omega^+} \\ 0 & K_{eb}^{\Omega^+} & K_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_i \\ u_b \\ u_e \end{Bmatrix} \\
 & + \begin{bmatrix} C_{ii}^{\Omega} & C_{ib}^{\Omega} & 0 \\ C_{bi}^{\Omega} & C_{bb}^{\Omega} + C_{bb}^{\Omega^+} & C_{be}^{\Omega^+} \\ 0 & C_{eb}^{\Omega^+} & C_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{u}_i \\ \dot{u}_b \\ \dot{u}_e \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ 0 \\ P_e \end{Bmatrix}. \quad (4.4)
 \end{aligned}$$

A questo punto, per trasferire la sollecitazione sismica dalla faglia alla frontiera Γ e risolvere il problema nel dominio interno è necessario formulare un problema ausiliario, in cui si trascura l'esistenza della struttura geologica entro Ω . In sostanza è come se il semispazio esterno si estendesse all'interno di Ω , fino ad occupare l'intero dominio del problema ($\Omega + \Omega^+$). In tal modo il semispazio esterno rimane inalterato, mentre il nuovo dominio interno prende il nome di Ω^0 (figura 4.4). L'equazione del moto nel dominio esterno diventa

$$\begin{aligned}
 & \begin{bmatrix} M_{bb}^{\Omega^+} & M_{be}^{\Omega^+} \\ M_{eb}^{\Omega^+} & M_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \ddot{u}_b^0 \\ \ddot{u}_e^0 \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} K_{bb}^{\Omega^+} & K_{be}^{\Omega^+} \\ K_{eb}^{\Omega^+} & K_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_b^0 \\ u_e^0 \end{Bmatrix} \\
 & + \begin{bmatrix} C_{bb}^{\Omega^+} & C_{be}^{\Omega^+} \\ C_{eb}^{\Omega^+} & C_{ee}^{\Omega^+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{u}_b^0 \\ \dot{u}_e^0 \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} -P_b \\ P_e \end{Bmatrix} \quad (4.5)
 \end{aligned}$$

che, esplicitata secondo P_e , fornisce le forze nodali applicate nell'intorno della faglia:

$$P_e = M_{eb}^{\Omega+} \ddot{u}_b^0 + M_{ee}^{\Omega+} \ddot{u}_e^0 + K_{eb}^{\Omega+} u_b^0 + K_{ee}^{\Omega+} u_e^0 + C_{eb}^{\Omega+} \dot{u}_b^0 + C_{ee}^{\Omega+} \dot{u}_e^0. \quad (4.6)$$

L'equivalenza con il problema originale è assicurata imponendo che il campo di spostamento esterno sia dato dalla somma di una componente u_e^0 dipendente unicamente dal *campo libero* e di una dovuta alla presenza della valle:

$$u_e = u_e^0 + v_e. \quad (4.7)$$

Sostituendo la (4.7) e la (4.6) nella (4.4) si ottiene

$$\begin{aligned} & \begin{bmatrix} M_{ii}^{\Omega} & M_{ib}^{\Omega} & 0 \\ M_{bi}^{\Omega} & M_{bb}^{\Omega} + M_{bb}^{\Omega+} & M_{be}^{\Omega+} \\ 0 & M_{eb}^{\Omega+} & M_{ee}^{\Omega+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \ddot{u}_i \\ \ddot{u}_b \\ \ddot{v}_e \end{Bmatrix} + \begin{bmatrix} K_{ii}^{\Omega} & K_{ib}^{\Omega} & 0 \\ K_{bi}^{\Omega} & K_{bb}^{\Omega} + K_{bb}^{\Omega+} & K_{be}^{\Omega+} \\ 0 & K_{eb}^{\Omega+} & K_{ee}^{\Omega+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} u_i \\ u_b \\ v_e \end{Bmatrix} \\ & + \begin{bmatrix} C_{ii}^{\Omega} & C_{ib}^{\Omega} & 0 \\ C_{bi}^{\Omega} & C_{bb}^{\Omega} + C_{bb}^{\Omega+} & C_{be}^{\Omega+} \\ 0 & C_{eb}^{\Omega+} & C_{ee}^{\Omega+} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{u}_i \\ \dot{u}_b \\ \dot{v}_e \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ -M_{be}^{\Omega+} \ddot{u}_e^0 - K_{be}^{\Omega+} u_e^0 - C_{be}^{\Omega+} \dot{u}_e^0 \\ M_{eb}^{\Omega+} \ddot{u}_b^0 + K_{eb}^{\Omega+} u_b^0 + C_{eb}^{\Omega+} \dot{u}_b^0 \end{Bmatrix}, \end{aligned} \quad (4.8)$$

in cui l'ultimo termine consiste proprio nelle forze effettive.

Sintetizzando, conoscendo le matrici della massa, di rigidezza e di smorzamento e partendo dalle forze sismiche P_e applicate nel semispazio in cui risiede la faglia, è possibile determinare il campo di spostamenti u_e^0 e u_b^0 (*Step I*). In seguito (*Step II*) si considera un dominio ridotto prossimo alla superficie Γ , che contiene il bacino vallivo, ma non la sorgente sismica. L'eccitazione dinamica è introdotta all'interno di questo dominio con le forze nodali effettive P^{eff} , valutate dalla seguente equazione:

$$P^{\text{eff}} = \begin{Bmatrix} P_i^{\text{eff}} \\ P_b^{\text{eff}} \\ P_e^{\text{eff}} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ -M_{be}^{\Omega+} \ddot{u}_e^0 - K_{be}^{\Omega+} u_e^0 - C_{be}^{\Omega+} \dot{u}_e^0 \\ M_{eb}^{\Omega+} \ddot{u}_b^0 + K_{eb}^{\Omega+} u_b^0 + C_{eb}^{\Omega+} \dot{u}_b^0 \end{Bmatrix}. \quad (4.9)$$

Come è possibile osservare dalla (4.9), nell'ipotesi di conoscere il moto dell'onda in campo libero, queste forze dipendono unicamente dalle sottomatrici M_{be} , K_{be} , C_{be} , M_{eb} , K_{eb} , C_{eb} , ovvero coinvolgono unicamente uno strato di elementi posti tra la superficie di bordo ed il dominio esterno, ossia nella fascia compresa tra Γ_e e Γ

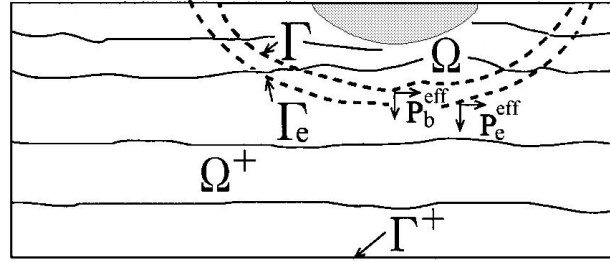


Figura 4.5: Forze nodali effettive, sostituiscono le forze sismiche originali nel dominio interno

nella figura 4.5. Note le forze effettive, la (4.4) fornisce i valori di v_e (quindi anche di u_e), di u_b e di u_i .

Si ricorda, inoltre, che nel caso in cui si utilizzi un metodo agli elementi spettrali e l'integrazione numerica delle equazioni venga eseguita utilizzando la formula di quadratura di Legendre-Gauss-Lobatto, i punti d'integrazione coincidono con i nodi *LGL* (v. par. 4.2) e viene adoperata una matrice di massa *concentrata*, ottenuta assumendo che la massa dell'elemento sia concentrata nei nodi dell'elemento stesso. Ciò rappresenta un notevole vantaggio, in quanto essa risulta diagonale e, conseguentemente, i termini $M_{eb}^{\Omega^+}$ ed $C_{be}^{\Omega^+}$ sono nulli.

Un'ulteriore semplificazione può consistere nel considerare trascurabile il contributo dovuto alla viscosità all'interno del dominio esterno ($C_{eb}^{\Omega^+} = C_{be}^{\Omega^+} = 0$). In tal caso le forze effettive si riducono alla forma

$$P^{eff} = \begin{Bmatrix} P_i^{eff} \\ P_b^{eff} \\ P_e^{eff} \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} 0 \\ -K_{be}^{\Omega^+} u_e^0 \\ +K_{eb}^{\Omega^+} u_b^0 \end{Bmatrix} \quad (4.10)$$

e, una volta calcolati gli spostamenti in campo libero (v. par. 4.4), per la loro determinazione è sufficiente conoscere K .

4.4 Metodo di Hisada

Il calcolo delle tre componenti del vettore spostamento per i nodi degli elementi spettrali di bordo è stato effettuato con il metodo di Hisada, che, per una data sorgente, prevede la generazione delle *Funzioni di Green* (FdG) in un semispazio stratificato a piani orizzontali.

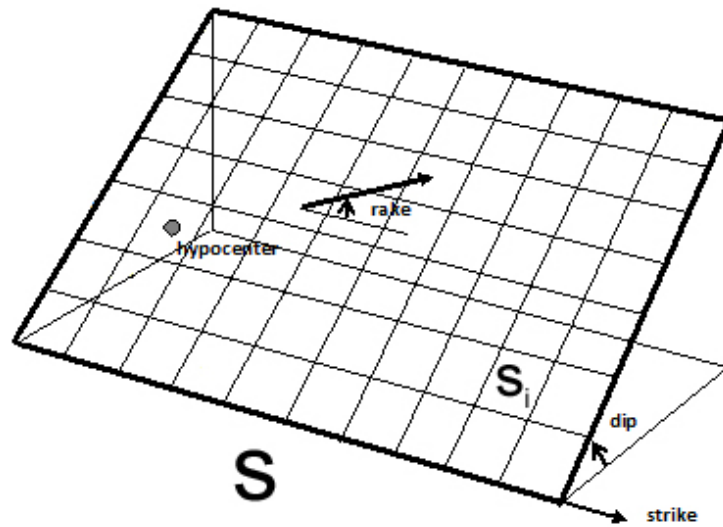


Figura 4.6: Discretizzazione della faglia (Hisada, 2006).

Il programma `grfft12s.f`, implementato con il suddetto metodo (fornito dall'autore) e chiamato *Hisada*, consente di descrivere la faglia S come un insieme di sorgenti s_i (figura 4.6) e di integrare i numeri d'onda delle funzioni di Green all'interno di ogni sottofaglia, in punti (di integrazione) chiamati punti di Gauss. A seconda della frequenza di calcolo richiesta, il programma di calcolo addensa i punti all'interno di ogni faglia, fino a raggiungere il valore massimo di 36 punti per elemento.

L'idea che sta alla base è che il moto osservato in un punto esterno alla sorgente di un terremoto può essere descritto come la somma dei contributi generati dallo scorrimento sismico delle singole porzioni di faglia. Ciò vale a dire che le sottofaglie sono tra loro indipendenti ed ognuna di esse si comporta come se fosse la sola sorgente generatrice dell'evento sismico, ovvero come se lo scorrimento (*slip*) che si sviluppa su di essa fosse il solo contributo a determinare lo scuotimento in superficie. Dalla conoscenza del moto determinato in superficie da ogni s_i , la sovrapposizione degli effetti permette di stimare lo scuotimento complessivo.

Il programma di calcolo richiede in ingresso numerose informazioni riguardanti sia la risoluzione del calcolo che i dettagli dello scenario della rottura sulla faglia da simulare. Si definiscono il modello crostale, la geometria e la discretizzazione della faglia, la posizione dell'ipocentro, le coordinate dei nodi (detti *ricevitori*) in cui calcolare la soluzione e l'andamento temporale degli spostamenti sulla faglia. In conclusione è necessario fornire i parametri relativi all'integrazione dei numeri

d'onda per il calcolo delle funzioni di Green statiche (v. par. 4.4.1).

In un modello di faglia cinematica la sorgente sismica è costituita da un'ideale distribuzione spazio-temporale degli spostamenti sul piano della faglia sismogenetica Σ . Hisada e Bielak (2003) mostrano come delle distribuzioni di spostamento applicate in un punto $X \in \Sigma$ possano determinare in un punto Y , esterno alla faglia (ad es. in superficie), uno spostamento con direzione k pari ad

$$U_n(Y, \omega) = \int_{\Sigma} \{T_{ik}(X, Y, \omega) - T_{ik}^S(X, Y)\} D_i(X, \omega) d\Sigma + \int_{\Sigma} T_{ik}^S(X, Y) D_i(X, \omega) d\Sigma, \quad (4.11)$$

avendo indicato con ω la pulsazione, con D_i il termine di attenuazione della funzione di scorrimento e con T_k e T_{ik}^S i tensori degli sforzi delle FdG dinamiche e statiche ($\omega = 0$, anche dette funzioni asintotiche o integrandi ad elevate lunghezze d'onda).

Quando un punto non giace distante dal piano di faglia, la Funzione di Green originale mostra alcune singolarità, che consistono in picchi estremamente acuti esibiti in una stretta fascia vicino al punto di osservazione. Essi sono dovuti al verificarsi di due fenomeni principali: il *fling step* e la *rupture directivity*. Il primo consiste in un impulso a lungo periodo che agisce nelle vicinanze della faglia ed è governato dalla funzione statica. Si propaga in direzione dello scorrimento di faglia ed è dovuto ad una concentrazione delle deformazioni tettoniche che genera effetti di fagliazione superficiale. La *rupture directivity*, invece, è un fenomeno legato alla direzione prevalente di propagazione della rottura e dello scorrimento sulla faglia. Può interessare i siti vicini alla sorgente di un terremoto se la velocità delle onde di taglio è circa uguale a quella di propagazione della rottura verso il sito, se il sito vede arrivare la rottura verso di sé e se il sito stesso è allineato con lo *slip* sulla faglia (Somerville *et al.*, 1997). Sotto tali condizioni le registrazioni di velocità in direzione ortogonale alla faglia possono presentare, nelle prime fasi del segnale, un ciclo a bassa frequenza nel quale si concentra gran parte dell'energia generata dal sisma (Chioccarelli e Iervolino, 2009). La direttività dipende dalle FdG dinamiche ed è un effetto accentuato dalla presenza di sedimenti di scarse caratteristiche meccaniche.

Le singolarità in spostamento risultanti dalla combinazione di questi due fenomeni rendono l'integrazione numerica molto onerosa, poiché le funzioni dinamiche per poter cogliere le suddette singolarità devono esser calcolate adoperando una maglia

di nodi molto densa. Hisada e Bielak, con la (4.11) propongono un metodo che abbatte i picchi sottraendo alle funzioni dinamiche il contributo statico, valutato a parte. Fatto ciò, l'integrazione delle funzioni dinamiche viene utilizzata una griglia regolare e poco addensata di nodi, disposti sul piano sorgente. D_i rappresenta l'attenuazione della funzione di scorrimento; nel primo integrale esso è governato dalle funzioni dinamiche, che adoperano sia le onde di corpo che quelle superficiali. Per tale motivo, detta r la distanza tra faglia e punto d'osservazione, nel primo termine l'ampiezza decade come $1\sqrt{r} - 1\sqrt{\sqrt{r}}$.

Al contrario, l'integrazione del secondo termine della (4.11) richiede una densa distribuzione dei nodi nell'area vicina al punto d'osservazione e l'applicazione delle formule di quadratura di Simpson e di Filon. Inoltre, le funzioni statiche decadono in ampiezza come $1\sqrt{r^2}$ e ciò vuol dire che per valori elevati di r , U_n è dominato dalla componente dinamica. Infatti, se i punti di osservazione sono molto distanti dalla faglia, le singolarità della Funzione di Green scompaiono e non è più necessario introdurre una soluzione asintotica, mentre per brevi distanze prevale il contributo della funzione statica. Quest'ultima, essendo indipendente dalla frequenza ($\omega = 0$), in uno stesso punto Y resta costante ed è calcolata una sola volta.

Per meglio intendere la natura delle funzioni di Green se ne dà nel seguente paragrafo una breve panoramica.

4.4.1 Funzione di Green

La Funzione di Green è uno strumento matematico utilizzato nella risoluzione di equazioni differenziali. Nel problema sismologico che qui ci interessa, essa rappresenta il moto prodotto in un punto P dallo scorrimento istantaneo ed unitario che si verifica su un elemento della faglia. Ad ogni sottofaglia è associata una differente FdG , persino nel caso di scorrimento uniforme lungo tutta la faglia S , questo perché il percorso che separa gli s_i da un punto P distante da essi non resta costante e con esso variano anche le caratteristiche geologiche dei mezzi attraversati dalle onde.

Per capire come possa esser rappresentata matematicamente una sorgente sismica, di seguito sono stati richiamati alcuni concetti fondamentali, trattati nel contesto della meccanica del mezzo continuo, cioè in assenza di fratture, pori o

cavit . Il punto di partenza sono le *equazioni del moto dell'elastodinamica*:

$$\rho \ddot{u}_i(x, t) = f_i(x, t) + \sigma_{ij,j}(x, t) \quad \text{coni, } j = 1, 2, 3, \quad (4.12)$$

con $\sigma_{ij,j} = \partial \sigma_{ij} / \partial x_j$. Le forze di volume f_i hanno il ruolo di sorgenti dei campi di spostamento, deformazione e sforzo all'interno del mezzo e l'equazione soprascritta mette in relazione l'accelerazione di una particella \ddot{u}_i , le forze di volume f_i e la derivata spaziale degli sforzi $\sigma_{ij,j}$. Sulla base di tali dipendenze   possibile descrivere ogni componente dello spostamento come una combinazione lineare delle tre componenti della forza, cio 

$$u_i(x) = \int_V G_{ij}(x_p, x_s) f_j(x_s), \quad (4.13)$$

in cui si   indicato con x_p ed x_s rispettivamente il punto di osservazione in superficie e quello di applicazione della forza f e con G_{ij} il *tensore di Somigliana*, che rappresenta la soluzione del problema dell'equilibrio elastico in funzione delle forze di volume e dei campi di spostamento (Apa, 2003).

