

POLITECNICO DI MILANO

Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale

Master Course in Civil Engineering



**EFFETTI DI SORGENTE SISMICA ED EFFETTI DI SITO  
DURANTE IL TERREMOTO DI PARKFIELD 2004, CALIFORNIA**

Relatore: Prof. Roberto Paolucci

Correlatore: Dr. Chiara Smerzini

Elaborato di laurea magistrale di:

Andrea Zambon Matr. 833931

Anno accademico 2015/2016

# INDICE

<b>Ringraziamenti</b> .....	<b>1</b>
<b>Sommario</b> .....	<b>2</b>
<b>Summary</b> .....	<b>3</b>
<b>Introduzione</b> .....	<b>4</b>
<b>Capitolo 1 – Metodi per la predizione dello scuotimento del suolo a fini ingegneristici</b> .....	<b>7</b>
1.1 Metodi empirici.....	7
1.2 Metodi “physics based”.....	13
1.2.1 Funzioni di Green Empiriche.....	13
1.2.2 Metodi stocastici.....	15
1.2.3 Integrazione numerica dell’onda.....	16
<b>Capitolo 2 - Metodi per stimare la risposta sismica locale</b> .....	<b>19</b>
2.1 Analisi monodimensionale.....	19
2.1.1 Analisi Lineare.....	20
2.1.2 Analisi Lineare Equivalente.....	26
2.1.3 Analisi Non Lineare.....	31
2.2 Analisi bidimensionale.....	34
2.2.1 Metodo di Riduzione del Dominio (DRM).....	35
2.2.2 SPEED 2D.....	36
<b>Capitolo 3 – RegISTRAZIONI accelerometriche del terremoto di Parkfield (2004)</b> .....	<b>43</b>
3.1 Descrizione dell’evento.....	43
3.1.1 Georeferenziazione.....	43
3.1.2 Descrizione della litologia.....	44
3.1.3 Strumentazione.....	44
3.2 Studio dei dati registrati.....	47
3.2.1 Analisi dei profili di ricevitori.....	49
3.2.2 Analisi di PGA e PGV.....	57
3.2.3 Direttività in PGA e PGV.....	62
<b>Capitolo 4 – Predizione dello scuotimento del suolo</b> .....	<b>66</b>
4.1 Strumenti di predizione empirica del moto sismico.....	66
4.1.1 Confronto tra dati osservati e GMPE.....	68
4.1.2 Modello di Bayless e Somerville.....	74

4.2 Simulazione dello scuotimento del suolo con software Hisada.....	81
4.2.1 Ricerca del modello di distribuzione di slip.....	84
4.2.2 Impostazione del problema.....	85
4.2.3 Confronto con dati osservati.....	87
4.2.4 Mappe di scuotimento in termini di PGD, PGV, Sa ed Sd.....	91
<b>Capitolo 5 – Risposta Sismica Osservata nella Valle di Turkey Flat.....</b>	<b>101</b>
5.1 Esperimento di “blind prediction” in Turkey Flat.....	101
5.2 Descrizione morfologica e litologica del sito.....	103
5.3 Processamento dei dati.....	105
5.3.1 Rapporti spettrali rispetto ad uno strumento posto in borehole.....	105
5.3.2 Spettri di Fourier.....	111
5.3.2 Spettri di Risposta.....	117
5.4 Ricerca di possibili effetti non lineari.....	120
5.5 Sintesi sulle osservazioni.....	123
<b>Capitolo 6 – Simulazioni numeriche della risposta a Turkey Flat.....</b>	<b>125</b>
6.1 Simulazione monodimensionale del sisma con DeepSoil.....	125
6.1.1 Scelta delle caratteristiche del suolo.....	126
6.1.2 Analisi Lineare.....	130
6.1.3 Analisi Lineare Equivalente.....	135
6.1.4 Analisi Non Lineare.....	140
6.1.5 Confronti tra le simulazioni.....	145
6.2 Simulazione 2D con software SPEED2D.....	147
6.2.1 Litologia e proprietà fisiche.....	147
6.2.2 Costruzione della mesh.....	148
6.2.3 Risultati della simulazione 2D.....	150
6.3 Confronto tra simulazioni 1D e 2D.....	155
<b>Conclusioni.....</b>	<b>159</b>
<b>APPENDICE 1.....</b>	<b>162</b>
<b>APPENDICE 2.....</b>	<b>168</b>
<b>APPENDICE 3.....</b>	<b>192</b>
<b>Bibliografia.....</b>	<b>205</b>

## **Ringraziamenti**

Per prima cosa voglio ringraziare il Professore Roberto Paolucci per la disponibilità fornitami durante questi mesi di lavoro e di ricerca e l'ideazione di tale studio.

Un ringraziamento alla Dottoressa Chiara Smerzini per l'aiuto e la collaborazione datami per l'esecuzione dei calcoli e per la stesura di alcune parti dell'elaborato.

Un grazie alla Dottoressa Kiana Hashemi per avermi insegnato le basi per l'utilizzazione del software SPEED 2D.

Le persone che voglio infinitamente ringraziare sono i miei genitori, Dario e Claudia, persone stupende che mi hanno sempre supportato durante il mio percorso di studi e di vita, credendo in me e facendomi sempre sentire bene e mai in difetto nonostante i loro costanti sacrifici, non solo economici, per farmi raggiungere questo obiettivo.

Un abbraccio forte e un grazie a tutta la mia famiglia ed ai miei parenti, che hanno sempre avuto nei miei confronti parole di incoraggiamento e hanno saputo farmi stare bene da quando ero piccolo ad oggi.

Un ringraziamento enorme a Gabriella e Fabio, che hanno saputo sempre farmi sentire come a casa con la loro ospitalità, generosità e simpatia.

Un grande, forte e sentito grazie ai miei colleghi, ma soprattutto amici, di università Alessandro, Alessio, Davide, Fabio, Francesco, Giulia e Ilaria, sempre presenti, disponibili, simpatici, sinceri e pronti ad aiutarmi e a tirarmi su nei momenti negativi con una bella mangiata!!! Grazie!!!

Un abbraccio a Giovanni e a Davide, ci conosciamo da una vita e nonostante alti e bassi siamo sempre insieme. Grazie delle serate in compagnia, delle risate, in poche parole: grazie di tutto amici!

Un ringraziamento va ad Alberto, che fin da quando ero un aspirante geometra mi spronava a dare il massimo e credeva in me. Grazie per tutto ciò che mi hai insegnato e trasmesso, non solo dal punto di vista scolastico.

Grazie anche a tutti gli altri amici e conoscenti, che non cito perché sarebbero troppi, ma sappiate che in questo momento importante siete nel mio cuore!

Infine voglio dire grazie a colei che per prima mi spinge a raggiungere i miei obiettivi, con lei ho passato ormai cinque anni della mia vita e con lei vorrei continuare questo percorso, insieme, uniti, fianco a fianco, un grazie al mio amore, un grazie a Paola.

## **Sommario**

Il presente studio è stato svolto per comprendere gli effetti di sito e di sorgente durante il terremoto di Parkfield 2004, questo è stato possibile tramite l'osservazione i dati registrati dalle numerose stazioni accelerometriche nell'intorno della faglia originante il sisma e confrontando i risultati con simulazioni monodimensionali e bidimensionali.

Una introduzione da un punto di vista puramente teorico dei metodi per la predizione dello scuotimento del terreno viene fornita nel Capitolo 1, dove si mettono a confronto i modelli empirici e i metodi che si affidano esclusivamente alla fisica del problema. Nel primo gruppo rientrano le Ground Motion Prediction Equation (GMPE), di cui si mostreranno le equazioni governanti ed alcuni esempi realmente applicati all'interno dell'elaborato. Il secondo gruppo di modelli "physics based" si suddivide in metodi riguardanti le funzioni di Green empiriche, metodi stocastici e modelli che si basano sulla integrazione numerica dell'onda, come FEM e SEM.

Nel Capitolo 2 si mostreranno quali sono i metodi disponibili in letteratura per stimare la risposta sismica locale, si parlerà dunque dell'analisi monodimensionale e bidimensionale. L'analisi 1D comprende analisi lineare, lineare equivalente e non lineare, mentre per quanto riguarda l'analisi bidimensionale si riporterà la teoria riguardante il metodo DRM e i fondamenti teorici del software SPEED 2D, che verrà implementato nel capitolo finale.

Lo studio delle registrazioni accelerometriche del terremoto di Parkfield viene affrontato nel Capitolo 3, per prima cosa si georeferenzia il sito e si presenta l'apparecchiatura disponibile, successivamente si esamineranno i gruppi di stazioni accelerometriche di maggior interesse. Infine ci si focalizzerà sulla distribuzione spaziale dei valori di PGA e PGV.

Nel capitolo successivo, il Capitolo 4, si affronterà il problema della predizione dello scuotimento del suolo, utilizzando la GMPE di Boore&Atkinson (2008) e una sua estensione al fine di carpire il fenomeno della direttività nell'evento di Parkfield. Si compareranno dunque i dati registrati e simulati e si redigeranno delle mappe di residui al fine di valutare la bontà della predizione. Come ulteriore confronto si implementerà il software Hisada (2013) e si costruiranno delle mappe di distribuzione per alcune unità notevoli come PGA, PGV, Sa ed Sd.

Dopo aver osservato lo scuotimento del terreno nell'intorno della faglia, considerando la totalità delle stazioni presenti, si è ritenuto valido ricercare effetti di sito in un'area più ristretta caratterizzata da peculiarità geomorfologiche, quindi nel Capitolo 5 si introduce lo studio dei dati ricavati dalle stazioni accelerometriche poste nella Valle di Turkey Flat. Valle che è caratterizzata da un bacino composto da materiale alluvionale, ideale per studiare come possa la litologia modificare l'onda sismica in arrivo.

Infine il Capitolo 6 viene interamente dedicato alle analisi di simulazione introdotte nel Capitolo 2, quindi simulazioni 1D e 2D tramite i software DeepSoil e SPEED 2D. Qui si effettueranno comparazioni tra le varie tipologie di analisi e si cercheranno riscontri positivi con quanto realmente registrato dalle stazioni accelerometriche disposte lungo la valle.

**Parole chiave:** Sismologia, Effetti di Sorgente, Effetti di Sito, Modelli di Predizione, Simulazioni 1D e 2D.

## Summary

The study has been done in order to understand site effects and source effects during the Parkfield 2004 earthquake, this has been done by comparing the total amount of recorded data near the fault origin with the results of monodimensional and bidimensional simulations.

A theoretical introduction of methods for ground motion prediction is done in Chapter 1, in this chapter are explained both empirical models and physics based models. The first family consists of Ground Motion Prediction Equations (GMPE), the governing equations will be shown in the chapter and some real examples will be used in the following. The second group of physics based models is subdivided in many methods like Green's empirical functions, stochastic methods and wave numerical integration models like FEM and SEM.

Methods for the estimation of the local seismic response are shown in Chapter 2, monodimensional and bidimensional analysis are explained in detail. The 1D analysis consist of linear analysis, the linear equivalent and the nonlinear, while the 2D analysis concern the DRM method and theoretical aspects of the software SPEED 2D which will be implemented in the last chapter.

The study of the records concerning the Parkfield earthquake is presented in Chapter 3, after the georeferentiation of the site and a presentation of the available instrumentation, the group of stations of major interest are examined in details. At the end of the chapter a spatial distribution study is done on the values of PGA and PGV.

Ground motion prediction problem is explained in Chapter 4, using the Boore&Atkinson GMPE (2008) and its extension in order to understand the directivity phenomenon in the Parkfield event. A comparative work is done between the records and the simulations and the output is presented in the form of residuals maps, than the reliability of the prediction is evaluated. An additional simulation is done implementing the Hisada software (2013) that allows to build distribution maps of PGA, PGV, Sa and Sd.

After the observation of the ground motion in the area near the fault, studying the total amount of stations available, it's necessary to study in detail a more restricted area, characterized by the presence of geomorphological features, than in Chapter 5 a study of the records in the Turkey Flat Valley is done. That valley is characterized by the presence of a layered alluvial basin, and this is an ideal situation in order to study how the lithology can modify the impacting seismic wave.

At the end, in Chapter 6, simulations analysis are done based on what was explained in Chapter 2, so 1D and 2D analysis using DeepSoil and SPEED 2D softwares. Here will be done comparisons between the different kinds of analysis and the real records registered in the stations along the valley of Turkey Flat.

**Keywords :** Seismology, Source Effects, Site Effects, Prediction Models, 1D and 2D Simulations.

## Introduzione

In questo elaborato si sono voluti trattare gli aspetti caratterizzanti la risposta in campo vicino di un sisma, ovvero ciò che avviene nell'intorno dell'ipocentro e della faglia generante il terremoto. Per effettuare tale studio in modo efficace si è dovuto scegliere un evento che avesse un sistema tettonico ben studiato e fosse registrato in modo esteso.

Uno dei pochi terremoti atto a soddisfare le precedenti ipotesi è l'evento di Parkfield del 28 settembre 2004, in California, avente magnitudo 6.0. Infatti questo sisma è stato registrato da circa 45 stazioni accelerometriche triassiali con distanza inferiore a 20 km dalla faglia originante l'evento. La faglia interessata consiste nella porzione meridionale della Faglia di San Andreas, quindi uno dei più studiati e importanti sistemi tettonici del globo, la rottura si è estesa per una lunghezza totale di 40 km, l'ipocentro è stato registrato ad una profondità di circa 8.1 km.

Tale situazione è una eccezione ai normali studi delle registrazioni di sismi passati, poiché generalmente i ricevitori in campo vicino sono in numero ridotto e quindi insufficienti a fornire una idea di come lo scuotimento si distribuisce spazialmente nell'intorno dell'epicentro e della faglia.

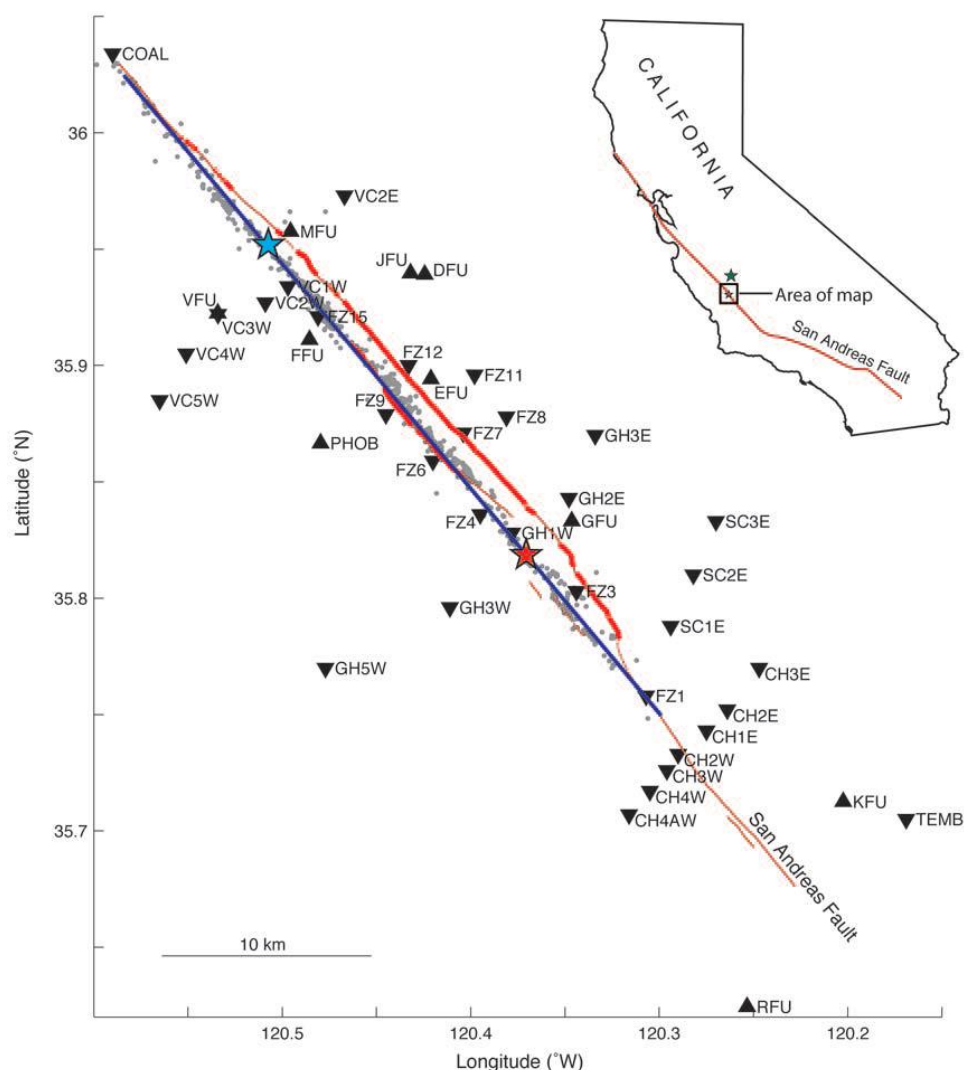


Figura I. 1 Mappa dell'area interessata dallo studio, si sono volute mostrare alcune delle stazioni studiate distribuite a pochi km dalla Faglia di San Andreas. Inoltre si osserva la posizione dell'epicentro del terremoto di Parkfield 2004, contraddistinto dalla stella di colore rosso.

Le stazioni accelerometriche che hanno registrato il sisma sono disposte sia in array perpendicolari che allineati alla estensione della faglia, così da permettere di capire dove si sono avute le energizzazioni maggiori e come queste vanno a diminuire con la distanza dall'epicentro e dalla faglia stessa.

Si vuole capire quale sia la componente più energetica tra quelle orizzontali, suddivise in componenti parallele alla faglia e normali alla faglia, e si vuole osservare che valori assume la componente verticale rispetto alla media di tali accelerazioni.

Importante da comprendere è come la caratteristica di direttività influisce sulle registrazioni in una faglia trascorrente come quella di San Andreas. La densità delle stazioni esaminate e la simulazione numerica ci permetterà di capire se effettivamente questo fatto influisca sui dati rilevati lungo la direzione di rottura.

Si vogliono inoltre comprendere alcuni aspetti derivanti dalla presenza di effetti di sito in una determinata area. A tal fine si è deciso di far riferimento all'area della Valle di Turkey Flat, ovvero una valle avente un bacino di natura alluvionale posto ad una ridotta distanza dall'epicentro del sisma di Parkfield 2004.

La particolarità della valle di Turkey Flat è stata quella di essere stata oggetto di un "blind prediction test" condotto a livello internazionale, quindi è disponibile una approfondita letteratura in merito ai risultati ottenuti da tale blind test ed inoltre sono state molto utili le sezioni geologiche e le proprietà geotecniche dei materiali ricavate a seguito della caratterizzazione di sito effettuata durante i primi studi risalenti al 1985.

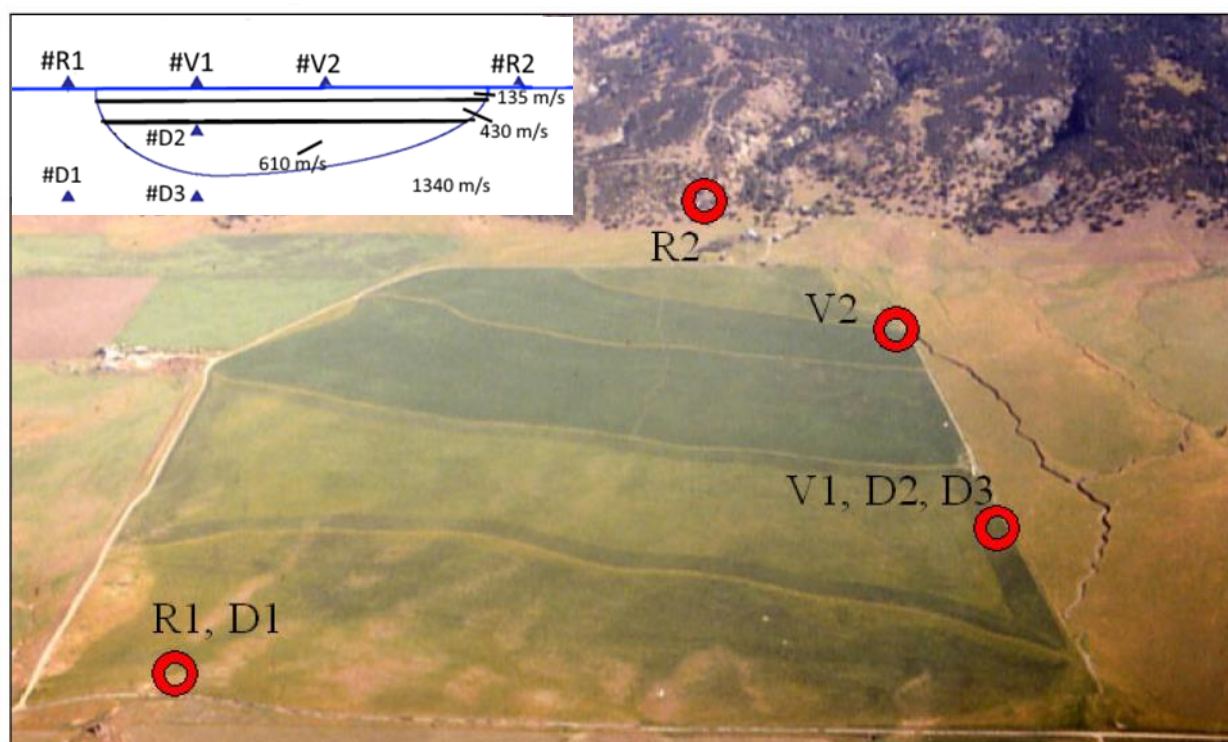


Figura I. 2 Foto aerea della Valle di Turkey Flat in cui viene segnalata la presenza dei borehole contenenti i ricevitori triassiali associati alla sezione semplificata mostrata in alto a sinistra.

Durante l'analisi dei dati nella valle si vogliono comprendere le relazioni che intercorrono tra i diversi siti in cui sono stati predisposti i borehole. Attraverso lo studio dei rapporti spettrali si vuole capire a



quali frequenze si avranno le maggiori amplificazioni e come il segnale si va a modificare a seguito della propagazione attraverso gli strati di materiale alluvionale. Si esamineranno quindi i rapporti spettrali con riferimento ai siti in roccia per verificare che le due conformazioni rocciose siano contraddistinte dalle medesime caratteristiche.

Lo scopo di tale studio si concentra quindi non solo sullo studio dei dati ricavati dalle registrazioni in campo durante il main event di Parkfield 2004, ma si è dedicata una fetta abbastanza importante del lavoro alla simulazione e alla predizione sia dello scuotimento del suolo, sia dell'amplificazione locale.

Nel corso del lavoro non ci si limiterà ad esaminare gli effetti derivanti dal main event di Parkfield 2004, ma si ricercheranno possibili comportamenti non lineari di sito valutando anche gli aftershocks avvenuti nelle ore e nei giorni successivi al terremoto principale.

*Tabella I. 1 Caratteristiche del main event di Parkfield 2004 e degli aftershocks registrati nelle ore e nei giorni successivi*

<b>Nome</b>	<b>Data</b>	<b>Ora</b>	<b>Magnitudo</b>	<b>Latitudine (°)</b>	<b>Longitudine (°)</b>	<b>Profondità (km)</b>
<b>Parkfield mainshock</b>	28/9/04	10:15:24	6.0	35.810	120.370	8.6
<b>4 min aftershock</b>	28/9/04	10:19:06	4.2	35.857	120.406	9.0
<b>9 min aftershock</b>	28/9/04	10:24:15	4.7	35.810	120.350	6.4
<b>18 min aftershock</b>	28/9/04	10:33:56	3.7	35.815	120.363	6.9
<b>2 ore aftershock</b>	28/9/04	12:31:27	4.0	35.840	120.390	9.2
<b>1 giorno aftershock</b>	29/9/04	10:10:04	5.0	35.954	120.502	11.4

### Organizzazione del lavoro

Prima di studiare in modo approfondito gli effetti dell'evento di Parkfield nell'intorno della faglia e nell'area di Turkey Flat si sono voluti descrivere i metodi di predizione e di simulazione presenti in letteratura nei Capitoli 1 e 2 del presente lavoro. Quindi si sono introdotte le caratteristiche principali dei metodi empirici e dei metodi "physics based", utilizzati successivamente per predire e simulare l'evento ed osservare quindi come dei modelli basati su ipotesi semplificate possano interpretare correttamente o meno la risposta in campo vicino ed individuare eventuali effetti di sito.

La distribuzione spaziale dei risultati verrà studiata approfonditamente nel Capitolo 3 dell'elaborato e si renderà molto utile per comprendere gli effetti di direttività del moto sismico e dove si localizzano le energizzazioni maggiori del suolo dovute al terremoto. Tali dati osservati verranno poi confrontati nel capitolo successivo con simulazioni tramite l'uso di Ground Motion Prediction Equations e di un software che utilizza l'integrazione numerica delle funzioni di Green empiriche a seguito dell'imposizione di un determinato modello di slip.

Le difficoltà maggiori in tali metodi di predizione saranno prevalentemente associati al fatto di trascurare la caratterizzazione specifica del sito e quindi la mancata presenza nei modelli di predizione di amplificazioni dovute alla stratigrafia ed alla topografia. Altra limitazione consisterà nell'affidarsi

unicamente ad un solo modello di scorrimento, sebbene esso sia considerato il più affidabile tra quelli trovati in letteratura.

Dopo aver ricostruito spazialmente cosa avviene nell'intorno della faglia ci si vuole focalizzare sullo studio delle registrazioni delle stazioni presenti nella Valle di Turkey Flat. Questo permette di comprendere gli effetti di amplificazione di sito derivanti dalla presenza di un bacino di materiale alluvionale posto sopra ad una conformazione rocciosa ed eventuali effetti di sito non lineari tramite lo studio degli aftershocks avvenuti successivamente al main event di Parkfield 2004.

La parte dedicata alla simulazione verrà poi affrontata nel successivo Capitolo 6 tramite una serie di analisi monodimensionali e una analisi bidimensionale, questo darà origine ad una serie di confronti atti a mettere in evidenza quali siano le difficoltà ed i pregi di tali metodi di modellazione.

## **Capitolo 1 – Metodi per la predizione dello scuotimento del suolo a fini ingegneristici**

Al fine di predire e valutare lo scuotimento del suolo in aree geografiche esposte per fini strettamente legati alla mitigazione del rischio e alla progettazione delle strutture di ingegneria civile si è reso necessario lo sviluppo e lo studio di diversi metodi. Tali metodi e modelli sono basati su particolari approcci, siano essi empirici oppure “physics based”. Nel seguito si andranno ad elencare alcuni esempi di metodologie, alcune delle quali verranno poi utilizzate nei capitoli successivi dell’elaborato.

### **1.1 Metodi empirici**

I metodi empirici si basano principalmente sulle osservazioni di sismi con alte magnitudo e si ipotizza che le scosse future saranno simili a quelle osservate in eventi precedenti. Lo sviluppo di tali metodi è fortemente legato allo sviluppo e alla costruzione di banche dati, contenenti le registrazioni dei terremoti che hanno interessato una determinata area geografica nel passato. Si può dire inoltre che sono stati sviluppati diversi metodi per scalare le storie temporali selezionate, al fine di renderle conformi con le condizioni di sito della regione che si vuole investigare, tali tecniche fanno riferimento al metodo degli accelerogrammi rappresentativi. Altri metodi invece cercano di generare una storia temporale di accelerazione il cui spettro di risposta coincida con lo spettro di risposta di progetto. Tra queste tecniche, le Ground Motion Prediction Equations (GMPE) rappresentano l’approccio maggiormente utilizzato.

Le GMPE usualmente esprimono i parametri legati allo scuotimento del suolo come funzione della magnitudo  $M$ , della distanza  $R$ , delle caratteristiche del sito  $S$ , e in alcuni casi anche altre variabili come la tipologia di faglia o la profondità della sorgente del terremoto  $X_i$ . Il parametro di interesse dello scuotimento del suolo è identificato con  $Y$ , e fa riferimento a  $PGA$ ,  $PGV$ ,  $PGD$ ,  $S_a$  oppure  $S_d$ .

$$Y = f(M, R, S, X_i) \quad (1.1)$$

Tali relazioni empiriche di predizione sono definite da una serie di coefficienti empirici, che sono ottenuti da analisi di regressione su registrazioni di terremoti. Le analisi possono essere sia lineari che non lineari. Le relazioni di attenuazione empiriche possono essere aggiornate periodicamente, ogni 3 o 5 anni, quando nuove registrazioni di sismi significativi vengono resi disponibili. Si può affermare inoltre che, visto il grande numero di registrazioni digitali ad alta qualità presenti nelle banche dati online, la quantità di periodi coperti da leggi di attenuazione affidabili sta continuando ad aumentare sempre più.

La forma funzionale dell’equazione di predizione empirica è generalmente basata il più possibile sulla fisica del sisma e sulla meccanica dello scuotimento. Tale criterio è importante al fine di minimizzare il numero di coefficienti empirici ed inoltre fornisce una maggiore sicurezza quando tali relazioni vengono applicate a condizioni che sono raramente rappresentate nelle banche dati.

Le forme comuni per le leggi di attenuazione empiriche sono basate sulle seguenti considerazioni:

- a) I parametri del sisma  $Y$  sono generalmente distribuiti log-normali, ovvero i logaritmi delle variabili dipendenti selezionate sono normalmente distribuite, quindi la regressione è solitamente effettuata per il logaritmo della variabile  $Y$ .
- b) Il logaritmo della variabile  $Y$  dovrebbe essere proporzionale alla magnitudo  $M$ .

- c) A causa dell'effetto diffusivo delle onde di volume, l'ampiezza decresce con la distanza secondo il rapporto  $1/R$ . Vi possono essere differenti definizioni di distanza tra sorgente e sito, come la distanza ipocentrale  $R_{hy}$ , epicentrale  $R_e$ , ovvero la distanza considerando la proiezione verticale dell'ipocentro, la distanza dalla superficie di rottura o dalla faglia  $R_f$ , ed infine la distanza Joyner-Boore  $R_{JB}$ , quest'ultima è identificata come la distanza dalla proiezione in superficie del piano di rottura della faglia. In alcuni casi si prende inoltre in considerazione un rapporto di decadimento geometrico in base alla magnitudo.
- d) I parametri dello scuotimento sono affetti spesse volte da alcune caratteristiche della sorgente, come la profondità della stessa oppure dal fattore della direttività, e da condizioni di sito locali, come la tipologia di materiale.

Un fattore chiave dell'insieme di dati usati per la calibrazione della GMPE è relativo alla scarsità di registrazioni provenienti da zone molto vicine alla sorgente di grandi terremoti. Quindi uno dei maggiori dubbi riguardo all'uso delle equazioni di predizione è quello che riguarda la validità di tale metodo e la sua affidabilità in condizioni di campo vicino. Questo appunto riguardante la bontà delle predizioni con GMPE verrà discusso più nel dettaglio nei successivi capitoli del seguente elaborato. Si può comunque dire però che se la calibrazione viene basata su un adeguato numero di dati aventi alta qualità, allora le registrazioni raccolte in prossimità della sorgente non presenteranno deviazioni significative dalle predizioni.

Si può inoltre affermare che incrementando la magnitudo, i dati utilizzati per calibrare l'equazione sono sempre meno numerosi, e la dipendenza dalla tipologia di faglia potrebbe essere maggiormente pronunciata rispetto a valori di magnitudo più modesti. A valle di questo si può affermare che il legame tra predizioni e registrazioni in campo vicino andrà a deteriorarsi per alti valori di magnitudo.

#### Boore&Atkinson Ground Motion Prediction Equation

Di seguito si vuole presentare la formulazione della GMPE di Boore&Atkinson, che verrà utilizzato nel Capitolo 3 di questo elaborato come primo metodo di predizione per i dati inerenti al terremoto di Parkfield 2004.

La banca dati utilizzata per la calibrazione della relazione di attenuazione fa riferimento a quella compilata nel progetto "PEER NGA" (Chiou et al. 2008), inoltre si sono usati dati provenienti da tutti i maggiori siti di ricevitori presenti in California, tra cui l'area di Parkfield.

I parametri del sisma, le quali sono le variabili dipendenti della GMPE, includono l'accelerazione di picco PGA, la velocità di picco PGV e lo spettro di risposta PSA, tutte per quanto riguarda la componente orizzontale.

Le variabili di predizione invece sono identificate come le variabili indipendenti dell'equazione, e sono dunque la magnitudo, la distanza Joyner-Boore, la tipologia di faglia e la  $V_{S30}$ . La  $V_{S30}$  è la velocità delle onde di taglio nei primi 30 metri dello strato.

L'equazione cardine su cui si basa la GMPE di Boore&Atkinson è l'equazione (1.2).

$$\ln Y = F_M(M) + F_D(R_{JB}, M) + F_S(V_{S30}, R_{JB}, M) + \varepsilon\sigma_T \quad (1.2)$$

Dove  $F_M$ ,  $F_D$  e  $F_S$  rappresentano rispettivamente il rapporto con la magnitudo, la funzione della distanza e l'amplificazione di sito.  $\varepsilon$  è il numero frazionale di deviazioni standard di un singolo valore

predetto  $\ln Y$  distante dal valore medio di  $\ln Y$ . Tutti i termini, incluso il coefficiente  $\sigma_T$ , sono dipendenti dal periodo.  $\sigma_T$  è calcolato applicando l'equazione (1.3).

$$\sigma_T = \sqrt{\sigma^2 + \tau^2} \quad (1.3)$$

Dove  $\sigma$  e  $\tau$  sono incertezze aleatorie.

La funzione della distanza è descritta dalla equazione (1.4), tale espressione dipende da coefficienti che necessitano di una calibrazione, questa calibrazione viene eseguita dagli autori a seguito di una regressione basata sulle banche dati disponibili, che esula dagli argomenti trattati in questo elaborato si veda dunque la Tabella 1.1 per osservare i valori assunti dai coefficienti  $c_1$ ,  $c_2$ ,  $c_3$  ed  $h$  al variare del periodo.

$$F_D(R_{JB}, M) = [c_1 + c_2(M - M_{ref})] \ln(R/R_{ref}) + c_3(R - R_{ref}) \quad (1.4)$$

$$R = \sqrt{R_{JB}^2 + h^2} \quad (1.5)$$

*Tabella 1. 1 Coefficienti della equazione (1.4) e (1.5) dipendenti dal periodo*

<b>Periodo</b>	<b>c<sub>1</sub></b>	<b>c<sub>2</sub></b>	<b>c<sub>3</sub></b>	<b>h</b>
<b>PGV</b>	-0.8737	0.1006	-0.00334	2.54
<b>PGA</b>	-0.6605	0.1197	-0.01151	1.35
<b>0.01</b>	-0.6622	0.1200	-0.01151	1.35
<b>0.50</b>	-0.6914	0.0608	-0.00540	2.32
<b>0.75</b>	-0.7408	0.0751	-0.00409	2.46
<b>1.00</b>	-0.8183	0.1027	-0.00334	2.54
<b>2.00</b>	-0.8285	0.0943	-0.00217	2.73
<b>5.00</b>	-0.5096	-0.0239	-0.00191	2.93

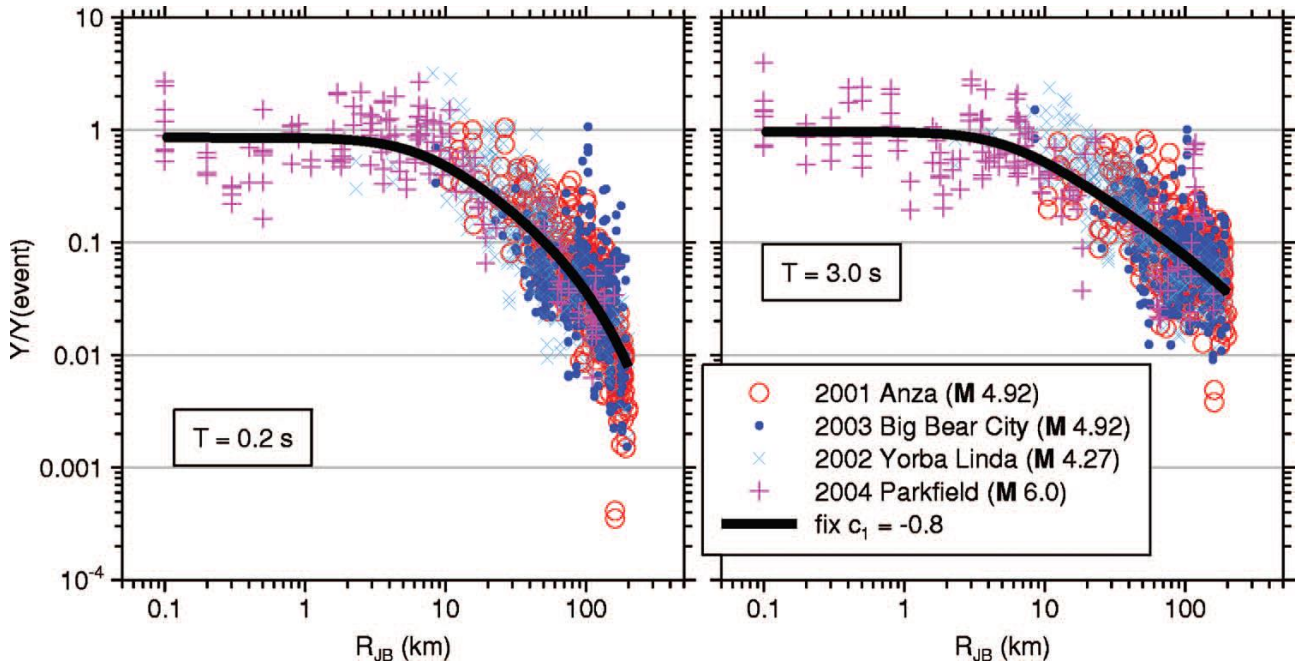


Figura 1. 1 Evoluzione della variabile Y al variare della distanza  $R_{JB}$  e del periodo  $T$ , da Boore&Atkinson (2008)

La dipendenza dalla magnitudo viene valutata tramite l'equazione (1.6).

a) se  $M \leq M_h$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 RS + e_5 (M - M_h) + e_6 (M - M_h)^2 \quad (1.6a)$$

b) se  $M > M_h$

$$F_M(M) = e_1 U + e_2 SS + e_3 NS + e_4 RS + e_7 (M - M_h) \quad (1.6b)$$

Dove U, SS, NS ed RS sono variabili usate per descrivere la tipologia di faglia, ovvero non-specificata, normale, reverse, oppure trascorrente, i valori sono riportati in Tabella 1.2. Il parametro  $M_h$  indica la magnitudo di ginocchio, chiamata così per la forma della dipendenza dal parametro magnitudo della variabile Y.

Tabella 1. 2 Variabili dipendenti dalla tipologia di faglia

Tipologia di Faglia	U	SS	NS	RS
Non specificata	-0.8737	0.1006	-0.00334	2.54
Trascorrente	-0.6605	0.1197	-0.01151	1.35
Normale	-0.6622	0.1200	-0.01151	1.35
Reverse	-0.6914	0.0608	-0.00540	2.32

Si introduce anche la funzione legata all'amplificazione di sito, descritta nell'equazione (1.7).

$$F_S = F_{LIN} + F_{NL} \quad (1.7)$$

Dove  $F_{LIN}$  e  $F_{NL}$  sono rispettivamente i termini lineari e non lineari.

$$F_{LIN} = b_{lin} \ln(V_{S30}/V_{ref}) \quad (1.8)$$

Nella equazione (1.8)  $b_{lin}$  è un coefficiente dipendente dal periodo, mentre  $V_{ref}$  è la velocità delle onde di taglio di riferimento per la GMPE di Boore&Atkinson, pari a 760 m/s, corrispondente a delle condizioni di sito di tipo B o C secondo il NEHRP.

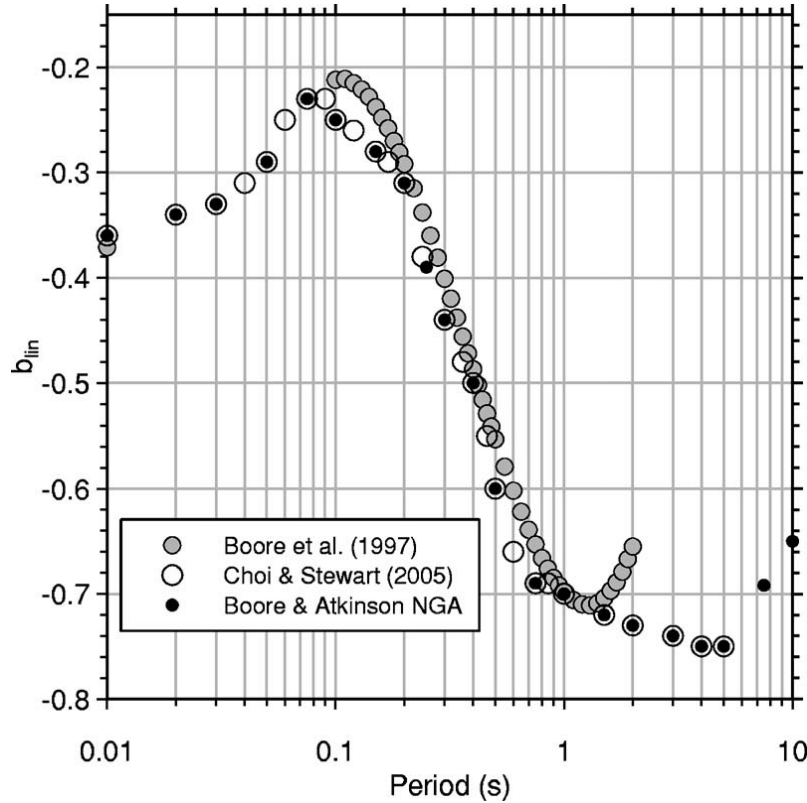


Figura 1. 2 Andamento del coefficiente  $b_{lin}$  rispetto al periodo  $T$ , da Boore&Atkinson (2008)

Il termine non lineare viene presentato nell'equazione (1.9).

a) se  $pga_{4nl} \leq a_1$

$$F_{LIN} = b_{nl} \ln(pga_{low}/0.1) \quad (1.9a)$$

b) se  $a_1 < pga_{4nl} \leq a_2$

$$F_{LIN} = b_{nl} \ln(pga_{low}/0.1) + c[\ln(pga_{4nl}/a_1)]^2 + d[\ln(pga_{4nl}/a_1)]^3 \quad (1.9b)$$

c) se  $a_2 < pga_{4nl}$

$$F_{LIN} = b_{nl} \ln(pga_{4nl}/0.1) \quad (1.9c)$$

Dove  $a_1=0.03$  g,  $a_2=0.09$  g, questi due parametric evidenziano un livello di soglia per le amplificazioni lineari e non lineari,  $pga_{low} = 0.06$  g è una variabile assegnata alla transizione tra comportamenti lineari e non lineari, e  $pga_{4nl}$  è la PGA in g predetta per la velocità  $V_{ref}=760$  m/s. Le tre equazioni per la porzione non lineare nella espressione (1.9) sono necessarie per due ragioni, la prima riguarda il fatto di prevenire l'amplificazione non lineare quando la funzione tende all'infinito per un valore  $pga_{4nl}$  decrescente. La seconda causa è quella di smussare la transizione da un comportamento lineare a non lineare. I coefficienti  $c$  e  $d$  nell'equazione (1.9) sono dati da:

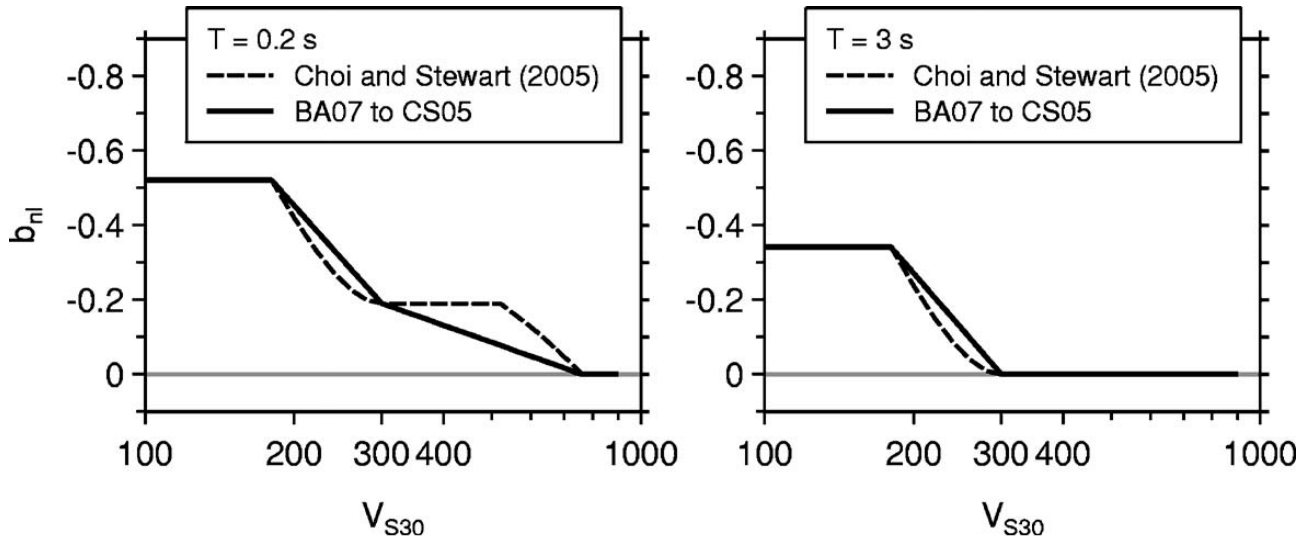


Figura 1. 3 Andamento del coefficiente  $b_{nl}$  rispetto alla  $V_{S30}$ , al variare del periodo, da Boore&Atkinson (2008)

$$c = (3\Delta y - b_{nl}\Delta x)/\Delta x^2 \quad (1.10)$$

$$d = -(2\Delta y - b_{nl}\Delta x)/\Delta x^3 \quad (1.11)$$

$$\Delta x = \ln(a_2/a_1) \quad (1.12)$$

$$\Delta y = b_{nl}\ln(a_2/pga\_low) \quad (1.13)$$

La pendenza non lineare  $b_{nl}$  è una funzione del periodo e della  $V_{S30}$ .

a) se  $V_{S30} \leq V_1$

$$b_{nl} = b_1 \quad (1.14a)$$

b) se  $V_1 < V_{S30} \leq V_2$

$$b_{nl} = \frac{(b_1 - b_2)\ln(V_{S30}/V_2)}{\ln(V_1/V_2)} + b_2 \quad (1.14b)$$

c) se  $V_2 < V_{S30} \leq V_{ref}$

$$b_{nl} = \frac{b_2\ln(V_{S30}/V_{ref})}{\ln(V_2/V_{ref})} \quad (1.14c)$$

d) se  $V_{ref} \leq V_{S30}$

$$b_{nl} = 0.0 \quad (1.14d)$$

Dove  $V_1 = 180$  m/s,  $V_2 = 300$  m/s, mentre  $b_1$  e  $b_2$  sono coefficienti legati al periodo.



Tabella 1. 3 Coefficienti della equazione (1.8) e (1.14) dipendenti dal periodo

Periodo	$b_{lin}$	$b_1$	$b_2$
<b>PGV</b>	-0.600	-0.500	-0.06
<b>PGA</b>	-0.360	-0.640	-0.14
<b>0.01</b>	-0.360	-0.640	-0.14
<b>0.50</b>	-0.600	-0.500	-0.06
<b>0.75</b>	-0.690	-0.470	0.00
<b>1.00</b>	-0.700	-0.440	0.00
<b>2.00</b>	-0.730	-0.380	0.00
<b>5.00</b>	-0.750	-0.291	0.00

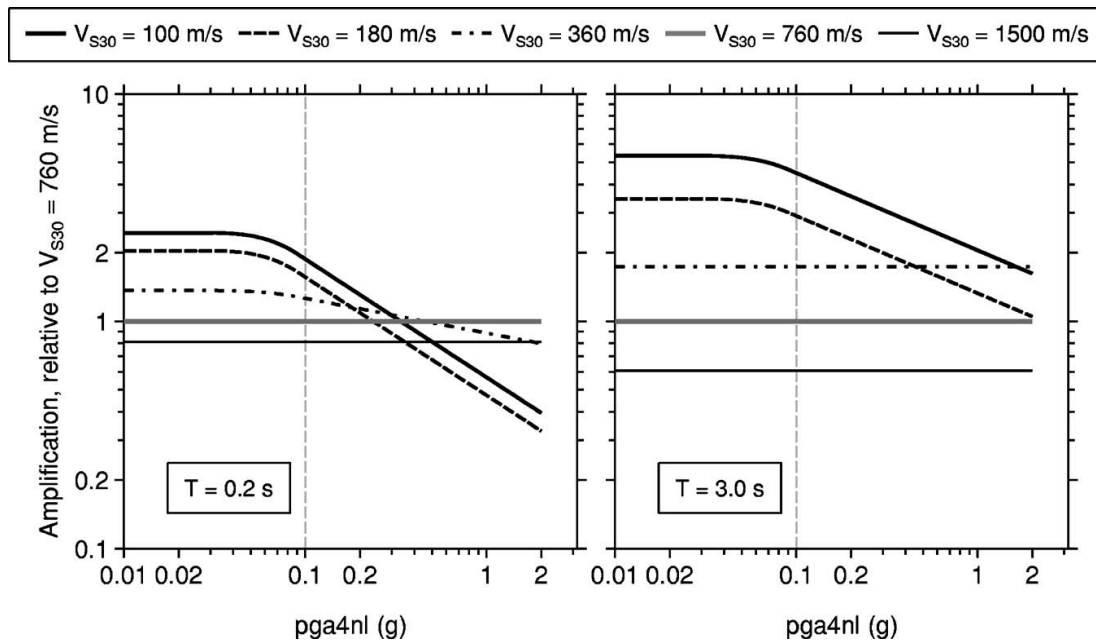


Figura 1. 4 Variabilità dell'amplificazione al variare della velocità delle onde di taglio e del valore di  $pga_{4nl}$ , da Boore&Atkinson (2008)

## 1.2 Metodi “physics based”

I metodi “physics based” considerano l'effetto combinato della formazione della faglia, del percorso di propagazione nel terreno tra la sorgente e il sito, degli effetti locali di sito, di aspetti legati ad irregolarità topografiche e stratigrafiche ed infine di complesse strutture geomorfologiche quali i bacini e le valli. Il problema maggiore riguardante la modellazione di un terremoto consiste nel modellare correttamente la sorgente del sisma e la propagazione delle onde dalla sorgente al sito di interesse. Si può inoltre dire che una appropriata caratterizzazione della sorgente sismica, sia essa cinematica o dinamica, può influire significativamente sull'accuratezza della stima del terremoto, specialmente in campo vicino nel caso di magnitudo elevate.

### 1.2.1 Funzioni di Green Empiriche

Il concetto fondamentale di metodo delle funzioni di Green Empiriche (EGF) fa riferimento ai primi studi di Hartzell (1978) e Irikura (1983), che intendevano approssimare lo scuotimento del suolo generato da un terremoto con alta magnitudo (target event) usando dati registrati di sismi minori (subevents), originati dalla stessa sorgente del target event. Le registrazioni degli eventi minori sono associate ad un meccanismo di sorgente molto semplice, quindi la complessità osservata può essere

attribuita al percorso di propagazione attraverso il terreno dalla sorgente al sito di riferimento. Il metodo dunque usa i subevents come funzioni dei punti di dislocazione, sotto l'ipotesi che la faglia originante il sisma e il percorso di propagazione siano gli stessi per il terremoto di riferimento e per gli eventi minori. Il metodo dunque fa uso di registrazioni reali associate ad una porzione della faglia di origine, i dati EGF contengono tutte le informazioni riguardo i processi fisici coinvolti nel problema, come la radiazione sismica, la propagazione di onde anelastiche, le eterogeneità nel mezzo, effetti di sito locali ed effetti legati alla topografia.

I diversi metodi ritrovati in letteratura differiscono per la definizione delle regole che sono usate per la sommatoria dei subevents. Il metodo classico EGF considera un singolo evento minore e lo moltiplica molte volte al fine di ottenere una distribuzione spazio temporale soddisfacente, che vada a coincidere con l'area di rottura prevista per l'evento maggiore. A questo punto lo scuotimento simulato nel sito di riferimento è ottenuto come una sommatoria pesata delle funzioni di Green empiriche, introducendo un "lag time" al fine di modellare la propagazione della rottura lungo la faglia e possibilmente considerando dei fattori correttivi che tengano presente le condizioni di sito.

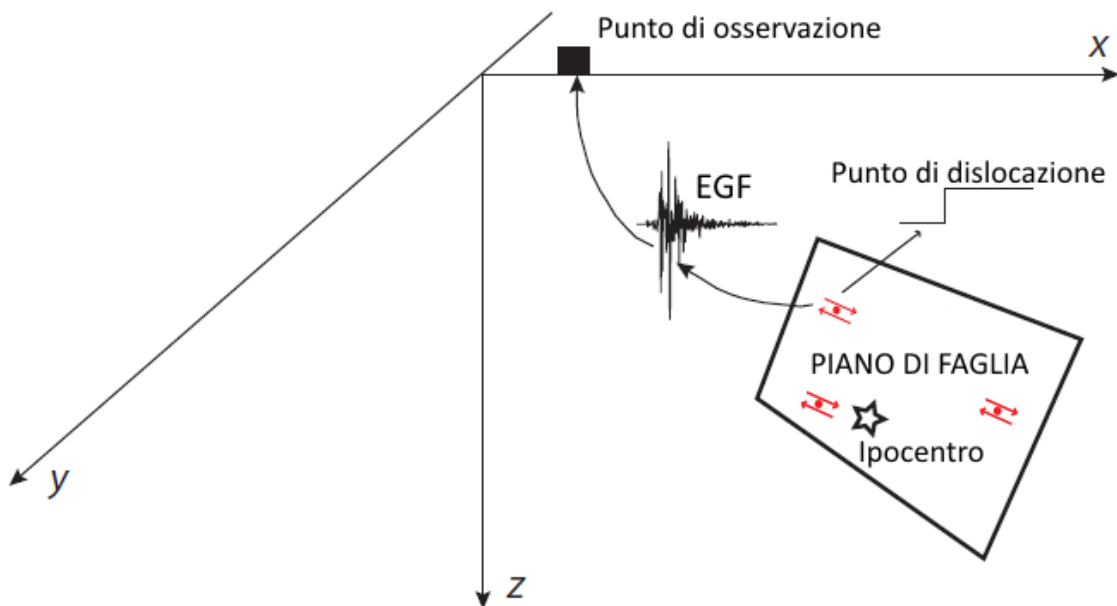


Figura 1. 5 Simulazione schematica del metodo delle funzioni di Green empiriche (EGF): lo scuotimento del terreno simulato, causato da un target event, in un punto di osservazione posto in superficie è ottenuto come somma pesata ritardata nel tempo delle registrazioni dei subevents.

Sono inoltre stati proposti metodi EGF stocastici, Joyner & Boore (1986). Come nel metodo classico le registrazioni reali vengono usate come funzioni di Green empiriche, ma i loro contributi sono sommati stocasticamente, secondo una opportuna funzione di densità di probabilità del ritardo temporale.

Si può dire quindi che l'applicazione di tale metodo è possibile solamente quando vi sono a disposizione delle registrazioni di piccoli eventi associati alla medesima sorgente che ha generato il sisma di magnitudo maggiore, e questo accade raramente per eventi futuri abbastanza grandi.

Inoltre si è riscontrato come le predizioni abbiano una forte dipendenza dalle caratteristiche delle registrazioni in ingresso e dunque questo fatto spiega come il rapporto segnale-rumore della EGF possa limitare le predizioni a lungo periodo.

### 1.2.2 Metodi stocastici

L'approccio stocastico alla simulazione dello scuotimento del suolo combina modelli sismologici di ampiezza spettrale del sisma con la nozione ingegneristica per la quale le accelerazioni del suolo ad alte frequenze sono incoerenti e quindi casuali, Hanks (1979).

Al fine di spiegare al meglio in cosa consiste il metodo si fa dunque riferimento al modello “*band-limited white noise for stochastic ground motion*” sviluppato da Boore (1983, 2003). L'essenza della procedura nel dominio temporale è la seguente:

- a) Si genera un rumore bianco Gaussiano per un periodo di tempo legato alla grandezza del sisma e alla sua distanza di propagazione;
- b) il rumore bianco viene dunque finestrato con una funzione di forma avente una durata prestabilita, legata alla distanza tra sorgente e sito di riferimento;
- c) si passa da un dominio nel tempo ad un dominio in frequenza tramite l'uso dell'algoritmo FFT, Fast Fourier Transform;
- d) lo spettro viene dunque normalizzato rispetto alla radice quadrata della media delle ampiezze spettrali al quadrato;
- e) lo spettro normalizzato è moltiplicato per uno spettro teorico specifico per il sito di interesse  $Y(f)$ ;
- f) infine lo spettro risultante è trasformato nuovamente nel dominio del tempo, grazie all'inverso della FFT.

L'ingrediente fondamentale del metodo stocastico è l'appropriata selezione di uno spettro che includa la fisica del processo del sisma ed informazioni riguardo alla propagazione dell'onda.

La variabilità nell'intensità di scuotimento e la complessità in eventi di magnitudo elevata sono il risultato di tre particolari processi fisici: i) il primo riguarda la dinamica della rottura della faglia che irradia onde sismiche (E); ii) la propagazione delle onde attraverso mezzi non omogenei (G); iii) l'interazione del campo di onde sismiche con strutture geomorfologiche complesse, riferita quindi ad effetti locali di sito (S).

Da un punto di vista matematico, lo spettro del sisma in una particolare posizione  $Y(f)$  è descritto dalla equazione (1.15).

$$Y(M_0, R; f) = cE(M_0; f)G(R; f)S(f) \quad (1.15)$$

Dove  $c$  è un fattore di scala, che tiene conto del percorso di radiazione delle onde, della condizione di superficie libera e della partizione dell'energia nelle componenti orizzontali del moto,  $M_0$  è il momento sismico statico,  $R$  è la distanza tra sorgente e sito di interesse ed  $f$  identifica la frequenza.  $M_0$  è dunque una misura della grandezza del terremoto ed è proporzionale all'energia rilasciata dall'evento. Al fine di descrivere il termine di sorgente  $E(M_0; f)$  devono essere specificate sia la forma che l'ampiezza come funzione della grandezza del sisma. Il modello più comunemente usato per lo spettro della sorgente è il modello  $\omega^2$ , basato sul modello di Brune (1970), che introduce l'equazione (1.16).

$$E(M_0; f) = \frac{M_0}{1+(f/f_c)^2} \quad (1.16)$$

Dove  $f_c$  è la frequenza d'angolo, definita come la frequenza all'intersezione tra gli asintoti di bassa ed alta frequenza nello spettro.

L'effetto di percorso  $G(R,f)$  è modellato introducendo funzioni matematiche semplici che considerano l'attenuazione anelastica, la diffusione geometrica ed il generale incremento di durata con la distanza, dovuto all'effetto di propagazione delle onde.

Infine si possono introdurre modificazioni dipendenti dalla frequenza, dovute alla geologia locale del sito, attraverso l'uso di funzioni semplificate. Generalmente tali funzioni sono separate in due principali contributi, uno riguarda il termine di amplificazione definito come funzione della velocità delle onde di superficie e della profondità, il secondo concerne un fattore di attenuazione che modella la perdita delle alte frequenze in prossimità del terreno superficiale. Il fattore di amplificazione può essere fornito tramite la determinazione della funzione di trasferimento, nel dominio di frequenza, di un sistema di strati orizzontali. Mentre il fattore di attenuazione è generalmente espresso come una funzione esponenziale nell'ordine di  $e^{-\chi_0 f}$  dove il parametro di decadimento  $\chi_0$  è misurato, secondo il modello  $\omega^2$ , dall'inclinazione della linea retta interpolante il decadimento ad alta frequenza dello spettro di accelerazione in una scala semilogaritmica. Valori tipici di  $\chi_0$  sono nell'intorno di 0.04 e 0.06.

Il maggiore effetto collaterale nell'usare il modello stocastico per la predizione dello scuotimento del suolo è che l'approccio può essere giustificato in modo rigoroso solo per siti che si trovano ad una grande distanza dalla rottura di faglia, che è dunque approssimato come una sorgente puntiforme.

Al fine di trattare faglie estese allora Atkinson e Silva (2000) e Motazedian e Atkinson (2005) hanno sviluppato un modello stocastico basato sulla simulazione di una serie di piccoli terremoti, subevents, che appartengono ad un unico evento di rottura di faglia. La faglia è divisa in un numero  $N_s$  di sottofaglie, la rottura inizia dall'ipocentro e si espande lungo il piano di faglia. La radiazione da ogni singola sottofaglia è modellata basandosi sul metodo stocastico della sorgente puntiforme. Gli scuotimenti del suolo per ogni sottofaglia vengono dunque sommati nel dominio del tempo con un appropriato ritardo, dipendente quest'ultimo dalla posizione relativa rispetto all'ipocentro, al fine di ottenere lo scuotimento causato dall'intera faglia al sito di interesse.

### *1.2.3 Integrazione numerica dell'onda*

L'uso di modelli analitici e modelli numerici, la cui accuratezza e affidabilità è stata testata in casi reali con una appropriata caratterizzazione del materiale crostale a seguito di investigazioni, ha permesso di estrapolare predizioni teoriche sulla risposta sismica ad un determinato sito. Inoltre tali modelli sono spesso usati con successo per valutare il fattore di rischio generato dall'accadimento dell'evento sisma in una determinata area. Nonostante le soluzioni analitiche siano più rigorose da un punto di vista scientifico, esse non sono affidabili quando sono presenti configurazioni geometriche complesse. Inoltre con il continuo sviluppo dell'informatica e degli algoritmi di calcolo, le simulazioni numeriche sono diventate il maggior strumento per la predizione dello scuotimento del suolo in casi di studio realistici, affetti quindi da condizioni geologiche e geotecniche e da effetti di interazione terreno-struttura.