Per poter giungere alla formulazione della Funzione di Green, a partire dall'equazione del moto dell'elastodinamica, bisogna introdurre il *teorema di reciprocit * e quello della *divergenza* ma, prima ancora, il concetto di *flusso* di un vettore. Preso un vettore F , passante per un punto $P \in S$, si definisce flusso di un campo vettoriale l'integrale di superficie

$$\phi = \int_S \mathbf{F} \cdot \hat{n} dS. \quad (4.14)$$

avendo indicato con \hat{n} il versore della normale alla superficie S in P . Esso rappresenta la quantit  della grandezza che attraversa una data superficie. Il teorema della divergenza afferma che il flusso di un campo vettoriale \mathbf{F} uscente da una superficie chiusa, coincide con l'integrale della divergenza dello stesso campo svolto nel volume V delimitato da S , ovvero

$$\phi = \int_S F \cdot \cos \alpha dS = \int_V \nabla \cdot \mathbf{F} dV. \quad (4.15)$$

L'equazione (4.12) considera forze agenti su volumi infinitesimi per cui, integrandola nel volume ed applicando il teorema della divergenza, pu  essere riscritta

come

$$\int_V \rho \ddot{u}_i(x, t) dV = \int_V f_i(x, t) dV + \int_S \sigma_{i,j}(x, t) n_j dS, \quad (4.16)$$

relazione tra il moto delle particelle di un corpo elastico e la distribuzione delle forze di volume al suo interno e delle tensioni agenti sulla superficie.

Si supponga che nel mezzo elastico di volume V agiscano due sistemi di forze \mathbf{f} e \mathbf{g} a cui corrispondono i due campi di spostamento $u = u(x, t)$ e $v = v(x, t)$ (Catalli, 2007). Sotto queste condizioni e definite le trazioni superficiali $T_i = \sigma_{ij} n_j$, si applicano alla (4.16) i due sistemi di forze moltiplicati per il campo dello spostamento opposto, ottenendo

$$\int_V \rho(\mathbf{v}\ddot{\mathbf{u}} - \mathbf{u}\ddot{\mathbf{v}}) dV + \int_V (\mathbf{u}\mathbf{g} - \mathbf{v}\mathbf{f}) dV = \int_S (\mathbf{v}\mathbf{T}^u - \mathbf{u}\mathbf{T}^v) dS. \quad (4.17)$$

Integrando la (4.17) nel tempo ed ipotizzando che le particelle siano ferme all'inizio ed alla fine del processo, il primo termine risulta nullo e si giunge alla relazione

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \int_V (\mathbf{u}\mathbf{g} - \mathbf{v}\mathbf{f}) dV dt = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_S (\mathbf{v}\mathbf{T}^u - \mathbf{u}\mathbf{T}^v) dS dt, \quad (4.18)$$

nota con il nome di teorema di reciprocità (o di Betti).

La rappresentazione matematica di una sorgente sismica passa per la una formula che descrive lo spostamento in un generico punto dello spazio e in un certo istante temporale, sulla base delle grandezze che generano il moto stesso alla sorgente. Come indicato dalla (4.16), tali grandezze corrispondono alle forze di volume ed alle trazioni agenti sulla superficie del corpo in questione. Nell'ipotesi di avere una sorgente puntiforme generatrice di un impulso unidirezionale, si è visto che il campo degli spostamenti all'interno di un mezzo omogeneo ed isotropo è descritto dal tensore di Somigliana, ovvero dalla FdG dell'elastodinamica, che introduce il principio di causalità, ovvero il concetto di causa-effetto (Catalli, 2007). Nel piano (x, t) l'intensità specifica di un impulso F_0 , applicato nel punto $P(\xi, \tau)$ con direzione n , è data da

$$g_i(\xi, \tau) = F_0 \delta(x - \xi) \delta(t - \tau) \delta_{in}, \quad (4.19)$$

posto δ pari al *Delta di Dirac* ed indicando con δ_{in} il *Delta di Kronecker*. Dal momento che la funzione G_{in} nella (4.13) descrive la componente i -esima degli spostamenti prodotti dalla forza impulsiva, il tensore G rappresenta la Funzione

di Green dell'elastodinamica. Detto ciò, utilizzando il teorema di reciprocità e la legge di Hooke nella (4.19) è possibile ottenere una relazione del tipo:

$$u_n(x, t) = f(f_i, G_{in}, \sigma_{ij,j}, u_i, C_{ijkl}, V, S), \quad (4.20)$$

in cui C_{ijkl} indica il tensore di elasticità. Questa relazione stabilisce chiaramente che il campo degli spostamenti u_n in un generico punto è determinato dal contributo della forza di volume f e da quelli delle derivate del tensore degli sforzi $\sigma_{ij,j}$ e dello spostamento stesso sulla superficie u_i , dalle caratteristiche del materiale nonché dalle dimensioni della sorgente, estremi d'integrazione dell'equazione del moto. Sulla base di tale equazione, lo spostamento totale nel punto di osservazione può essere descritto come la somma dei diversi contributi di ogni elemento di sorgente.

Capitolo 5

Le analisi numeriche

5.1 Introduzione

In quest'ultimo capitolo sono dapprima richiamati i concetti illustrati nei capitoli precedenti, riguardanti gli effetti di sito, lo studio delle valli sedimentarie e la scelta del metodo e del modello da utilizzare per le analisi. Viene descritto, inoltre, un procedimento seguito per l'applicazione del *DRM*, ricordando che lo schema di simulazione ha preso come punto di riferimento quello descritto in Scandella e Vanini (2007); si presentano, quindi, e si discutono i risultati ottenuti.

5.2 Procedimento di analisi

Per l'applicazione del *DRM* sono stati utilizzati due programmi di calcolo principali: *grt12s.f* (chiamato *Hisada*) ed *ELSE* (*Elasticity by Spectral Elements*), il codice utilizzato per la propagazione delle onde nel dominio interno (v. par. 4.3). Per i motivi precedentemente discussi, entrambi i programmi richiedono un'elevata capacità di calcolo e, se eseguiti con un normale PC, possono portare a tempi eccessivi. Per un'esecuzione agevole delle analisi compiute in questa tesi, così come per le analisi compiute nell'ambito del Progetto S5, è stato utilizzato da remoto uno dei multiprocessori messi a disposizione dal Consorzio Interuniversitario Lombardo per l'Elaborazione Automatica (CILEA). In particolare è stato utilizzato il *cluster* LAGRANGE (figura 5.1), composto da 208 nodi, dotati ognuno di due processori Intel Xeon QuadCore 3.166 GHz e 16 GB. Trattandosi di una piattaforma che



Figura 5.1: Multiprocessore LAGRANGE (CILEA)

utilizza un linguaggio Unix, i file adoperati come input di Hisada ed ELSE sono stati caricati su LAGRANGE adoperando il programma WinSCP, mentre i due programmi sono stati eseguiti da remoto con l'ausilio del programma PuTTY.

Il procedimento usato per le analisi può essere diviso in tre blocchi di operazioni: la creazione della maglia numerica, il calcolo del moto sismico nel campo libero ed, infine, la propagazione nel dominio interno. Sebbene così presentata possa sembrare una sequenza compatta e di semplice schematizzazione, essa coinvolge un gran numero di programmi, molti dei quali hanno un ruolo di supporto e perlopiù rielaborano i dati in uscita dai programmi principali affinché possano essere leggibili dagli altri programmi primari. Lo schema seguito nel corso delle simulazioni è rappresentato nel diagramma di figura 5.2.

5.2.1 Creazione della maglia numerica

La creazione della maglia numerica che discretizza il dominio spaziale costituisce l'ultimo passo della creazione del modello. Essa è stata realizzata utilizzando il programma CUBIT (*Geometry and Mesh Generation Toolkit*). Una volta ricostruita la geometria del modello, questo programma permette di discretizzare il sistema (2D o 3D) con algoritmi che generano una griglia di elementi di geometria quadrilatera o triangolare. Dal momento che CUBIT non utilizza alcuna informazione riguardante l'assetto stratigrafico della valle, è necessario che l'utente ricostruisca il dominio del modello per blocchi omogenei, lungo il cui perimetro si localizzano i punti di discontinuità: variazione stratigrafica, frontiere assorbenti, superficie degli elementi bordo e confini del sistema. In questo modo, sebbene i blocchi s'incastonino in

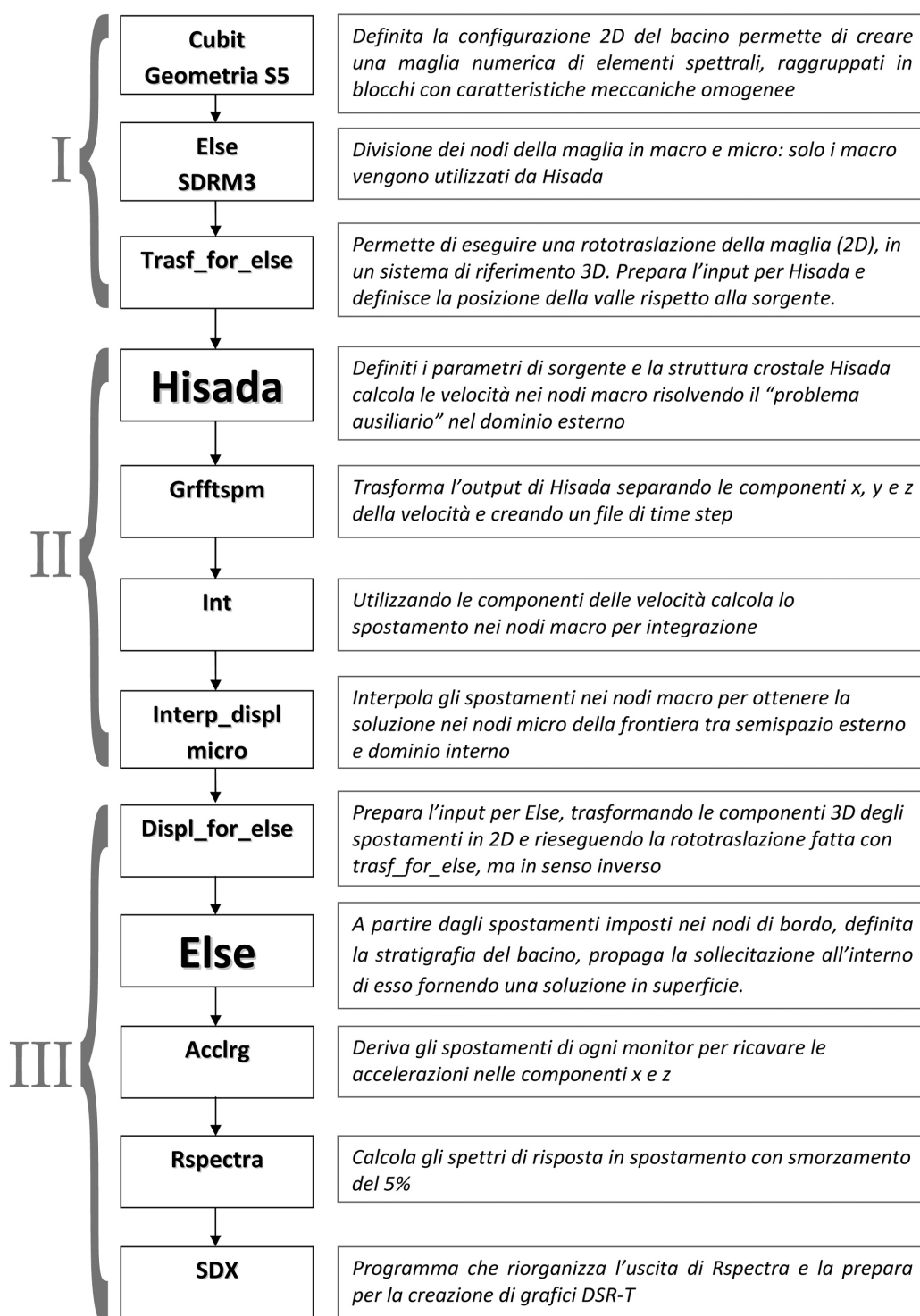


Figura 5.2: Sequenza di programmi eseguiti per le analisi numeriche e breve descrizione del loro funzionamento.

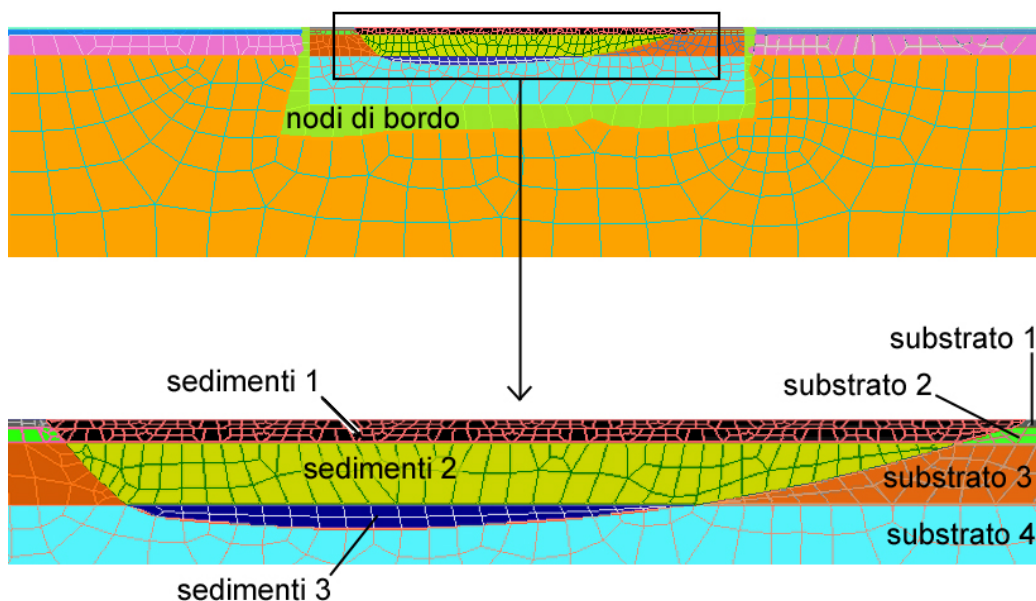


Figura 5.3: Maglia numerica del modello usato nelle simulazioni (in alto) e dettaglio degli strati costituenti il dominio interno (in basso).

maniera tale da definire un'unica struttura, essi sono considerati degli elementi indipendenti ai quali è possibile affidare, con altri programmi, differenti caratteristiche meccaniche.

Nel capitolo 3 si è discusso quale valle idealizzata potesse riprodurre aspetti salienti della risposta sismica della Piana di Gubbio e della Conca Aquilana. Il modello scelto corrisponde, sotto l'aspetto geometrico, a quello utilizzato nell'ambito del Progetto S5 e dello studio SISMOVALP; andava tuttavia dimostrato che anche la maglia numerica poteva andare bene per lo studio qui discusso. Come si è già visto, le dimensioni delle celle della griglia numerica impongono dei limiti in termini di massima frequenza di calcolo e minima velocità utilizzabile nella caratterizzazione degli strati sedimentari. Il valore di f_{\max} scelto per le simulazioni è lo stesso adoperato nel Progetto S5, ovvero 3 Hz. Inoltre, il profilo V_s della valle in esame descrive degli strati più rigidi di quelli adottati nei modelli di SISMOVALP e del Progetto S5. Si deduce quindi che la maglia numerica costruita nell'ambito di questi due studi (figura 5.3) risultava applicabile anche per questo lavoro. Come è possibile osservare, essa è costituita da elementi quadrilateri, in particolare 1126 elementi organizzati in 15 blocchi. Cinque di essi rappresentano gli strati di sedimenti della valle (i primi tre blocchi corrispondono allo strato di superficie, avente $V_s = 800$

Tabella 5.1: Modello numerico (v. figura 5.3)

	V_s [m/s]	
	sedimenti	substrato
Strato 1	800	1200
Strato 2	500	2000
Strato 3	900	2200
Strato 4	-	2400

m/s), otto blocchi descrivono il substrato e sei lo strato di elementi di bordo (evidenziato in figura). Infine, per circoscrivere il dominio del problema, è stato introdotto lungo il perimetro esterno un blocco assorbente di spessore trascurabile.

Per evitare di avere un rapporto d'impedenza troppo piccolo tra il substrato del dominio esterno ($V_s = 2700$ m/s) e quello del dominio interno, descritto nel capitolo 3 come un blocco uniforme avente $V_s = 2000$ m/s, si è deciso di dividere quest'ultimo in quattro strati, aventi velocità crescente con la profondità e caratteristiche meccaniche e dinamiche medie uguali a quelle del blocco di partenza. La struttura del dominio interno così ottenuta è costituita da tre strati di sedimenti vallivi e quattro di substrato roccioso (tabella 5.1). Il passo successivo consiste nella *estrapolazione dei nodi effettivi*, ovvero, definito il grado N_p dei polinomi interpolanti di Legendre, il programma di calcolo ELSE (opzione SDRM 3) genera all'interno di ogni singolo elemento $(N_p + 1)^2$ nodi *LGL*, usati per integrare le equazioni del moto (v. par. 4.2). Oltre a calcolare le coordinate dei nodi degli elementi spettrali di bordo, il programma esegue una classificazione dividendo i nodi in due gruppi: nodi di spigolo (chiamati *macro*) ed altri nodi (chiamati *micro*). Come già detto in precedenza, solo i nodi macro sono utilizzati da Hisada per calcolare la soluzione nel *free-field*. Tali operazioni sono compiute seguendo lo schema di figura 5.4.