Il rationale che sta alla base della maggior parte dei metodi numerici è la discretizzazione del continuo attraverso l'uso di una griglia di elementi geometrici, dove l'equazione della propagazione dell'onda è risolta usando approssimazioni discrete spazio temporali della soluzione in termini di spostamento ai nodi della griglia (spostamenti nodali). Questa è la ragione per la quale tali metodi fanno riferimento generalmente a metodi che si basano su una discretizzazione a griglia.

Qui di seguito si riporteranno alcuni dei principali metodi numerici, si vuole brevemente descrivere il metodo e citarne i vantaggi e svantaggi.

### Metodo alle Differenze Finite (FDM)

Il metodo risolve direttamente le equazioni differenziali di propagazione dell'onda in mezzi eterogenei. La soluzione dell'equazione dell'onda nel dominio computazionale è approssimata sulla base di una griglia fissa di punti a passi temporali discreti. Le approssimazioni delle derivate spaziali e temporali nell'equazione dell'onda sono ricavate tramite l'espansione di Taylor. In pratica è consuetudine usare schemi di velocità-sforzi discretizzati su una griglia arbitraria discontinua, questo vuol dire che le velocità e gli sforzi non sono calcolati negli stessi punti della griglia, ma possono essere sfalsati. Come per gli altri modelli numerici l'attenuazione anelastica è generalmente approssimata come un fattore di smorzamento nel mezzo elastico. Al fine di simulare un metodo non confinato, il dominio di calcolo deve essere finito e bisognerà dunque introdurre delle condizioni al contorno assorbenti ai limiti del dominio al fine di evitare le riflessioni spurie. In tale metodo la trattazione delle interfacce con forte differenza di impedenza acustica non è naturalmente tenuta in considerazione, quindi bisognerà applicare tecniche dedicate al fine di risolvere questa criticità.

I vantaggi del metodo alle differenze finite riguarda il poter trattare qualunque tipo di mezzo eterogeneo, anche le geometrie complesse sono di facile modellazione e può inoltre trattare l'anisotropia e mezzi anelastici.

Gli svantaggi del metodo riguardano problemi di dispersione numerica, si necessita di un elevato numero di punti della griglia, è difficile da gestire in casi di topografia complicata.

### Metodo agli Elementi Finiti (FEM)

Il metodo degli elementi finiti deriva dal classico approccio di Galerkin, Fletcher (1984). Il metodo non lavora direttamente sulle equazioni di propagazione dell'onda, ma sulla loro formulazione debole ed il modo di definire la griglia di punti non è affine al caso FDM. Infatti su ogni elemento finito FE si usano delle basi, a basso grado polinomiale, come funzioni di forma al fine di interpolare propriamente la soluzione della equazione dell'onda. Questo porta alla scrittura di un sistema algebrico globale al fine di ricavare il vettore delle incognite  $\underline{u}$ . Tale sistema può essere scritto in forma matriciale come riportato nell'equazione (1.17).

$$\mathbf{M}\ddot{\underline{u}} + \mathbf{C}\dot{\underline{u}} + \mathbf{K}\underline{u} = \underline{f} \quad (1.17)$$

Dove  $\mathbf{M}$  è la matrice delle masse,  $\mathbf{C}$  è la matrice dei coefficienti di smorzamento,  $\mathbf{K}$  è la matrice di rigidezza e  $\underline{f}$  è il vettore delle forze di volume. Generalmente queste matrici non sono diagonali e dunque i vettori delle incognite devono essere invertiti numericamente a partire da queste equazioni.

Il metodo può trattare qualunque tipo di mezzo eterogeneo, le geometrie complesse sono di facile modellazione, il trattamento delle interfacce fisiche è naturalmente considerato all'interno del metodo ed infine la matrice  $\mathbf{M}$  è diagonale per elementi finite di ordine minore.

Anche il FEM soffre però di dispersione numerica, oneri computazionali elevati, la creazione della mesh per una data geometria può rappresentare serio problema in alcuni casi, per elementi finiti di ordine superiore la matrice delle masse  $\mathbf{M}$  non è diagonale, si richiede inoltre la costruzione della matrice di rigidezza e questo passaggio può essere molto costoso in termini di memoria e tempo.

*Metodo agli Elementi Spettrali (SEM)*

Come nel caso del FEM, anche il metodo degli elementi spettrali fa affidamento sull'approccio di Galerkin e dunque si pone l'obiettivo di risolvere la forma debole delle equazioni dell'elastodinamica di Navier. Il punto chiave dell'approssimazione spettrale è che le funzioni di forma vengono scelte dalla classe dei polinomi ortogonali, permettendo quindi un incremento significativo dell'accuratezza numerica, rispetto ai polinomi di grado minore usati tradizionalmente come funzioni di forma nei metodi agli elementi finiti FEM. In un certo senso, il SEM può essere visto come una generalizzazione del metodo degli elementi finiti, basato però su un uso combinato di polinomi ortogonali, quali per esempio i polinomi di Lagrange, e una appropriata regola di integrazione, come Gauss-Legendre. Il maggiore vantaggio del metodo riguarda la capacità di provvedere ad un arbitrario incremento di accuratezza (accuratezza spettrale) semplicemente aumentando il grado algebrico delle test function. Il metodo SEM è ora diventato uno dei più efficaci e popolari approcci per la simulazione dello scuotimento del suolo nel caso di grandi terremoti in contesti di complesse strutture geologiche.

I vantaggi del metodo SEM sono essenzialmente uguali a quelli del metodo agli elementi finiti, si può inoltre permettere l'uso di elementi più grandi attraverso l'utilizzo di basi aventi ordine superiore. La matrice delle masse è diagonale e al fine di avere predizioni affidabili si necessitano solo 3 o 4 punti griglia per lunghezza d'onda.

Di contro il metodo presenta alti costi da un punto di vista numerico e computazionale, questo è dovuto alla presenza di basi di ordine superiore, si è inoltre vincolati all'uso di elementi esaedrici per la costruzione di mesh 3D, infine per poter realizzare una mesh complessa e funzionante si necessita l'uso di algoritmi specifici.

## Capitolo 2 - Metodi per stimare la risposta sismica locale

Le onde sismiche possono viaggiare per decine e decine di chilometri nella roccia prima di arrivare agli strati superficiali di terreno, che solitamente hanno uno spessore inferiore a 100 m. Questo strato di terreno gioca un ruolo fondamentale nel determinare le caratteristiche dello scuotimento sulla superficie.

L'influenza delle condizioni locali del suolo sulla natura dei danni provocati dal terremoto sono state riconosciute già da molti anni. Sin dal 1920 sismologi e, più recentemente, ingegneri geotecnici sismici hanno lavorato per lo sviluppo di metodi quantitativi per la predizione dello scuotimento del suolo influenzato dalle caratteristiche locali del terreno. Nel corso degli anni si sono sviluppate un numero sempre più crescente di tecniche per stimare la risposta sismica locale. Le tecniche sono spesso classificate in base alla dimensionalità del problema, anche se molti modelli 2D e 3D sono relativi ad una estensione dei corrispondenti modelli monodimensionali. In questo capitolo si vogliono dunque descrivere i metodi più comunemente usati per l'analisi di risposta sismica 1D e 2D.

### 2.1 Analisi monodimensionale

Quando si ha una rottura in una faglia al di sotto della superficie terrestre, si ha la irradiazione delle onde dalla sorgente di origine. Se tali onde raggiungono le interfacce tra differenti materiali geologici si possono generare riflessioni e rifrazioni. Siccome le velocità di propagazione delle onde nei materiali più profondi sono spesso maggiori di quelle dei materiali superficiali, i raggi incidenti strati di terreno orizzontali vengono riflessi in una configurazione tendente alla direzione verticale. Con il tempo dunque i raggi riflessi raggiungono la superficie. L'analisi di risposta del suolo 1D è basata sull'ipotesi che tutti gli strati siano orizzontalmente disposti e dunque la risposta di un deposito di terreno sarà prevalentemente causata dalla propagazione verticale delle onde SH dalla roccia di base. Per la risposta del suolo monodimensionale il terreno e la roccia sono assunte come infinitamente estese in direzione orizzontale. Le procedure basate su tali ipotesi hanno spesso mostrato predizioni ragionevolmente concordi con la risposta realmente misurata in sito, Kramer (1996).

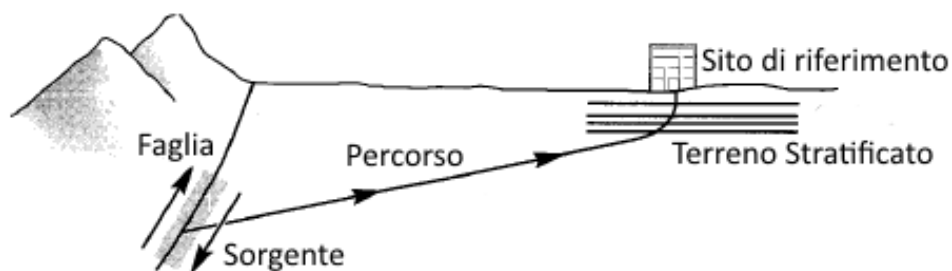


Figura 2. 1 Percorso delle onde sismiche dalla sorgente al sito di riferimento

Prima di descrivere i modelli di predizione della risposta di sito monodimensionali si dovranno definire alcuni termini comunemente usati. Si fa riferimento alla Figura 2.2, dove la registrazione sulla superficie del deposito di terreno è detta "free surface motion". Il segnale alla base del deposito di terreno (quindi sulla roccia di fondo) è detto "bedrock motion". Il segnale posto nel punto in cui la roccia affiora in superficie è chiamato "rock outcropping motion".

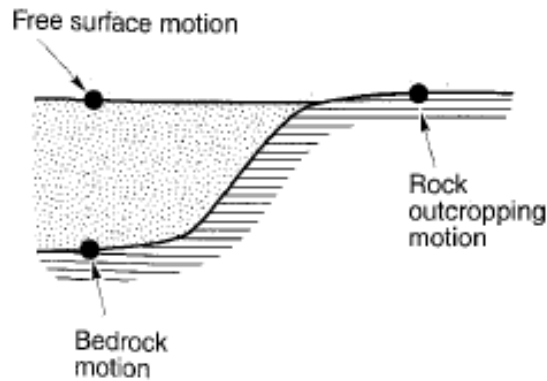


Figura 2. 2 Terminologia usata nell'analisi monodimensionale

### 2.1.1 Analisi Lineare

Il fattore chiave dell'analisi lineare monodimensionale è la valutazione della funzione di trasferimento. La sua determinazione richiede la manipolazione di numeri complessi, ma l'approccio nella quale viene usata è alquanto semplice. Una storia temporale di input, bedrock motion, viene rappresentata in termini di serie di Fourier, solitamente tramite l'uso della Fast Fourier Transform, FFT. A questo punto ogni termine nelle serie di Fourier dell'input motion viene moltiplicato per la funzione di trasferimento al fine di produrre le serie di Fourier della storia temporale di output in superficie. Quindi si può esprimere la storia temporale risultante nel dominio del tempo usando l'inverso della FFT. La funzione di trasferimento dunque determina quali frequenze dell'input sono state amplificate, o deamplificate, dal passaggio all'interno del deposito di terreno.

Nelle pagine seguenti si vogliono riportare alcuni casi di valutazione di funzioni di trasferimento a titolo di esempio. Nei casi più complessi le funzioni di trasferimento più complesse sono in grado di descrivere aspetti molto importanti della risposta del terreno e sono comunemente usate nell'ambito dell'ingegneria sismica e geotecnica.

#### Terreno uniforme su roccia perfettamente rigida

Si considera quindi come primo caso uno strato di terreno uniforme, isotropo, lineare ed elastico che poggia su una roccia di fondo infinitamente rigida. Un'onda armonica orizzontale alla base della roccia produrrà dunque una serie di onde di taglio che si propagheranno verticalmente nel terreno sovrastante. La forma di spostamento orizzontale risultante può essere espressa secondo quanto riportato nell'equazione (2.1).

$$u(z, t) = Ae^{i(\omega t + kz)} + Be^{i(\omega t - kz)} \quad (2.1)$$

Dove  $\omega$  è la frequenza circolare del segnale,  $k$  è il numero d'onda, coincidente al rapporto tra  $\omega$  e la velocità  $V_s$  caratteristica del terreno, A e B sono le ampiezze d'onda in direzione entrante e uscente dallo strato di terreno.

Le condizioni al contorno fanno riferimento alla condizione di superficie libera,  $z=0$ , per la quale lo sforzo di taglio e di conseguenza le deformazioni a taglio devono nullificarsi.

$$\tau(0, t) = G\gamma(0, t) = G \frac{\partial u(0, t)}{\partial z} = 0 \quad (2.2)$$



Sostituendo dunque l'equazione (2.1) nella (2.2) si ottiene l'espressione (2.3), la quale viene soddisfatta non banalmente quando  $A=B$ .

$$Gik(Ae^{ik(0)} - Be^{-ik(0)})e^{i\omega t} = Gik(A - B)e^{i\omega t} \quad (2.3)$$

Allora lo spostamento può essere espresso come mostrato nell'equazione (2.4).

$$u(z, t) = 2A \frac{e^{ikz} + e^{-ikz}}{2} e^{i\omega t} = 2A \cos(kz) e^{i\omega t} \quad (2.4)$$

Tale equazione descrive un'onda stazionaria di ampiezza  $2A \cos(kz)$ . L'onda stazionaria è prodotta dall'interferenza costruttiva tra onde viaggianti dirette verso l'alto e verso il basso, ha inoltre una forma fissata rispetto alla profondità. L'equazione (2.4) può essere usata per definire una funzione di trasferimento che descrive il rapporto tra ampiezze di spostamento tra due punti dello strato di terreno. Scegliendo dunque tali due punti in corrispondenza della superficie e della base dello strato si ricava l'espressione (2.5).

$$F_1(\omega) = \frac{u_{max}(0,t)}{u_{max}(H,t)} = \frac{2Ae^{i\omega t}}{2A \cos(kH) e^{i\omega t}} = \frac{1}{\cos kH} = \frac{1}{\cos(\omega H/v_s)} \quad (2.5)$$

Il modulo della funzione di trasferimento è definita come la funzione di amplificazione, riportata nell'equazione (2.6).

$$|F_1(\omega)| = \sqrt{\{Re[F_1(\omega)]\}^2 + \{Im[F_1(\omega)]\}^2} = \frac{1}{|\cos(\omega H/v_s)|} \quad (2.6)$$

La funzione di amplificazione indica che gli spostamenti in superficie sono sempre pari o maggiori dello spostamento registrato alla sommità della roccia di fondo. La funzione di amplificazione tende a un valore infinito se il denominatore si nullifica. Quindi se l'argomento del coseno approssima  $\pi/2+n\pi$ , l'equazione (2.6) raggiunge un valore infinito e dunque il fenomeno della risonanza ha luogo. Dunque tale modello semplicistico illustra come la risposta del deposito sia altamente dipendente dalla frequenza della storia temporale di input. Inoltre le frequenze in cui si hanno forti amplificazioni dipendono dallo spessore dello strato e dalle proprietà del materiale del terreno, in particolare dalla velocità delle onde di taglio.

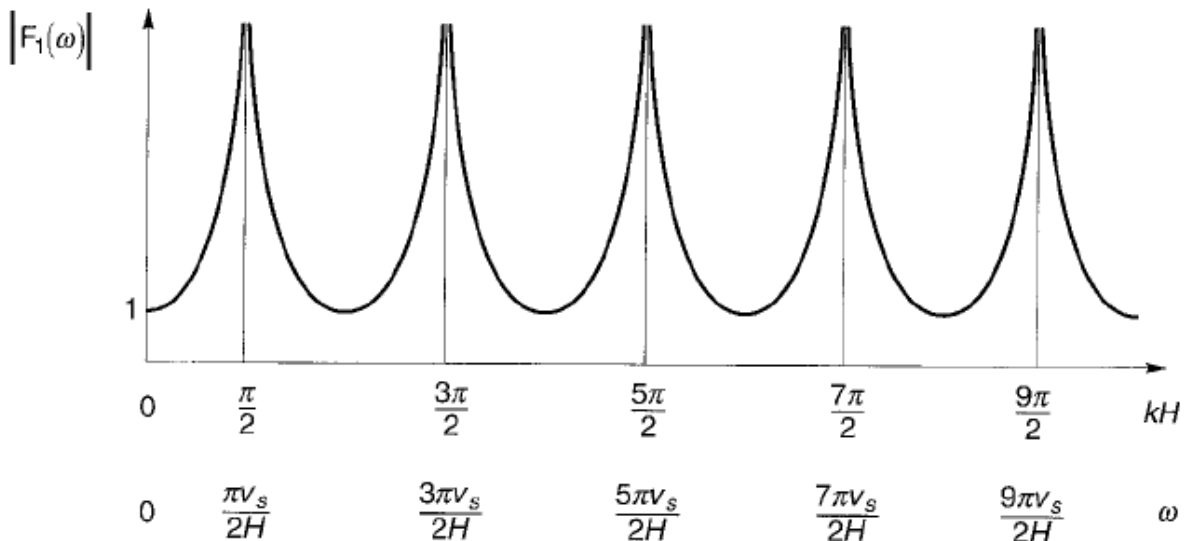


Figura 2. 3 Funzione di amplificazione per strato su roccia perfettamente rigida

Terreno uniforme con smorzamento su roccia perfettamente rigida

Ovviamente il caso di amplificazioni infinite non può avvenire nella realtà, quindi bisogna immettere del problema una dissipazione di energia, uno smorzamento, nel suolo. Si otterranno dunque dei risultati maggiormente realistici con l'introduzione dello smorzamento. Assumendo quindi un terreno avente le caratteristiche a taglio alla Kelvin-Voigt si potrà scrivere l'equazione dell'onda come riportato in (2.7).

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial z^2 \partial t} \quad (2.7)$$

La soluzione ammessa dall'equazione (2.7) è riportata nell'espressione (2.8).

$$u(z, t) = A e^{i(\omega t + k^* z)} + B e^{i(\omega t - k^* z)} \quad (2.8)$$

Dove  $k^*$  è il numero d'onda complesso avente parte reale  $k_1$  e parte immaginaria  $k_2$ . Effettuando alcune manipolazioni algebriche con riferimento al numero d'onda complesso, la funzione di trasferimento nel caso di un terreno con smorzamento su roccia rigida può essere espressa come riportato nell'equazione (2.9).

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k^* H} = \frac{1}{\cos(\omega H / v_s^*)} \quad (2.9)$$

Siccome il modulo di taglio indipendente dalla frequenza può essere espresso come  $G^* = G(1 + i2\xi)$ , la velocità delle onde di taglio complessa si può così esprimere, equazione (2.10), per piccoli valori di fattore di smorzamento.

$$v_s^* = \sqrt{\frac{G^*}{\rho}} = \sqrt{\frac{G(1+i2\xi)}{\rho}} = \sqrt{\frac{G}{\rho}} (1 + i\xi) = v_s (1 + i\xi) \quad (2.10)$$

Quindi il numero d'onda complesso può essere scritto, ancora per piccoli valori di  $\xi$ , come:

$$k^* = \frac{\omega}{v_s^*} = \frac{\omega}{(1+i\xi)v_s} \cong \frac{\omega}{v_s} (1 - i\xi) = k(1 - i\xi) \quad (2.11)$$

Finalmente si ottiene la funzione di trasferimento.

$$F_2(\omega) = \frac{1}{\cos k(1-i\xi)H} = \frac{1}{\cos[\omega H / v_s(1+i\xi)]} \quad (2.12)$$

Usando dunque l'identità per la quale  $|\cos(x + iy)| = \sqrt{\cos^2(x) + \sinh^2(y)}$ , si può ricavare l'espressione della funzione di amplificazione.

$$|F_2(\omega)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(kH) + \sinh^2(\xi kH)}} \quad (2.13)$$

Siccome  $\sinh^2(y) \approx y^2$  per piccoli valori di  $y$ , allora la funzione di amplificazione può essere così semplificata.

$$|F_2(\omega)| \approx \frac{1}{\sqrt{\cos^2(kH) + (\xi kH)^2}} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(\omega H / v_s) + [\xi(\omega H / v_s)]^2}} \quad (2.14)$$

Per piccoli valori di fattore di smorzamento la (2.14) indica che l'amplificazione di un terreno con smorzamento varia anche con la frequenza. L'amplificazione raggiungerà un massimo locale quando  $kH = \pi/2 + n\pi$ , ma non raggiungerà mai valori infiniti, siccome il denominatore sarà sempre maggiore di zero. Le frequenze che corrispondono al massimo locale sono chiamate frequenze naturali caratteristiche del deposito di terreno. La variazione del fattore di amplificazione con la frequenza con lo smorzamento è mostrata in Figura 2.4. Questo fattore di amplificazione è uguale al rapporto tra la registrazione sulla superficie libera e il segnale in roccia. Come si vede nella Figura 2.4 lo smorzamento è importante a valori di alta frequenza rispetto alle basse frequenze.

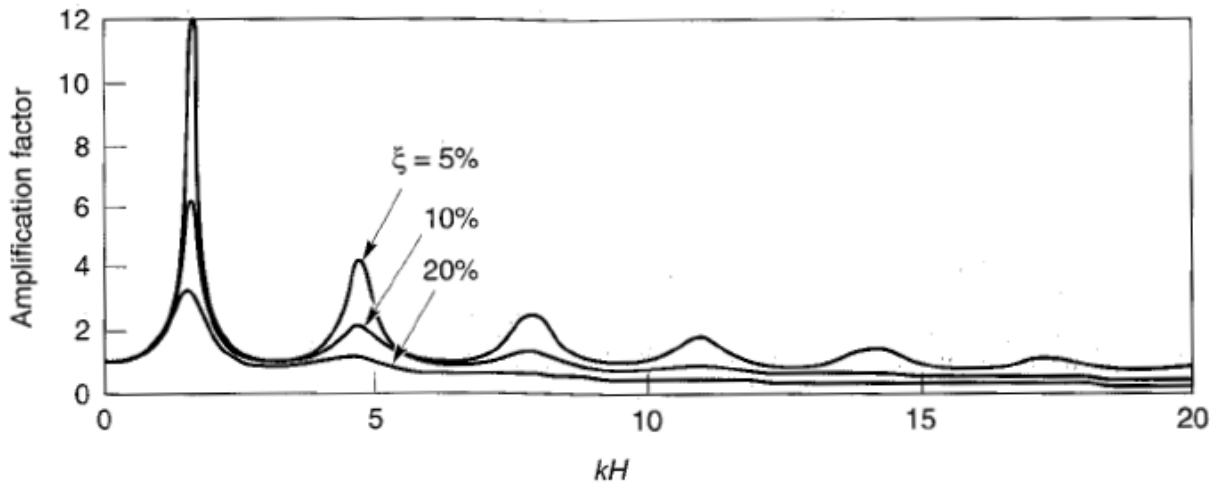


Figura 2. 4 Influenza della frequenza sulla risposta di uno strato lineare elastico smorzato

La n-esima frequenza naturale del deposito di terreno è data dalla relazione (2.15).

$$\omega_n = \frac{v_s}{H} \left( \frac{\pi}{2} + n\pi \right) \quad n = 0,1,2, \dots, \infty \quad (2.15)$$

Siccome il fattore di amplificazione di picco decresce con l'incremento della frequenza naturale, il fattore di amplificazione maggiore si avrà in corrispondenza della frequenza naturale più bassa, altrimenti nota come frequenza fondamentale del deposito di terreno.

$$\omega_0 = \frac{\pi v_s}{2H} \quad (2.16)$$

Il periodo di vibrazione corrispondente alla frequenza fondamentale è chiamato periodo caratteristico del sito.

$$T_s = \frac{2\pi}{\omega_0} = \frac{4H}{v_s} \quad (2.17)$$

Il periodo caratteristico del sito, che dipende dallo spessore del deposito e dalla velocità delle onde di taglio del terreno, fornisce una indicazione molto utile riguardo al periodo di vibrazione nel quale ci si aspetta le amplificazioni più significanti.

### Terreno uniforme su roccia elastica

Se la roccia di fondo fosse considerata perfettamente rigida, qualunque onda viaggiante verso il basso nel terreno verrà completamente riflessa verso la superficie, intrappolando l'intera energia dell'onda elastica all'interno dello strato di terreno.

Se invece la roccia viene considerata elastica, le onde sismiche che viaggiano verso il basso e raggiungono l'interfaccia terreno-roccia verranno riflesse solo parzialmente. Questo perché parte dell'energia verrà trasmessa e continuerà a viaggiare all'interno della roccia. Se la roccia si estende ad una grande profondità, grande abbastanza da evitare il ritorno di riflessioni più profonde, l'energia elastica delle onde si potrà rimuovere efficacemente dallo strato di terreno. Questa è dunque una forma "radiation damping", che causa una amplificazione in superficie minore che nel caso in cui si consideri roccia rigida.

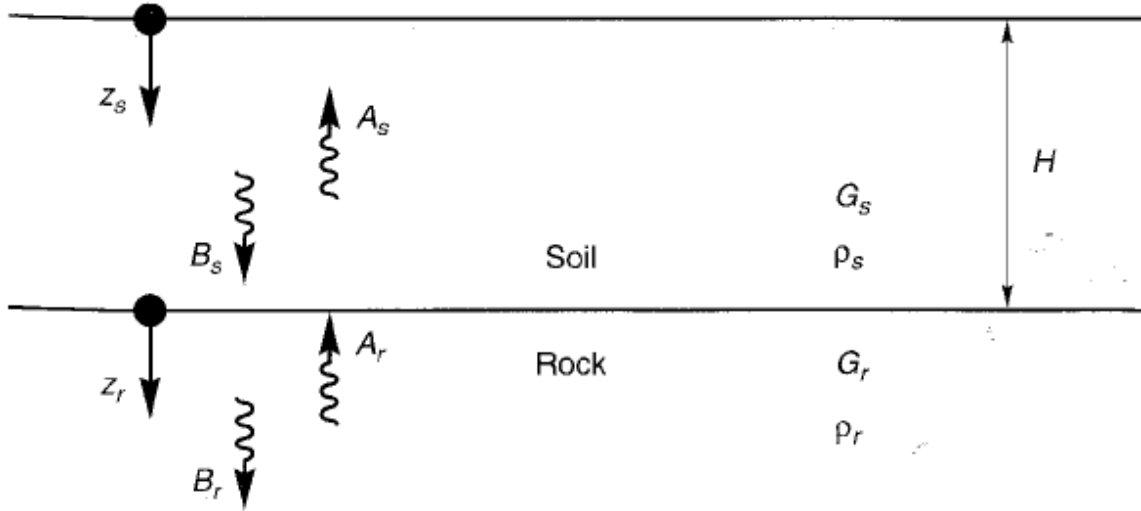


Figura 2. 5 Nomenclatura per il caso di strato di terreno sovrapposto ad un semispazio di roccia elastica

Considerando dunque il caso di strato di terreno su semispazio di roccia elastica, si può introdurre il pedice "s" per il terreno e "r" per la roccia. Lo spostamento dovuto alla propagazione verticale dell'onda S in ogni materiale può essere scritta come riportato nell'equazione (2.18).

$$u_s(z_s, t) = A_s e^{i(\omega t + k_s^* z_s)} + B_s e^{i(\omega t - k_s^* z_s)} \quad (2.18a)$$

$$u_r(z_r, t) = A_r e^{i(\omega t + k_r^* z_r)} + B_r e^{i(\omega t - k_r^* z_r)} \quad (2.18b)$$

Come espresso in precedenza, a causa dell'effetto di superficie libera si avrà che  $A_s = B_s$ , inoltre si deve garantire la compatibilità degli spostamenti e la continuità degli sforzi in corrispondenza dell'interfaccia tra terreno e roccia.

$$u_s(z_s = H) = u_r(z_r = 0) \quad (2.19)$$

$$\tau_s(z_s = H) = \tau_r(z_r = 0) \quad (2.20)$$

Sostituendo dunque le equazioni (2.19) nella (2.20) permette di ottenere l'equazione (2.21).

$$A_s (e^{ik_s^* H} + e^{-ik_s^* H}) = A_r + B_r \quad (2.21)$$

Dall'equazione (2.20) e dalla definizione di sforzo di taglio si ottiene la (2.22).

$$A_s i G_s k_s^* (e^{ik_s^* H} - e^{-ik_s^* H}) = i G_r k_r^* (A_r - B_r) \quad (2.22)$$

Oppure

$$A_s \frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*} (e^{ik_s^* H} - e^{-ik_s^* H}) = A_r - B_r \quad (2.23)$$

Il rapporto  $\frac{G_s k_s^*}{G_r k_r^*}$  viene anche scritto come  $\frac{\rho_s v_{ss}^*}{\rho_r v_{rr}^*}$  e si può denominare  $\alpha_z^*$ , dove  $v_{ss}^*$  e  $v_{rr}^*$  sono velocità delle onde di taglio complesse, di terreno e di roccia.  $\alpha_z^*$  viene chiamato fattore di impedenza acustica complesso. Risolvendo le equazioni (2.21) e (2.23) si ottiene dunque l'espressione (2.24).

$$A_r = \frac{1}{2} A_s [(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}] \quad (2.24a)$$

$$B_r = \frac{1}{2} A_s [(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 + \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}] \quad (2.24b)$$

Si supponga dunque una propagazione dell'onda di taglio verticale di ampiezza  $A$ , viaggiante verso l'alto attraverso la roccia. Se il suolo non fosse presente, si avrebbe l'effetto di superficie libera prodotta dalla roccia che raddoppierebbe l'ampiezza di tale ondata. Se il suolo invece è presente, come nel caso considerato, il segnale in superficie l'ampiezza sarà pari a quanto ricavato nell'equazione (2.25).

$$2A_s = \frac{4A}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (2.25)$$

Si definirà dunque la funzione di trasferimento  $F_2$  come il rapporto tra l'ampiezza ottenuta sulla superficie del suolo e l'ampiezza sulla roccia.

$$F_3(\omega) = \frac{2}{(1 + \alpha_z^*) e^{ik_s^* H} + (1 - \alpha_z^*) e^{-ik_s^* H}} \quad (2.26)$$

Si può usare dunque la formula di Eulero con la quale si ottiene la (2.27).

$$F_3(\omega) = \frac{1}{\cos\left(\frac{\omega H}{v_{ss}^*}\right) + i\alpha_z^* \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{v_{ss}^*}\right)} \quad (2.27)$$

Al fine di illustrare l'importanza dell'ipotesi di roccia elastica si può considerare un fattore di smorzamento nullo per il terreno e dunque si ottiene il fattore di amplificazione.

$$|F_3(\omega, \xi = 0)| = \frac{1}{\sqrt{\cos^2(k_s H) + \alpha_z^2 \operatorname{sen}^2(k_s H)}} \quad (2.28)$$

Si noti dunque come la risonanza non può avere luogo siccome il denominatore dovrà sempre essere maggiore di zero. L'effetto della rigidità della roccia di fondo, considerato nel rapporto di impedenza acustica, sulla variazione dell'amplificazione è illustrato in Figura 2.5. Notare la similarità tra gli effetti dello smorzamento nel terreno e l'ipotesi di roccia elastica, infatti entrambi evitano che il denominatore raggiunga un valore nullo.