Come per il Progetto S5, sono stati utilizzati 82 ricevitori in superficie, distribuiti in cinque zone (figura 5.5); due di essi (monitor 1 e monitor 2) sono stati posizionati su substrato affiorante, in maniera tale da permettere il calcolo di rapporti spettrali *SSR*. È nella fase di *estrapolazione dei nodi* che ad ogni blocco di elementi spettrali, costruito con CUBIT, vengono finalmente associate le rispettive caratteristiche in termini di densità ρ , costanti di Lamé (λ e μ) e viscosità γ , calcolate secondo le

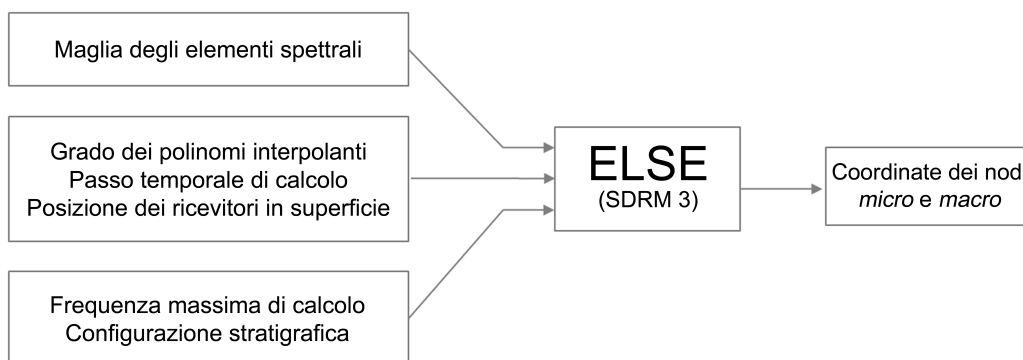


Figura 5.4: Operazione di *estrapolazione dei nodi effettivi*.

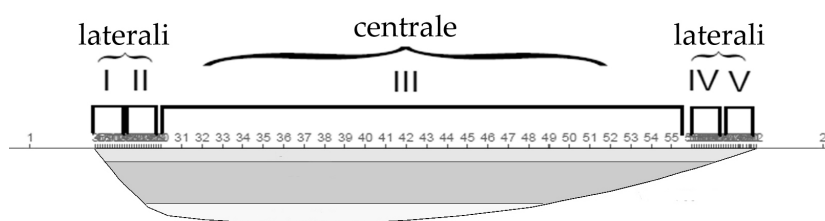


Figura 5.5: Suddivisione dei monitor in superficie in cinque aree.

seguenti equazioni:

$$\lambda = \frac{2\nu\mu}{1 - 2\nu}, \quad (5.1a)$$

$$\nu = \frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}, \quad (5.1b)$$

$$\mu = \rho V_s^2. \quad (5.1c)$$

Inoltre ELSE utilizza delle leggi di smorzamento di tipo viscoso (v. par. 1.4), ovvero con smorzamento che cresce linearmente con la frequenza per cui, definito il fattore di qualità del materiale Q_0 , il valore della costante di viscosità si ricava dalla relazione

$$\gamma = \frac{\pi f_0}{Q}, \quad (5.2)$$

in cui compare il valore della frequenza di picco f_0 . Quest'ultimo può essere ottenuto approssimando il contenuto in frequenza dell'onda con quello di una *wavelet*: rappresentazione avente una forma d'onda oscillante di lunghezza finita o a decadimento rapido. In questo lavoro si è scelto di utilizzare l'onda di Ricker, che consiste nella derivata seconda negativa e normalizzata della funzione gaussiana e

raggiunge l'ampiezza massima in corrispondenza della frequenza

$$f_0 = \frac{f_{\max}}{3}. \quad (5.3)$$

Per garantire il raggiungimento di risultati affidabili, la distanza massima (Δx) tra i nodi d'integrazione (che non sono a distanza costante) dev'essere inversamente proporzionale alla frequenza massima adoperata per le simulazioni. Scelto il valore di quest'ultima, il programma ELSE esegue un infittimento o una riduzione dei nodi di ogni SE sulla base delle seguenti relazioni:

$$\Delta x_{\max} = \frac{\lambda_{\min}}{pp\lambda}, \quad (5.4a)$$

$$\lambda_{\min} = \frac{V_{s\min}}{f_{\max}}, \quad (5.4b)$$

in cui $pp\lambda$ dipende dal grado dei polinomi interpolanti ed indica il numero minimo di punti (nodi d'integrazione) necessari per descrivere la lunghezza d'onda più piccola nella maglia. Ciò conferma la dipendenza di Δx dal valore minimo di V_s , evidenziata da Bielak *et al.* (2003) e discussa in precedenza.

Per quanto riguarda il caso specifico della maglia adoperata in questo lavoro di tesi, essa è stata creata impostando $f_{\max} = 3$ Hz e dei polinomi interpolanti del quarto grado ($N_p = 4$), che necessitano dell'utilizzo un $pp\lambda$ pari a 2.5 (Vanini, 2007). Trattandosi di elementi spettrali quadrilateri, per ognuno di essi sono stati creati 25 nodi ($(N_p + 1)^2$), per un totale di 1140 nodi spettrali, utilizzati dal programma ELSE per propagare le onde nel dominio interno. La figura 5.6 rappresenta la distribuzione dei nodi della maglia numerica. In essa è riconoscibile il blocco di elementi di bordo (lo stesso di figura 5.3) ed è interessante osservare la sovrapposizione dei nodi macro, in corrispondenza dei quali Hisada integra le equazioni del moto e di quelli utilizzati dal programma ELSE. Tale sovrapposizione costituisce il punto di contatto tra il dominio interno e quello esterno del *DRM*. Osservando la distribuzione dei nodi usati da ELSE è anche possibile riconoscere la posizione della sezione della valle e le discontinuità stratigrafiche, segnate da una variazione della densità dei nodi. Infine, i nodi micro e macro descrivono la tipica struttura dei punti d'integrazione LGL che si ottiene ricorrendo a polinomi interpolanti del quarto grado e rappresentata precedentemente in figura 4.1b.

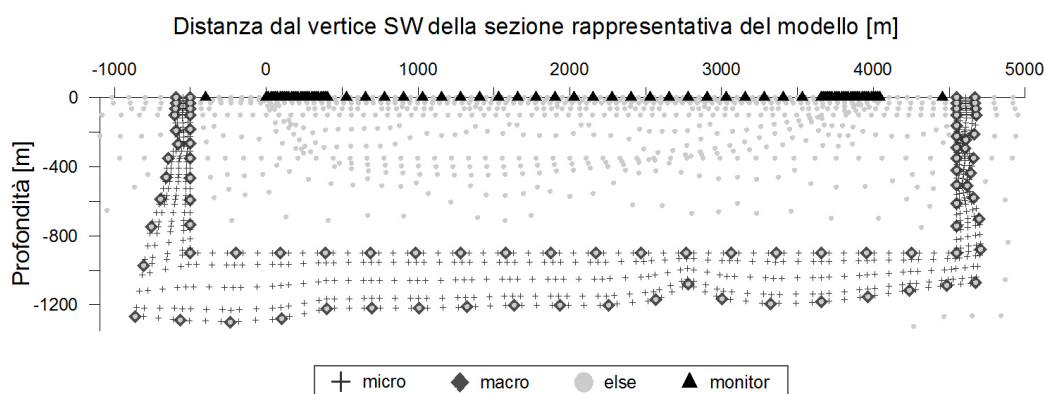


Figura 5.6: Nodi della maglia numerica del dominio interno e monitor in superficie.

Tabella 5.2: Caratteristiche dei due terremoti di riferimento.

	Evento del 9/4/2009	Evento del 26/9/1997
M_w	6.3	6.0
Meccanismo focale	normale	normale
Profondità ipocentro	9.5-12 km	9.9 km
Strike	127°	152°
Dip	50°	40°

5.2.2 DRM Step I

Come si ricorderà dal capitolo 3, in questo studio si è scelto di utilizzare il modello 2D per simulare la risposta sismica esibita dalla Piana di Gubbio in occasione della seconda scossa della sequenza Umbria-Marche ($M_w = 6.0$) — avvenuta il 26 settembre 1997 — e la risposta della Conca Aquilana alla scossa principale del terremoto di L'Aquila ($M_w = 6.3$), del 6 aprile 2009. I dati riguardanti la posizione delle faglie generatrici e degli ipocentri dei due terremoti (tabella 5.2), nonché le registrazioni accelerometriche, sono disponibili sul sito dell'*Italian Accelerometric Archive* (ITACA, <http://itaca.mi.ingv.it/ItacaNet/>), curato dall'INGV. Sulla base di queste informazioni è stato possibile definire la posizione del del modello 2D rispetto alle due sorgenti sismiche. Nel caso del terremoto aquilano la sezione giace a poco più di 1 km (in direzione WSW) dall'ipocentro, mentre la distanza tra il modello e l'ipocentro per il sisma del 1997 è di circa 40 km.

Il passo successivo nel processo di analisi consiste nel collocare la maglia numerica

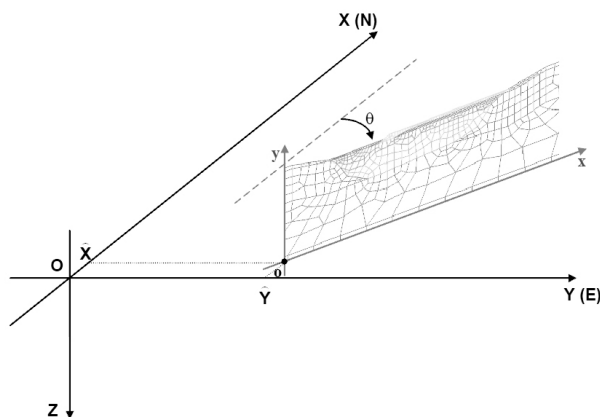


Figura 5.7: Rototraslazione della sezione operata da `trasf_for_else` (Scandella e Vanini, 2007).

2D all'interno dello spazio tridimensionale in cui opera Hisada. Si considera una configurazione iniziale in cui sia la sorgente che la sezione si trovano nell'origine degli assi del piano (X, Y, Z) , in cui l'asse Z è diretto verso il basso, perpendicolarmente alla superficie. In seguito, si esegue una traslazione della sorgente in posizione $(0, 0, Z_i)$, con Z_i pari alla profondità dell'ipocentro ed una rototraslazione della sezione, in maniera tale da porla alla corretta distanza dall'ipocentro e con la giusta orientazione (figura 5.7).

Tutte le informazioni necessarie per la propagazione nel dominio esterno sono contenute nel file di input del programma Hisada. La sua struttura può essere divisa in cinque parti. Nella parte superiore vengono dichiarati i parametri caratteristici del calcolo e, nel caso in questione, sono stati utilizzati 256 passi d'integrazione di ampiezza $\Delta t = 0.083$ secondi ed una frequenza massima di 6 Hz. Sulla base di quanto evidenziato dalle registrazioni accelerometriche dei due terremoti di riferimento, la risposta sismica della Conca Aquilana e della Piana di Gubbio è dominata da periodi superiori a 1 s.

Nella seconda sezione del file di input del programma Hisada si descrive la struttura crostale del dominio esterno in cui, come visto nel paragrafo 4.3, si trascura la presenza della struttura geologica. È stata utilizzata una struttura coerente con le caratteristiche del substrato definite nel capitolo 3 e costituita da cinque strati piani e paralleli rocciosi poggianti su un semispazio situato alla profondità di 4700 m, come quella mostrata in tabella 5.3.

In seguito, sono state definite le caratteristiche della faglia, giacente interamente

Tabella 5.3: Struttura crostale del dominio esterno.

Blocco	ρ [t/m ³]	V_p m/s	Q_p	V_s m/s	Q_s	H [m]
1	1.8	2232	200	1200	100	30
2	2.0	3720	300	2000	150	70
3	2.0	4092	350	2200	175	250
4	2.2	4464	400	2400	200	2350
5	2.8	5950	500	3300	250	2000
6	2.9	6100	600	3500	300	0

nell'ultimo strato della struttura crostale. In prima istanza si sono determinate le sue dimensioni, nell'ipotesi di faglia rettangolare avente lunghezza pari a due volte la larghezza. Il valore dell'area A (in km^2) è stato stimato mediante una delle relazioni empiriche di Wells e Coppersmith (1994):

$$A = L_1 L_2 = 10^{-3.49+0.91M_w}, \quad (5.5a)$$

$$L_1 = \sqrt{2A} \quad e \quad L_2 = 2L_1. \quad (5.5b)$$

Conoscendo le dimensioni della faglia ed usando un modulo di taglio $\mu = 3.55$ GPa, valore che corrisponde al sesto blocco di tabella 5.3, lo spostamento relativo medio Δu sulla superficie di dislocazione è calcolato a partire dal momento sismico M_0 , a sua volta funzione della magnitudo momento, secondo l'espressione di Hanks e Kanamori (1979)

$$M_0 = 10^{3/2(M_w+10.7)} \cdot 10^{-7}, \quad (5.6)$$

$$M_0 = \mu \Delta u A. \quad (5.7)$$

Per tutte le simulazioni si è adottata una profondità ipocentrale di 10 km ed una inclinazione di faglia di 60° . Inoltre, la faglia è stata modellizzata come una sorgente cinematica, in cui la velocità di spostamento relativo in un punto varia nel tempo con una distribuzione triangolare e porta ad un andamento dello *slip* di faglia nel tempo come quello mostrato in figura 5.8. Il tempo di salita t_r (tempo necessario per il raggiungimento del valore massimo di scorrimento) è stato calcolato

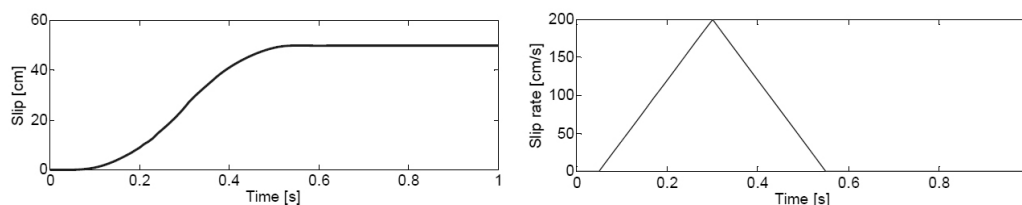


Figura 5.8: Andamento nel tempo dello spostamento relativo (slip) e della relativa velocità in un punto sul piano di faglia (Stupazzini *et al.*, 2006).

utilizzando la formula di Geller

$$t_r = \frac{16\sqrt{A}}{7\pi^{3/2}V_s}, \quad (5.8)$$

in cui V_s indica la velocità in corrispondenza del semispazio profondo, dove giace la faglia ed è espresso in km/s.

Come accennato parlando del metodo di Hisada (v. par. 4.4), la faglia può essere discretizzata in sottofaglie s_i , ognuna delle quali si comporta in maniera indipendente nel contribuire al moto in un punto d'osservazione. Per le analisi si è scelto di discretizzare la faglia S con 35 elementi s_i uguali (7 lungo il lato maggiore e 5 lungo quello minore) e di considerare una distribuzione di spostamento relativo sul piano di faglia caratterizzata da una sola asperità, con scorrimento che decresce avvicinandosi al perimetro di S . La figura 5.9 mostra la distribuzione di slip sul piano di faglia: il valore medio di tutti gli s_i deve corrispondere a quello calcolato con la (5.7), che per il terremoto di L'Aquila fornisce $\Delta u = 51$ cm, mentre per il caso di Gubbio si hanno 34 cm. I valori di scorrimento così ottenuti sono stati inseriti, insieme alle indicazioni riguardanti la suddivisione del piano di faglia in elementi s_i , all'interno del file di input di Hisada. Le ultime sezioni di *grfft12s.in* contengono le informazioni utilizzate dal programma per integrare le equazioni del moto ed le coordinate dei nodi macro, ove Hisada calcola la soluzione del problema.

Completata la compilazione del file *grfft12s.in* vengono eseguiti in sequenza il programma *phs3sQ.f*, che calcola le velocità di fase delle onde di superficie (poli d'integrazione dei numeri d'onda delle Funzioni di Green) ed il codice di Hisada. Quest'ultimo, sulla base di quanto spiegato nel paragrafo 4.4 ed adottando un comportamento isteretico dei materiali cristallini (coefficiente di smorzamento indipendente dalla frequenza), fornisce le velocità del moto particellare in corrispondenza dei nodi efficaci macro. Tale risultato viene rielaborato con il programma *grfftspm*

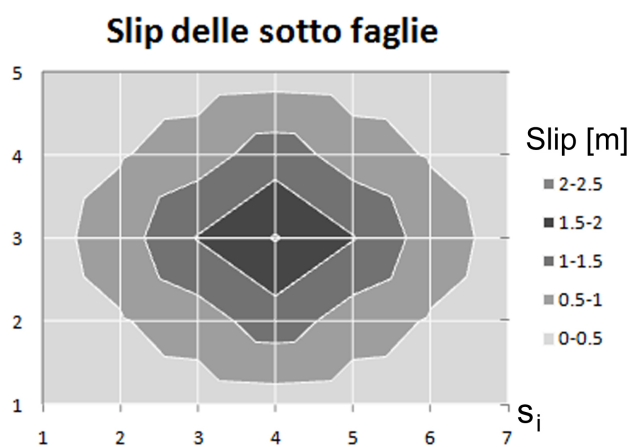


Figura 5.9: Distribuzione dello scorrimento massimo (slip) sul piano di faglia. I nodi indicati lungo le ascisse e le ordinate corrispondono alle sottofaglie ed i colori più scuri indicano scorrimenti maggiori.

al fine di ottenere per ogni nodo le tre componenti v_x , v_y e v_z , aventi un aspetto simile a quello mostrato in figura 5.10.