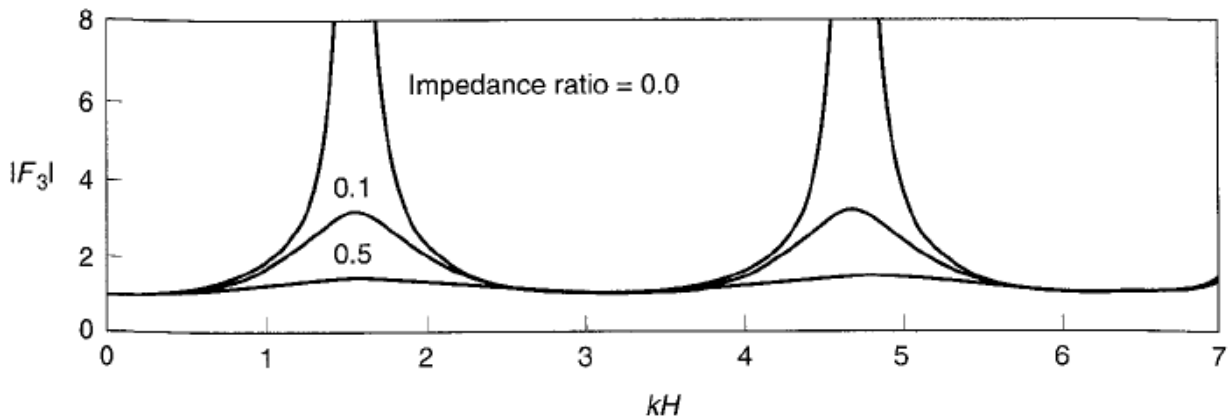


Figura 2. 6 Effetto del rapporto di impedenza acustica sul fattore di amplificazione nel caso di un terreno non smorzato

### 2.1.2 Analisi Lineare Equivalente

Siccome il terreno ha un comportamento non lineare, l'approccio lineare descritto in precedenza deve essere modificato al fine di fornire una stima ragionevole della risposta del terreno per problemi di interesse pratico. Si ricorda come il comportamento isteretico non lineare nel piano sforzo-deformazione di un terreno sottoposto a cicli di carico può essere approssimato da proprietà lineari equivalenti del suolo stesso. Ovvero il modulo di taglio lineare equivalente,  $G$ , generalmente preso uguale al modulo di taglio secante, e il fattore di smorzamento lineare equivalente,  $\xi$ . Nel seguito si riprenderanno alcuni concetti utili per la presentazione del problema.

Al fine di esaminare il funzionamento dell'analisi lineare equivalente si necessita per prima cosa l'introduzione del modello lineare equivalente per studiare il comportamento del terreno soggetto a carichi ciclici. Se si considera dunque una tipica tipologia di terreno soggetto ad un carico ciclico simmetrico, si potrà notare come questo possa esibire cicli di isteresi del tipo mostrato in Figura 2.7.

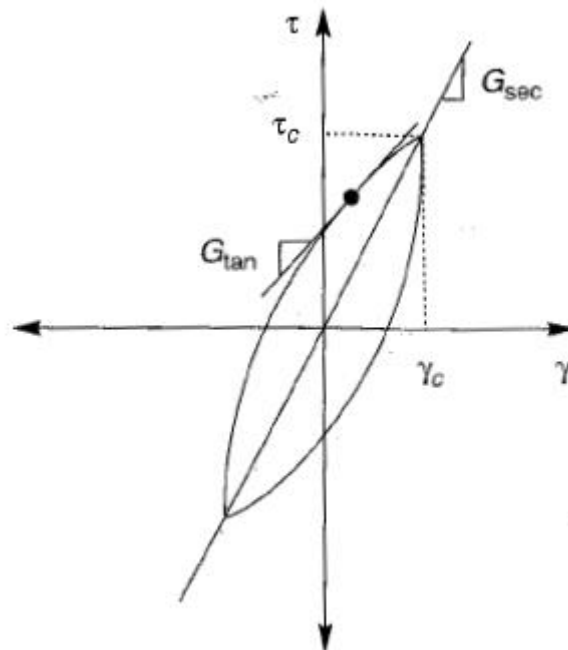


Figura 2. 7 Ciclo di isteresi nel piano  $\tau$ - $\gamma$  in cui si identificano  $G_{sec}$  (modulo di taglio secante) e  $G_{tan}$  (modulo di taglio tangente)

Il ciclo di isteresi è caratterizzato principalmente dalla sua inclinazione e dalla sua apertura. L'inclinazione del ciclo dipende dalla rigidità del terreno, che può essere descritta in ogni punto durante il processo di carico dal modulo di taglio tangente,  $G_{tan}$ . Ovviamente  $G_{tan}$  varia lungo il ciclo di carico, ma il suo valore medio lungo il ciclo può essere approssimato dal valore secante di modulo di taglio.

$$G_{sec} = \frac{\tau_c}{\gamma_c} \quad (2.29)$$

Dove  $\tau_c$  e  $\gamma_c$  sono rispettivamente lo sforzo di taglio e la deformazione a taglio. Quindi  $G_{sec}$  descrive la generale inclinazione del ciclo di isteresi. L'ampiezza del ciclo invece è legata all'area, ovvero una misura dell'energia dissipata durante il ciclo, può essere convenientemente descritta dal fattore di smorzamento  $\xi$ .

$$\xi = \frac{W_D}{4\pi W_S} = \frac{1}{2\pi} \frac{A_{loop}}{G_{sec}\gamma_c^2} \quad (2.30)$$

Dove  $W_D$  è l'energia dissipata,  $W_S$  è la massima energia di deformazione e  $A_{loop}$  è l'area del ciclo di isteresi. I parametri  $G_{sec}$  e  $\xi$  sono i parametri del materiale lineare equivalente, quindi vengono usati per rappresentare il comportamento dei materiali in tale tipologia di analisi. È importante ricordare come il modello lineare equivalente sia solo una approssimazione del comportamento non lineare del terreno. Infatti l'ipotesi di linearità intrinseca del modello ha implicazioni importanti quando viene usato per analisi di risposta del suolo. Questo inoltre significa che non è possibile utilizzare direttamente tale teoria per risolvere problemi inerenti a deformazioni permanenti o rottura del materiale. Il modello lineare equivalente implica come le deformazioni ritorneranno a zero dopo aver terminato il ciclo di carico e siccome il materiale lineare non ha limiti di resistenza, esso non arriverà mai a rottura. Questi limiti sono però controbilanciati dal fatto di poter utilizzare il metodo in modelli di calcolo efficienti nel campo dell'analisi della risposta di sito.

### Modulo di Taglio

Le prove di laboratorio studiate in letteratura hanno mostrato come la rigidità del suolo è influenzata dalla ampiezza di deformazione ciclica, dall'indice dei vuoti del materiale, dallo sforzo efficace medio, dall'indice di plasticità, dal grado di sovraconsolidazione e dal numero di cicli applicato. Il modulo di taglio secante di un elemento di terreno si è visto come varia in base all'entità delle deformazioni a taglio subite. Ad un livello basso di deformazioni il modulo di taglio secante è elevato, ma esso decresce se le deformazioni aumentano. La nuvola di punti descrittivi i cicli di isteresi ottenuti per diverse ampiezze di deformazione è chiamata "*backbone curve*". Osservando la Figura 2.8 (a) si può vedere come l'inclinazione della backbone curve all'origine degli assi rappresenta il valore maggiore di modulo di taglio secante,  $G_{max}$ . A livelli di deformazione maggiori il rapporto  $G_{sec}/G_{max}$  raggiunge valori minori di 1. Al fine di caratterizzare la rigidità di un elemento di terreno si necessita quindi  $G_{max}$  e il modo in cui il rapporto  $G/G_{max}$  varia con l'accumulo di deformazioni cicliche a taglio. La variazione del rapporto con la  $\gamma$  viene descritta tramite l'introduzione di "*modulus reduction curves*", come riportato in Figura 2.8 (b).

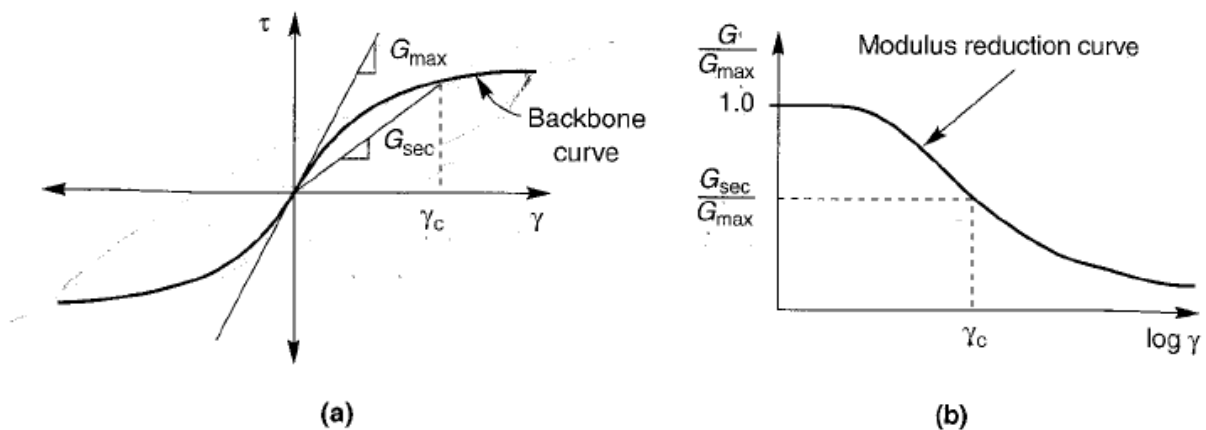


Figura 2. 8 (a) "Backbone curve" che mostra la tipica variazione di  $G_{sec}$  con l'accumulo di deformazioni a taglio e (b) "modulus reduction curve" che descrive la riduzione del rapporto  $G/G_{max}$  con l'incremento di  $\gamma$

### Fattore di Smorzamento

Da un punto di vista puramente teorico, non si dovrebbe avere dissipazione di energia isteretica se le deformazioni si mantengono inferiori al limite di deformazioni a taglio cicliche. Se si investigano invece i risultati sperimentali, essi mostrano come una parte dell'energia sarà dissipata anche a livelli molto bassi di deformazioni, quindi il valore di smorzamento non potrà essere necessariamente nullo. Al di sopra del limite stabilito per le deformazioni, l'ampiezza dei cicli di isteresi esibiti da un terreno caricato ciclicamente cresce con l'incremento di deformazione a taglio, questo fa sì che anche il valore di fattore di smorzamento cresce con  $\gamma$ .

Così come il comportamento di modulus reduction è influenzato dalle caratteristiche di plasticità, anche il comportamento di smorzamento dipende da tali proprietà. Infatti il fattore di smorzamento di terreni altamente plastici è più basso rispetto ai valori appartenenti a terreni meno plastici alla medesima ampiezza di deformazione. In Figura 2.9 si può osservare la variazione del fattore di smorzamento rispetto alle deformazioni a taglio, a differenti valori di Indice di Plasticità (PI), per terreni fini granulari. Per un valore  $PI=0$  la curva di smorzamento è simile alla curva ottenuta usando un terreno granulare grossolano. Questa similitudine suggerisce che le curve ottenute in Figura 2.9 possono essere utilizzate sia per terreni fini che per terreni grossolani. E dunque si può assumere che il comportamento di smorzamento delle ghiaie è molto simile a quello delle sabbie (Seed et al., 1984).



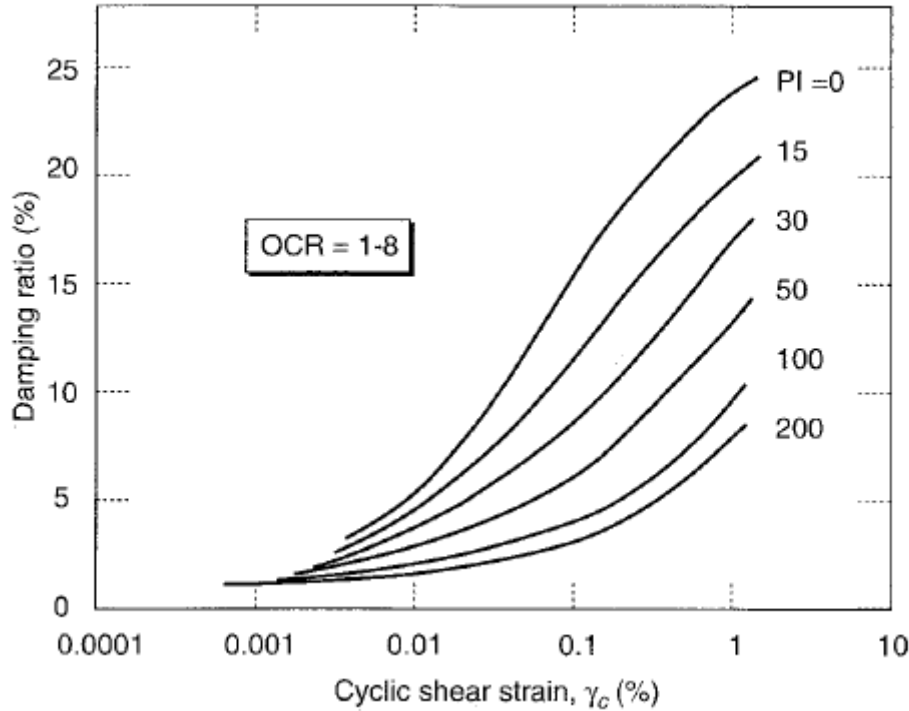


Figura 2. 9 Variazione del fattore di smorzamento con l'accumulo di deformazioni a taglio, le diverse curve vengono riportate per diversi valori di indice di plasticità (PI)

Il comportamento di smorzamento è inoltre influenzato dalla pressione di confinamento, particolarmente per terreni a bassa plasticità. Ishibashi e Zang (1993) svilupparono una espressione empirica per il rapporto di smorzamento per terreni plastici e non-plastici, equazione (2.31).

$$\xi = 0.333 \frac{1 + \exp(-0.0145 PI^{1.3})}{2} \left[ 0.586 \left( \frac{G}{G_{max}} \right)^2 - 1.547 \frac{G}{G_{max}} + 1 \right] \quad (2.31)$$

Approssimazione Lineare Equivalente della Risposta Non Lineare

A differenza del metodo lineare dove il modulo G e il fattore  $\xi$  sono mantenuti costanti per ogni strato del terreno, il problema ora consiste nel determinare tali valori in modo consistente con il livello di deformazione raggiunto in ogni strato del deposito. Al fine di affrontare il problema si deve arrivare a determinare il livello deformativo del materiale. Le prove sperimentali dalle quali si sono potute ricavare le curve di riduzione del modulo di taglio e del fattore di smorzamento sono state sviluppate usando un semplice carico ciclico armonico e caratterizzato da livelli deformativi di taglio al picco. Al contrario, le storie temporali di deformazione a taglio per un tipico sisma è altamente irregolare, con un'ampiezza di picco che può essere raggiunta solo per alcuni istanti. La Figura 2.10 mostra sia una storia di deformazione a taglio armonica, sia quella tipicamente ottenuta da un terremoto, entrambe hanno la medesima ampiezza di picco di deformazione ciclica. Chiaramente il segnale armonico rappresenta una condizione di carico maggiormente severa rispetto a quella del sisma. Come risultato è pratica comune caratterizzare il livello deformativo del terremoto in termini di "effective shear strain" che è stata determinata essere, a seguito di prove sperimentali, pari a circa il 65% della massima deformazione a taglio.

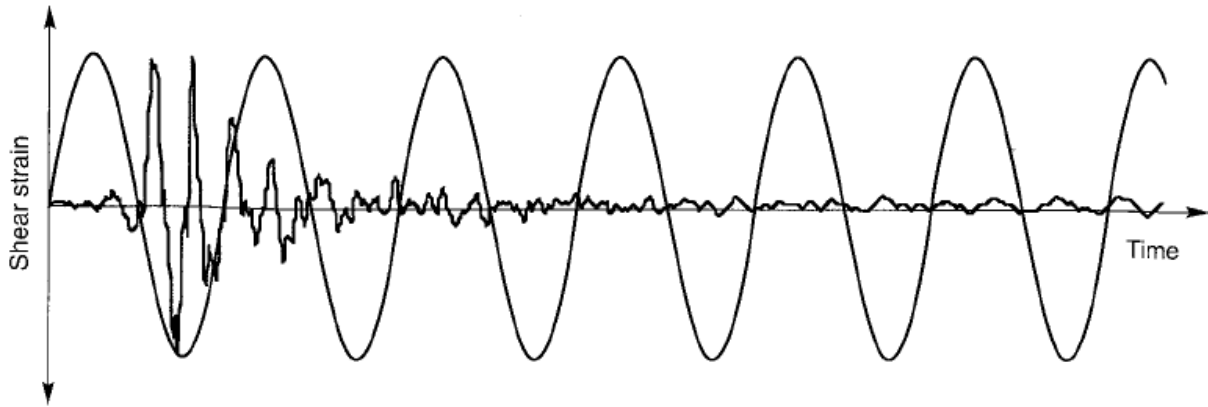


Figura 2. 10 Storie temporali di deformazione a taglio con picchi identici di deformazione

Siccome il livello di deformazione calcolato dipende dal valore delle proprietà lineari equivalenti, si deve utilizzare una procedura iterativa al fine di assicurare che le proprietà usate nell'analisi siano compatibili con il livello deformativo calcolato in tutti gli strati di terreno. Al fine di spiegare la procedura iterativa si può osservare la Figura 2.11, le fasi di questo metodo sono:

- a) Inizialmente si stima  $G$  e  $\xi$  per ogni strato di materiale. Tali valori iniziali corrispondono usualmente al medesimo livello deformativo, per questa prima stima si usano valori di deformazioni abbastanza bassi.
- b) I valori stimati di  $G$  e  $\xi$  sono usati per calcolare la risposta del terreno, incluse le storie temporali di deformazione a taglio per ogni strato.
- c) Il valore di deformazione a taglio è stabilita per ogni strato a partire dal valore di picco di quest'ultima osservata dalla storia temporale risultante dal punto b). Per lo strato  $j$ -esimo si ha:  $\gamma_{effj}^{(i)} = R_\gamma \gamma_{maxj}^{(i)}$ , dove "i" identifica il numero di iterazioni,  $R_\gamma$  è il rapporto tra la deformazione a taglio efficace e il massimo valore di deformazione a taglio.  $R_\gamma$  dipende dalla magnitudo del sisma di riferimento (Idriss & Sun, 1992) e può essere stimato usando l'equazione (2.32).

$$R_\gamma = \frac{M-1}{10} \quad (2.32)$$

- d) Da questo valore di deformazione a taglio efficace, si possono calcolare nuovi valori di parametri lineari equivalenti, si scelgono dunque  $G^{(i+1)}$  e  $\xi^{(i+1)}$  per l'iterazione successiva.
- e) I passi b) e d) sono ora ripetuti fino a quando la differenza tra i moduli di taglio e fattore di smorzamento in due iterazioni successive ricade all'interno di un valore predeterminato. Ovviamente la convergenza non è sempre garantita, ma differenze dell'ordine del 5 o 10 % sono solitamente raggiunte dopo 3 o 5 iterazioni (Schnabel et al., 1972).

Tale processo iterativo permette di approssimare il comportamento non lineare del terreno. Le proprietà compatibili con le deformazioni così ottenute sono costanti per tutta la durata del sisma, indipendentemente da quando le deformazioni raggiungono valori elevati o meno. Il metodo è dunque incapace di rappresentare i cambiamenti di rigidità che si hanno nel suolo durante un terremoto.

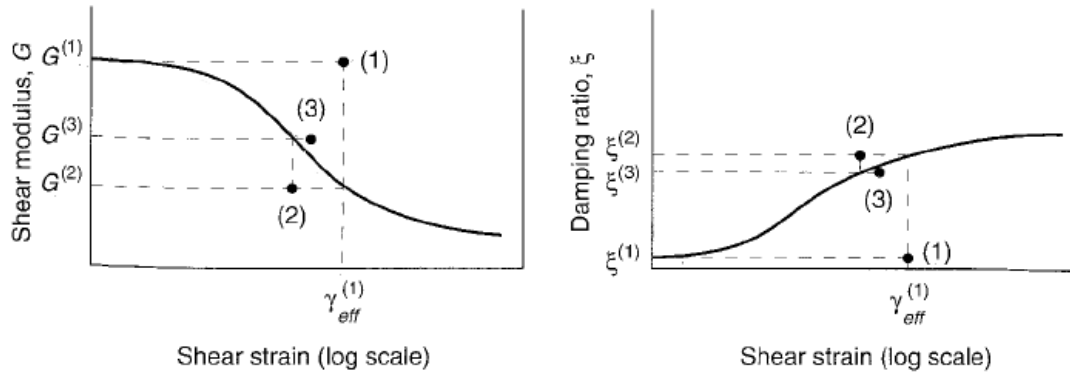


Figura 2. 11 Metodo iterativo dell'analisi lineare equivalente al fine di trovare un modulo di taglio e un fattore di smorzamento compatibile con il livello deformativo del materiale

### 2.1.3 Analisi Non Lineare

Come precedentemente detto, l'approccio lineare equivalente è conveniente da un punto di vista computazionale e fornisce risultati accettabili per molti problemi pratici. Ma esso rimane una approssimazione dell'effettivo processo non lineare della risposta sismica del terreno. Un approccio alternativo concerne l'analisi della risposta non lineare del deposito di terreno usando direttamente una integrazione numerica nel dominio del tempo. Si vuole dunque integrare le equazioni del moto per intervalli temporali molto piccoli, usando per esempio il modello lineare sforzo-deformazione introdotto in precedenza. All'inizio di ognuno degli intervalli temporali, la relazione sforzo-deformazione è utilizzata al fine di ottenere le proprietà del suolo da usare in quel determinato intervallo. Sfruttando questo metodo si può seguire una legge tenso-deformativa non lineare inelastica introducendo una serie di passi incrementali lineari.

Si consideri dunque un deposito di terreno non confinato lateralmente, suddiviso in strati e soggetto ad uno scuotimento orizzontale a livello della roccia di fondo, si faccia inoltre riferimento alla Figura 2.12 (a). Allora la risposta di tale sistema sarà governata dall'equazione del moto (2.33).

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \rho \frac{\partial \dot{u}}{\partial t} \quad (2.33)$$

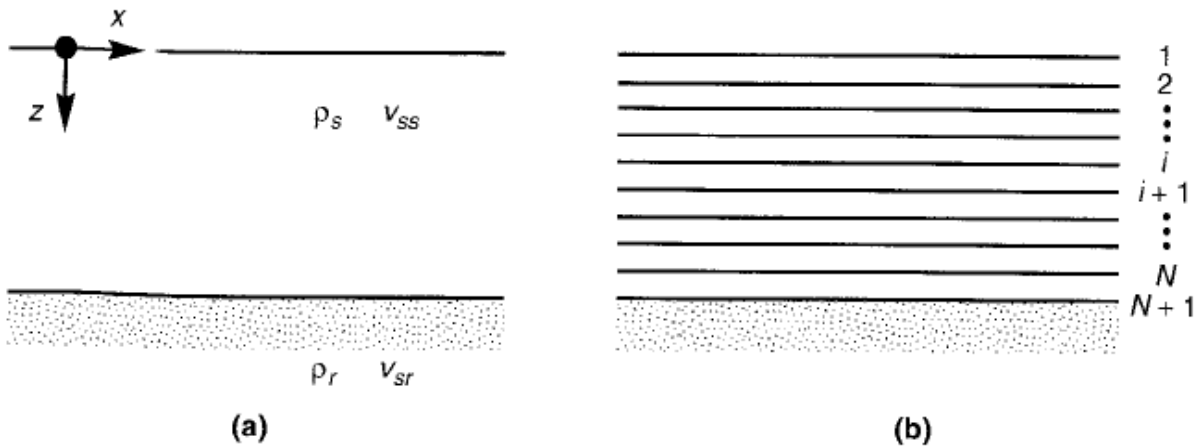


Figura 2. 12 (a) Nomenclatura per un deposito di terreno uniforme avente estensione laterale infinita, giacente su roccia di fondo; (b) Discretizzazione del deposito di terreno in una serie di N sottostrati

Si vuole dunque introdurre il metodo esplicito delle differenze finite, quindi si considera la funzione  $f(x)$ , mostrata in Figura 2.13. La derivata prima di  $f(x)$  in corrispondenza di  $x = \tilde{x}$  è data dall'espressione (2.34).

$$\frac{df(\tilde{x})}{dx} = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{f(\tilde{x} + \Delta x) - f(\tilde{x})}{\Delta x} \quad (2.34)$$

Una approssimazione ragionevole della derivata prima può essere ottenuta rimuovendo la restrizione del limite e usando un valore piccolo, seppur finito, di  $\Delta x$ . In tal modo l'espressione dell'equazione (2.34) sarà riferita ad una approssimazione *forward-difference* di  $df(\tilde{x})/dx$ . In Figura 2.13 si illustra come la differenza in avanti fornisce una approssimazione migliore della derivata a  $x = \tilde{x} + \Delta x/2$  invece che a  $x = \tilde{x}$ .

Dividendo lo strato di terreno in N substrati di spessore  $\Delta z$  e procedendo con brevi intervalli temporali di lunghezza  $\Delta t$ , si può scrivere l'approssimazione alle differenze finite delle seguenti derivate.

$$\frac{\partial \tau}{\partial z} = \frac{\tau_{i+1,t} - \tau_{i,t}}{\Delta z} \quad (2.35)$$

$$\frac{\partial \dot{u}}{\partial t} \approx \frac{\dot{u}_{i,t+\Delta t} - \dot{u}_{i,t}}{\Delta t} \quad (2.36)$$

Dove la notazione  $\dot{u}_{i,t}$  identifica  $\dot{u}(z = i \Delta z, t)$ . Sostituendo quindi le equazioni (2.35) e (2.36) nell'equazione del moto (2.33) si ottiene la seguente.

$$\frac{\tau_{i+1,t} - \tau_{i,t}}{\Delta z} = \rho \frac{\dot{u}_{i,t+\Delta t} - \dot{u}_{i,t}}{\Delta t} \quad (2.37)$$

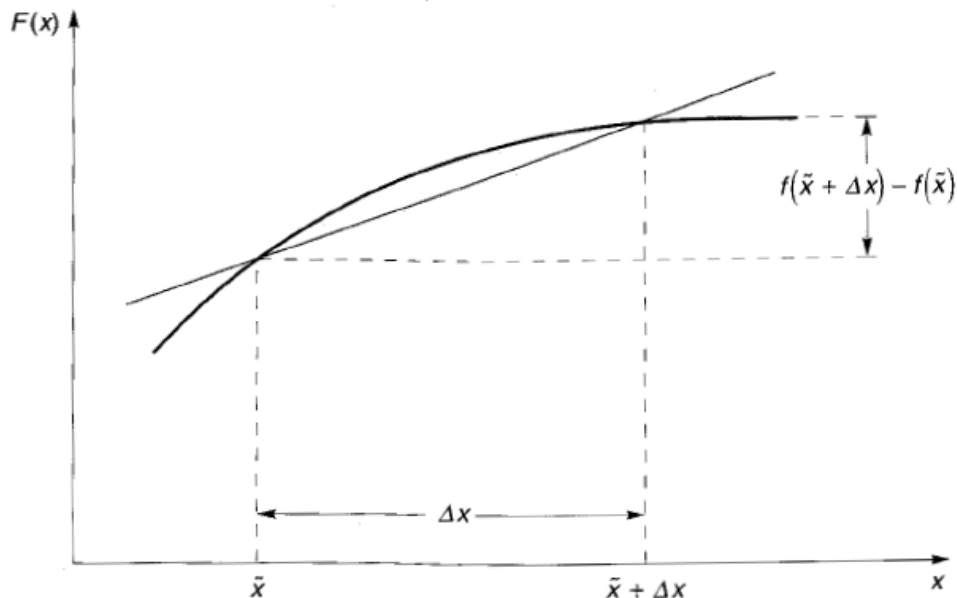


Figura 2.13 Approssimazione alle differenze finite in avanti della derivata prima di  $f(x)$ , data dall'inclinazione della linea passante attraverso la funzione stessa in  $x = \tilde{x}$  e  $x = \tilde{x} + \Delta x$ . L'approssimazione diventa esatta per  $\Delta x$  tendente a 0.

Risolviendo per  $\dot{u}_{i,t+\Delta t}$  si ottiene l'equazione (2.38).

$$\dot{u}_{i,t+\Delta t} = \dot{u}_{i,t} + \frac{\Delta t}{\rho} \frac{\tau_{i+1,t} - \tau_{i,t}}{\Delta z} \quad (2.38)$$

Tale equazione mostra come la condizione al tempo  $t$  può essere usata per ottenere le condizioni al tempo  $t+\Delta t$ . Usando quindi l'equazione (2.38) per tutti gli indici " $i$ " si potrà determinare il profilo di velocità al tempo  $t+\Delta t$ . Si possono dunque usare le velocità calcolate alla fine di ogni passo temporale come le velocità iniziali del passo successivo. L'applicazione ripetuta di tale equazione permette l'integrazione dell'equazione del moto per una serie di piccoli intervalli di tempo.

Come in ogni problema di integrazione, si devono soddisfare le condizioni al contorno, siccome la superficie del suolo è una superficie libera si ha che  $\tau_1 = 0$ , quindi:

$$\dot{u}_{1,t+\Delta t} = \dot{u}_{1,t} + \frac{\Delta t}{\rho} \frac{\tau_{2,t}}{\Delta z} \quad (2.39)$$

La condizione al contorno alla base del deposito di terreno dipende dalla natura della roccia di fondo. Se la roccia è considerata perfettamente rigida allora la velocità delle sue particelle può essere specificata direttamente come il sisma di input. Mentre se la roccia di fondo è elastica, si deve garantire la continuità degli sforzi e quindi lo sforzo di taglio alla base dello strato di terreno,  $\tau_{N+1,t}$ , deve essere uguale allo sforzo di taglio in corrispondenza del dominio superiore della roccia di fondo,  $\tau_{r,t}$ , quindi si ottiene la (2.40).

$$\dot{u}_{N+1,t+\Delta t} = \dot{u}_{N+1,t} + \frac{\Delta t}{\rho} \frac{\tau_{r,t} - \tau_{N,t}}{\Delta z} \quad (2.40)$$

Si può inoltre dire che se si considera un'onda viaggiante verso la superficie, all'interfaccia tra terreno e roccia lo sforzo di taglio può essere approssimato come riportato nell'equazione (2.41), da Joyner e Chen (1975).

$$\tau_{r,t} = \rho_r v_{sr} (2\dot{u}_r(t + \Delta t) - \dot{u}_{N+1,t+\Delta t}) \quad (2.41)$$

Sostituendo l'equazione (2.41) nella (2.40) e risolvendo per  $\dot{u}_{N+1,t+\Delta t}$  si ottiene la (2.42).

$$\dot{u}_{N+1,t+\Delta t} = \frac{\dot{u}_{N+1,t} + \frac{\Delta t [\rho_r v_{sr} 2\dot{u}_r(t+\Delta t) - \tau_{N,t}]}{\rho \Delta z}}{1 + \frac{\Delta t \rho_r v_{sr}}{\rho \Delta z}} \quad (2.42)$$

Una volta determinate le condizioni al contorno, i calcoli per l'integrazione procedono dalla base dello strato ( $i=N+1$ ) alla superficie ( $i=1$ ) per ogni istante temporale.