Le velocità ottenute vengono in seguito integrate con il programma `int` per fornire le forme d'onda di spostamento nei nodi principali della superficie di bordo. Al fine di ottenere dei risultati accettabili si sono eseguite le correzioni illustrate in figura 5.11.

5.2.3 DRM Step II

Nella seconda fase del *DRM* il campo di spostamento ottenuto in free-field viene rielaborati al fine di determinare le forze effettive, input dinamico usato da `ELSE` per propagare le onde all'interno della valle. Al termine dello Step I si dispone degli spostamenti osservati nei nodi macro dello spazio 3D di Hisada ma, come si è detto, le analisi numeriche nel dominio interno adoperano un numero maggiore di nodi *LGL* e vengono svolte in uno spazio bidimensionale. Risulta quindi necessario interpolare i risultati ottenuti per stimare gli spostamenti relativi ai nodi micro. Successivamente le componenti 3D degli spostamenti vengono proiettate nel dominio 2D di `ELSE`, generando una matrice di grandi dimensioni contenente le serie temporali degli spostamenti calcolati in tutti i nodi di bordo; con ciò si conclude la fase di preparazione dell'input per l'esecuzione dello Step II.

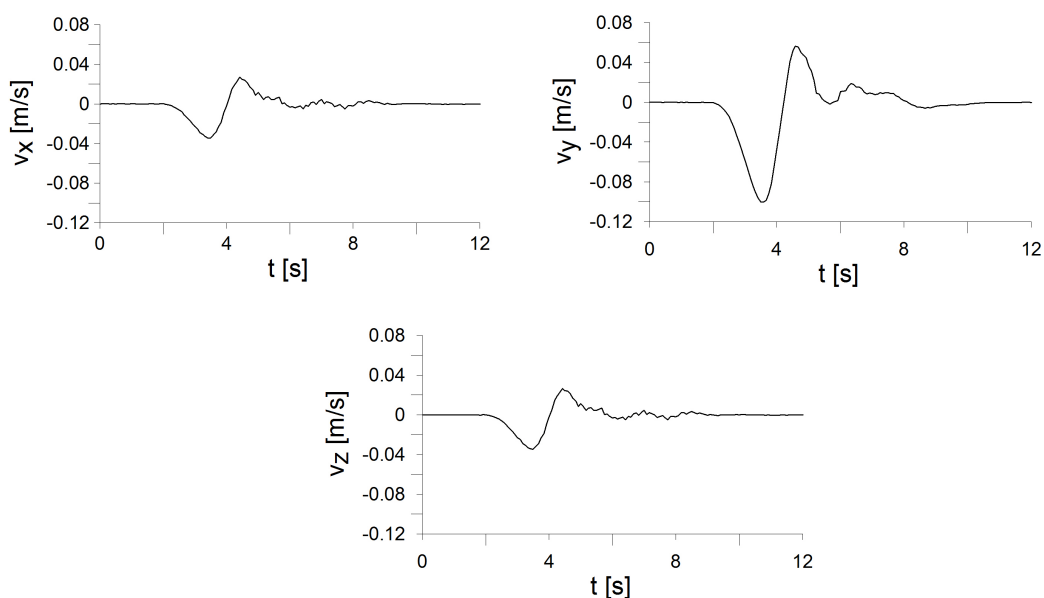


Figura 5.10: Esempio di velocità calcolate da Hisada per il *nodo macro* 502, in posizione centro valle, per la simulazione che riproduce il terremoto di L'Aquila con la reale configurazione verificatasi durante l'evento (XaX)

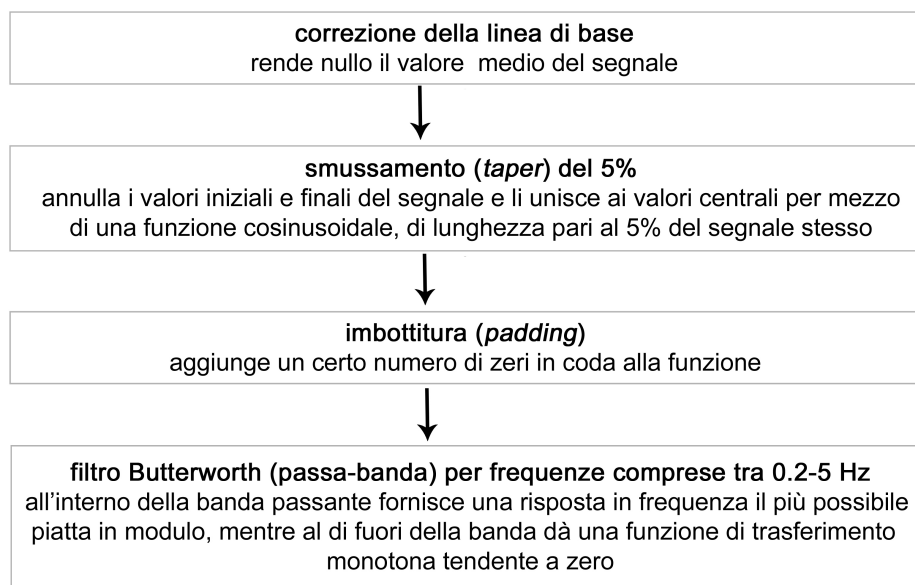


Figura 5.11: Correzioni eseguite sull'output di Hisada prima di integrarlo.

Tabella 5.4: Caratteristiche stratigrafiche del modello utilizzate per le simulazioni (con riferimento alla figura 5.3).*a) In assenza di effetti di non linearità*

Strato	V_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	λ [MPa]	μ [MPa]	γ
1	800	1600	205	102	0.079
2	500	1800	90	45	0.052
3	900	1800	292	146	0.031

b) In presenza di effetti di non linearità

Strato	V_s [m/s]	ρ [kg/m ³]	λ [MPa]	μ [MPa]	γ
1	762	1600	186	93	0.023
2	444	1800	71	35	0.038
3	856	1800	264	132	0.023

Al termine di queste operazioni, risulta noto il campo di spostamenti sulla frontiera del dominio interno 2D e l'opzione SDRM 2 di ELSE procede calcolando prima la matrice di rigidità K sulla base delle caratteristiche dei materiali cristalli, poi le forze effettive p^{eff} ed, infine, integrando l'equazione del moto nel dominio interno (v. par. 4.3) e fornendo gli spostamenti simulati nei monitor in superficie. Le tabelle 5.4 riassumono le caratteristiche del modello utilizzate per le simulazioni; i valori sono stati calcolati con le (5.1) e la (5.2) ed i parametri degradati sono gli stessi discussi nel par. 3.5.

Il passo temporale di calcolo, essendo lo schema di tipo esplicito, è vincolato alle dimensioni degli elementi spettrali e per questo motivo deve avere un valore inferiore al valore limite Δt_{max} :

$$\Delta t \leq \Delta t_{\text{max}} = \frac{k \Delta x_{\text{min}}}{V_{p_{\text{max}}}}, \quad (5.9)$$

in cui Δx_{min} è la minima distanza esistente tra i nodi LGL e k è una costante che, nel caso degli elementi spettrale, assume il valore di 0.3. Nel caso in questione si è scelto di usare un Δt di calcolo pari a 0.00579 secondi, inferiore al valore limite

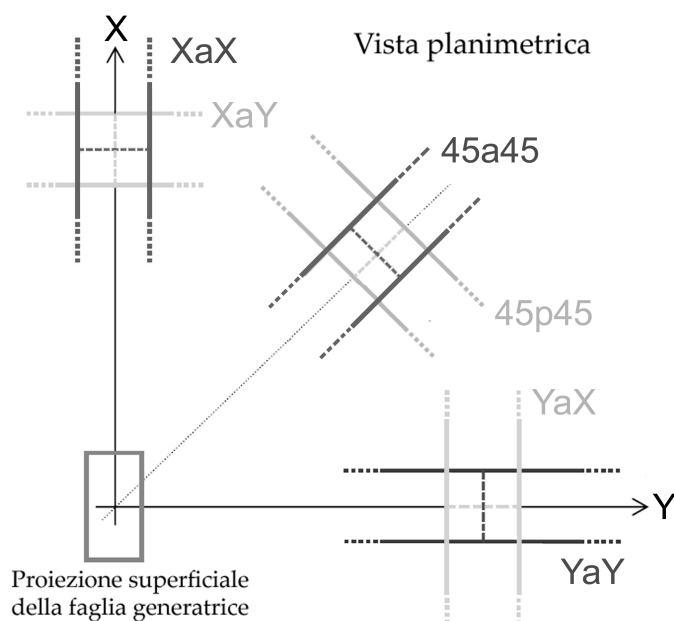


Figura 5.12: Configurazioni modello-sorgente considerate (Progetto S5 - Deliverable D19 Task5, 2006).

$\Delta t = 0.0058$ secondi. Per concludere sono stati calcolati gli spettri di risposta in spostamento (SRS) con smorzamento del 5%, presentati nel seguente paragrafo.

5.3 Risultati

In questa tesi si è voluto arricchire lo studio descritto nel Deliverable 19 del Progetto S5 (Task5, 2006) analizzando numericamente la risposta sismica di un modello 2D posizionato vicino all'epicentro dell'evento sismico prescelto. Le simulazioni hanno riprodotto lo scenario del terremoto di L'Aquila del 6 aprile 2009 il cui epicentro è stato collocato a circa 1 km della sezione creata e descritta nel capitolo 2. Sono state considerate le 6 posizioni relative valle-sorgente definite nel Progetto S5 e rappresentate in figura 5.12, nonché la forma diretta ed inversa del modello 2D (v. par. 2.2.2), determinando un totale di 12 diversi scenari.

Successivamente si è voluto riprodurre nello specifico le risposte sismiche esibite dalle valli di Gubbio e L'Aquila in occasione di due terremoti che, a causa di forti effetti di sito verificatisi nei depositi sedimentari, hanno generato intensi scuotimenti in superficie.

5.3.1 Le simulazioni del terremoto aquilano

Di seguito vengono mostrati gli spettri di risposta in spostamento (SRS) ottenuti dalle 12 analisi condotte con l'approccio numerico testé descritto ed una sorgente sismica con $M_w = 6.3$ in grado di rappresentare il terremoto che il 6 aprile 2009 ha colpito la città di L'Aquila ed avente un epicentro che dista 1 km dai ricevitori in superficie. Tutti gli SRS sono stati calcolati per un valore di smorzamento del 5% ed i risultati complessivi delle analisi numeriche sono stati rappresentati congiuntamente a:

I risultati S5, discussi nel Progetto S5 - Deliverable D19 (Task5, 2006);

Le registrazioni: spettri di risposta ricavati dalle registrazioni accelerometriche della stazione AQK per la scossa del 6 aprile 2009;

Lo spettro EC8, spettro proposto dall'Eurocodice 8, norme europee sulle costruzioni in zona sismica, assumendo un suolo di tipo B;

La relazione di attenuazione Faccioli et al. (2010c), calcolata nell'ipotesi di $M_w = 6.3$, $R_{rup} = 5$ km e suolo di tipo B e con riferimento al 50° percentile.

Quest'ultima è descritta dalla seguente formula:

$$\log_{10} \text{SRS}(T) = a_1 + a_2 M_w + a_3 \log_{10}(R_{rup} + a_4 \cdot 10^{a_5 M_w}) + a_B + a_N + \sigma_{\log \text{SRS}}, \quad (5.10)$$

in cui R_{rup} rappresenta la distanza del piano di faglia ed i coefficienti regressivi a_i sono tabulati in funzione del periodo e sono parametrici rispetto al fattore di smorzamento.

Come atteso sulla base degli studi discussi nel capitolo 3, il picco negli spettri simulati si è verificato per periodi superiori al periodo fondamentale corrispondente alla posizione di AQK (figura 5.13). Il motivo di questa discordanza è dovuto alla natura propria del modello, creato per rappresentare approssimativamente la risposta di due valli, quella di Gubbio e quella di L'Aquila, aventi periodi fondamentali alquanto differenti. Pertanto si è deciso di rappresentare i valori di spostamento spettrali in funzione dei periodi adimensionalizzati sul valore di T_{01D} della valle corrispondente.

Le figure 5.13 e 5.14 sintetizzano i risultati di tutte le simulazioni eseguite. Come per la rappresentazione dei risultati del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006), la fascia di variabilità Mingoia2010 è stata creata utilizzando unicamente gli spettri di risposta dei monitor della zona centrale (figura 5.5) e racchiude gli SRS relativi

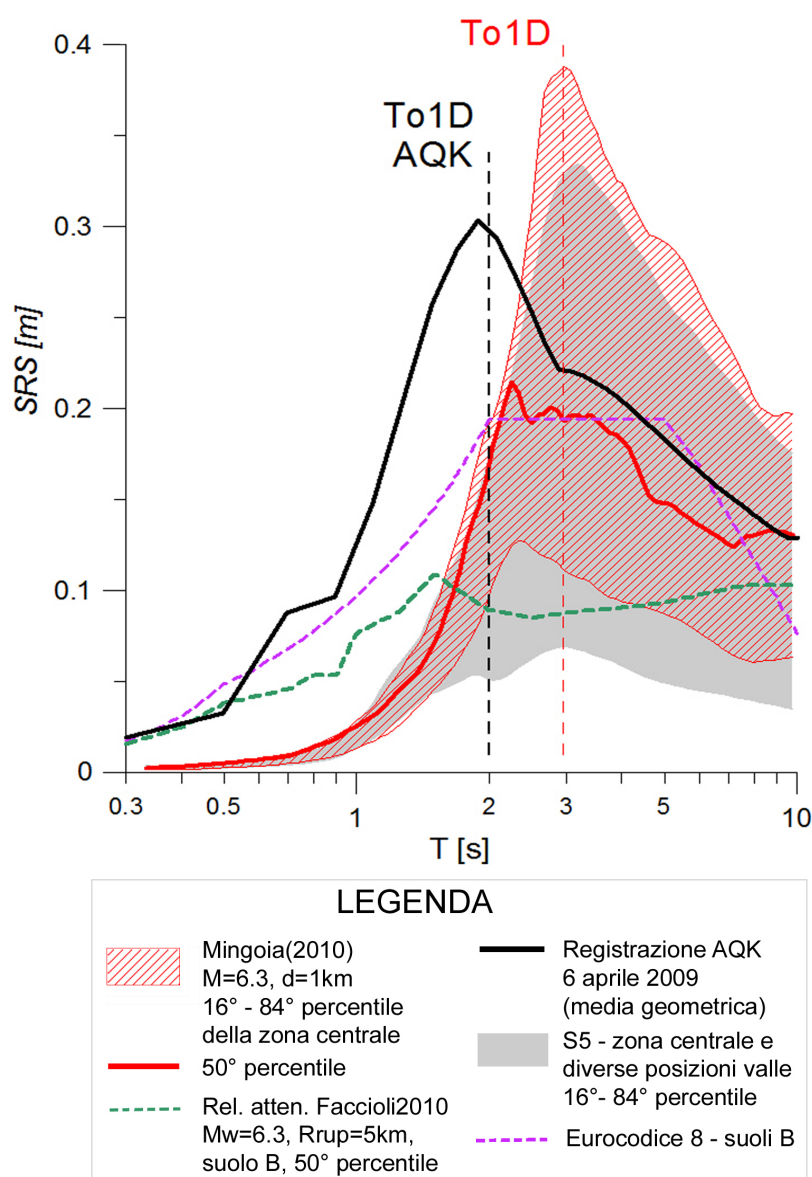


Figura 5.13: Paragone tra spettro di risposta in spostamento ricavato dalle registrazioni dell'evento del 6 aprile 2009 di AQR (nella direzione della sezione), SRS calcolati mediante le 12 analisi numeriche eseguite in questa tesi e nell'ambito del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006), spettro fornito dall'Eurocodice 8 per siti di tipo B ed SRS ottenuto dalla relazione di Faccioli *et al.* (2010c) riferito al 50° percentile. Le due fasce di variabilità (Mingoia2010 ed S5) rappresentano la distribuzione dei valori medi degli spettri di risposta calcolati per la zona centrale della valle. Tutti gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