Se il deposito di terreno è inizialmente in stato di quiete allora  $\dot{u}_{i,t=0} = 0$  e  $\tau_{i,t=0}$  per ogni  $i$ . Quando invece lo scuotimento viene impartito alla base del suolo, la velocità in tale luogo del dominio assumerà un valore diverso da zero. Sarà possibile successivamente determinare gli spostamenti esibiti da ogni strato per ogni istante temporale.

$$\Delta u_{i,t} = \dot{u}_{i,t} \Delta t \quad (2.43)$$

Sommando gli spostamenti incrementali si ottiene lo spostamento totale  $u_{i,t}$ , che deve essere determinato all'inizio di ogni passo temporale. La deformazione a taglio in ogni substrato viene calcolata applicando la (2.44).

$$\gamma_{i,t} = \frac{\partial u_{i,t}}{\partial z} \approx \frac{u_{i+1,t} - u_{i,t}}{\Delta z} \quad (2.44)$$

Se in suolo è assunto essere lineare elastico, lo sforzo di taglio dipende solamente dal corrente livello deformativo, siccome  $\tau_{i,t} = G_i \gamma_{i,t}$ . Se il terreno è nonlineare ed inelastico allora lo sforzo di taglio dipenderà dal corrente stato deformativo e dalla storia tenso-deformativa del materiale. In tal caso si utilizzerà la deformazione a taglio calcolata e la relazione ciclica sforzo-deformazione al fine di determinare in corrispondente sforzo di taglio. Il processo di integrazione può essere così riassunto:

- a) All'inizio di ogni intervallo temporale, la velocità delle particelle di terreno  $\dot{u}_{i,t}$  e gli spostamenti totali  $u_{i,t}$  sono noti al confine di ogni strato.
- b) Il profilo di spostamento delle particelle di terreno è usato per determinare le deformazioni a taglio  $\gamma_{i,t}$  all'interno di ogni strato.
- c) Il legame sforzo-deformazione è usato per determinare lo sforzo di taglio  $\tau_{i,t}$  in ogni strato.
- d) La registrazione di input è usata per determinare lo scuotimento alla base dello strato di terreno al tempo  $t+\Delta t$ .
- e) Si calcola lo scuotimento al tempo  $t+\Delta t$  per ogni strato, partendo dalla base del deposito. Il processo è dunque ripetuto dal punto a) al fine di calcolare la risposta nel successivo istante temporale.

Siccome le velocità delle particelle sono calcolate a istanti temporali diversi, distanziati di  $\Delta t/2$ , il metodo esplicito illustrato può diventare numericamente instabile se l'intervallo di tempo è troppo grande, quindi se  $\Delta t > \Delta z/v_{ss}$ . Questo problema di stabilità può essere risolto utilizzando una formulazione alle differenze finite implicita, che permette l'uso di intervalli temporali più grandi. La formulazione implicita però concerne la soluzione in simultanea di  $N+1$  equazioni per ogni incremento temporale. Quindi la scelta si ha tra rapidi calcoli per un numero maggiore di  $\Delta t$  oppure un numero minore di intervalli ma con calcoli ben più pesanti da un punto di vista computazionale.

Per completare questa analisi dei metodi presenti in letteratura per predire la risposta sismica si può dire che il metodo non lineare può essere formulato in termini di sforzi efficaci e quindi permette la modellazione della eventuale redistribuzione, generazione e dissipazione della pressione dei pori efficace durante e dopo la venuta di un sisma. Per fare questo però si necessita l'uso di legami costitutivi affidabili e i parametri interessati da queste leggi costitutive non sono sempre ben determinabili in modo sicuro. La differenza tra i risultati ottenuti da un approccio lineare equivalente e un modello non lineare dipendono dal grado di non linearità presente nella risposta del suolo. Infatti per problemi in cui il livello deformativo è basso entrambe le analisi producono stime affidabili della risposta del terreno. Se si raggiungono invece valori di deformazioni a taglio elevate allora l'analisi non lineare fornisce risultati più precisi.

## 2.2 Analisi bidimensionale

I metodi di analisi monodimensionale discussi precedentemente sono utili per siti posti in zone pianeggianti o che riguardano pendii gentili, con strati paralleli di terreno. Queste condizioni non sono così comuni nella pratica, e dunque i risultati dell'analisi 1D non sempre possono essere considerati affidabili. Nella realtà infatti la propagazione 1D dell'onda non può essere sempre considerata una valida approssimazione, come nel caso di pendii scoscesi, irregolarità nella stratigrafia, nella superficie e a causa della presenza di strutture interrato, muri di sostegno, gallerie, ecc. Questi problemi richiedono una trattazione bidimensionale al fine di simulare al meglio la propagazione

dell'onda nel dominio. Nel seguito si vogliono introdurre gli aspetti principali dell'analisi numerica 2D usata nel seguito del presente elaborato, ovvero il programma SPEED2D e il metodo DRM.

### 2.2.3 Metodo di Riduzione del Dominio (DRM)

Tradizionalmente, negli approcci numerici per l'analisi di propagazione dell'onda, la simulazione è eseguita usando un singolo modello che include la completa struttura geologica a partire dalla sorgente del sisma, comprensivo quindi di tutti gli effetti di sito e di interazione terreno-struttura. L'approccio in un singolo step è dunque molto speditivo e utile per molte applicazioni a livello ingegneristico, specialmente quando la faglia di origine è molto vicina alla regione oggetto di studio e la differenza di dimensione tra gli elementi utilizzati per la discretizzazione del dominio non eccede l'ordine di grandezza. Ma se la sorgente si trova molto lontano dalla regione di interesse o la scala degli elementi varia significativamente allora il costo computazionale diventa molto elevato e il metodo è inefficace.

Il metodo di riduzione del dominio (DRM) è una potente tecnica di *substructuring* che permette di evitare questi gravi oneri computazionali. I primi studi di questa procedura fanno riferimento agli studiosi Herrera e Bielak (1977), Bielak e Christiano (1984) e Loukakis (1988).

Il DRM consiste essenzialmente nel dividere il problema originale in due modelli distinti, come mostrato in Figura 2.14. Partendo dal problema originale, step 0 della Figura 2.14, in un primo passo si considera il problema ausiliario, quindi si valuta solamente un modello geologico di base, in cui si è rimossa la criticità geologica che si vuole studiare e viene rimpiazzata dal medesimo materiale del terreno che la circonda. A questo punto si calcola la risposta del sistema se eccitato dalla sorgente predeterminata. Si dice quindi che si calcola la risposta in campo libero e questo denota l'assenza di zone irregolari o aventi proprietà differenti dal resto del dominio. La griglia numerica usata per questo primo passo è abbastanza grossolana e la dimensione degli elementi è controllata dal materiale più soffice presente nel modello di base.

In un passo successivo, problema ridotto, ci si focalizza sul dominio numerico ridotto, discretizzato secondo la precisione desiderata, contenente la particolarità geologica, che può essere per esempio un bacino o una irregolarità topografica. Il modello ridotto è di poco più grande della criticità, quindi la mesh può essere facilmente ottimizzata rispetto al problema originale. La dimensione degli elementi del modello può variare da alcuni chilometri ad alcuni metri o centimetri, dipendentemente dall'obiettivo da raggiungere. La sollecitazione è introdotta nel problema ridotto sotto la forma di forze efficaci calcolate a partire dal campo di spostamenti liberi e applicate al singolo elemento appartenente all'interfaccia fittizia che separa il dominio esterno da quello interno, come mostrato in Figura 2.14. Le forze efficaci si comportano come una eccitazione dinamica equivalente.

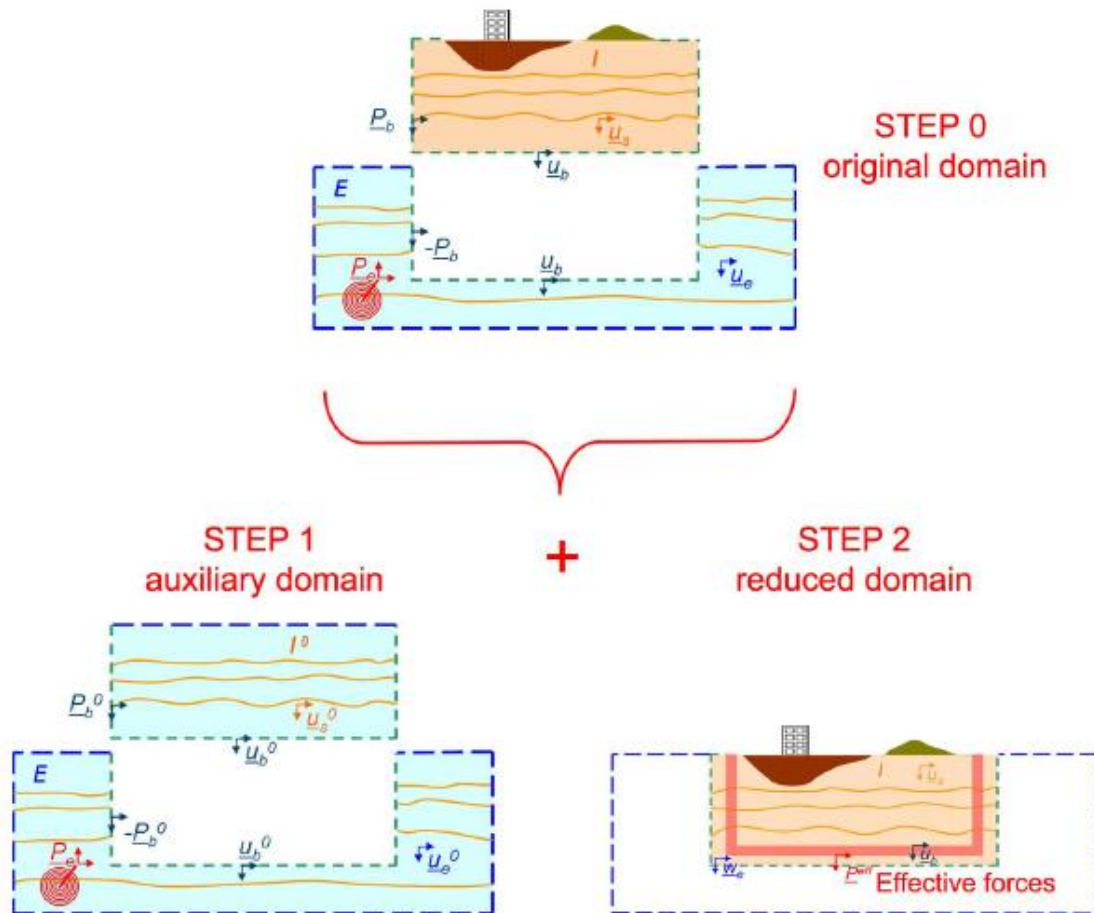


Figura 2. 14 Procedura modulare in 2 fasi chiamata Domain Reduction Method (DRM). Il problema originario (Step 0, immagine superiore) della propagazione delle onde da una sorgente sismica fino ad una struttura localizzata irregolare è sub-strutturato in due modelli numerici distinti (Step 1 e 2, figure inferiori). Lo Step 1 concerne il modello in assenza della criticità (dominio esterno). Lo Step 2 invece riguarda il modello ridotto in cui viene presa in considerazione la singolarità geologica (dominio interno). L'accoppiamento tra i due passi è dato da forze efficaci, calcolate a partire dalla soluzione di campo libero del problema ausiliario, applicate ai nodi degli elementi spettrali appartenenti ad una striscia di dominio DRM come eccitazioni dinamiche equivalenti.

Il vantaggio maggiore di questa procedura è la possibilità di calcolare gli spostamenti in campo libero e conseguentemente le forze efficaci sia con metodi numerici che con metodi analitici per configurazioni geologiche semplici e per eccitazioni sismiche arbitrarie.

### 2.2.2 SPEED 2D

Ormai da 20 anni a questa parte i metodi agli elementi spettrali (SEM) sono emersi come gli approcci più efficaci e potenti per risolvere problemi di propagazione dell'onda in mezzi eterogenei, sia in domini 2D che 3D, questo è dovuto al fatto di poter fornire una soluzione accurata e veloce. Come già accennato del Capitolo 1, la principale idea che sta dietro al metodo SE riguarda la discretizzazione dello spazio data da interpolanti di ordine superiore, come i polinomi Lagrangiani, campionati usando i punti di quadratura di Legendre-Gauss-Lobatto (LGL). Uno dei punti chiave di questo metodo riguarda la capacità di fornire una soluzione numerica arbitraria semplicemente incrementando il grado di approssimazione polinomiale. Inoltre, siccome l'approccio è basato sulla formulazione debole delle equazioni dell'elastodinamica, si dovrà garantire la continuità



all'interfaccia e le condizioni al contorno, in particolare la condizione di superficie libera, ottenendo così un calcolo accurato delle onde alla superficie e all'interfaccia.

Si richiedono però strategie numeriche flessibili nei codici che sfruttano le equazioni dell'elastodinamica, questo perché si deve tenere in conto la complessità della propagazione delle onde, la configurazione dei vincoli geometrici e la difficoltà di voler mantenere l'onere computazionale basso nonostante si abbia a che fare con mezzi eterogenei in due o tre dimensioni. Per queste ragioni si accoppia il metodo SE con un approccio di discretizzazione non conforme, quale la tecnica DG, *discontinuous Galerkin technique*.

Il metodo DG fu introdotto nel 1973 da Reed e Hill, da quel momento vi è stato uno sviluppo crescente di tale approccio per una larga scala di problemi, al fine di risolvere equazioni differenziali alle derivate parziali di tipo ellittico e parabolico, lineari e non lineari.

Nel seguente elaborato si userà il software SPEED2D per la simulazione della risposta di sito della valle di Turkey Flat, in California. A tal fine si vogliono introdurre i principi fondamentali del metodo e i suoi aspetti cardine. Il codice numerico a cui si fa riferimento è denominato "Spectral Elements in Elastodynamics with Discontinuous Galerkin", viene utilizzato per approssimare l'analisi della propagazione delle onde sismiche in un mezzo viscoelastico eterogeneo. SPEED è il frutto di una attività di ricerca tra il dipartimento di Ingegneria Strutturale e di Matematica del Politecnico di Milano.

Il codice numerico si basa su tecniche di ordine superiore non conformi, come quindi l'approssimazione spettrale di Galerkin, ciò permette di avere a che fare con distribuzioni polinomiali non uniformi e variazioni delle dimensioni della mesh.

### Modellazione del problema ed equazioni governanti

Si consideri dunque un mezzo elastico eterogeneo che occupa una regione confinata  $\Omega \subset \mathbb{R}^3$ , con un contorno alla Lipschitz  $\Gamma := \partial\Omega$ .

Il contorno consiste nella porzione  $\Gamma_D$ , dove il vettore spostamento  $\mathbf{u}$  è noto,  $\Gamma_N$  dove sono applicati i carichi di superficie esterni  $\mathbf{p}$ , e  $\Gamma_{NR}$  dove si impongono condizioni al contorno che impediscono la riflessione. Si suppone che  $\Gamma_D$ ,  $\Gamma_N$  e  $\Gamma_{NR}$  siano disgiunte, ovvero  $\Gamma_D \cap \Gamma_N = \emptyset$  e  $\Gamma_N \cap \Gamma_{NR} = \emptyset$  ed sia  $\Gamma_N$  che  $\Gamma_{NR}$  possono essere vuoti.

Per un vettore spostamento dato  $\mathbf{v}$ , sia  $\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{v})$  il tensore degli sforzi di Cauchy

$$\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{v}) := \lambda(\nabla \cdot \mathbf{v})\mathbf{I} + 2\mu\boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{v}) \quad (2.1)$$

Dove  $\boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{v}) := 1/2(\nabla\mathbf{v} + \nabla\mathbf{v}^T)$  è il tensore delle deformazioni,  $\mathbf{I}$  è il tensore identità e  $\lambda, \mu$  sono le costanti di Lamè. Per una data densità delle forze di volume  $\mathbf{f}$  e un dato campo di vettori  $\mathbf{p}$ , si può considerare un sistema elastodinamico lineare:

$$\rho\mathbf{u}_{tt} - \nabla\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) = \mathbf{f} \quad \text{in } \Omega \times (0, T] \quad (2.2)$$

Accoppiata con le condizioni al contorno

$$\mathbf{u} = \mathbf{0} \text{ su } \Gamma_D, \quad \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u})\mathbf{n} = \mathbf{p}^* \text{ su } \Gamma_N \cup \Gamma_{NR} \quad (2.3)$$

Dove  $\mathbf{n}$  è il vettore normale unitario uscente da  $\Gamma$  e  $\mathbf{p}^* := \mathbf{p}$  su  $\Gamma_N$  e

$$\mathbf{p}^* := \rho(V_p - V_s)(\mathbf{u}_t \cdot \mathbf{n})\mathbf{n} + \rho V_s \mathbf{u}_t \quad \text{su } \Gamma_{NR} \quad (2.4)$$

Si possono scrivere inoltre  $V_p$  e  $V_s$  come  $V_p = \sqrt{(\lambda + 2\mu)/\rho}$  e  $V_s = \sqrt{\mu/\rho}$ , esse sono le velocità di propagazione dell'onda P ed S rispettivamente. In prossimità del confine  $\Gamma_{NR}$  si richiede una condizione di assorbimento dell'onda che viaggia verso l'esterno del dominio  $\Omega$ . La rappresentazione di questa condizione associata al dominio esterno è una questione delicata, perché idealmente tali confini dovrebbero essere in grado di propagare qualunque onda incidente senza alcuna riflessione. In letteratura sono presenti numerosi schemi numerici al fine di assolvere tale compito. Al fine di completare il sistema di equazioni (2.1) – (2.4) si devono adottare le condizioni iniziali  $\mathbf{u}=\mathbf{u}_0$  e  $\mathbf{u}_t=\mathbf{u}_1$  per quanto riguarda il campo di spostamento e velocità. Per un mezzo eterogeneo  $\rho$ ,  $\lambda$  e  $\mu$  sono funzioni della variabile spaziale, non necessariamente continue, tale per cui  $\rho$ ,  $\lambda$  e  $\mu \in L^\infty(\Omega)$ .

Riguardo l'attenuazione anelastica, la maggiore difficoltà nell'incorporare la viscoelasticità in un *time-marching code* viene risolta tramite l'implementazione di un processo di convoluzione tra sforzi e deformazioni, come richiesto dall'applicazione di modelli viscoelastici nel dominio del tempo. Nel codice SPEED al fine di tenere in considerazione la variabilità spaziale dei materiali viscoelastici si deve introdurre un fattore di decadimento  $\xi$  [s<sup>-1</sup>]. Si vuole modificare l'equazione governante (2.2) introducendo due forze di volume equivalenti, che portano alla (2.5).

$$\rho \mathbf{u}_{tt} + 2\rho\xi \mathbf{u}_t + \rho\xi^2 \mathbf{u} - \nabla \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) = \mathbf{f} \quad \text{in } \Omega \times (0, T] \quad (2.5)$$

Con tale sostituzione, tutte le componenti di frequenza sono equamente attenuate, ne risulta dunque un fattore di qualità proporzionale alla frequenza.

$$Q = Q_0 \frac{f}{f_0} \quad (2.6)$$

Dove  $Q_0 = \pi f_0 / \xi$ , con  $\xi$  fattore di decadimento e  $f_0$  un fattore di riferimento rappresentativo del range di frequenze da propagare.

### Discretizzazione tramite elementi spettrali con Galerkin discontinuo

L'approccio discreto implementato in SPEED può essere descritto come un processo su tre livelli.

Il primo livello concerne la partizione del dominio  $\Omega$  in un numero  $R$  di sottodomini poligonali, tale per cui  $\Omega = \bigcup_{j=1}^R \Omega_j$ , con un contorno  $\Gamma_j = \partial\Omega_j$ . Questa decomposizione può essere non conforme dal punto di vista geometrico, tale per cui, considerando due sottodomini adiacenti  $\Omega_k$  e  $\Omega_i$ , la superficie  $\Lambda = \Gamma_k \cap \Gamma_i$  può non essere una parte completa di  $\Omega_k$  e  $\Omega_i$ .

Riguardo il secondo livello, per ogni  $\Omega_k$  si definisce una partizione conforme  $\mathcal{T}_k$ , tale per cui  $\Omega_k = \bigcup_{j=1}^{R_k} \Omega_k^j$ . Gli elementi  $\Omega_k^j$  hanno una dimensione lineare  $h_k$ , ( $h_k = \max_j h_k^j$ , con  $h_k^j = \text{diam}(\Omega_k^j)$ ) e sono ottenuti mappando il cubo di riferimento  $\Omega^* = (-1, 1)^3$  con una mappa bilineare  $\mathbf{F}_k^j: \Omega^* \rightarrow \Omega_k^j$  con Jacobiana non nulla  $J_k^j$ . Si ottiene dunque la partizione globale  $\mathcal{T} = \bigcup_{j=1}^R \mathcal{T}_j$ , che deve preservare la decomposizione introdotta nella espressione (2.3). Questa partizione di secondo livello è geometricamente conforme per ogni  $\Omega_k$ , quindi l'intersezione di due elementi  $\Omega_k^j$  e  $\Omega_k^i \in \Omega_k$  per  $j \neq i$ , è sempre vuota, siano essi vertici, lati o facce entrambe di  $\Omega_k^j$  e  $\Omega_k^i$ .

Il terzo livello è rappresentato dai punti  $\mathbf{x}_i$ , denominati punti LGL, presenti in ogni elemento della mesh  $\Omega_k^j$ . Sull'elemento di riferimento  $\Omega^*$ , questi punti sono definiti come il prodotto di tensori di punti LGL definiti nell'intervallo  $[-1,1]$ . Dunque, questi sono mappati sull'elemento fisico  $\Omega_k^j$  tramite  $\mathbf{F}_k^j$ .

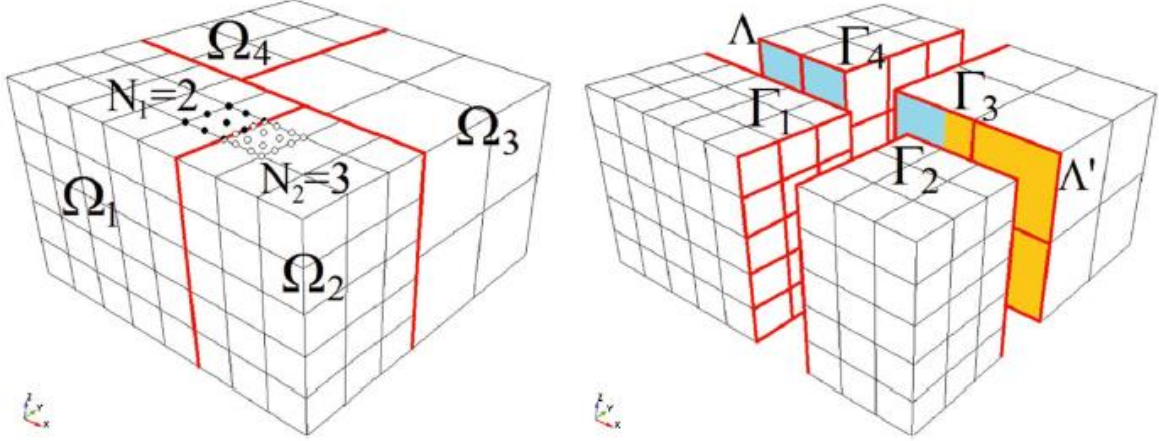


Figura 2. 15 Esempio 3D di una decomposizione del dominio non conforme. Il dominio è composto di differenti sottodomini polinomiali, formati da elementi esaedrici. Si sono evidenziate le superfici tra i differenti sottodomini. La discretizzazione di Galerkin discontinua permette di gestire una distribuzione polinomiale non uniforme, così come una variazione locale della dimensione della mesh.

Basandosi dunque sulla precedente discretizzazione del dominio, si introduce per ogni  $\Omega_i^j$  lo spazio

$$\mathbf{Q}_{N_i}(\Omega_i^j) := \{ \mathbf{v} = \mathbf{v} * \circ (\mathbf{F}_i^j)^{-1} : \mathbf{v} * \in \mathbf{Q}_{N_i}(\Omega^*) \} \quad (2.7)$$

Dove  $\mathbf{Q}_{N_i}(\Omega^*)$  è lo spazio di funzioni vettoriali definito su  $\Omega^*$  e tale per cui ogni componente sia un polinomio algebrico di grado minore o uguale a  $N_i \geq 1$  in ognuna delle variabili spaziali. Si possono dunque definire gli spazi dimensionalmente finiti come

$$\mathbf{X}(\Omega_i) := \{ \mathbf{v} \in \mathbf{C}^0(\bar{\Omega}_i) : \mathbf{v}|_{\Omega_i^j} \in \mathbf{Q}_{N_i}(\Omega_i^j), \forall \Omega_i^j \in \mathcal{T}_i \} \quad (2.8)$$

Ed infine si ha

$$\mathbf{V}_\delta(\Omega) := \{ \mathbf{v}_\delta \in \mathbf{L}^2(\Omega) : \mathbf{v}_\delta|_{\Omega_i} \in \mathbf{X}(\Omega_i), i = 1, \dots, R : \mathbf{v}_\delta|_{\Gamma_D} = \mathbf{0} \} \quad (2.9)$$

Dove  $\delta := \{\mathbf{h}, \mathbf{N}\}$  con  $\mathbf{h} := (h_1, \dots, h_R)$  e  $\mathbf{N} := (N_1, \dots, N_R)$  sono parametri di discretizzazione. Ogni componente  $h_i$  e  $N_i$  rappresenta rispettivamente la grandezza della mesh e il grado della interpolazione polinomiale nella regione  $\Omega_i$ .

Una base nodale per  $\mathbf{V}_\delta$  è ottenuta introducendo su ogni elemento  $\Omega_i^j$  i punti LGL e i corrispondenti gradi di libertà che permettono di identificare univocamente una generica funzione  $\mathbf{V}_\delta$ . Nell'approccio agli elementi spettrali i punti LGL di interpolazione sono usati anche come punti di quadratura, quindi si ha

$$(f, g)_{\Omega_i^j} \approx (f, g)_{NI, \Omega_i^j} := \sum_{k=1}^{(N_i+1)^3} (f \circ \mathbf{F}_i^j)(\mathbf{x}_k) \cdot (g \circ \mathbf{F}_i^j)(\mathbf{x}_k) |\det(J_k^j)| \omega_k \quad (2.10)$$

Dove  $\omega_k$  sono le funzioni peso della legge di quadratura LGL ed  $NI$  significa integrazione numerica. La funzione di forma spettrale  $\Phi_i \in \mathbf{V}_\delta$  sono definite come  $\Phi_i(\mathbf{x}_j) = \delta_{ij}$ ,  $i, j = 1, \dots, (N_i + 1)^3$ , dove  $\delta_{ij}$  è il delta di Kronecker.

Per definizione di  $\mathbf{V}_\delta$ , le funzioni base non potranno essere globalmente continue sull'intero dominio e dunque la restrizione su qualunque funzione spettrale di  $\Omega_i^j$  coincide con un polinomio Lagrangiano o svanisce. Il supporto di qualunque funzione di forma è limitato agli elementi limitrofi se il nodo spettrale rimane sull'interfaccia tra due o più elementi, dove altrimenti sarebbe limitato solamente ad un elemento per nodo interno.

### Formulazione debole di Galerkin discontinuo

Si può cominciare con il definire una faccia interna come uno spazio interno non vuoto derivante dalla intersezione di due elementi vicini appartenenti a sottodomini differenti. Più precisamente siano  $\Omega_k^j \in \Omega_k$  e  $\Omega_m^j \in \Omega_m$  due elementi vicini, si impone che  $\bar{\gamma}_l := \partial\bar{\Omega}_k^i \cap \partial\bar{\Omega}_m^i$  dove  $l := l(i, j, k, m)$ . Si esprime dunque lo scheletro  $S$  del dominio  $\Omega$  come l'unione delle componenti elementari  $\gamma_l$ , più precisamente,  $\bar{S} := \cup_{l=1}^M \bar{\gamma}_l$ , per un intero positivo  $M$ . Si ricorda che tale decomposizione è unica. Per qualunque coppia di elementi adiacenti  $\Omega_k^j$  e  $\Omega_m^j$  che condivide il medesimo lato  $\gamma$ , è possibile descrivere come  $\mathbf{v}^i$  e  $\boldsymbol{\sigma}^i$  (rispettivamente  $\mathbf{v}^j$  e  $\boldsymbol{\sigma}^j$ ) la restrizione a  $\Omega_k^j$  (e  $\Omega_m^j$ ) di funzioni regolari  $\mathbf{v}$  e  $\boldsymbol{\sigma}$ . Si ha che  $\mathbf{n}^i$  ( $\mathbf{n}^j$ ) è definito come il vettore normale uscente da  $\Omega_k^j$  ( $\Omega_m^j$ ). Su ogni  $\gamma$  si definiscono gli operatori di media e di salto per  $\mathbf{v}$  e per  $\boldsymbol{\sigma}$  come segue

$$\{\mathbf{v}\} := \frac{1}{2}(\mathbf{v}^i + \mathbf{v}^j), \quad \llbracket \mathbf{v} \rrbracket := \mathbf{v}^i \otimes \mathbf{n}^i + \mathbf{v}^j \otimes \mathbf{n}^j \quad (2.11)$$

e

$$\{\boldsymbol{\sigma}\} := \frac{1}{2}(\boldsymbol{\sigma}^i + \boldsymbol{\sigma}^j), \quad \llbracket \boldsymbol{\sigma} \rrbracket := \boldsymbol{\sigma}^i \mathbf{n}^i + \boldsymbol{\sigma}^j \mathbf{n}^j \quad (2.12)$$

Dove  $\mathbf{a} \otimes \mathbf{b} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$  è il tensore composto dai termini  $(\mathbf{a} \otimes \mathbf{b})_{ij} := a_i b_j$ ,  $1 \leq i, j \leq 3$  per tutti i termini  $\mathbf{a}, \mathbf{b} \in \mathbb{R}^{3 \times 3}$ . Dopo la moltiplicazione della espressione (2.2) per una funzione test  $\mathbf{v} \in \mathbf{V}_\delta$ , si integra per parti su ogni  $\Omega_j$ , per  $j=1, \dots, R$ , e usando questa forma

$$\sum_{k=1}^R (\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) \mathbf{n}, \mathbf{v})_{\partial\Omega_k \setminus \partial\Omega} = \sum_{l=1}^M (\{\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u})\}, \llbracket \mathbf{v} \rrbracket)_{\gamma_l} + (\llbracket \boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}) \rrbracket, \{\mathbf{v}\})_{\gamma_l} \quad (2.13)$$

Se ne deduce quindi che

$$(\rho \mathbf{u}_{tt}, \mathbf{v})_\Omega + (\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}), \boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{v}))_\Omega - (\{\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u})\}, \llbracket \mathbf{v} \rrbracket)_S = (\mathbf{f}, \mathbf{v})_\Omega + (\mathbf{p}, \mathbf{v})_{\Gamma_N} \quad (2.14)$$

Inoltre si può affermare che  $\llbracket \mathbf{u} \rrbracket = \mathbf{0}$  lungo il confine, possiamo inoltre introdurre un termine aggiuntivo nella (2.14) che controlla il salto della soluzione numerica attraverso  $S$ , tale per cui

$$-(\llbracket \mathbf{u}_\delta \rrbracket, \{\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{v})\})_S + \sum_{l=1}^M \eta_l (\llbracket \mathbf{u}_\delta \rrbracket, \llbracket \mathbf{v} \rrbracket)_{\gamma_l} \quad (2.15)$$

Dove  $\eta_l$  sono costanti positive dipendenti dai parametri di discretizzazione  $\mathbf{h}$  e  $\mathbf{N}$  e dai coefficienti di Lamé. I termini nella (2.15) non affliggono la consistenza del metodo e sono aggiunti al fine di

provvedere una maggiore generalità e migliorare le proprietà di stabilità dello schema. Si impone dunque:

$$\eta_l := \alpha\{\lambda + 2\mu\}_A h_l / N_l^2 \quad (2.16)$$

Dove  $\alpha$  è una costante positiva,  $\{q\}_A$  è la media armonica della quantità  $q$  e  $N_l := \max(N_k, N_m)$ ,  $h_l := \text{area}(\gamma_l)$  se  $\gamma_l = \partial\Omega_k^j \cap \partial\Omega_m^j$ .