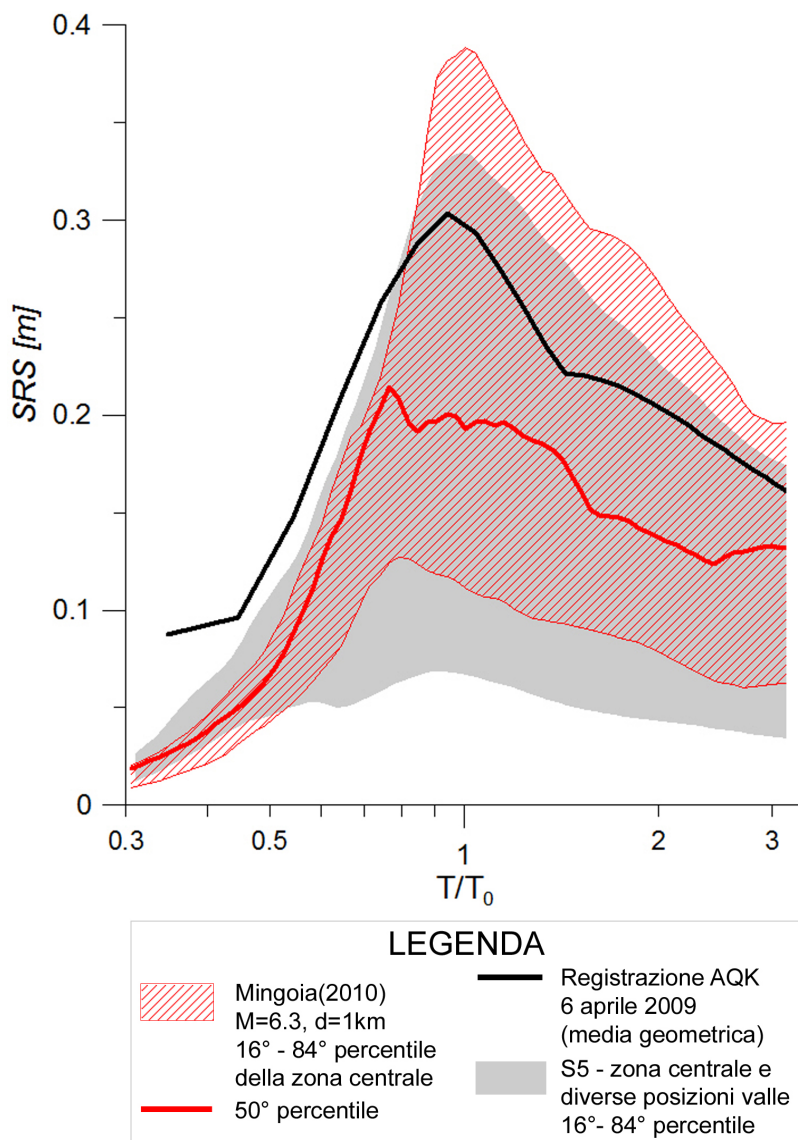


Figura 5.14: Paragone tra spettro di risposta in spostamento ricavato dalle registrazioni dell'evento del 6 aprile 2009 di AQC (nella direzione della sezione) ed SRS calcolati mediante le 12 analisi numeriche eseguite in questa tesi e nell'ambito del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006). Le due fasce di variabilità (Mingoia2010 ed S5) rappresentano la distribuzione dei valori mediani degli spettri di risposta calcolati per la zona centrale della valle. Tutti gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%

a tutte le configurazioni utilizzate. Nel complesso i risultati sono stati valutati di buona qualità: i valori di spostamento spettrale registrati sono compresi nella fascia di variabilità Mingoia2010, sebbene questa abbia una notevole ampiezza, all'incirca pari a quella che caratterizza gli spettri ottenuti nel Progetto S5. L'ampiezza di questa fascia evidentemente dipende anche dalla posizione assunta dalla valle nei confronti della sorgente sismica.

Per meglio cogliere l'aspetto riguardante la dipendenza della soluzione dalla posizione della valle rispetto alla sorgente vengono ora esposti i risultati ottenuti da ogni singola simulazione. Anche in questo caso sono stati considerati unicamente i monitor della zona centrale della valle, ma, a differenza di quanto mostrato precedentemente, nelle figure 5.16, 5.17 e 5.18 la fascia di variabilità Mingoia2010 è stata costruita adoperando l'84° ed il 16° percentile delle soluzioni ottenute in corrispondenza dei monitor di centro valle, per una data configurazione.

Dall'osservazione della fascia si nota che la risposta in spostamento, sebbene segua un andamento comune in tutti i ricevitori superficiali del centro valle, è caratterizzata da picchi diversi a seconda del monitor considerato. I valori massimi calcolati per gli spettri di risposta non si verificano sempre nello stesso monitor, ad ogni modo sono tutti relativi ai ricevitori più centrali della valle o a quelli che sono di poco più vicini al versante maggiormente acclive. Come mostra la tabella 5.5 dei valori massimi ottenuti, in tutti i casi il passaggio da geometria diretta ad inversa produce un aumento del picco dello spettro di risposta che può raggiungere percentuali del 20% e solo per la configurazione YaY è di entità trascurabile ($< 10^{-4} m$). Dall'insieme di tutti i risultati ottenuti, risulta che la configurazione YaX è quella che fornisce il valore massimo di spostamento (0.595 m), mentre la posizione YaY, è quella a cui corrispondono i valori minimi (0.166 m).

Osservando le figure dei risultati e la figura 5.12 è possibile trarre due interessanti conclusioni. Un importante fattore che contribuisce a determinare l'entità della risposta sismica della valle è l'orientazione del modello rispetto alla sorgente. Sia ponendo il modello lungo l'asse x (figura 5.12), che collocandolo lungo l'asse y o a 45° tra gli assi, le configurazioni che portano ai valori più alti di SRS sono quelle aventi l'asse trasversale della valle diretto come la congiungente tra valle e sorgente (figura 5.15, ovvero XaY, 45p45 e YaX. In secondo luogo è possibile notare che, mentre gli spettri calcolati per queste tre configurazioni sono piuttosto simili, gli scenari in cui l'asse trasversale della valle è perpendicolare alla congiungente

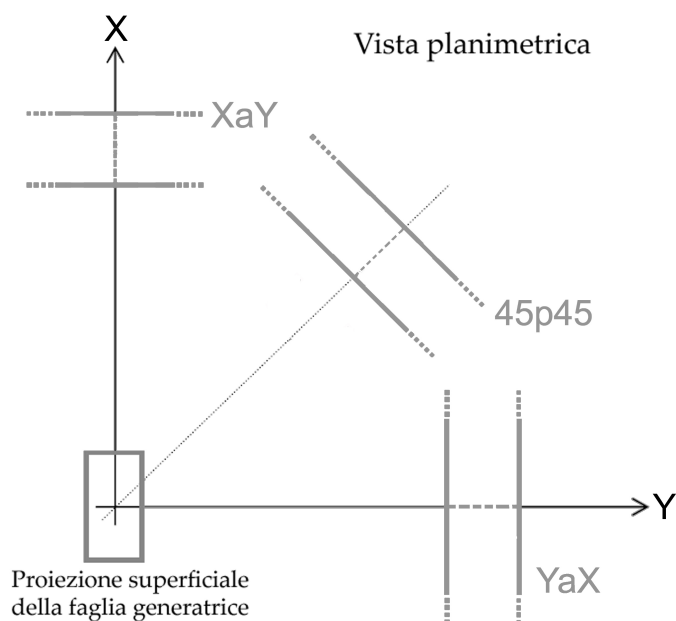


Figura 5.15: Configurazioni modello-sorgente che hanno portato ai valori più alti di SRS.

valle-sorgente determinano dei valori di SRS che diminuiscono progressivamente nel passaggio da XaX a $45a45$ e da quest'ultima a YaY .

Tra le configurazioni valle-epicentro esaminate, quella che riproduce approssimativamente lo scenario del terremoto di L'Aquila del 6 aprile 2009 è rappresentata in figura 5.16b ed è stata denominata *XaX inversa*. Per simulare la risposta sismica esibita dalla Conca Aquilana in occasione del suddetto terremoto è stata eseguita un'ulteriore analisi numerica, ipotizzando che nel modello 2D, posto proprio in posizione *XaX inversa*, si verificassero effetti di non linearità. Le figure 5.19a e 5.19b mostrano come l'adozione di parametri degradati generi un notevole aumento della risposta sismica, sebbene la diminuzione delle caratteristiche meccaniche dei terreni, in seguito al loro comportamento non lineare, sia di modesta entità (v. par. 3.5). Ciò avviene perché, nelle suddette condizioni, il picco della risposta in frequenza viene da un lato ridotto a causa dell'aumento del fattore di smorzamento interno e dall'altro incrementato per l'aumento del contrasto di impedenza tra sedimenti e substrato (Faccioli e Paolucci, 2005). I risultati delle analisi dimostrano la prevalenza di quest'ultimo effetto. Tra tutte le simulazioni finqui eseguite, quella denominata *XaX inversa degradata* (figura 5.20) ha fornito lo spettro di risposta

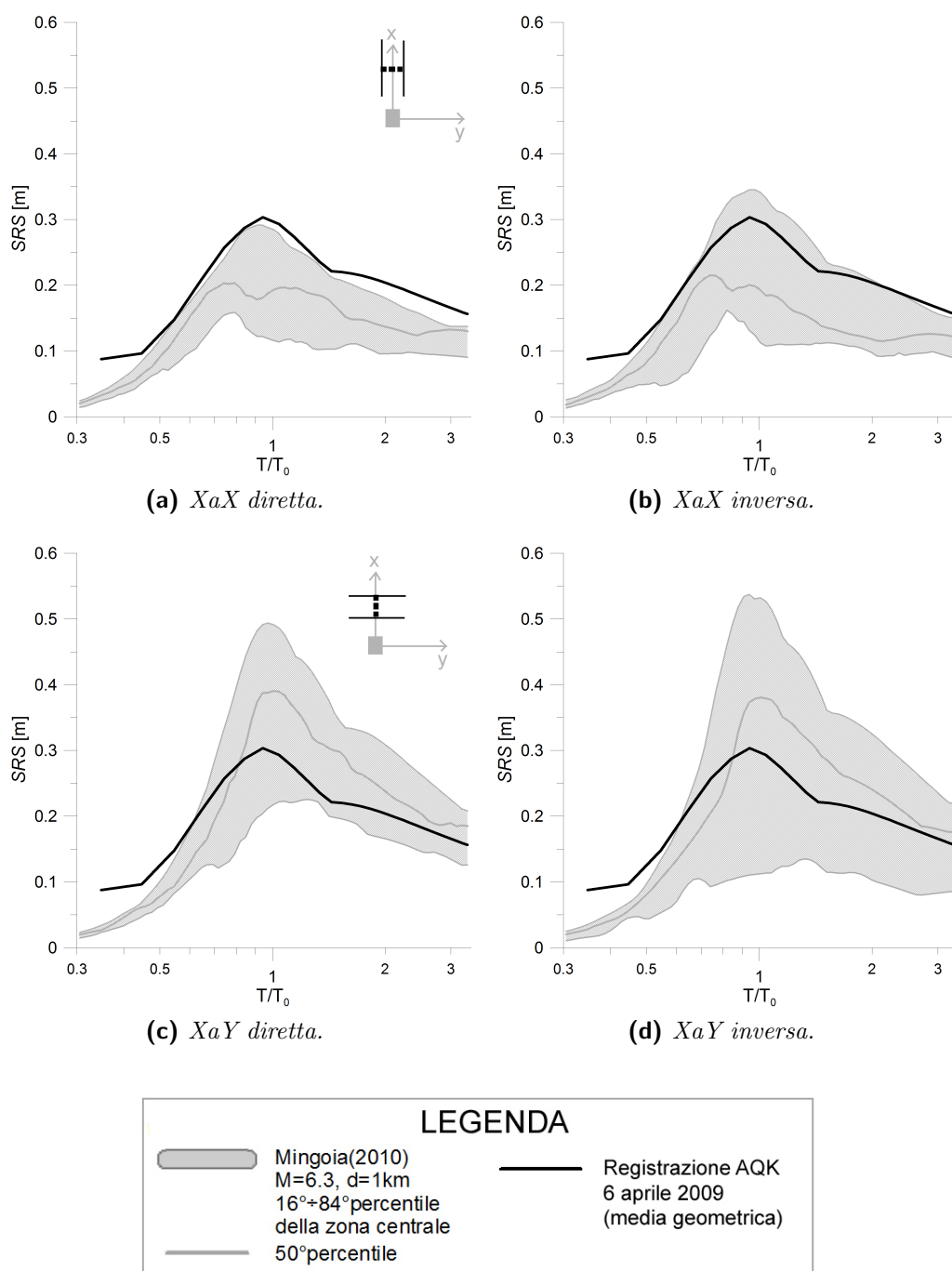


Figura 5.16: Configurazioni di tipo XaX (a,b) ed XaY (c,d) e modello a forma diretta (a,c) o inversa (b,d). Gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

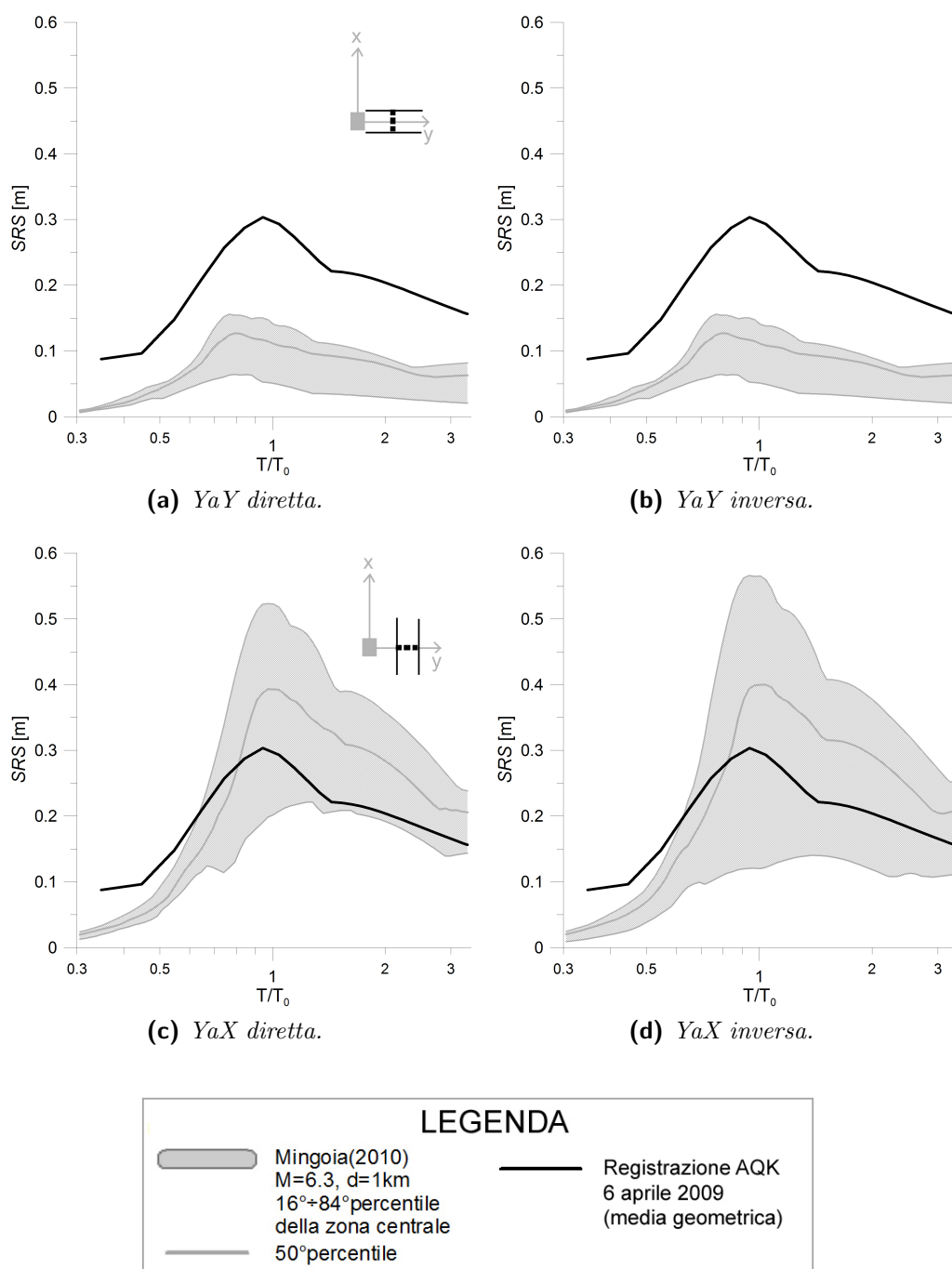


Figura 5.17: Configurazioni di tipo YaY (a,b) e YaX (c,d) e modello a forma diretta (a,c) o inversa (b,d). Gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