Quindi, la formulazione semi-discreta DG si esprime nel seguente modo: per ogni  $t \in (0, T]$  si trova che  $\mathbf{u}_\delta := \mathbf{u}_\delta(t) \in \mathbf{V}_\delta$  tale per cui

$$(\rho \partial_{tt} \mathbf{u}_\delta, \mathbf{v})_\Omega + A(\mathbf{u}_\delta, \mathbf{v})_\Omega = (\mathbf{f}, \mathbf{v})_\Omega + (\mathbf{p}, \mathbf{v})_{\Gamma_N} \quad \forall \mathbf{v} \in \mathbf{V}_\delta \quad (2.17)$$

Dove

$$A(\mathbf{u}, \mathbf{v})_\Omega = \sum_{k=1}^R (\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u}), \boldsymbol{\varepsilon}(\mathbf{v}))_{\Omega_k} + \sum_{l=1}^R [\eta_l (\llbracket \mathbf{u}_\delta \rrbracket, \llbracket \mathbf{v} \rrbracket)_{\gamma_l} - (\{\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{u})\}, \llbracket \mathbf{v} \rrbracket)_{\gamma_l} - (\llbracket \mathbf{u}_\delta \rrbracket, \{(\boldsymbol{\sigma}(\mathbf{v}))\})_{\gamma_l}] \quad (2.18)$$

L'equazione (2.17) fa riferimento ad un problema ben posto ed ammette dunque una unica soluzione  $\mathbf{u}_\delta \in \mathbf{H}^2((0, T], \mathbf{V}_\delta)$  assicurandosi che la forma bilineare  $A(\cdot, \cdot)$  sia continua e coercitiva rispetto ad una precisa norma energetica. Inoltre la soluzione discreta  $\mathbf{u}_\delta$  soddisfa la stima dell'errore rispetto alla dimensione della mesh.

### Formulazione algebrica e schema di integrazione temporale

Si introducono delle basi  $\{\boldsymbol{\Phi}_i^1, \boldsymbol{\Phi}_i^2, \boldsymbol{\Phi}_i^3\}_{i=1}^D$ , per lo spazio dimensionalmente finito  $\mathbf{V}_\delta$ , dove  $D$  rappresenta i gradi di libertà del problema e  $\boldsymbol{\Phi}_i^1 := (\Phi_i, 0, 0)^T$ ,  $\boldsymbol{\Phi}_i^2 := (0, \Phi_i, 0)^T$ ,  $\boldsymbol{\Phi}_i^3 := (0, 0, \Phi_i)^T$ . Omettendo il pedice  $\delta$ , si scrive la funzione discreta  $\mathbf{u} \in \mathbf{V}_\delta$  come

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) := \sum_{j=1}^D \boldsymbol{\Phi}_i^1(\mathbf{x}) U_j^1 + \boldsymbol{\Phi}_i^2(\mathbf{x}) U_j^2 + \boldsymbol{\Phi}_i^3(\mathbf{x}) U_j^3 \quad (2.19)$$

Quindi, usando l'espressione precedente, si riscrive l'equazione (2.17) per ogni funzione test  $\boldsymbol{\Phi}_i^l(\mathbf{x}) \in \mathbf{V}_\delta$  per  $l=1, \dots, 3$ , ottenendo così il successivo set di equazioni differenziali ordinarie discrete per gli spostamenti nodali  $\mathbf{U} := [\mathbf{U}^1, \mathbf{U}^2, \mathbf{U}^3]^T$ ;

$$M\ddot{\mathbf{U}} + A\mathbf{U} = \mathbf{F} \quad (2.20)$$

Dove  $\ddot{\mathbf{U}}$  rappresenta il vettore delle accelerazioni nodali e  $\mathbf{F}$  il vettore dei carichi applicati esternamente:

$$\mathbf{F} := [\mathbf{F}^1, \mathbf{F}^2, \mathbf{F}^3]^T, \quad \mathbf{F}_i^l := (\mathbf{f}, \boldsymbol{\Phi}_i^l)_{Nl, \Omega} + (\mathbf{p}, \boldsymbol{\Phi}_i^l)_{Nl, \Gamma_N} \quad \text{per } i = 1, \dots, D \quad (2.21)$$

Riscrivendo l'equazione (2.20) in forma matriciale si ottiene

$$\begin{bmatrix} M^1 & 0 & 0 \\ 0 & M^2 & 0 \\ 0 & 0 & M^3 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \ddot{\mathbf{U}}^1 \\ \ddot{\mathbf{U}}^2 \\ \ddot{\mathbf{U}}^3 \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} A^{11} & A^{12} & A^{13} \\ A^{21} & A^{22} & A^{23} \\ A^{31} & A^{32} & A^{33} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{U}^1 \\ \mathbf{U}^2 \\ \mathbf{U}^3 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{F}^1 \\ \mathbf{F}^2 \\ \mathbf{F}^3 \end{bmatrix} \quad (2.22)$$

E come conseguenza delle affermazioni fatte in precedenza si può affermare che la matrice di massa  $M$  ha una struttura diagonale con elementi

$$M_{ij}^l := (\rho \Phi_j^l, \Phi_i^l)_{NI, \Omega} \quad \text{per } i, j = 1, \dots, D \text{ e } l=1, \dots, 3 \quad (2.23)$$

Mentre la matrice  $A$  è associata alla forma bilineare  $A(\cdot, \cdot)$  definita dall'espressione (2.18) ed è valida per  $i, j = 1, \dots, D$

$$A_{ij}^{lk} := A(\Phi_j^l, \Phi_i^k)_{NI, \Omega} \quad \text{per } l, k=1, \dots, 3 \quad (2.24)$$

Ora si può definire  $\mathbf{V} := \dot{\mathbf{U}}$  come il vettore delle velocità nodali, si impongono le condizioni iniziali tale per cui  $\mathbf{U}(0)=\mathbf{u}_0$  e  $\mathbf{V}(0)=\mathbf{u}_1$  e si considera il sistema (2.20). Si può suddividere l'intervallo  $(0, T]$  in  $N$  sottointervalli di ampiezza  $\Delta t=T/N$  e si impone  $t_n=n\Delta t$ , per  $n = 1, \dots, N$ .

Si introduce, a titolo di esempio, il metodo di Newmark applicato al sistema (2.20), il quale consiste nel trovare le approssimazioni  $\{\mathbf{U}(t_n)\}_n$  a  $\mathbf{u}(t_n)$  tale per cui  $n \geq 2$ ,

$$[M + \Delta t^2 \beta A] \mathbf{U}(t_n + 1) = \left[ 2M - \Delta t^2 \left( \frac{1}{2} - 2\beta + \vartheta \right) A \right] \mathbf{U}(t_n) - \left[ M - \Delta t^2 \left( \frac{1}{2} + \beta - \vartheta \right) \right] \mathbf{U}(t_n - 1) + \Delta t^2 \left[ \beta \mathbf{F}(t_n + 1) + \left( \frac{1}{2} - 2\beta + \vartheta \right) \mathbf{F}(t_n) + \left( \frac{1}{2} + \beta - \vartheta \right) \mathbf{F}(t_n - 1) \right] \quad (2.25)$$

Con

$$[M + \Delta t^2 \beta A] \mathbf{U}(t_1) = \left[ M - \Delta t^2 \left( \frac{1}{2} - \beta \right) A \right] \mathbf{U}(t_0) - \Delta t M \mathbf{V}(t_0) + \Delta t^2 \left[ \beta \mathbf{F}(t_1) + \left( \frac{1}{2} - \beta \right) \mathbf{F}(t_0) \right] \quad (2.26)$$

Si noti come ad ogni passo temporale  $t_{n+1}$  la soluzione dell'espressione (2.26) può essere ottenuta assumendo  $\mathbf{U}(t_n)$  e  $\mathbf{U}(t_n - 1)$  come noti. Quindi si dovranno scegliere  $\beta \geq 0$  e  $\vartheta \geq 1/2$  come parametri. Si ricorda che per  $\vartheta = 1/2$  lo schema di Newmark nel tempo è accurato fino al secondo ordine, mentre lo è solo fino al primo ordine per  $\vartheta > 1/2$ . Per  $\beta = 0$  gli schemi espressi in (2.24) e (2.25) richiedono la soluzione del sistema lineare con la matrice di massa  $M$  per ogni step temporale. Siccome  $M$  è diagonale, può essere invertita ad un costo computazionale piuttosto basso e lo schema è totalmente esplicito. Con  $\vartheta = 1/2$  il metodo di Newmark esplicito corrisponde al seguente schema

$$M \mathbf{U}(t_n + 1) = [2M - \Delta t^2 A] \mathbf{U}(t_n) - M \mathbf{U}(t_n - 1) + \Delta t^2 [\mathbf{F}(t_n)] \quad (2.27)$$

Per  $n = 1, \dots, N$ , con

$$M \mathbf{U}(t_1) = \left[ M - \Delta t^2 \left( \frac{1}{2} \right) A \right] \mathbf{U}(t_0) - \Delta t M \mathbf{V}(t_0) + \Delta t^2 \left[ \left( \frac{1}{2} \right) \mathbf{F}(t_0) \right] \quad (2.28)$$

Si ricorda che il precedente schema è stabile se il passo temporale  $\Delta t$  soddisfa la condizione di Courant-Friedrichs-Lewy (CFL) tale per cui  $\Delta t \leq C_{CFL} \Delta x / V_p$ , dove  $\Delta x$  è la minore distanza tra due nodi LGL e  $C_{CFL}$  è una costante dipendente dalla dimensione, dalla geometria della mesh e dal grado polinomiale. Siccome  $\Delta x \approx N^{-2}$  si ha che  $C_{CFL} \approx N^{-2}$ . La dispersione della griglia e le proprietà di dissipazione del metodo espresso nella (2.27) accoppiate alla discretizzazione DG necessitano, come stato dimostrato in letteratura, di almeno 5 punti per lunghezza d'onda al fine di ottenere errori trascurabili (minori di  $10^{-6}$ ). Questo fa del metodo proposto uno schema utile per l'approssimazione dei problemi di propagazione dell'onda.

## Capitolo 3 – RegISTRAZIONI accelerometriche del terremoto di Parkfield (2004)

Il 28 Settembre 2004 nei pressi di Parkfield, in California, ebbe luogo un terremoto di magnitudo M 6.0. Questo sisma fu originato dalla rottura di una parte della faglia di San Andreas e tale rottura si propagò da sud-est a nord-ovest. Come si vedrà successivamente, tale sisma principale e gli aftershocks saranno registrati da un numero significativo di stazioni accelerometriche, disposte in prossimità della precedentemente citata faglia di San Andreas.

### 3.1 Descrizione dell'evento

Il terremoto di Parkfield 2004 non fu il primo ad avere luogo nella zona, ma ci furono diversi eventi nel 1922, 1934 e 1966, tutti interessanti la medesima zona di rottura. Dopo il sisma del 1966, alcuni studiosi si interessarono all'area di Parkfield e introdussero il concetto di terremoto caratteristico (Bakun and Lindh, 1985). Quindi si considerò realistico pensare ad un periodo caratteristico di circa 22 anni, con una nucleazione dell'evento caratteristico in corrispondenza dei precedenti ipocentri e con una crescita in magnitudo fino a M 6.0. Sulla base di questi riscontri si intraprese una sperimentazione su vasta scala nella zona di Parkfield, che divenne una delle aree maggiormente studiate al mondo.

#### 3.1.1 Georeferenziazione

Come precedentemente descritto, il terremoto di Parkfield avvenne in prossimità della cittadina americana di Parkfield, in California. L'ipocentro del sisma del 2004 si trova a circa 20 km di distanza da quelli dei precedenti terremoti, ad una latitudine di  $35.8185^{\circ}$  N e ad una longitudine di  $120.3706^{\circ}$  W. La posizione in profondità si colloca all'incirca a 8.1 km.

Come mostrato in Figura 3.1, la porzione di faglia di San Andreas interessata dalla rottura si estende per circa 20 km dall'ipocentro, questa si è estesa ancora a causa degli aftershocks fino a raddoppiare la propria lunghezza, raggiungendo quindi 40 km. L'inclinazione della faglia rispetto al nord geografico è di circa  $141^{\circ}$  e la porzione di faglia di San Andreas interessata dal sisma in questione può essere considerata trascorrente con un angolo di immersione del piano della faglia di circa  $89^{\circ}$ .

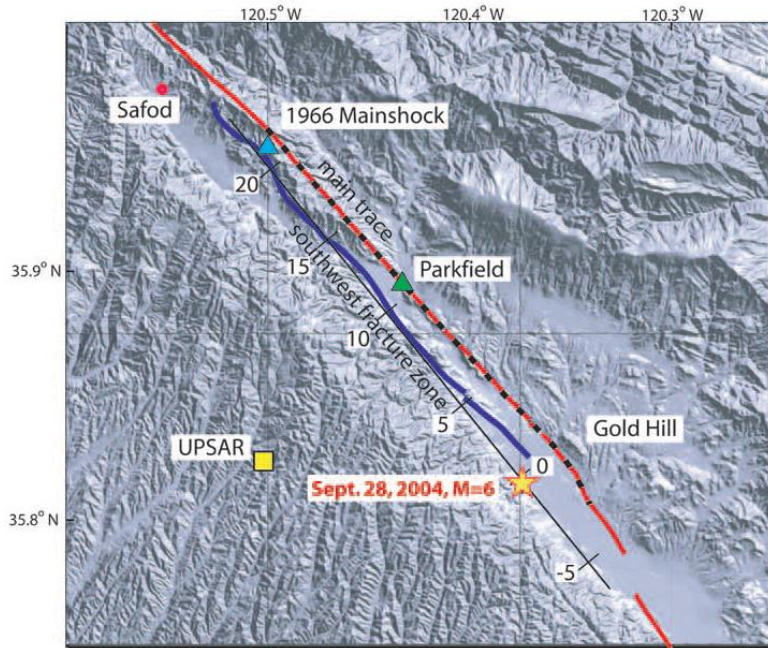


Figura 3. 1 Ipocentro del terremoto di Parkfield 2004 e andamento della rottura della faglia

### 3.1.2 Descrizione della litologia

La faglia di San Andreas descrive un perfetto confine tra il “Salinian Block” della zona ovest e la più complessa litologia della zona orientale della faglia. Ad est si trovano dunque rocce sedimentarie metamorfiche, caratterizzate da un profilo di velocità più basso rispetto alla zona occidentale. Il “Salinian Block” è contraddistinto da rocce in prevalenza granitiche ed è una tipologia di roccia che appartiene solamente all’area della California meridionale, la cui origine deriva dalle montagne della Sierra Nevada.

### 3.1.3 Strumentazione

Lo studio del terremoto di Parkfield si basa sull’uso dei dati registrati da 45 stazioni accelerometriche analogiche, aventi la capacità di registrare il sisma nelle sue tre componenti, quindi Nord-Sud, Est-Ovest e Up-Down.

I ricevitori analogici sono 45 e sono mantenuti in condizioni di operatività dal California Geological Survey (CGS) fin dalla loro installazione avvenuta nei primi anni del 1980. Vi sono inoltre 10 stazioni digitali gestite dallo United States Geological Survey (USGS). La scelta delle stazioni si è basata sul fatto di non prendere in considerazione dati per punti ad una distanza superiore di circa 32 km dall’epicentro.

Le coordinate delle stazioni vengono riportate della Tabella 3.1, tali punti di registrazione si estendono lungo la faglia di San Andreas, e hanno una distanza massima dalla faglia di circa 15 km.



Tabella 3 .1 Insieme dei ricevitori presenti nell'area di Parkfield, quelli presi in considerazione per l'analisi dei dati in questo elaborato si limitano alle sole stazioni analogiche

Stazione	Latitudine (°N)	Longitudine (°W)	Digitale	Analogico
CH1E - 36452	35.743	120.275		X
CH2E - 36230	35.752	120.264		X
CH2W - 36228	35.733	120.290		X
CH3E - 36450	35.770	120.247		X
CH3W - 36410	35.726	120.296		X
CH4AW - 36412	35.707	120.316		X
CH4W - 36411	35.717	120.305		X
CH5W - 36227	35.691	120.334		X
CH6W - 36451	35.684	120.342		X
CH12W - 36229	35.638	120.404		X
COAL - 46174	36.034	120.590		X
COALSC - 46175	36.034	120.590		X
DFU	35.939	120.424	X	
EFU	35.894	120.421	X	
FFU	35.911	120.486	X	
FZ1 - 36407	35.758	120.307		X
FZ3 - 36408	35.803	120.344		X
FZ4 - 36414	35.836	120.395		X
FZ6 - 36454	35.859	120.420		X
FZ7 - 36431	35.871	120.404		X
FZ8 - 36449	35.878	120.381		X
FZ9 - 36443	35.879	120.445		X
FZ11 - 36453	35.896	120.398		X
FZ12 - 36138	35.900	120.433		X
FZ14 - 36456	35.908	120.459		X
FZ15 - 36445	35.921	120.481		X
GFU	35.833	120.346	X	
GH1W - 36415	35.828	120.378		X
GH2E - 36421	35.843	120.348		X
GH3E - 36439	35.870	120.334		X
GH3W - 36420	35.796	120.411		X
GH5W - 36434	35.770	120.477		X
GH2W - 36416	35.811	120.392		X
GH4W - 36433	35.878	120.445		X
GH6W - 36432	35.738	120.481		X
JFU	35.940	120.432	X	
KFU	35.713	120.203	X	
MFU	35.958	120.496	X	
PHOB	35.867	120.480	X	
SC1E - 36419	35.788	120.294		X
SC2E - 36422	35.810	120.282		X
SC3E - 36437	35.833	120.270		X
TEMB - 36510	35.705	120.169		X
VC1W - 36448	35.934	120.497		X
VC1E - 36455	35.957	120.484		X
VC2E - 36177	35.973	120.467		X
VC2W - 36447	35.927	120.509		X
VC3W - 36176	35.922	120.534		X
VC4W - 36446	35.905	120.551		X
VC5W - 36440	35.885	120.565		X
VC6W - 36441	35.860	120.601		X
VFU	35.923	120.534	X	
TF1 - 36529	35.878	120.359		X
TF2 - 36520	35.882	120.351		X
TF3 - 36519	35.886	120.351		X
TF4 - 36518	35.891	120.353		X
TEMPLE - 36712	35.565	120.722		X

Le stazioni accelerometriche considerate sono dunque composte da accelerografi triassiali SMA-1 analogici, il principio fisico di tale strumento è quello di un oscillatore dinamico ad un grado di libertà, dotato di smorzamento viscoso e realizzato con un sistema a torsione. Lo strumento, essendo triassiale, impiega tre tipi di accelerometri, uno longitudinale, uno verticale e uno trasversale, inoltre è importante notare come abbia un valore massimo di accelerazione registrabile, pari a 1.0 g.

La registrazione dei dati avviene tramite l'impressione di una fotografia su un film di circa 70 mm di spessore, tale film viene recuperato durante l'anno manualmente, oppure dopo che vi è stato un sisma di magnitudo importante.

Uno starter sensibile alle accelerazioni in direzione verticale individua l'inizio della scossa sismica, quindi l'arrivo delle onde di pressione P, e attiva l'accelerografo SMA-1, l'apparecchio continua ad operare fino a 10 secondi dopo la fine dell'accelerazione verticale.

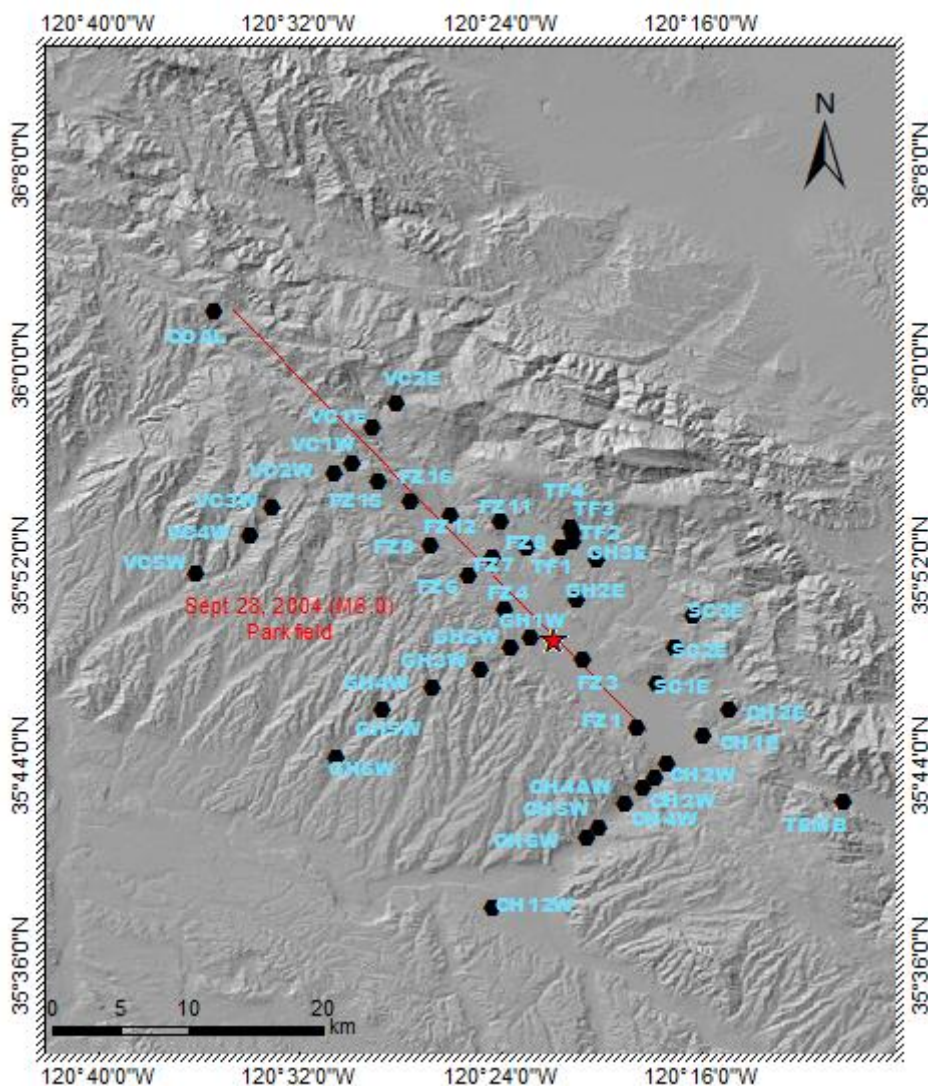


Figura 3. 2 Distribuzione delle stazioni di rilevamento CGS, quindi comprensive dei soli strumenti analogici

Come si vede dalla Figura 3.2, le stazioni nell'intorno dell'area soggetta a studio comprendono tre allineamenti perpendicolari alla faglia ed un allineamento parallelo a questa.

Questi allineamenti di stazioni di ricezione vengono identificati con i nomi di Vineyard Canyon, Gold Hill e Cholame. Si evince che i ricevitori sono maggiormente presenti ad ovest della faglia, questo perché la geologia è più uniforme ed inoltre la parte orientale è spesso di difficile accesso.

Le stazioni appartenenti agli allineamenti ortogonali sono numerate progressivamente in senso uscente dalla faglia, sia verso ovest, sia verso est. L'insieme centrale di stazioni, denominate Fault Zone, viene numerato in modo sequenziale a partire da Sud.

### 3.2 Studio dei dati registrati

Di seguito verranno analizzati i dati ottenuti dalle registrazioni del sisma del 28 settembre 2004. Al fine di mantenersi coerenti con le analisi ritrovate in letteratura, si è ritenuto opportuno utilizzare direttamente i dati processati dal California Geological Survey (CGS).

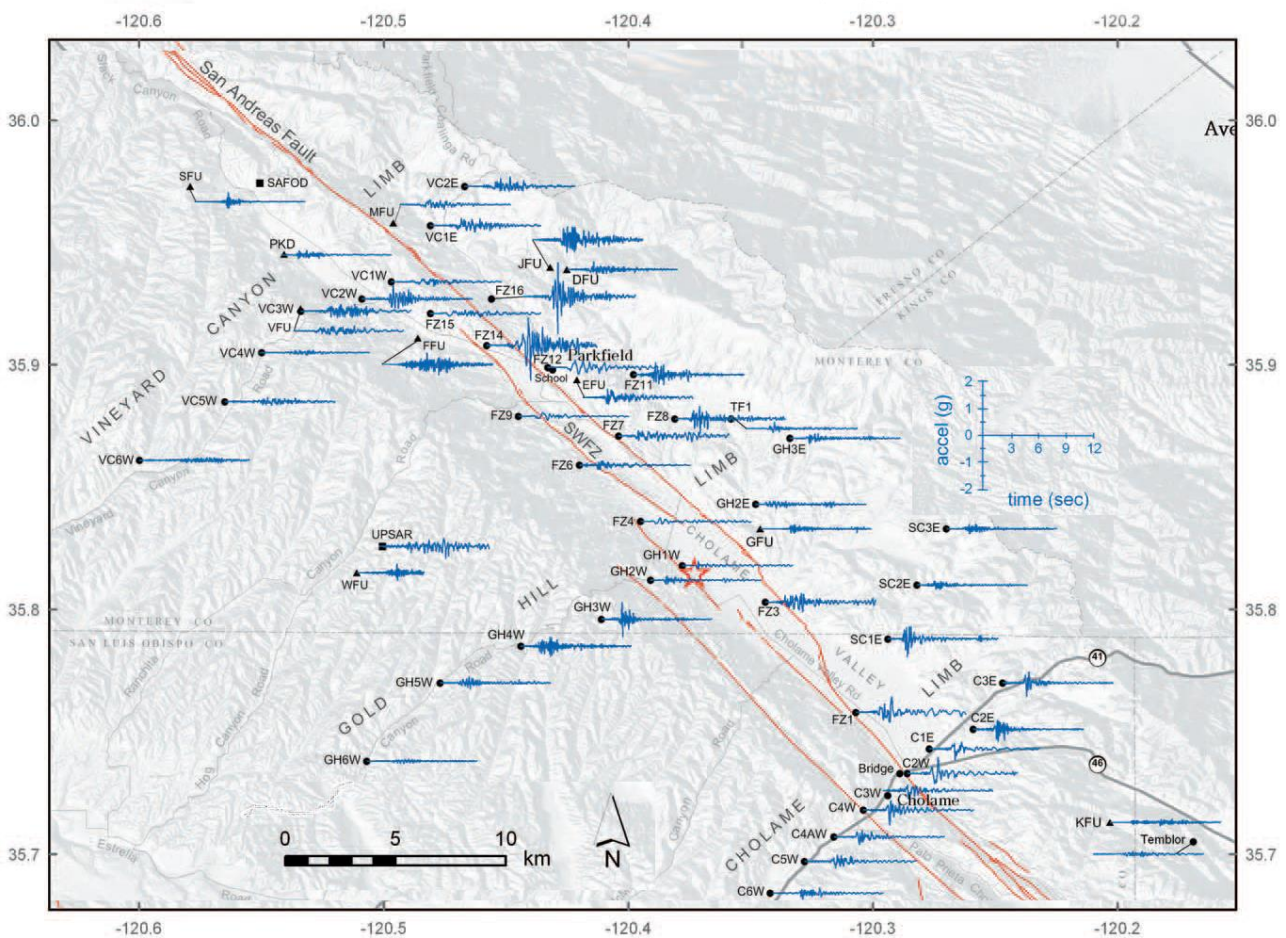


Figura 3.3 Storie temporali di accelerazione (componente Est-Ovest) registrate durante il terremoto di Parkfield del 28 Settembre 2004.

Nella seguente Tabella 3.2 vengono riassunte le distanze dall'epicentro e dalla faglia delle 45 stazioni analizzate, inoltre vi sono riportati i valori di PGA e PGV registrati dalle stazioni sia per quanto riguarda la componente Est-Ovest, che per la componente Nord-Sud.

Tabella 3.2 Valori di distanza dall'epicentro, distanza dalla faglia, PGA e PGV per i singoli ricevitori

Stazione	Distanza (km)		PGA (g)		PGV (cm/s)	
	Epicentro	Faglia	Est-Ovest	Nord-Sud	Est-Ovest	Nord-Sud
<b>GH1W</b>	0.50	0.60	0.14	0.14	9.73	7.17
<b>GH2W</b>	1.60	2.00	0.16	0.26	14.61	9.50
<b>FZ4</b>	3.00	0.50	0.13	0.10	16.58	12.99
<b>FZ3</b>	3.00	1.30	0.37	0.38	22.49	19.69
<b>GH2E</b>	3.90	3.20	0.16	0.20	7.43	9.95
<b>GH3W</b>	4.00	4.50	0.67	0.41	22.76	15.38
<b>FZ6</b>	6.40	0.60	0.17	0.18	24.13	8.72
<b>FZ7</b>	6.80	1.30	0.22	0.25	18.17	20.96
<b>FZ8</b>	7.00	3.40	0.54	0.49	20.53	16.47
<b>GH4W</b>	7.10	7.50	0.38	0.31	12.43	7.83
<b>GH3E</b>	7.10	6.10	0.20	0.10	12.24	7.00
<b>TF1</b>	7.10	5.00	0.24	0.19	14.53	11.45
<b>TF2</b>	7.70	5.00	0.29	0.29	8.32	6.56
<b>SC1E</b>	7.80	3.60	0.67	0.80	35.04	38.99
<b>TF3</b>	8.20	5.00	0.24	0.24	6.39	7.43
<b>SC2E</b>	8.30	5.50	0.18	0.18	12.25	9.91
<b>TF4</b>	8.70	5.00	0.10	0.10	5.72	5.78
<b>FZ1</b>	8.80	3.80	0.59	0.81	62.58	81.21
<b>FZ11</b>	9.20	3.50	0.45	0.92	14.89	25.68
<b>SC3E</b>	9.60	7.90	0.19	0.19	8.67	9.62
<b>FZ9</b>	9.60	0.90	0.15	0.09	23.81	14.18
<b>GH5W</b>	10.60	10.90	0.24	0.17	7.96	7.02
<b>FZ12</b>	10.70	1.30	0.27	0.30	39.59	46.91
<b>CH1E</b>	11.90	6.90	0.42	0.34	39.81	39.06
<b>CH2W</b>	11.90	7.10	0.60	0.36	63.32	44.10
<b>CH3W</b>	12.30	7.60	0.32	0.56	27.91	38.02
<b>CH2E</b>	12.60	7.70	0.46	0.47	22.73	22.28
<b>CH4W</b>	12.50	7.80	0.57	0.51	31.79	26.84
<b>CH3E</b>	12.50	8.00	0.51	0.74	23.13	27.53
<b>FZ14</b>	12.80	0.30	1.32	0.53	83.08	42.20
<b>CH4AW</b>	13.10	8.70	0.29	0.27	26.75	16.80
<b>CH5W</b>	13.70	9.70	0.24	0.23	18.68	11.77
<b>GH6W</b>	14.80	15.30	0.10	0.09	4.19	4.05
<b>CH6W</b>	14.80	11.10	0.23	0.37	11.86	17.85
<b>FZ15</b>	15.20	0.40	0.14	0.22	22.74	18.47
<b>VC1W</b>	17.30	0.60	0.16	0.13	18.34	11.47
<b>VC2W</b>	17.40	1.90	0.51	0.38	27.44	17.80
<b>VC1E</b>	18.60	2.20	0.26	0.28	29.21	25.63
<b>VC3W</b>	18.70	4.00	0.26	0.30	17.93	19.66
<b>VC4W</b>	18.80	6.30	0.10	0.08	6.33	7.83
<b>VC5W</b>	18.90	8.70	0.15	0.18	11.08	10.50
<b>VC2E</b>	19.40	4.30	0.35	0.22	23.53	12.11
<b>CH12W</b>	19.70	17.30	0.07	0.08	6.51	3.78
<b>VC6W</b>	21.00	12.90	0.11	0.10	9.11	7.94
<b>TEMB</b>	22.20	17.30	0.10	0.07	6.48	7.03

Si nota da subito come l'array di ricevitori di Parkfield permette non solo lo studio dei valori di picco di accelerazione e velocità, ma anche una analisi più approfondita riguardo la variazione della forma d'onda e scuotimento del suolo. Infatti si considerano di seguito le variazioni della forma d'onda del sisma riguardo le famiglie di ricevitori appartenenti ai profili Gold Hill, Vineyard Canyon, Cholame e Fault Zone. Si ritiene quindi opportuno riportare le storie temporali in accelerazione, velocità e spostamento di ogni profilo, questo comporta l'analisi del tempo di arrivo ad ogni stazione e della forma d'onda in ampiezza e fase.

Il tempo di ricezione della singola stazione si rivela importante per questa fase dell'analisi, poiché è essenziale per analizzare i dettagli dello scuotimento del suolo.

### 3.2.1 Analisi dei Profili di Ricevitori

I profili che verranno mostrati in seguito vengono allineati uno all'altro secondo il tempo di ricezione del segnale, il tempo di riferimento è quello fornito dal California Integrated Seismic Network (CISN), che corrisponde alle 10:15:24 UTC.

#### Profilo Gold Hill

Il profilo facente riferimento alle stazioni Gold Hill è considerato essere circa perpendicolare alla faglia, esso si estende lungo la valle di Cholame e passa nelle vicinanze dell'epicentro del terremoto. Vengono riportate le 2 stazioni che si trovano nella zona orientale (GH2E, GH3E) e le 6 stazioni che si trovano ad ovest della faglia (GH1W, GH2W, GH3W, GH4W, GH5W e GH6W).

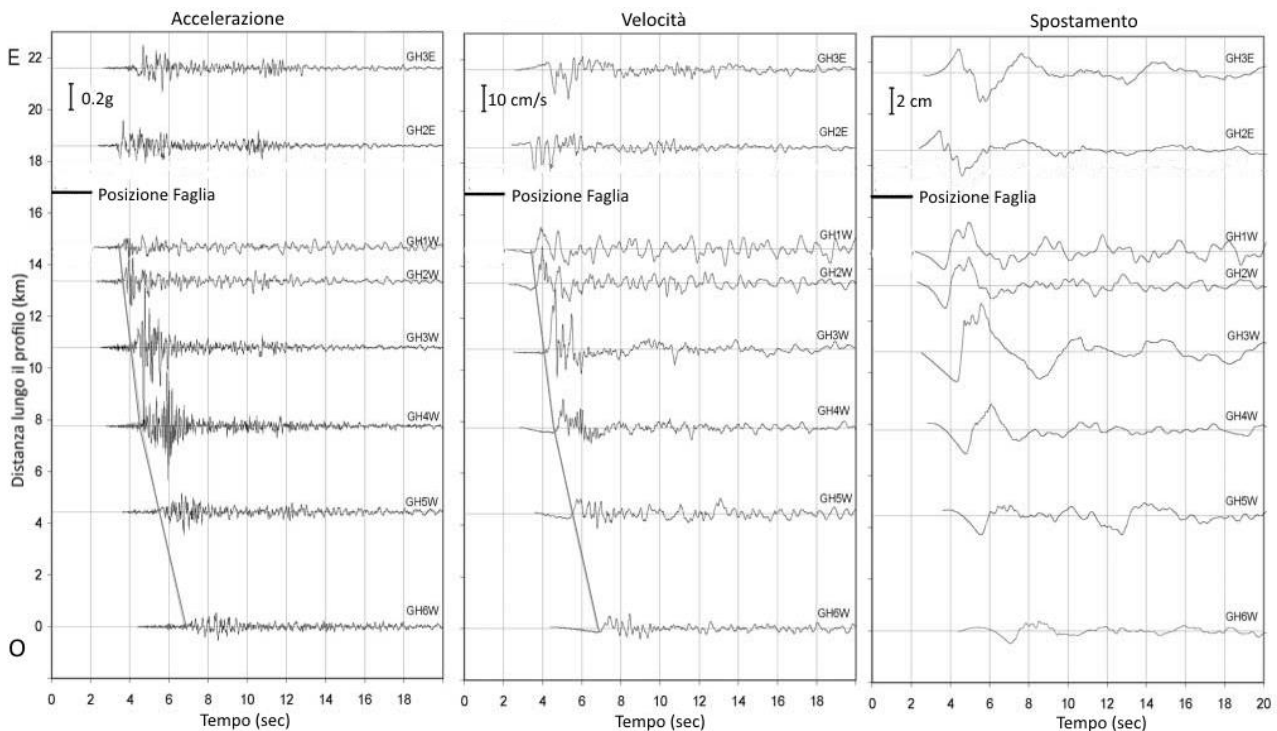


Figura 3.4 Componenti Parallele alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Gold Hill

In Figura 3.4 si riportano le componenti parallele (FP) alla faglia di accelerazione, velocità e spostamento. La stazione GH1W è la più vicina all'epicentro, ad una distanza minore di 1 km. Le stazioni del profilo verso Sud-Ovest mostrano il ritardo dovuto alla propagazione dell'onda lontano dall'ipocentro. Si mette in evidenza inoltre la linea che congiunge i tempi di inizio della parte maggiormente energetica dei record.

Se si osservano i grafici recanti le storie di velocità e spostamento si nota un cambio di polarità tra i dati ricevuti ad Est e ad Ovest della faglia. Questo può significare che il piano di rottura si può trovare tra le stazioni GH2E e GH1W, infatti la linea che identifica la faglia di San Andreas in quell'area (vedasi Figura 3.3) si va a porre esattamente tra le due stazioni considerate.

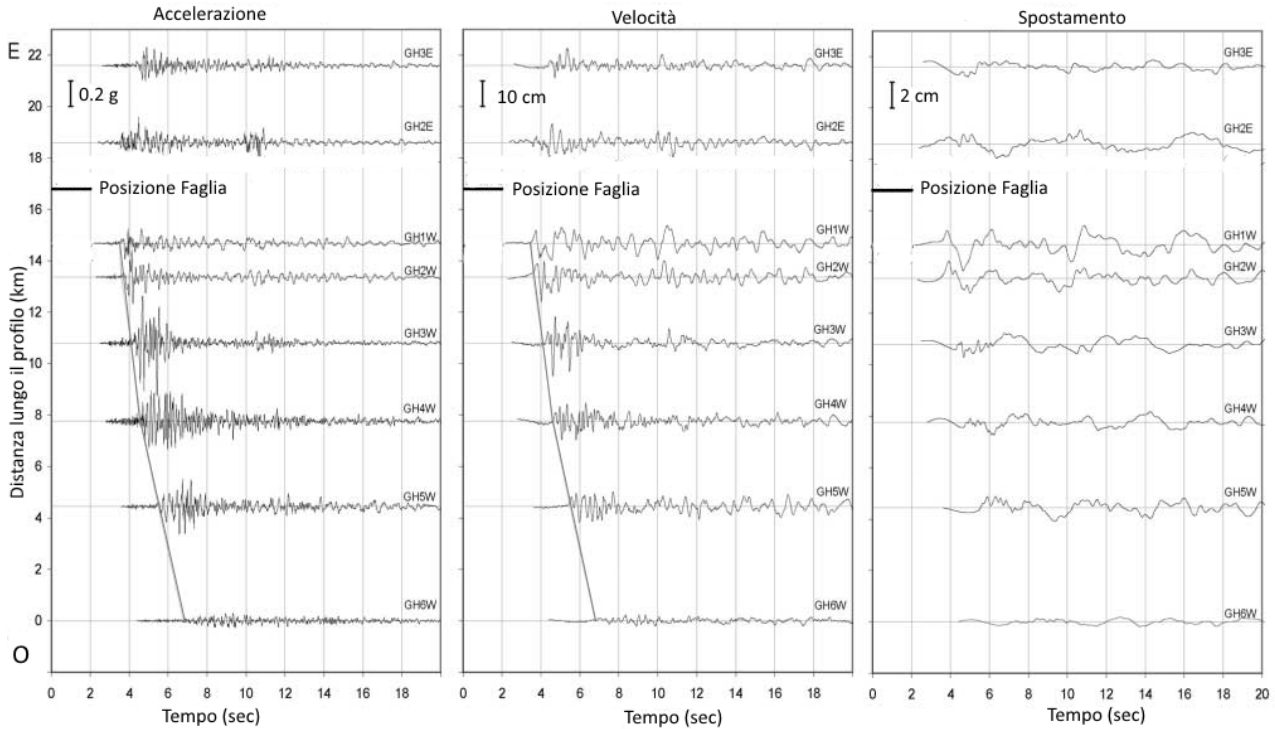


Figura 3.5 Componenti Normali alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Gold Hill

In Figura 3.5 si riportano invece le componenti normali (FN) alla faglia delle storie di accelerazione, velocità e spostamento lungo il profilo Gold Hill. Si noti come le ampiezze delle componenti FN siano minori di quelle parallele, per tutte le stazioni investigate. Questo fatto è dunque consistente con quanto si otterrà dalle analisi di simulazione fatte nei capitoli successivi. Tale fatto lo si riscontra prevalentemente in una regione in cui la rottura si sta propagando allontanandosi dalle stazioni, come appunto nel caso considerato.

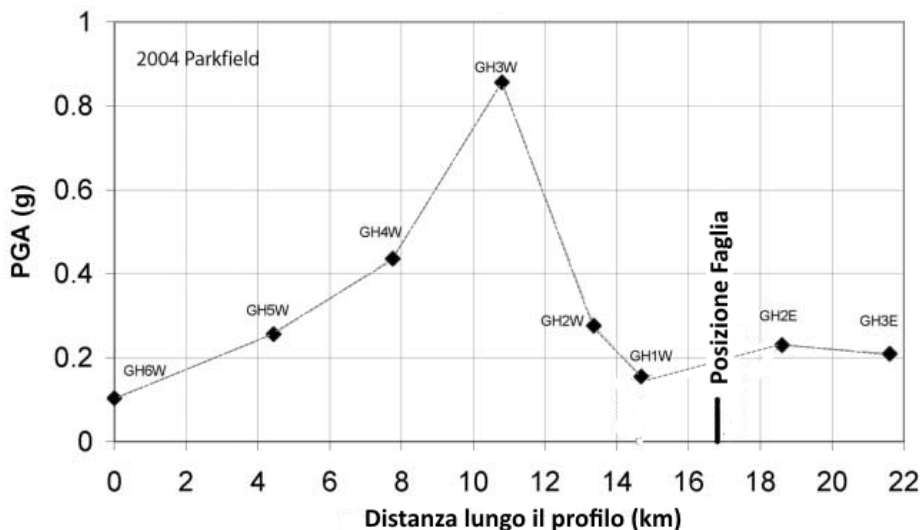


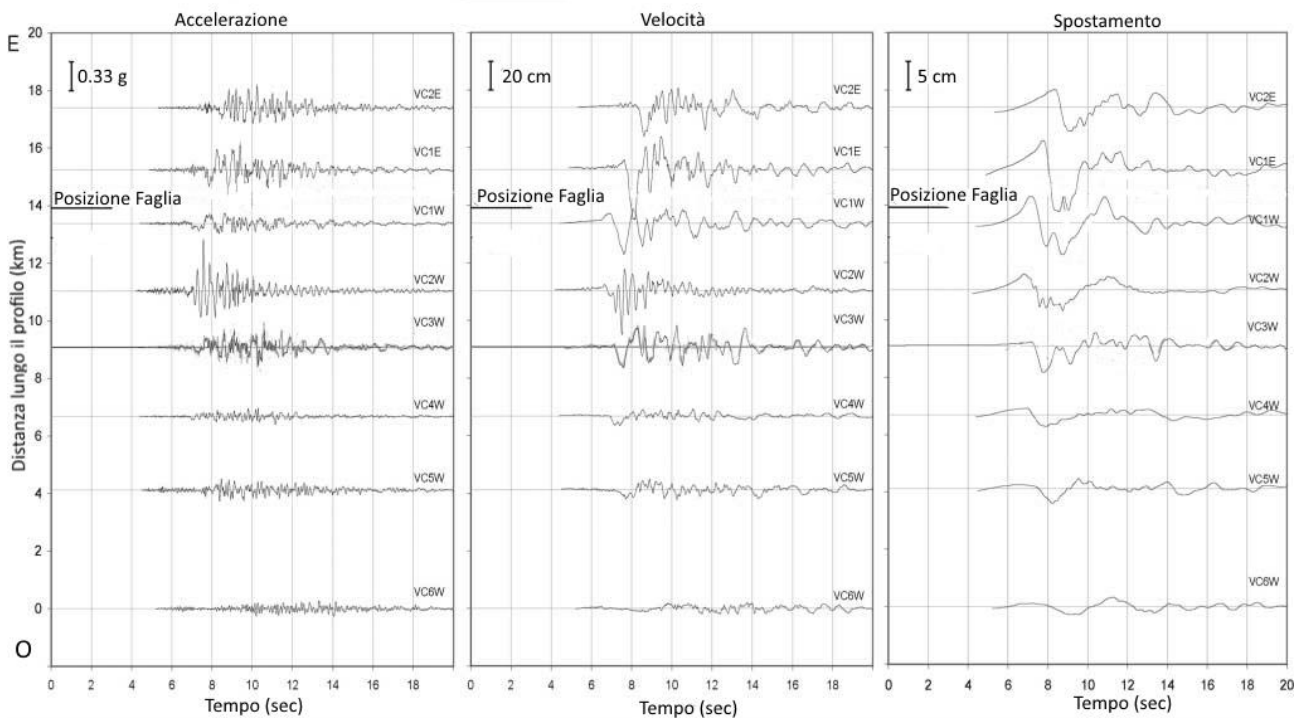
Figura 3.6 Accelerazioni massime orizzontali lungo il Profilo Gold Hill

Si noti come il valore più alto di accelerazione non si trovi in prossimità della faglia ma a circa 4 e 6 km di distanza, in corrispondenza della stazione GH3W e GH4W rispettivamente. In Figura 3.6 si

mostrano i valori di picco della accelerazione orizzontale (PGA) lungo il profilo Gold Hill, si vede che andando a diminuire la distanza dalla faglia i valori di PGA crescono fino ad un massimo di 0.85g in GH3W, ma si nota come i valori assumono dimensioni minori in corrispondenza delle stazioni più vicine alla faglia. Questa peculiarità potrebbe infatti essere dovuta ad effetti di rottura della faglia.

*Profilo Vineyard Canyon*

Il profilo Vineyard Canyon (VC) è anch'esso perpendicolare alla faglia. Include 2 stazioni sul lato Est (VC1E, VC2E) e 6 stazioni di ricevitori sul lato occidentale della faglia (VC1W, VC2W, VC3W, VC4W, VC5W, VC6W).



*Figura 3.7 Componenti Parallele alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Vineyard Canyon*

In Figura 3.7 sono riportate le storie temporali di Accelerazione, Velocità e Spostamento in direzione parallela alla faglia (FP), mentre in Figura 3.8 vengono mostrati i dati corrispondenti alle componenti normali (FN).

Bisogna dire però che la stazione VC3W non riporta il tempo di inizio della registrazione, quindi verrà allineata alle altre al fine di compararne comunque i risultati.

Le stazioni del profilo considerato hanno valori di accelerazione, velocità e spostamento maggiori rispetto alle storie temporali del Profilo Gold Hill esaminato in precedenza. Il Profilo Vineyard Canyon è collocato verso la fine della presunta rottura di faglia, mentre Gold Hill si trova nell'intorno dell'epicentro.

Le componenti normali di velocità e spostamento sono maggiori rispetto ai valori paralleli alla faglia, quindi ci si trova in una situazione opposta a quella commentata per lo scuotimento nel profilo Gold Hill. Questo è ragionevole se si considera che le stazioni del Vineyard Canyon si trovano nell'area in cui la rottura sta propagando.

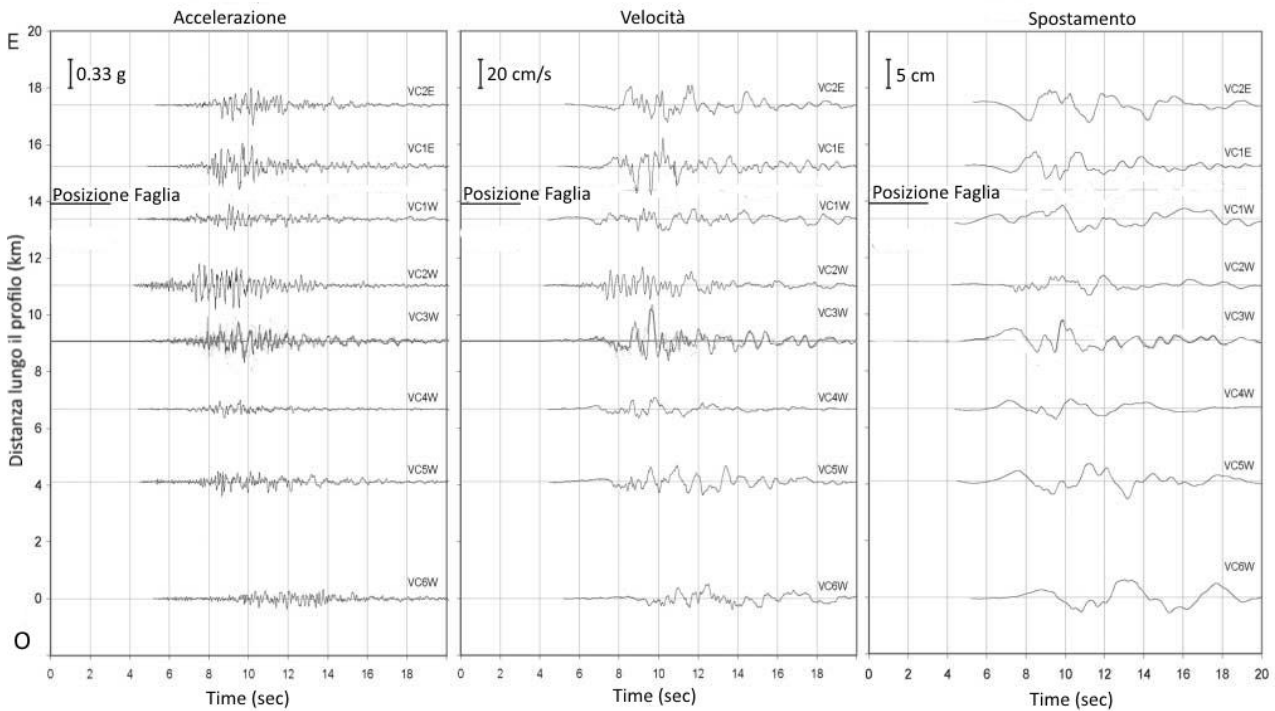


Figura 3.8 Componenti Normali alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Vineyard Canyon

Si nota come la polarità dello spostamento FP cambia quando si oltrepassa la linea della faglia. Di contro si vede come gli spostamenti FN non mostrano questo cambio di polarità, tale aspetto è importante poiché bisogna considerare la faglia di San Andreas come una faglia con movimento trascorrente.

#### Profilo Cholame

La famiglia di ricevitori appartenenti al Profilo Cholame si estende lungo la parte finale della valle di Cholame, in corrispondenza della Highway 41, si può dunque considerare perpendicolare alla faglia di San Andreas.

Il profilo include 3 stazioni sul lato orientale della faglia (CH1E, CH2E, CH3E), mentre si considerano 7 stazioni sul lato occidentale (CH2W, CH3W, CH4W, CH4AW, CH5W, CH6W, CH12W).

La Figura 3.9 mostra le componenti dello scuotimento parallele alla faglia, mentre le componenti normali vengono riportate in Figura 3.10.



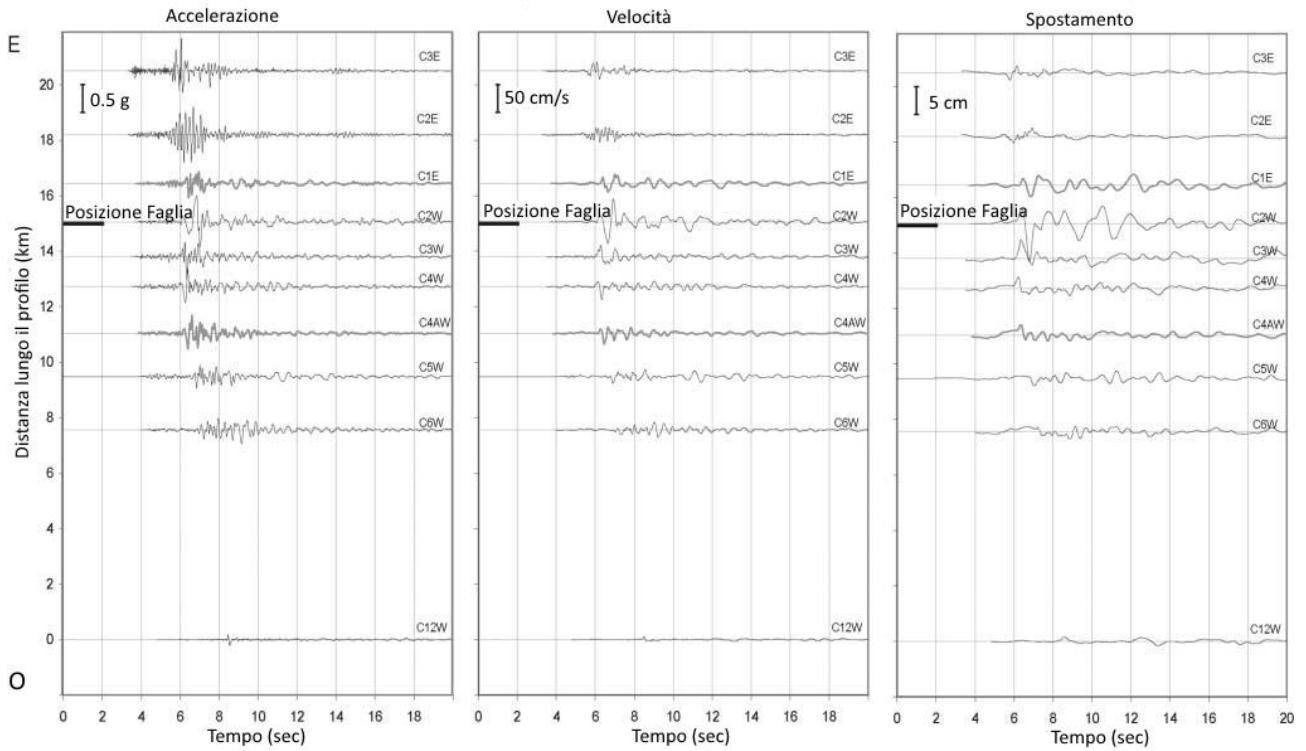


Figura 3.9 Componenti Parallele alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Cholame

Si nota come gli spostamenti in direzione normale alla direzione della faglia siano maggiori rispetto a quelli nella componente parallela.

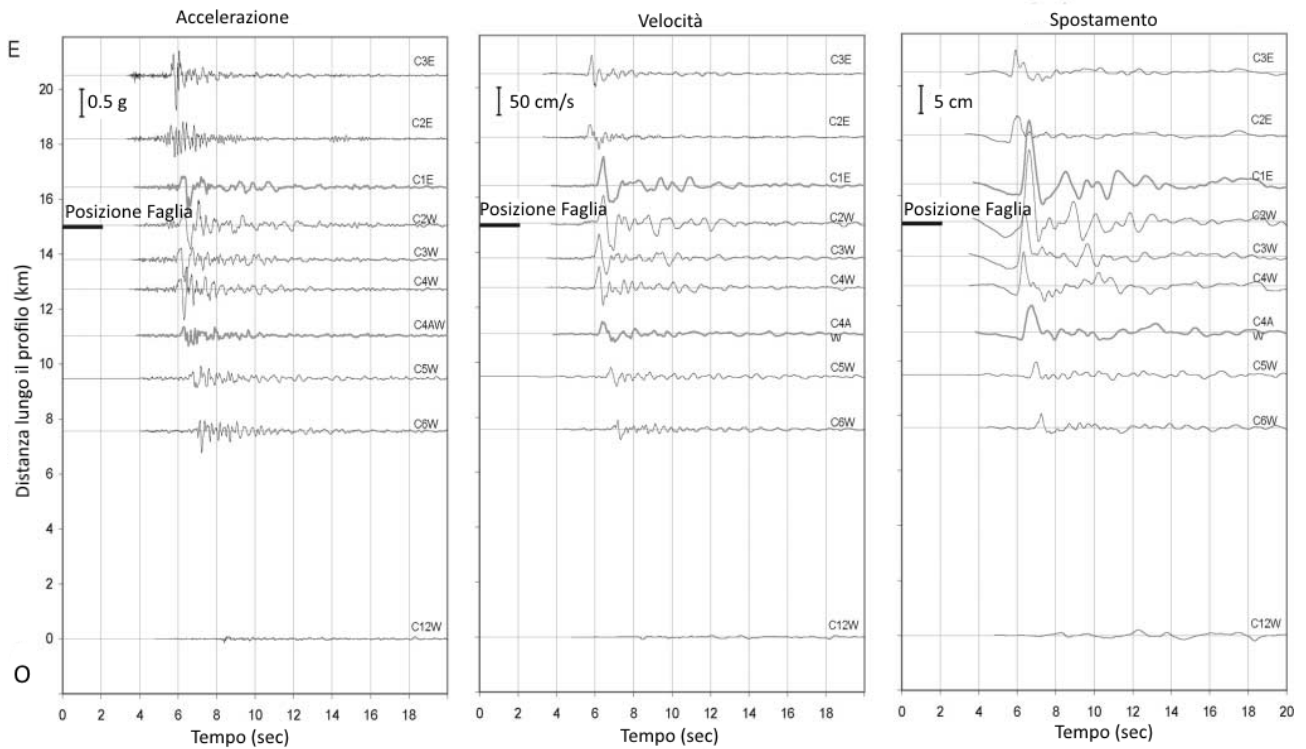
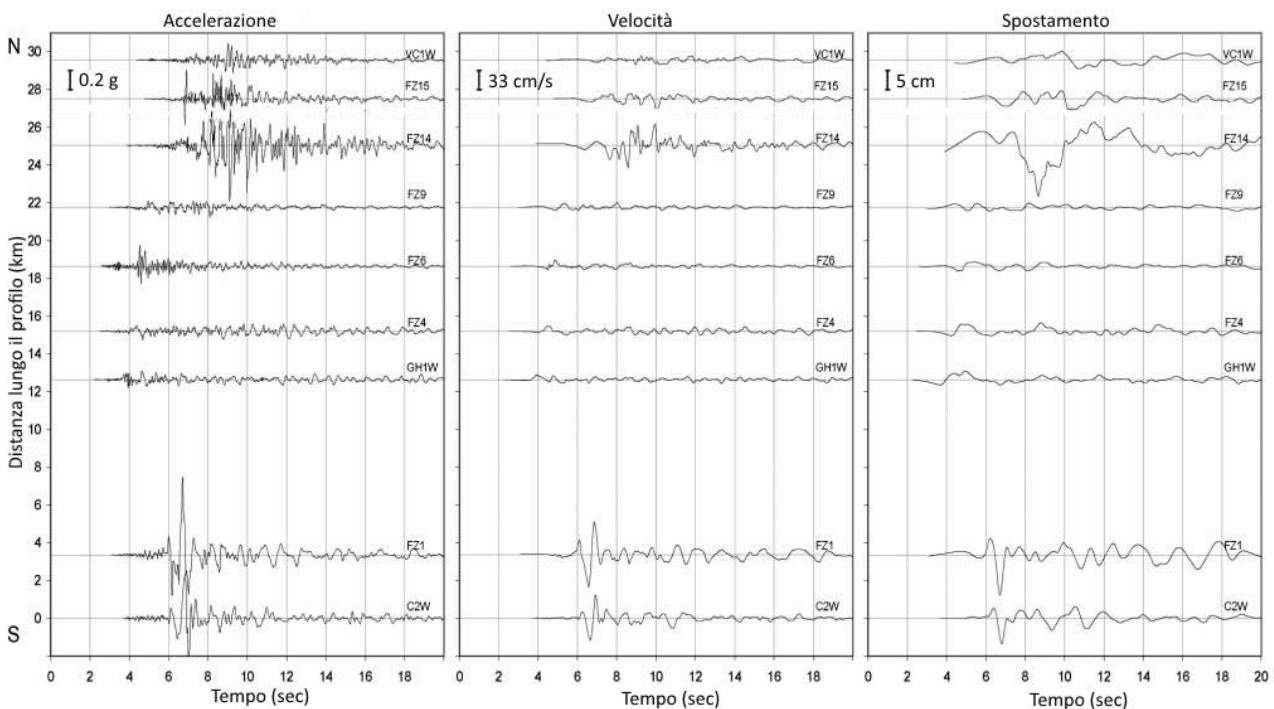


Figura 3.10 Componenti Normali alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento del Profilo Cholame

La stazione più vicina alla faglia di San Andreas è la CH2W, distante circa 100 metri. Si vede come gli spostamenti in direzione FP in questa stazione siano corrispondenti a circa il doppio rispetto alle stazioni limitrofe. Si nota però come gli spostamenti FN sono anch'essi molto elevati e superiori alle componenti parallele alla faglia. Analizzando la componente normale si nota come la stazione CH1E mostri spostamenti elevati. Tale incremento di ampiezza degli spostamenti nelle stazioni CH1E e CH2W potrebbe essere dovuto al fatto che questi due ricevitori si vanno a posizionare in un'area in prossimità della faglia, dove appunto lo slip è consistente.