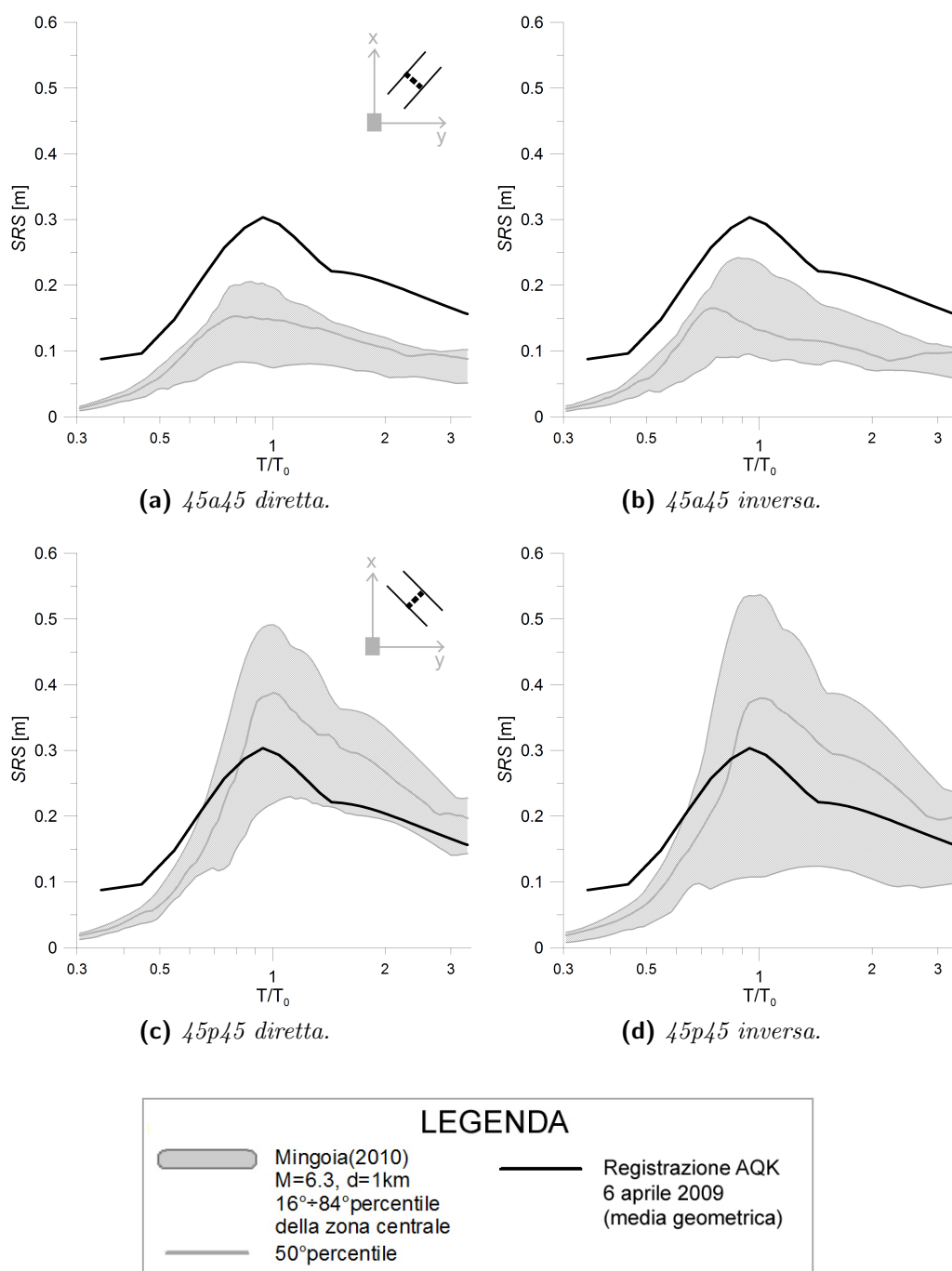


Figura 5.18: Configurazioni di tipo 45a45 (a,b) e 45p45 (c,d) e modello a forma diretta (a,c) o inversa (b,d). Gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

Tabella 5.5: Valori massimi calcolati per ogni caso simulato ed incremento percentuale del picco dello spettro di risposta di spostamento nel passaggio da geometria diretta ad inversa

Configurazione	Geometria		Incremento da diretta ad inversa %
	diretta [m]	inversa [m]	
xax	0.313	0.377	20.4
xay	0.510	0.565	10.7
yay	0.166	0.166	0.0
yax	0.540	0.595	10.0
45a45	0.216	0.263	21.8
45p45	0.509	0.564	10.8

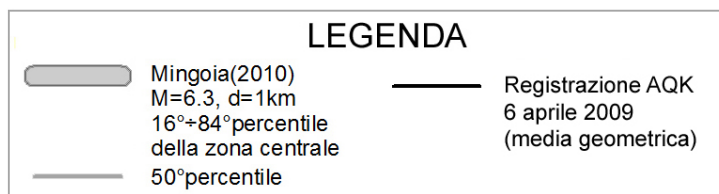
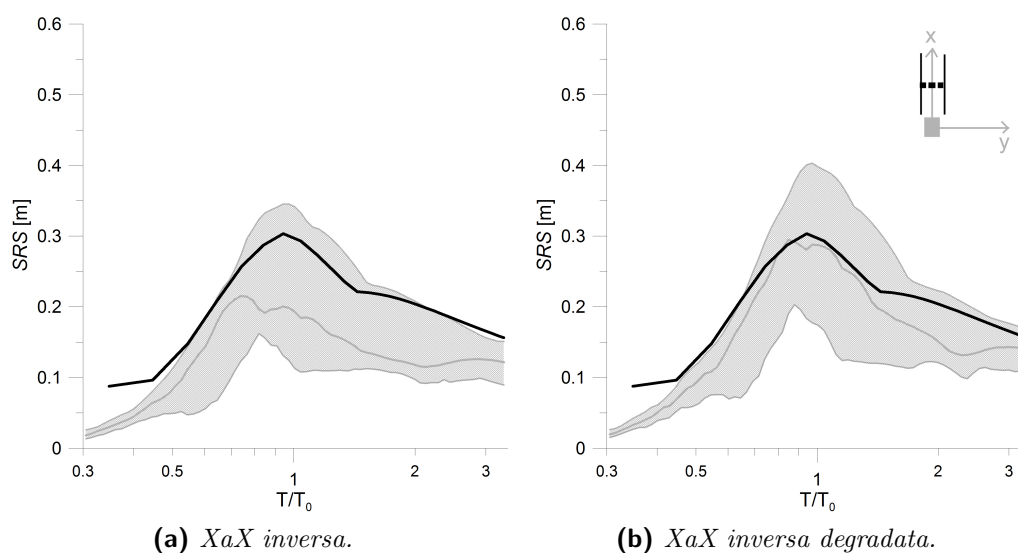


Figura 5.19: Spettri di risposta in spostamento calcolati usando una configurazione XaX ed un modello a forma inversa, con parametri degradati (b) o non (a). Gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

più simile al SRS ricavato dalle registrazioni di AQK durante l'evento di riferimento.

In conclusione, per lo scenario in questione si è calcolato il rapporto spettrale standard (SSR) dei risultati ottenuti nella zona centrale della valle su quelli relativi al monitor2 (posto sul substrato) e la funzione di amplificazione degli strati sedimentari rispetto al caso di semispazio affiorante, nell'ipotesi di assetto stratigrafico di tipo 1D. La figura 5.21 mostra i picchi della funzione di amplificazione per T inferiori al periodo fondamentale 1D del modello; questi sono generati dalla struttura monodimensionale dei sedimenti (v. par. 1.3) e corrispondono ai modi di vibrare del sistema stratificato. Inoltre, il T_{01D} è collocato all'inizio del decadimento delle amplificazioni stimate con l'SSR, dovute sia alla struttura sedimentaria della valle che ai fenomeni 2D che in essa si verificano. Il periodo fondamentale 1D funge, quindi, da limite superiore degli effetti di sito che si generano all'interno del modello di valle sedimentaria presentato in questa tesi.

5.3.2 La simulazione del terremoto Umbria-Marche

Nell'ultima fase di questo studio si è usato il modello 2D per simulare la scossa delle 9:40 del 26 settembre 1997 ($M_w = 6.0$) della sequenza sismica Umbria-Marche, con lo scopo di riprodurre la risposta sismica della Piana di Gubbio. In questo caso si è utilizzata una configurazione XaX (figura 5.12), un modello con geometria diretta ed una distanza della sezione dall'ipocentro di 40 km. I risultati ottenuti sono mostrati in figura 5.22. A differenza dello spettro fornito dall'Eurocodice, le simulazioni non sono in grado di riprodurre il comportamento esibito in corrispondenza della stazione accelerometrica GBP e la soluzione calcolata corrisponde a circa un terzo di quella ricavabile dalle registrazioni. Tale sottostima non può essere dovuta ad un errore della configurazione utilizzata e dipende solo in minima parte dalle caratteristiche dei materiali costituenti il modello.

A dimostrazione di ciò è stata eseguita una nuova simulazione, considerando prima i parametri degradati dei materiali (ricavati da un'analisi non lineare monodimensionale) e poi sostituendo lo strato superficiale di terreno ad elevata velocità con uno strato di sedimenti aventi $V_s = 250$ m/s. Tali scelte potrebbero descrivere una struttura stratigrafica poco verosimile in quanto nell'ambito del Progetto S3 si è confermata la presenza di uno strato in superficie costituito da materiale alluvionale avente $V_s = 800$ m/s e, nelle porzioni settentrionali della Piana di Gubbio, si è

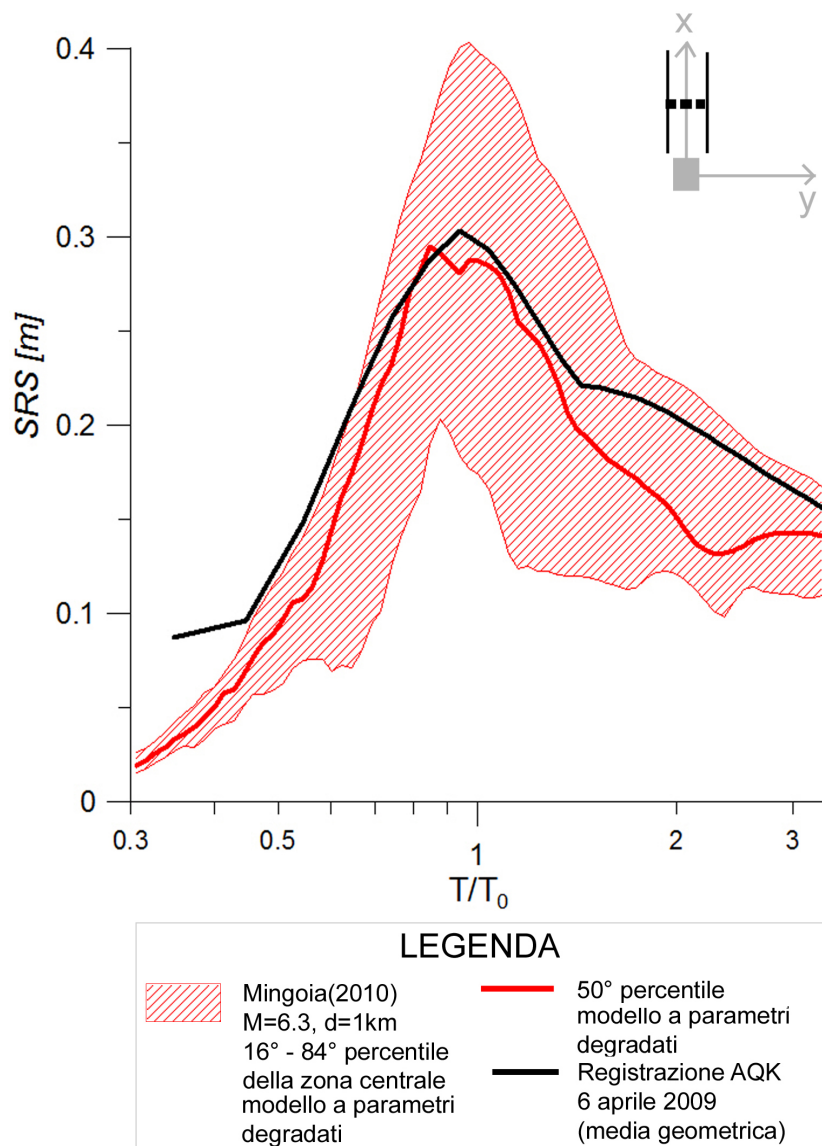


Figura 5.20: Confronto tra lo spettro di risposta in spostamento ottenuto dalle registrazioni della stazione di AQK riferite alla scossa principale del 6 aprile 2009 (nella direzione della sezione) ed SRS calcolati con l'analisi numerica denominata *XaX inversa degradata*. La fascia Mingoia2010 rappresenta la variabilità delle soluzioni ottenute nei monitor della zona centrale e gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

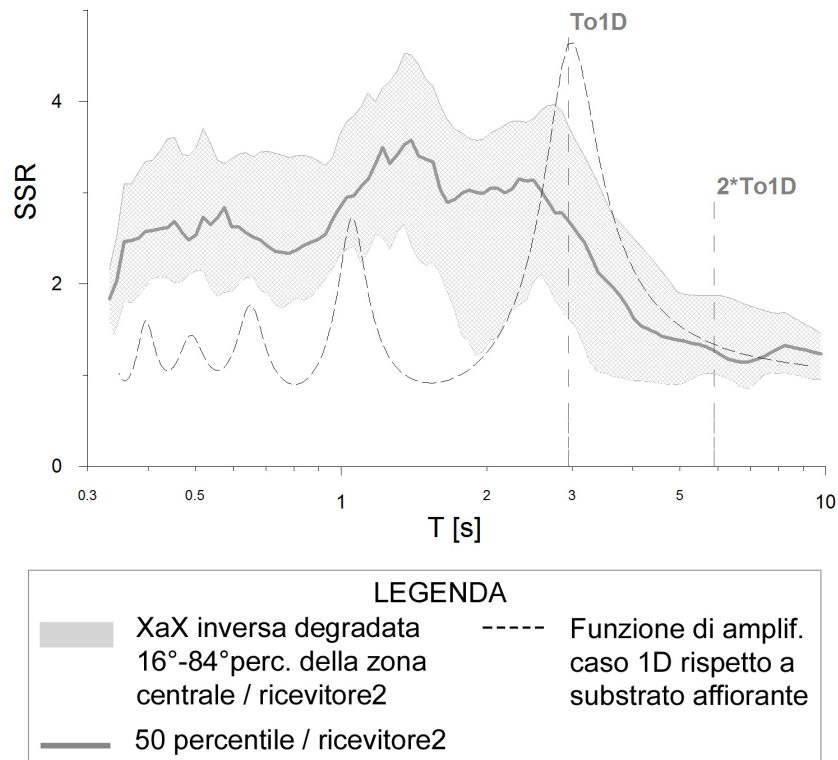


Figura 5.21: Rapporto spettrale standard per la simulazione XaX inversa degradata, creato usando i risultati (84°, 50° e 16° percentile) dei monitor della zona centrale della valle ed il ricevitore2 di riferimento, posizionato sul substrato. Viene inoltre rappresentata la funzione di amplificazione dei sedimenti rispetto al substrato affiorante, ottenuta per il caso di assetto stratigrafico 1D.

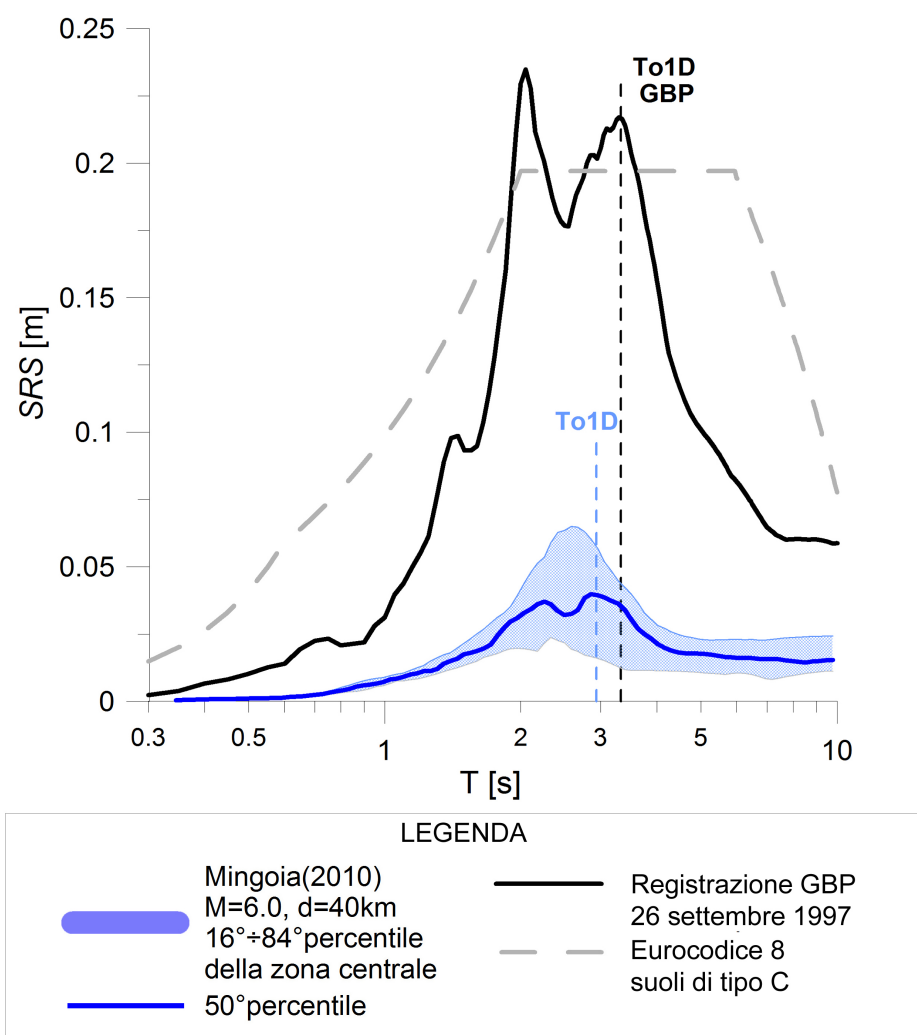


Figura 5.22: Confronto tra lo spettro di risposta in spostamento ottenuto dalle registrazioni della stazione GBP riferite all'evento del 26 settembre 1997, quello fornito dall'Eurocodice 8 per i suoli di tipo C ed i risultati dell'analisi numerica eseguita in questa tesi per la Piana di Gubbio (*XaX diretta non degradata*). La fascia Mingoia2010 rappresenta la variabilità dei risultati ottenuti nei monitor della zona centrale. Tutti gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

individuata anche la presenza di brecce aventi velocità ancora superiori. Inoltre, considerata l'intensità del terremoto e l'elevata distanza della valle dalla sorgente sismica si dubita che gli strati sedimentari siano stati interessati da effetti di non linearità rilevanti. Ciononostante i risultati di queste nuove simulazioni non hanno portato ad apprezzabili miglioramenti.

Anche gli SRS costruiti a partire dalle relazioni di attenuazione non forniscono soluzioni accettabili e, considerate le difficoltà incontrate nel riprodurre la risposta sismica della Piana di Gubbio con il modello e le ipotesi fatte in questo lavoro di tesi, si è ricercato il motivo di tale insuccesso esaminando i risultati ottenuti nell'ambito dei Progetti S4 ed S5. Anch'essi dimostrano la difficoltà di riprodurre le caratteristiche della registrazione della stazione accelerometrica GBP in occorrenza del terremoto del 26 settembre 1997. Nel Deliverable D19 del Progetto S5 (Task5, 2006) sono stati presentati i risultati relativi alle simulazioni preliminari effettuate per la Piana di Gubbio. Essa è stata ricostruita per mezzo di un modello 3D e due modelli 2D, questi ultimi creati sulla base delle caratteristiche geometriche relative all'asse trasversa ed a quello longitudinale della valle. Il terremoto di riferimento è lo stesso considerato dalla simulazione prima discussa, ma il modello è stata rappresentato con una successione di strati piani orizzontali aventi velocità crescente con la profondità ($V_s = 400, 600, 1000$ m/s) e diviso lungo i suoi due assi in quattro zone, all'incirca della stessa lunghezza: laterale sinistra (LE), centrale sinistra (LC), centrale destra (RC) e laterale destra (RE). La figura 5.23, in cui i risultati di S5 si riferiscono alla sezione longitudinale, mostra come anche in questo caso il modello 2D non sia stato in grado di riprodurre il comportamento descritto dal SRS ricavato dalle registrazioni accelerometriche. La simulazione 3D ha prodotto notevoli miglioramenti ma, per periodi maggiori di 2 s, la soluzione calcolata sottostimava ancora notevolmente il SRS osservato, fornendo valori ad esso inferiori di circa il 35%. Di fronte a tali risultati, i ricercatori del Task 5 del Progetto S5 hanno concluso che fosse necessaria la ridefinizione delle proprietà dei materiali e della griglia numerica.

Nel Progetto S5 - Deliverable D9 (2010) vengono discussi i risultati delle modellizzazioni 1D, 2D e 3D della risposta sismica del bacino di Gubbio eseguita nell'ambito dello stesso progetto. In questo caso per le simulazioni 2D si decise di propagare un'onda piana, incidente verticalmente o con inclinazione di 20° rispetto alla verticale. Per la caratterizzazione degli strati piani orizzontali dei modelli si è scelto di ricorrere al profilo V_s risultante dalla Joint Inversion delle curve H/V e

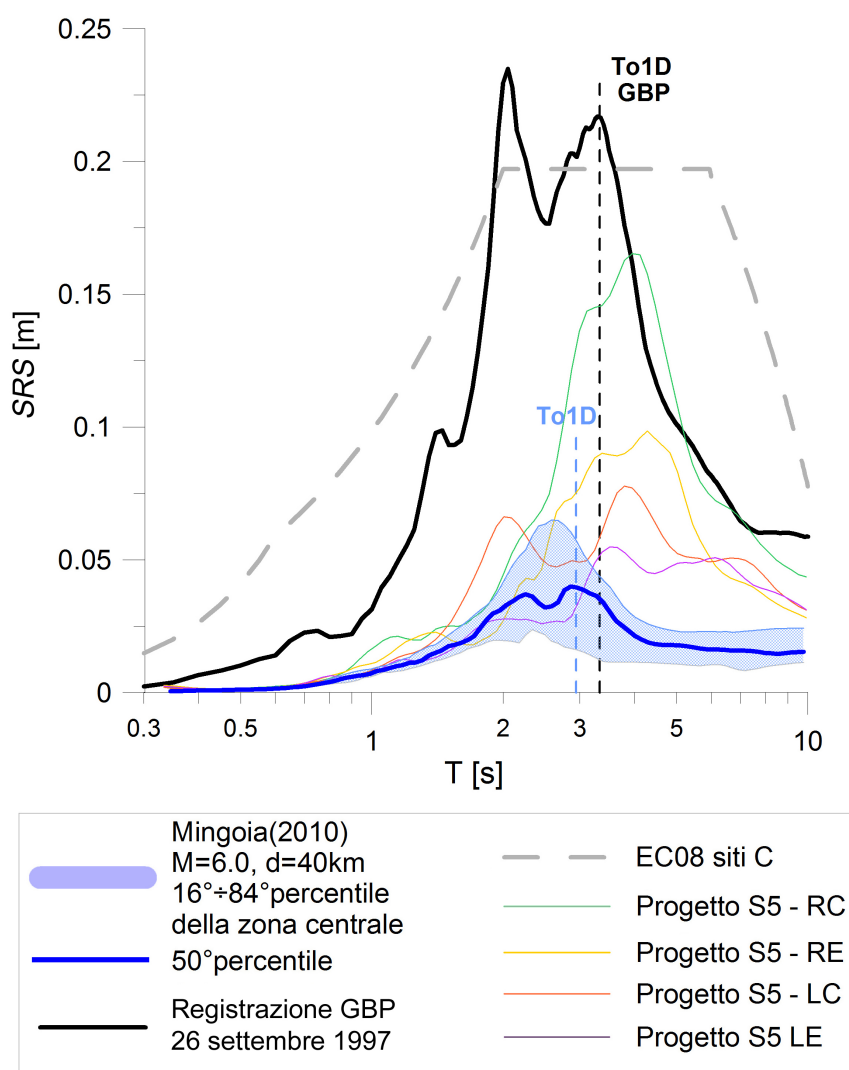


Figura 5.23: Confronto tra lo spettro di risposta in spostamento ottenuto dalle registrazioni della stazione GBP riferite all'evento del 26 settembre 1997, quello fornito dall'Eurocodice 8 per i suoli di tipo C, gli spettri ricavati dalle simulazioni effettuate nell'ambito del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006) e riguardanti le quattro porzioni della sezione longitudinale della valle di Gubbio (C ed E indicano rispettivamente le porzioni centrali e laterali, mentre L e R stanno per fianco sinistro e fianco destro del bacino) ed i risultati dell'analisi numerica eseguita in questa tesi per la Piana di Gubbio (*XaX diretta non degradata*). La fascia Mingoia2010 rappresenta la variabilità delle risultati ottenuti nei monitor della zona centrale. Tutti gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

di dispersione ottenute dall'indagine downhole effettuata nei siti S1 (Progetto S3 - Deliverable D21 Task6, 2007). L'andamento della velocità era quindi descritto da una V_s superficiale di 250 m/s e da una funzione monotona crescente con la profondità, avente la seguente equazione

$$V_s(z) = 250 + 30z^{1/2}, \quad (5.11)$$

mentre densità e fattore di qualità dei materiali crostali assumevano un valore costante ($\rho = 1900 \text{ kg/m}^3$ e $Q_s = 50$). Anche in questo caso si è considerato uno strato superficiale più deformabile, ma nonostante ciò i risultati delle simulazioni 2D, eseguite sia lungo la sezione trasversale (TT') che quella longitudinale (LL') della valle, non sono state in grado di riprodurre il moto registrato in superficie in occasione del terremoto del 26 settembre 1997 (figura 5.24). Le simulazioni 3D, sebbene implicino una riduzione della risoluzione alle alte frequenze (dovuta ai limiti computazionali), hanno prodotto notevoli miglioramenti eppure, come osservato nel Progetto S5, per $T > 2$ s la soluzione ottenuta sottostima il SRS da registrazioni e descrive una funzione con un picco ridotto di circa il 40%. Tali risultati hanno dimostrato che le simulazioni 2D non sono state in grado di riprodurre i livelli di amplificazione del segnale realmente occorsi.

Quanto emerso dalle simulazioni compiute nell'ambito dei Progetti S4 ed S5 permette di affermare che la risposta sismica della Piana di Gubbio al terremoto del 26 settembre 1997 può essere rappresentata, seppur con ampi margini di approssimazione, solo adoperando un modello 3D. Viste e considerate le conclusioni raggiunte negli studi sopracitati e le ulteriori prove fatte a verifica dell'esattezza della soluzione ottenuta, si ritiene che i risultati forniti dalla simulazione eseguita in questo lavoro non siano affetti da errori. Gli spettri medi si avvicinano molto a quelli ricavati in S4 ed S5, nonostante il modello utilizzato abbia dimensioni inferiori a quelle realmente possedute dalla valle e sia caratterizzato dalla presenza di uno strato superficiale ad elevata velocità.

È possibile che, come affermato nel Progetto S4 - Deliverable D9 (2010), i modelli 2D non siano in grado di riprodurre i fenomeni amplificativi generatisi all'interno della valle durante il terremoto di riferimento. Altri due aspetti che potrebbero spiegare le difficoltà incontrate riguardano la distanza tra valle e sorgente e la struttura stratigrafica del modello 2D usato. In particolare, è possibile che sia stata sovrastimata la dissipazione di energia nel lungo percorso di propagazione

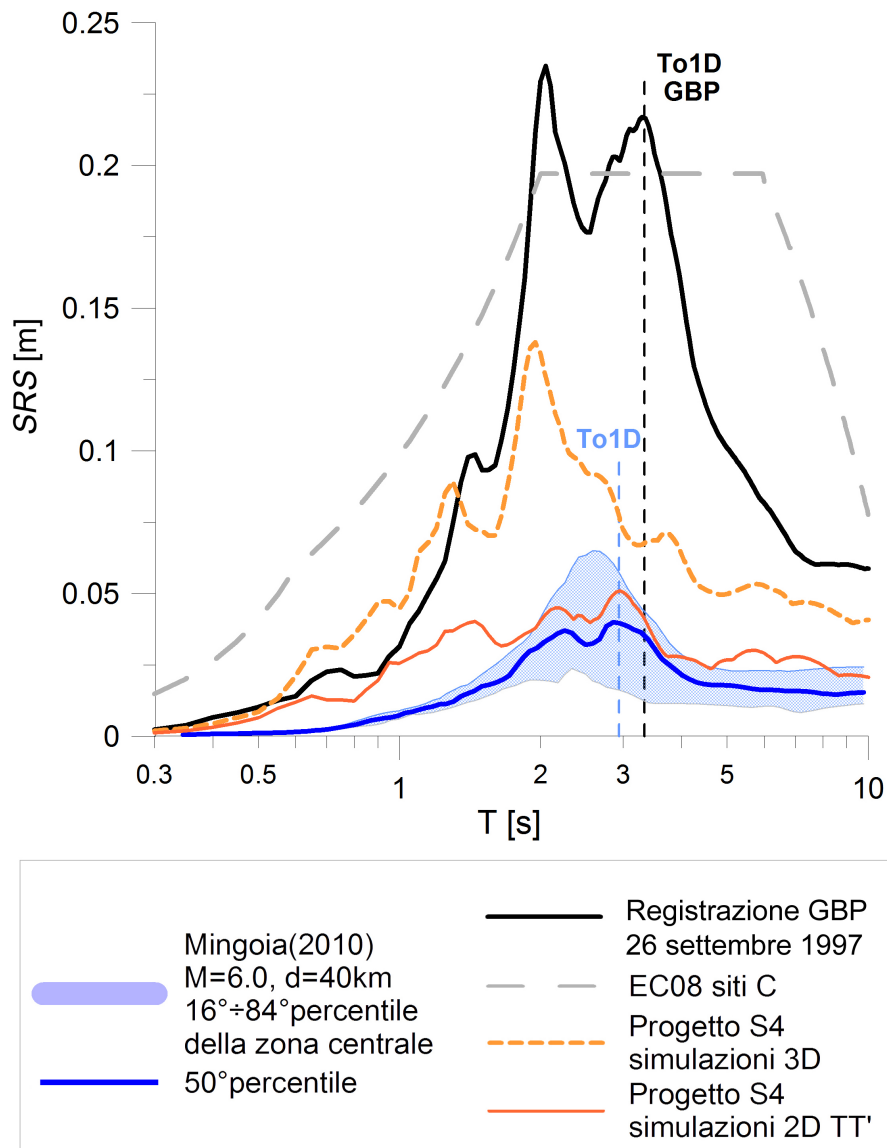


Figura 5.24: Confronto tra lo spettro di risposta in spostamento ottenuto dalle registrazioni della stazione GBP riferite all'evento del 26 settembre 1997, quello fornito dall'Eurocodice 8 per i suoli di tipo C, gli spettri ricavati dalle analisi numeriche 3D e 2D (per la sezione trasversale TT' della valle di Gubbio) effettuate nell'ambito del Progetto S4 (Deliverable D9, 2010) ed i risultati conseguiti in questa tesi per la Piana di Gubbio (*XaX diretta non degradata*). La fascia Mingoia2010 rappresenta la variabilità dei risultati ottenute nei monitor della zona centrale. Tutti gli SRS si riferiscono ad un valore di smorzamento del 5%.

delle onde in campo libero. Inoltre, nel Progetto S3 - Deliverable D21 (Task6, 2007), la stratigrafia della Piana di Gubbio è stata descritta come una successione di piani paralleli obliqui. Qualora si volesse compiere delle analisi numeriche *ad hoc* per la suddetta valle, potrebbe essere opportuno adottare un modello a strati sedimentari obliqui.

Capitolo 6

Conclusioni

Il lavoro svolto descrive uno dei possibili metodi per affrontare lo studio della risposta sismica di più valli sedimentarie reali.

Nella prima fase del lavoro sono state determinate le caratteristiche oscillatorie, geometriche e stratigrafiche delle valli considerate: la Valle del Tagliamento, la Valle dell'Alto Tagliamento (Tolmezzo), la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Il *DTM* (*Digital Terrain Model*) costruito impiegando le misure sismiche a disposizione nella Valle del Tagliamento ne ha messo in evidenza la grande ampiezza e la modesta profondità. Tali caratteristiche, unite all'assenza di affioramenti del substrato nella porzione meridionale, hanno indicato una risposta sismica dominata da un comportamento 1D. Nel complesso questa valle è risultata alquanto diversa dalle altre esaminate. Analogamente, la Valle dell'Alto Tagliamento è stata considerata inadatta allo studio per via della sua risposta sismica (governata principalmente dalla risonanza monodimensionale e dalla propagazione laterale delle onde di superficie) e delle sue proprietà oscillatorie e stratigrafiche, piuttosto dissimili da quelle che caratterizzano la Piana di Gubbio e la Conca Aquilana. Sono state scelte, per la creazione del modello e per le simulazioni numeriche, proprio queste ultime in quanto, pur essendo di dimensioni e geometrie notevolmente differenti, presentano frequenze fondamentali (1D e 2D), profili di velocità V_s e proporzioni abbastanza simili.

In un secondo tempo sono state definite forma e proprietà dei sedimenti del modello 2D da usare per le simulazioni. Esaminate le caratteristiche geometriche della Piana di Gubbio e della Conca Aquilana, è stato scelto un modello avente la stessa forma di quello creato in SISMOVALP.

Uno degli elementi di maggior interesse, introdotti in questa tesi, riguarda l'adozione di un modello avente un'inversione di velocità tra lo strato di sedimenti più superficiale e quello sottostante. Sulla base degli studi presi a riferimento per la definizione delle proprietà dinamiche dei sedimenti, un siffatto assetto stratigrafico è tra quelli che rappresenta in maniera più verosimile la struttura delle due valli prescelte.

Nell'ultima fase, con riferimento alla procedura descritta nel Progetto S5 - Deliverable D19 (Task5, 2006), sono state eseguite diverse analisi numeriche per calcolare lo scuotimento sismico in superficie di valli ad una distanza epicentrale di 1 km, ipotizzando 12 configurazioni sorgente-modello. Gli spettri di risposta in spostamento calcolati si avvicinano per forma e contenuto in frequenza a quelli ottenuti nell'ambito del Progetto S5 (Deliverable D19 - Task5, 2006). I risultati hanno sottolineato la sensibile dipendenza della risposta sismica del modello 2D dalla posizione assunta rispetto alla sorgente. Inoltre, tutte le simulazioni hanno mostrato come il passaggio da modello a geometria diretta a modello di forma inversa porti ad un aumento dei valori di SRS, che raggiunge la soglia massima del 20%.

La simulazione denominata *XaX inversa degradata*, effettuata con l'intento di riprodurre la risposta sismica della valle di L'Aquila durante la scossa principale del 6 aprile 2009, ha permesso di ricavare un SRS che coglie abbastanza bene il picco mostrato dallo spettro ricavabile dalle registrazioni accelerometriche della stazione AQK. Ciò avvalorava l'ipotesi che i sedimenti della valle, in occasione dell'evento sismico sopra citato, abbiano mostrato un comportamento non lineare. È stato, inoltre, confermato che la presenza di uno strato superficiale di sedimenti ad elevata velocità V_s , porta ad una deamplificazione del moto in superficie. Infine, i risultati di questa simulazione, riferiti ai ricevitori della zona centrale della valle e ad un ricevitore situato su substrato affiorante, sono stati utilizzati per il calcolo di un rapporto spettrale standard (*SSR*). Quest'ultimo ha indicato notevoli amplificazioni per periodi $T < T_{01D}$, ovvero effetti di sito dovuti a fenomeni di natura bidimensionale ed alla successione stratigrafica dei sedimenti vallivi.

La simulazione dell'evento del 26 settembre 1997, invece, ha portato a definire una risposta sismica che non descrive in maniera soddisfacente quella esibita dalla Piana di Gubbio e registrata dalla stazione accelerometrica GBP. I numerosi tentativi compiuti per migliorare questo risultato, modificando la proprietà dei sedimenti costituenti il modello o la posizione relativa valle-sorgente, sono stati vani.

Quanto osservato nel Progetto S5 (Deliverable D19 - Task 5, 2006) e nel Progetto S4 (Deliverable D9, 2010) ha confermato l'impossibilità di riprodurre la risposta di questo bacino con un modello 2D ed ha dimostrato che, sebbene le simulazioni 3D portino a notevoli miglioramenti, anch'esse non sono in grado di fornire risultati del tutto soddisfacenti. Tra le ipotesi formulate per spiegare tali difficoltà ci sono la sovrastima dei fenomeni che dissipano energia nel lungo percorso che l'onda compie in campo libero e la possibilità che la struttura stratigrafica valliva a piani obliqui, determinata nell'ambito del Progetto S3 (Deliverable D21 - Task6, 2007) e non considerata in questo lavoro così come negli studi sopracitati, sia una delle cause della forte amplificazione del moto sismico all'interno della valle.

Studi ulteriori potrebbero essere volti alla simulazione della risposta sismica della Piana di Gubbio, utilizzando un modello creato *ad hoc* con una struttura del suolo a strati non orizzontali. Un'altra possibilità è quella di concentrare le ricerche nella definizione del maggior numero di valli sedimentarie appenniniche aventi caratteristiche geometriche, oscillatorie e stratigrafiche simili. Successivamente sarebbe possibile eseguire uno studio come quello descritto in questa tesi adoperando un numero maggiore di bacini ed, eventualmente, proporre un progetto simile per finalità a quello di SISMOVALP e valido per le valli appenniniche.

Bibliografia

- Aoudia A., Suhadolc P. (1996). Il terremoto del 6 maggio 1976 e la tettonica attiva in Friuli. In proceeding of 15 ° *Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*.
- Aoudia A., Saraó A., Bukchin B., Suhadolc P. (2000). The 1976 Friuli (NE Italy) thrust faulting earthquake: a reappraisal 23 years later. *Geophysical Research Letters*, vol. 27, p. 573–576.
- Apa D. (2003). *Metodi per l'accoppiamento BEM-BEM per piastre di Kirchhoff e loro implementazione numerica*. Tesi per Master, Politecnico di Milano.
- Barchi M., Feyter A. D., Magnani M. B., Minelli G., Pialli G., Sotera B. M. (1998). The structural style of the Umbria-Marche fold and thrust belt. *Memorie della Società Geologica Italiana*, vol. 52, p. 557–578.
- Bard P. Y., Bouchon M. (1985). The two-dimensional resonance of sediment-filled valleys. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 75, no. 2, p. 519–541.
- Bardet J., Ichii K., Lin C. (2000). EERA: a computer program for equivalent-linear earthquake site response analysis of layered soil deposit. *Manuale d'uso*, University of South California, Los Angeles.
- Barnaba C., Priolo E., Vuan A., Romanelli M. (2007). Site effects of the strong-motion site at Tolmezzo-Ambiesta dam in northerastern Italy. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 97, no.1B, p. 339–346.
- Barnaba C., Marellò L., Vuan A., Palmieri F., Romanelli M., Priolo E., Braitenberg C. (2009). The buried shape of an alpine valley from gravity surveys, seismic and ambient noise analysis. *Geophysical Journal International*, vol. 180, p. 715–733.
- Bielak J., Loukakis K., Hisada Y., Yshimura C. (2003). Domain Reduction Method for three-dimensional earthquake modeling in localized regions, part I: Theory. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 93, no. 2, p. 817–824.

- Bindi D., Pacor F., Luzi L., Massa M., Ameri G. (2009). The Mw 6.3, 2009 L'Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data. *Geophysical Journal International*, vol. 179, p. 1573–1579.
- Blumetti A. M., Cavinato G. P., Tallini M. (1996). Evoluzione plio-quadernaria della conca di L'Aquila-Scoppito: studio preliminare. *Il Quaternario*, vol. 9, p. 281–286.
- Blumetti A. M., Di Filippo M., Zaffiro P., Marsan P., Toro B. (2002). Seismic hazard of the city of L'Aquila (Abruzzo - Central Italy): new data from geological, morphotectonic and gravity prospecting analysis. *Studi Geologici Camerti*, vol. 1, p. 7–18.
- Brambati A., Faccioli E., Carulli E. B., Culchi R., Onofri R., Stefanini S., Ulcigrai F. (1980). *Studio di microzonizzazione sismica dell'area di Tarcento (Friuli)*.
- Branca F. P. (2008). *Fondamenti di Ingegneria Clinica - volume 2: ecotomografia*.
- Carulli G. B., Giorgetti F., Nicolich R., Slejko D. (1982). Friuli zona sismica: sintesi di dati sismologici, strutturali e geofisici. *Guide geol. reg. S.G.I., Bologna*, p. 361-370.
- Castro R. R., Pacor F., Petrongaro C. (1997). Determination of S-wave energy release of earthquakes in the region of Friuli, Italy. *Geophysical Journal International*, vol. 128, p. 399–408.
- Catalli F. (2007). Sorgenti sismiche: rappresentazione matematica ed applicazione al calcolo degli spostamenti. *Quaderni di geofisica (INGV)*, n. 47.
- Cauzzi C., Faccioli E. (2008). Broadband (0.05 to 20 s) prediction of displacement response spectra based on worldwide digital records. *Journal of Seismology*, vol. 12, p. 453–475.
- Cauzzi C., Faccioli E., Costa G. (2010). 1d and 2d site amplification effects at tarcento (friuli, ne italy), 30 years later. *Journal of Seismology*, p. 1-17.
- Cavallin A., Martinis B. (1982). Gli scorrimenti del margine settentrionale della piattaforma carbonatica adriatica. *Guida alla Geologia del Sudalpino centro-orientale*, Guide geol. reg. S.G.I., Bologna, p. 349– 359.
- Chavez-Garcia F. J., Faccioli E. (2000). Complex site effects and building code: making the leap. *Journal of Seismology*, vol. 4, p. 23–40.
- Chioccarelli E., Iervolino I. (2009). Direttività e azione sismica: discussione per l'evento de l'aquila. In proceeding of *XIII Convegno Nazionale L'Ingegneria sismica in Italia*.

- Console R., Rovelli A. (1981). Attenuation parameters for Friuli region from strong-motion accelerogram spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 71, no. 6, p. 1981–1991.
- Costa G. (2006). Deliverable 2.1. *Relazione Tecnica*, WP6 del Progetto S4.
- De Luca G., Marcucci S., Milana G., Sanò T. (2005). Evidence of low-frequency amplification in the city of L'Aquila, Central Italy, through a multidisciplinary approach including strong - and weak - motion data, ambient noise, and numerical modeling. *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol. 95, n. 4, p. 1469–1481.
- Faccioli E., Paolucci R. (2005). *Elementi di Sismologia applicata all'Ingegneria*. Pitagora.
- Faccioli E., Vanini M. (2003). Complex seismic site effects in sediment-filled valley and implications on design spectra. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, vol. 5, p. 223–238.
- Faccioli E., Vanini M., Frassinè L. (2002). Complex site effects in earthquake strong motion, including topography. In proceeding of *12th European Conference on Earthquake Engineering*.
- Faccioli E., Vanini M., Paolucci R., Stupazzini M. (2005). Comment on *Domain Reduction Method for Tree-Dimensional Earthquake Modelling in Localized Region, Part I: Theory* by Bielak J. *et al.* e *Part II: verification and applications* by Yoshimura C. *et al.* *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 95, no. 2, p. 763–769.
- Faccioli E., Villani M., Vanini M., Cauzzi C. (2010a). Mapping seismic hazard for the needs of displacement based design: the case of Italy. *Geotechnical, Geological, and Earthquake Engineering*, vol. 13, p. 3–14.
- Faccioli E., Vanini M., Villani M., Cauzzi C., Smerzini C. (2010b). Mapping seismic hazard to account for basin amplification effects. In proceeding of *9th International Workshop on Seismic Microzoning Risk Reduction*. Cuernavaca, Messico.
- Faccioli E., Bianchini A., Villani M. (2010c). New ground motion prediction equations for $T > 1$ s and their influence on seismic hazard assessment. In proceeding of *the University of Tokyo Symposium on Long-Period Ground Motion and Urban Disaster Mitigation*.
- Finetti I., Russi M., Slejko D. (1979). The Friuli earthquake (1976-1977). *Tectonophysics*, vol. 53, p. 261–272.
- Flower C. M. R. (2005). *The solid earth: an introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press.

- Frischknecht C., Wagner J.-J. (2004). Seismic soil effect in an embanked deep alpine valley: a numerical investigation of two-dimensional resonance. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 94, no. 1, p. 171–186.
- Furlanetto E., Costa G., Suhadolc P., Costa G. (2006). Gravimetric and microseismic characterization of the Gemona (NE Italy) alluvial fan for site effects estimation. *EGU*, vol. 8.
- Galadini F., Poli M. E., Zanferrari A. (2005). Seismogenic sources potentially responsible for earthquakes with $m > 6$ in the eastern Southern Apls (Thiene-Udine sector, NE Italy). *Geophysical Journal International*, vol. 161, p. 739–762.
- Hanks T. C., Kanamori H. (1979). A moment magnitude scale. *Journal of Geophysical Research*, vol. 84, no. B5, p. 2348–2350.
- Hisada Y. (2006). grfft12s.f code manual, *Manuale d'uso*, traduzione di grfft12s.doc ad opera di Vanini M.
- Hisada Y., Bielak J. (2003). A theoretical method for computing near-fault ground motions in layered half-spaces considering static offset due to surface faulting, with a physical interpretation of fling step and rupture directivity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 93, no. 3, p. 1164–1168.
- Lacave C., Lemeille F. (2006). Seismic hazard and alpine valley response analysis: generic valley configurations. In proceeding of *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*.
- Marcellini A. (1986). *Breve storia della microzonazione sismica in Italia*, capitolo 7 di Elementi per la guida alle indagini di microzonazione sismica, pp. p. 213–240. Progetto finalizzato Geodinamica: Risultati finali, vol. 7.
- Mirabella F., Ciaccio M. G., Barchi M. R., Merlini S. (2004). The Gubbio normal fault (Central Italy): geometry, displacement distribution and tectonic evolution. *Journal of Structural Geology*, vol. 26, p. 2233–2249.
- Mulargia F., Castellaro S., Rossi P. (2007). Effetti di sito e Vs30: una risposta alla normativa antisismica. *Il geologo - Ordine dei Geologi Regione Emilia Romagna*.
- Pacor F., Bindi D., Luzi L., Parolai S., Marzorati S., Monachesi G. (2007). Characteristics of strong ground motion data recorded in the Gubbio sedimentary basin (Central Italy). *Bulletin of Earthquake Engineering*, vol. 5, p. 27–43.
- Paolucci R. (1999). Shear resonance frequencies of alluvial valleys by Rayleigh's method. *Earthquake Spectra*, vol. 15, p. 503–521.

- Peruzza L., Poli M. E., Rebez A., Renner G., Slejko D., Zanferrari A. (2000). La sequenza sismica del 1976-1977 in Friuli: nuovi aspetti sismotettonici. In proceeding of 19° *Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*.
- Petronio L., Giorgi M., Maffione S., Pinna G., Sirovich L., Sandron D. (2009). Prin 2007. attività ogs relativa s.p. 2: esplorazione/caratterizzazione alta pianura friulana. In proceeding of *Riunione plenaria PRIN 2007 del Milano 25 giugno 2009*.
- Pilati F. (2005). Approfondimenti relativi alle proprietà delle materie plastiche: comportamento viscoelastico. *Materiale didattico* del corso di Materiali Polimerici B all'Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia, <https://www.ing.unimore.it>.
- Pitzianti C. (2000). Il Metodo degli Elementi Spettrali Last Square per il trattamento di problemi elettromagnetici. *Tesi di Dottorato di Ricerca*, Università degli studi di Cagliari.
- Priolo E. (2007). Il progetto sismoalp: sommario generale, descrizione e risultati ottenuti. *Relazione Tecnica*, OGS. <http://www2.ogs.trieste.it/sismoalp/documenti/presentazioni>.
- Progetto S3 - Deliverable D21, Task6 (2007). Geological model of the Gubbio Basin (Italy) for the characterisation of local seismic response. <http://esse3.mi.ingv.it/>. A cura di E. Fiorini, F. Pacor, D. Bindi, A. Rovelli, F. Cara, G. Di Giulio, G. Milana, G. Monachesi, D. Nieto, G. Bohm, D. Albarello, V. D'Amico, M. Picozzi, M. Mucciarelli, G. Scarascia Mugnozza, S. Rivellino, M. Menichetti, S. Parolai, S. Richwalsky ed I. Orpsal.
- Progetto S3 - Deliverables D22-D23, Task6 (2007). Shaking scenarios including site effects. <http://esse3.mi.ingv.it/>. A cura di D. Bindi, E. Fiorini, F. Pacor, L. Luzi, A. Rovelli, F. Cara, G. Di Giulio, G. Milana, G. Monachesi, D. Albarello, V. D'Amico, M. Picozzi, M. Mucciarelli, G. Ferretti, Emolo, S. Parolai, S. Richwalsky ed I. Orpsal.
- Progetto S4 - Deliverable D9 (2010). Appendix F - 1D, 2D, 3D numerical modelling of seismic site response in the Gubbio basin. <http://esse4.mi.ingv.it/>. A cura di R. Paolucci e C. Smerzini.
- Progetto S5 - Deliverable D19, Task5 (2006). Influence of alluvium filled basins and edge effects on displacement response spectra. <http://progettos5.stru.polimi.it/Deliverables>. A cura di M. Vanini, V. Pessina, G. Di Giulio, L. Lenti.
- Progetto S5 - Deliverable D2, Task1 (2007). A reference model for prediction of long period response spectral ordinates. <http://progettos5.stru.polimi.it/Deliverables>. A cura di C. Cauzzi, E. Faccioli, R. Paolucci.

- Progetto S5 - Rapporto interno, Task5 (2006). Modellazione della Piana di Gubbio. <http://progettos5.stru.polimi.it/>. A cura di M. Vanini ed E. Faccioli. Non pubblicato.
- Rebez A., Slejko D., Peruzza L. (1999). Rappresentazioni alternative della pericolosità sismica. In proceeding of 18 ° *Convegno Nazionale del Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*.
- Scandella L., Vanini M. (2007). The Spectral Element Method ananched by the Domain Reduction Method (DRM). *Manuale d'uso*, Dipartimento di Ingegneria Strutturale del Politecnico di Milano.
- Semblat J. F., Kham M., Parara E., Bard P. Y., Pitilakis K., Makra K., Raptakis D. (2004). Seismic amplification: Basin geometry vs soil layering. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, vol. 25, p. 529–538.
- SISMOVALP (2007). A 2D simulation benchmark for the study of the seismic response of alpine valley. Report preparato da Priolo E. e Laurenzano G., con il contributo dei partecipanti al WP6. Documento non pubblicato.
- Somerville P. G., Smith N. F., Graves R. W., Abrahamson N. A. (1997). Modification of empirical strong motion attenuation relations to include the amplitude and duration effects of rupture directivity. *Seismological Research Letters*, vol. 68, p. 199–222.
- Stupazzini M. (2010). Modellazione degli effetti sismici di una valle alpina. *Mondo digitale*, n. 3.
- Stupazzini M., Scandella L., Paolucci R., Vanini M. (2006). From the seismic source to the structural resposnce: andvanced modelling by the Spectral Element Method. In proceeding of *First European Conference on Earthquake Engineering and Seismology*. Ginevra, Svizzera.
- Totani G., Monaco P., Marchetti S. (2009). Vs measurements by seismic dilatometer (SDMT) in non-penetrable soils. In proceeding of *17th ICSMGE Alexandria Egypt*.
- Vanini M. (2003). Il codice ibrido Ahnse associato ad un metodo alle forze efficaci. Rapporto interno al Dipartimento di Ingegneria Strutturale del politecnico di Milano.
- Vanini M. (2007). How to ... work with GeoElse. *Manuale d'uso*, Dipartimento di Ingegneria Strutturale (DIS) del Politecnico di Milano.
- Vuan A., Barnaba C. (2008). Valutazione dell'amplificazione 2D nella Valle del Tagliamento, tra Tolmezzo e Cavazzo Carnico. *Relazione Tecnica*, OGS, Centro di Ricerche Sismologiche di Udine.

- Vuan A., Romanelli M., Barnaba C. (2006). Analisi della dispersione delle onde di Rayleigh e stima delle frequenze di risonanza dei suoli in località diga Ambienta - comune di Vezegnis (UD). *Relazione Tecnica* Rel. 2006/52 CRS 9 Modes dd. 6/7/2006, OGS.
- Wells D. L., Coppersmith K. J. (1994). New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 84, no. 4, p. 974–1002.