*Profilo Fault Zone*

Al fine di studiare le stazioni che si posizionano lungo la faglia, si sceglie di suddividere i dati in due famiglie, una che comprende i ricevitori ad est della faglia di San Andreas e la seconda famiglia comprendente quelle stazioni che si trovano nel lato occidentale della faglia.



*Figura 3.11 Componenti Parallele alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento per il profilo ad Ovest della faglia*

Si riporta dunque la Figura 3.11 e la Figura 3.12 per quanto riguarda le componenti parallele alla faglia, in particolare la Figura 3.11 comprende le stazioni sul lato ovest, mentre la Figura 3.12 riporta i valori dei dati dei ricevitori posti sul lato orientale.

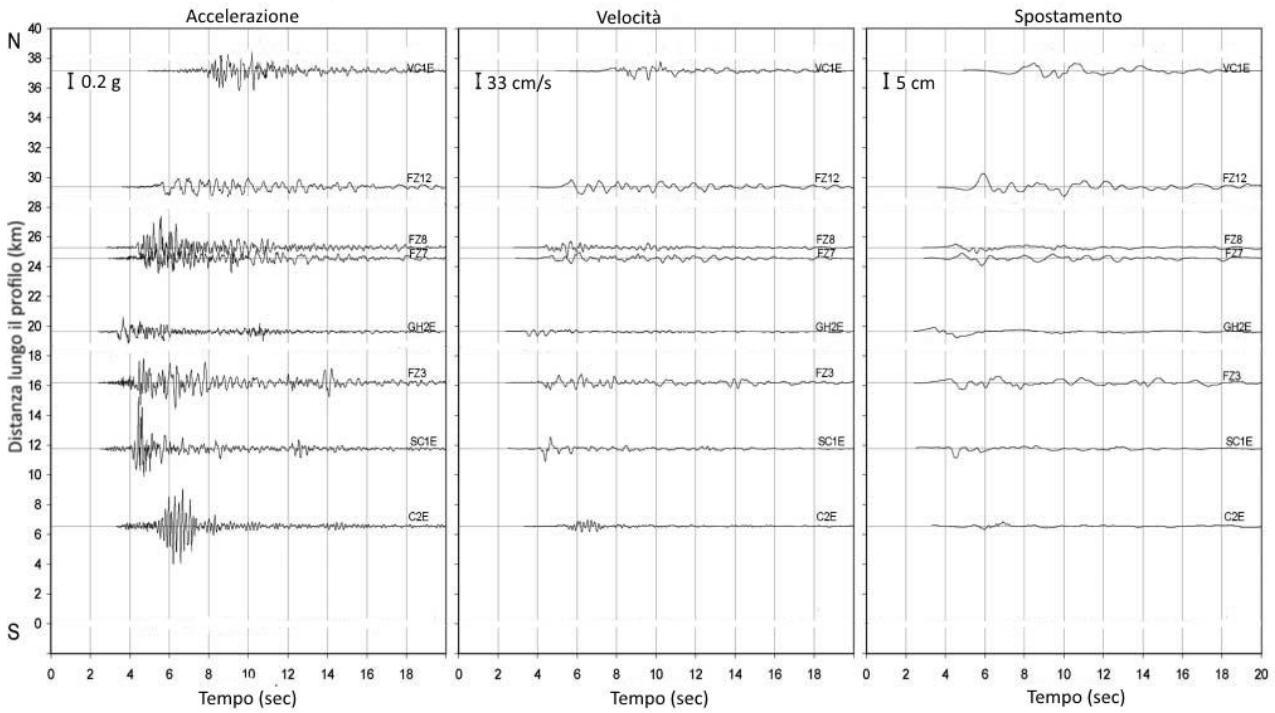


Figura 3.12 Componenti Parallele alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento per il profilo ad Est della faglia

Per quanto riguarda invece le componenti normali bisogna fare riferimento alla Figura 3.13 per le stazioni lato ovest e alla Figura 3.14 per le stazioni lato est.

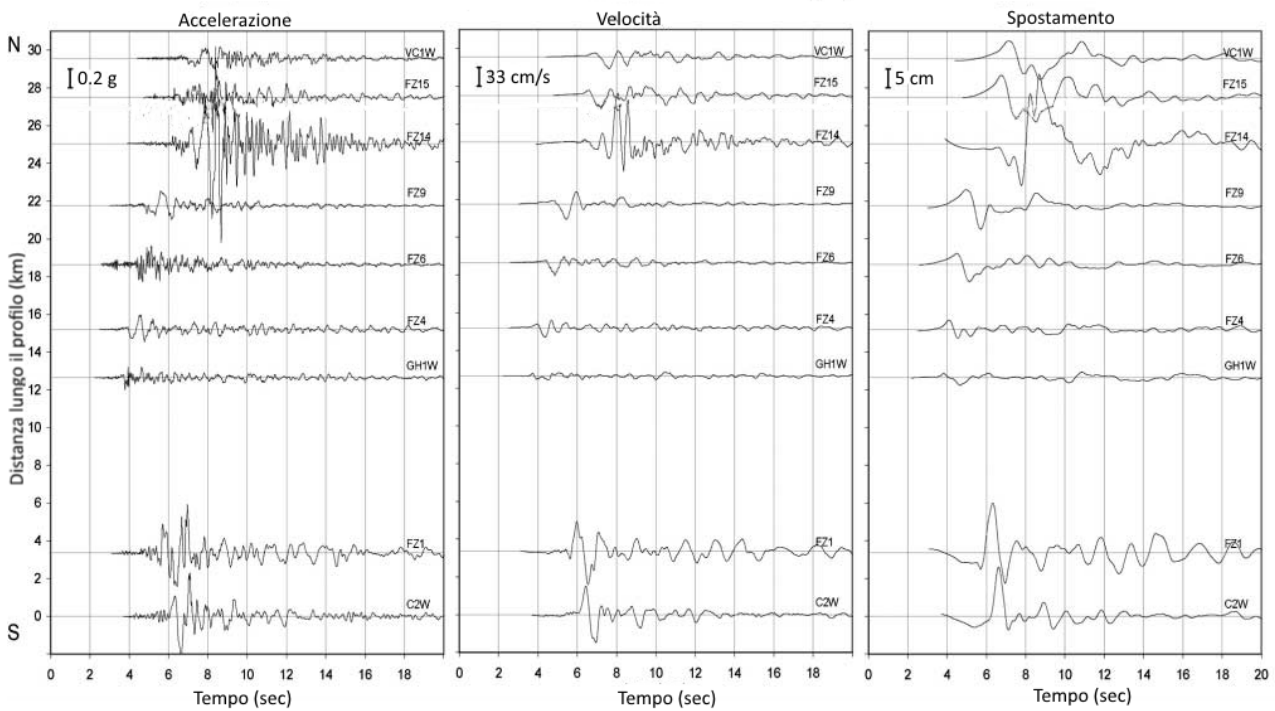


Figura 3.13 Componenti Normali alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento per il profilo ad Ovest della faglia

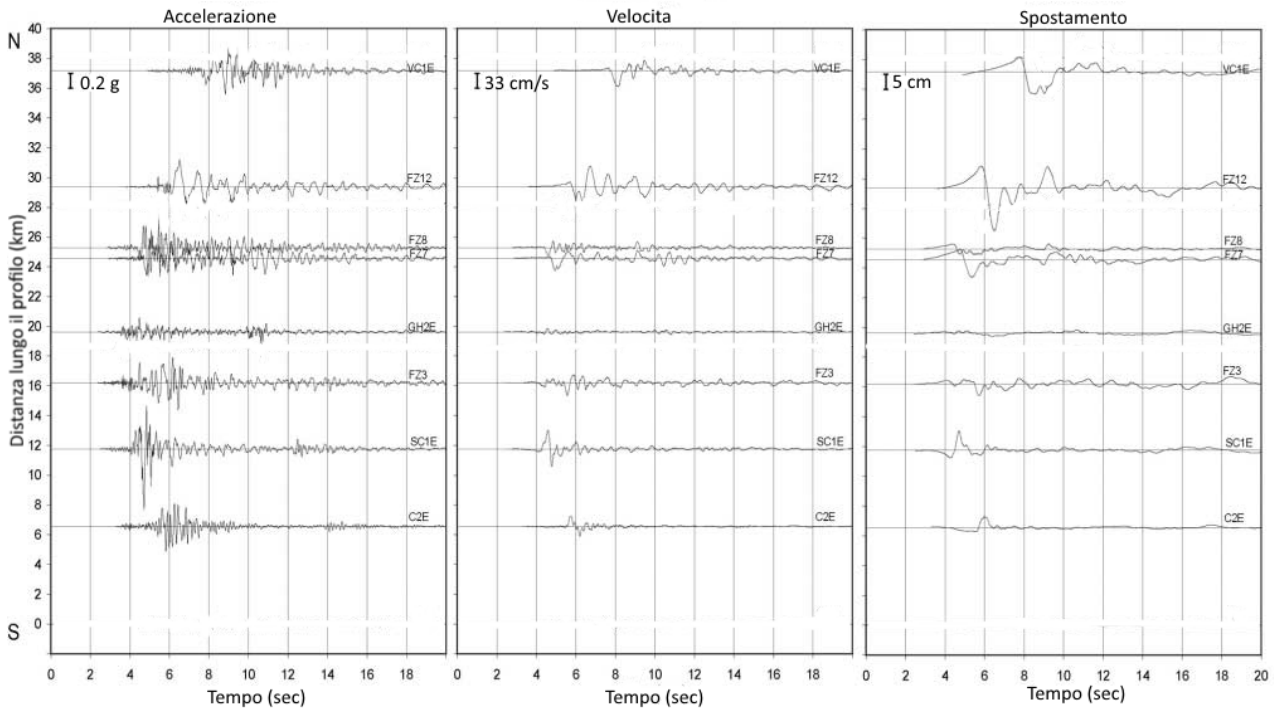


Figura 3.14 Componenti Normali alla faglia di Accelerazione, Velocità e Spostamento per il profilo ad Est della faglia

Questa comparazione mostra chiaramente che le energizzazioni maggiori avvengono ai due estremi della faglia.

Si nota dalle Figure del *Profilo Fault Zone* in cui si riporta la componente normale alla faglia, come la stazione FZ14 mostra un valore di accelerazione molto più alto rispetto alle stazioni limitrofe. Il dato nella stazione FZ14 è inoltre ritardato, poichè la fase energetica arriva nello stesso istante di quella della stazione FZ15, nonostante sia circa 2 km più vicina all'epicentro (12.80 km della stazione FZ14 invece dei 15.20 km della stazione FZ15). Il valore di PGA nel ricevitore FZ14 è circa pari a 1.30 g, mentre il valore di accelerazione di picco in FZ15 è di 0.46 g, questa elevata ampiezza potrebbe essere dovuta alla rottura di una faglia minore (riportata nella Figura 3.3 come SWFZ) che si trova nelle vicinanze della stazione FZ14 ed inoltre il ritardo dei dati verrebbe giustificato da un suolo contenente materiali con un più basso valore di velocità.

Si possono dunque fare due osservazioni riguardo a questi dati di campo vicino. Per prima cosa si può dire che le ampiezze delle componenti normali alla faglia sono più significative ai due estremi della stessa, mentre per le stazioni più centrali queste componenti sono più ridotte e modeste. Inoltre gli spostamenti in direzione parallela sono maggiori per i ricevitori molto lontani dalla faglia, come si è potuto notare analizzando i dati lungo il Profilo Gold Hill. Questi fattori implicano dunque che nonostante le componenti normali agli estremi della faglia siano importanti per la progettazione in tali aree, anche le componenti parallele sono rilevanti per le zone che stanno all'interno delle estremità, nonostante queste assumano valori modesti.

Una seconda osservazione può essere quella relativa al fatto che le ampiezze delle componenti normali decadano rapidamente allontanandosi dalla faglia. Tale valore nella stazione CH2W è molto elevato, mentre lungo il Profilo Cholame si può vedere come l'intensità decresca in CH3W e ancora di più in CH5W. I due ultimi ricevitori citati si trovano circa alla stessa distanza dalla faglia, quindi l'attenuazione legata alla direttività del moto gioca un ruolo fondamentale.

Una lezione importante da questa prima analisi dei dati è che l'interpretazione di una massa consistente di ricevitori non è facilmente attuabile. Per esempio non si evince in maniera chiara il passaggio della rottura guardando le stazioni disposte lungo la faglia. Le condizioni di campo vicino sono molto complesse da studiare e quindi servirebbe un array di ricevitori molto più ampio e più denso di quello realmente a disposizione nella zona di Parkfield. Questo passaggio verrà trattato durante la simulazione del sisma con il software Hisada, in cui infatti inseriremo un array denso e regolare di stazioni al fine di comprendere al meglio la propagazione della rottura e i fenomeni di direttività.

### 3.2.2 Analisi di PGA e PGV

Vista la presenza di un così grande bacino di dati registrati all'interno dei 10 km della zona di faglia, si vuole cercare di analizzare ed investigare i valori di picco in una condizione di campo vicino. Si riporta dunque la Figura 3.15 in cui i valori di PGA si trovano sull'asse delle ordinate, mentre sull'asse delle ascisse vengono riportate le distanze dalla faglia di San Andreas (gli assi sono mostrati in scala logaritmica). La distanza utilizzata è quella di Joyner-Boore  $R_{JB}$ , identificata come la distanza tra il ricevitore e la proiezione in superficie del piano di rottura della faglia.

Stazione	Distanza dalla faglia (km)	PGA (g)	PGV (cm/s)
Templeton	43.00	0.038	2.16
San Luis Obispo 1	62.90	0.014	1.07
San Luis Obispo 2	65.00	0.021	0.73
Cambria	68.30	0.010	0.77
Point Buchon	75.50	0.014	0.93
King City Hospital	55.90	0.039	2.61
King City Canal	55.90	0.060	3.09
Buttonwillow	90.60	0.010	1.04
Greenfield	70.60	0.033	2.08
San Benito	84.20	0.019	1.66

Tabella 3.3 Valori di distanza dalla faglia, PGA e PGV per i ricevitori che si trovano a più di 30 km dall'epicentro del terremoto di Parkfield 2004

Al fine di commentare adeguatamente i dati, essi vengono confrontati con la equazione di predizione del moto di Boore&Atkinson, le cui equazioni sono riportate nel Capitolo 1 dell'elaborato, in questo caso però vengono considerati solamente i contributi dati dalla magnitudo e dalla distanza rispetto alla faglia.

L'equazione di predizione presa in considerazione è stata sviluppata per distanze comprese tra gli 80 e i 100 km, ma molto spesso vengono usate per coprire aree maggiori, per avere una adeguata comparazione con i dati registrati si necessita dunque l'introduzione di ricevitori posti a distanze superiori di 30 km dalla faglia, tali stazioni e i loro valori di PGA e PGV vengono riportate nella Tabella 3.3.

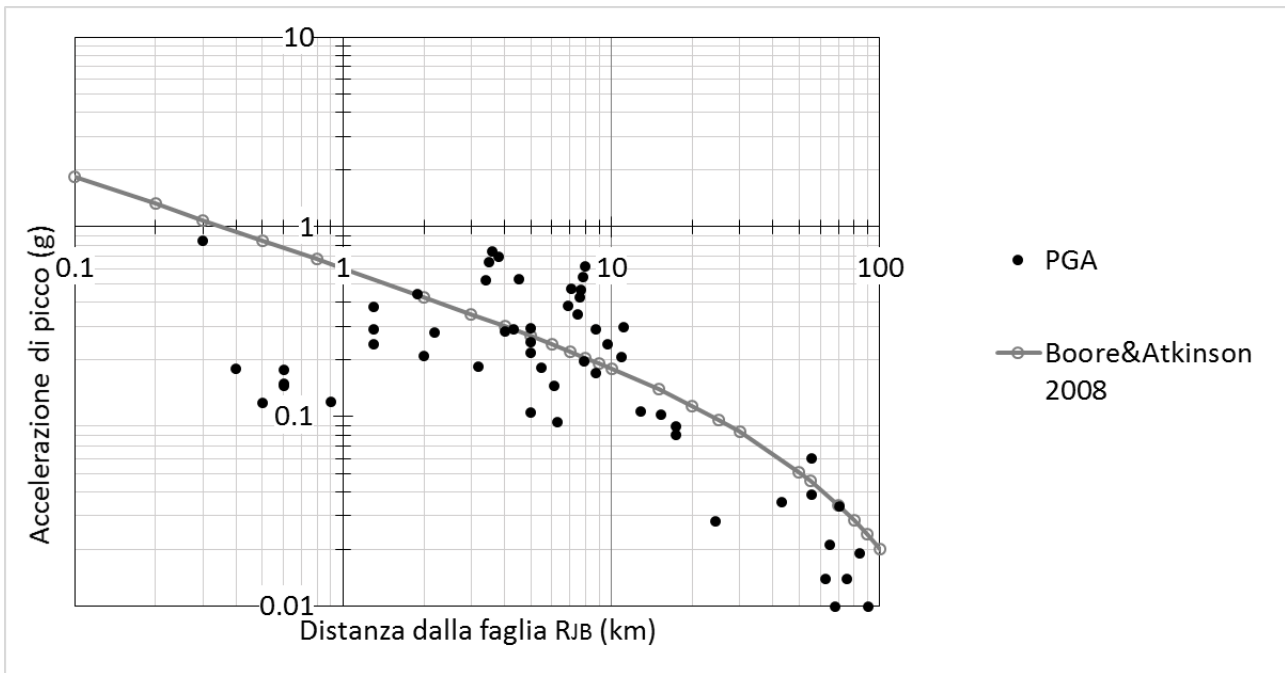


Figura 3.15 Distribuzione dei valori di accelerazione di picco secondo la distanza dalla faglia

Si nota come ad una distanza moderata, i valori di PGA decadono molto più rapidamente di quanto mostrino le predizioni. Nella zona vicino ai 10 km le predizioni coincidono abbastanza bene con la maggior parte dei dati, passando per il mezzo della nuvola di punti.

Le stesse considerazioni possono essere fatte per quanto riguarda la distribuzione dei dati di picco in termini di velocità, Figura 3.16, in cui si hanno valori più alti in prossimità della faglia che successivamente decrescono a distanze maggiori.

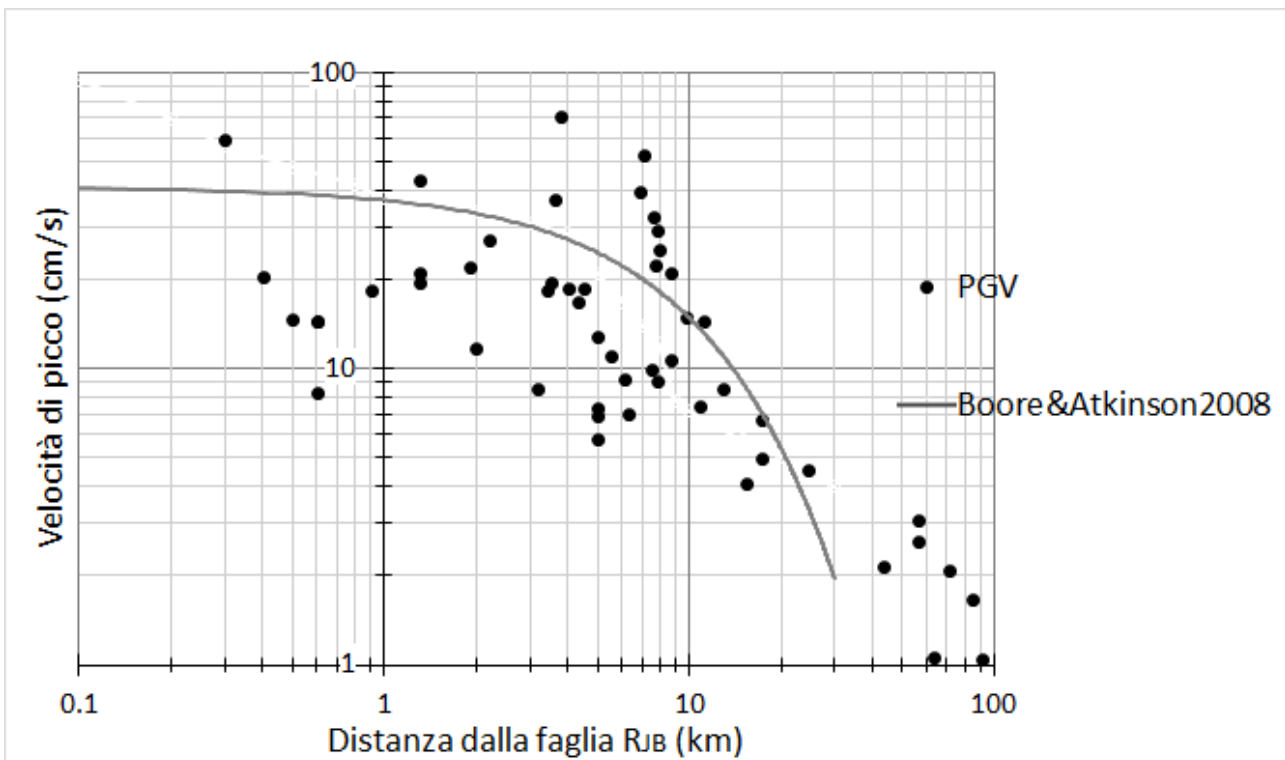


Figura 3.16 Distribuzione dei valori di velocità di picco secondo la distanza dalla faglia

Si ritiene utile inoltre corredare i precedenti commenti con delle mappe facenti riferimento alle componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali in termini di PGA, queste sono riportate nella Figura 3.17. Per la consultazione dei singoli valori riferiti alle stazioni di Parkfield si rimanda alla APPENDICE 1 del presente elaborato.

Osservando le accelerazioni di picco delle stazioni lungo la faglia si nota come la componente normale e parallela raggiungano elevati livelli in termini di g in corrispondenza della stazione FZ14 (36456) che presenta una  $PGA(FN) = 1.32 \text{ g}$  e una  $PGA(FP) = 0.99 \text{ g}$ . Si vede inoltre come all'estremo meridionale della faglia si vadano a registrare i valori maggiori di accelerazione di picco.

La componente verticale presenta valori nell'intorno di 0.20 e 0.30 g e li supera solamente in prossimità del ricevitore FZ14 (36456).

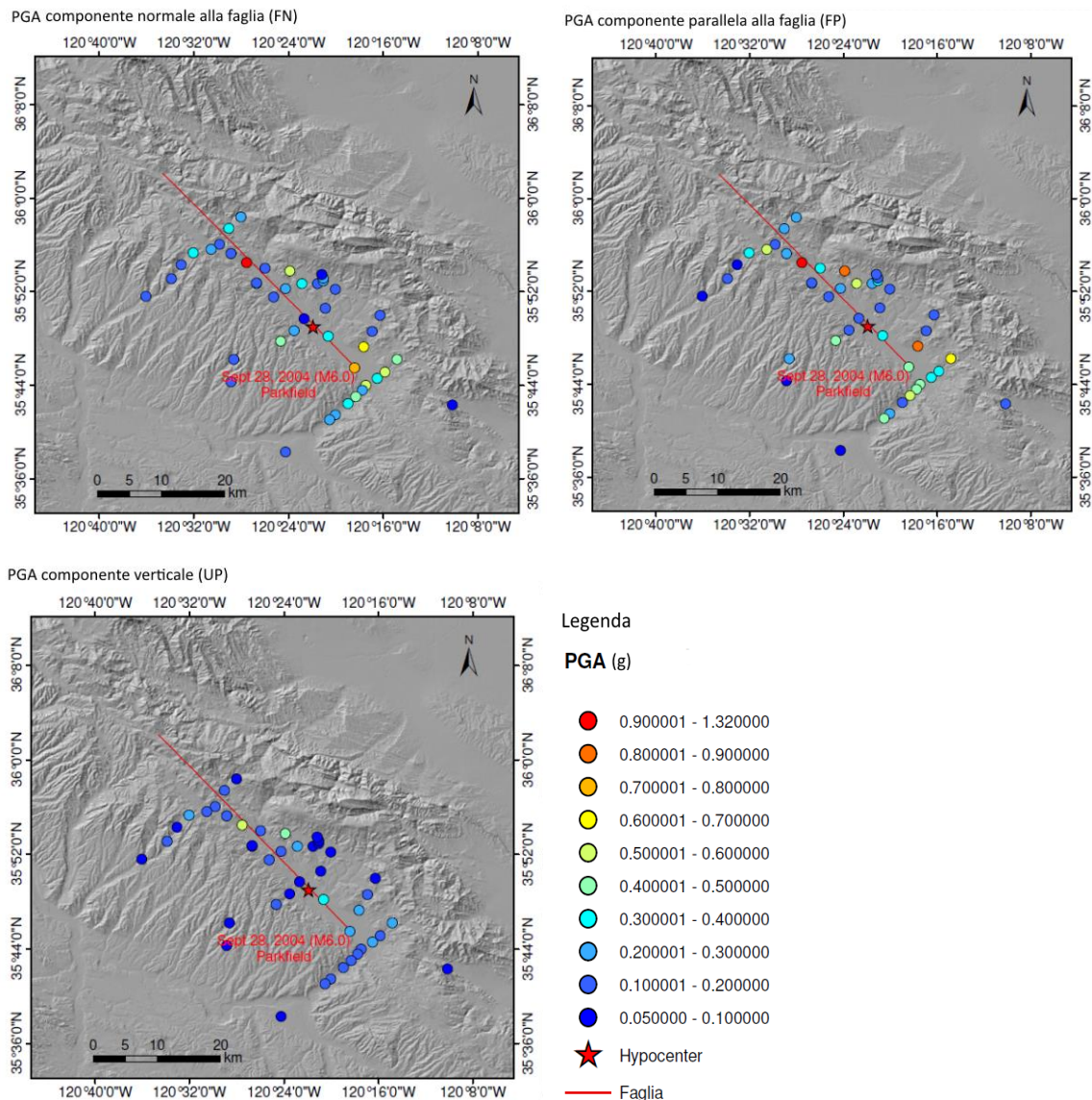


Figura 3.17 Componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali in termini di PGA

Le mappe in termini di PGV si possono osservare in Figura 3.18, queste mostrano le medesime caratteristiche riscontrate nell'analisi delle componenti di picco di accelerazione. Ovvero si nota l'accumulo dei valori massimi in corrispondenza dell'estremo Sud-Est della faglia ed in corrispondenza della FZ14, con un massimo in essa di 80.99 cm/s

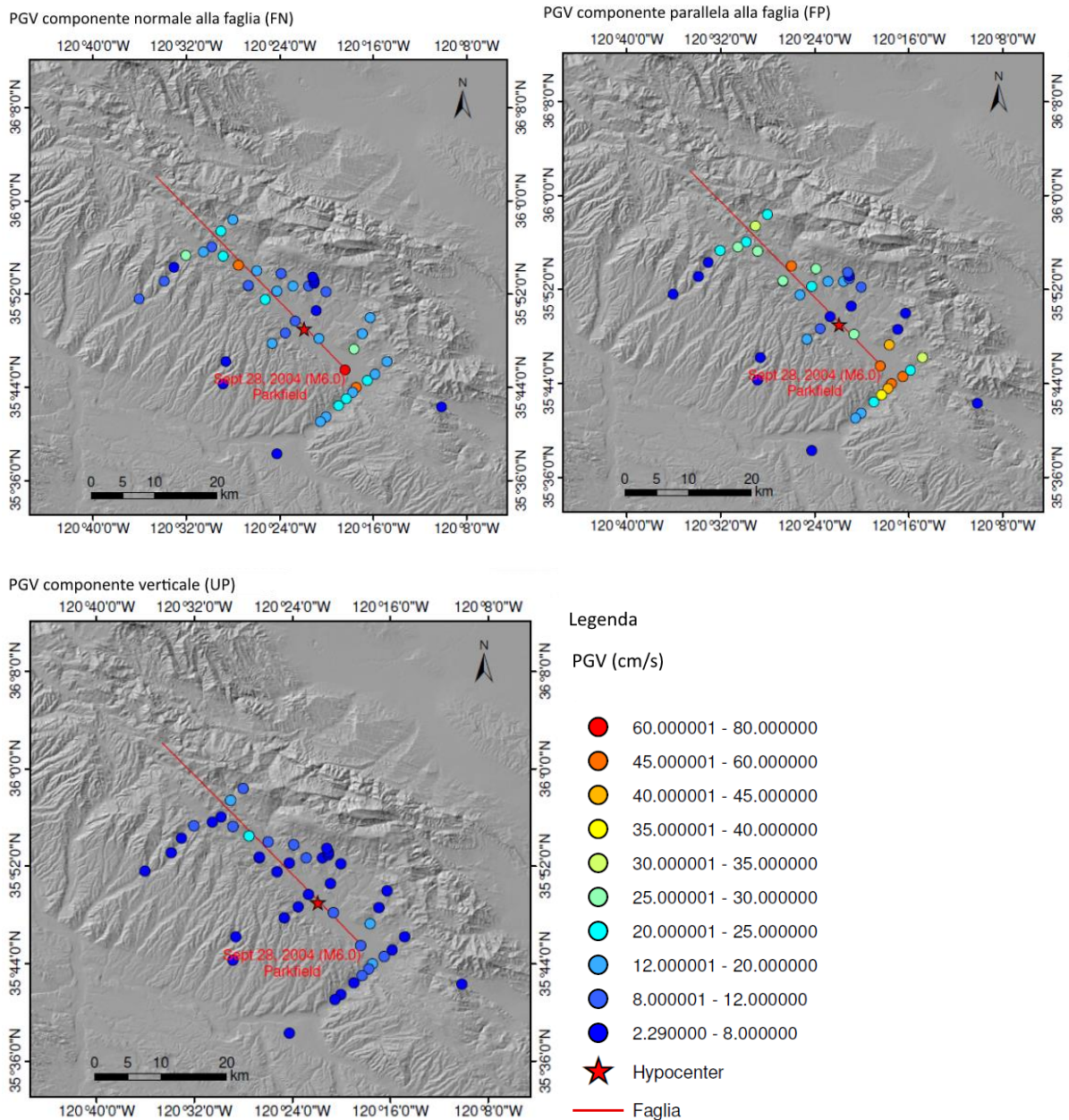


Figura 3.18 Componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali in termini di PGV

In Figura 3.19 si riportano le mappe di distribuzione di PGA e PGV del rapporto tra la componente normale alla faglia e la componente parallela alla faglia. Considerando la maggior parte delle stazioni valutate si può affermare che il rapporto è superiore all'unità, quindi la componente normale supera quella parallela, in particolare agli estremi della faglia. Nella zona centrale di quest'ultima la componente parallela tende leggermente a superare quella normale.



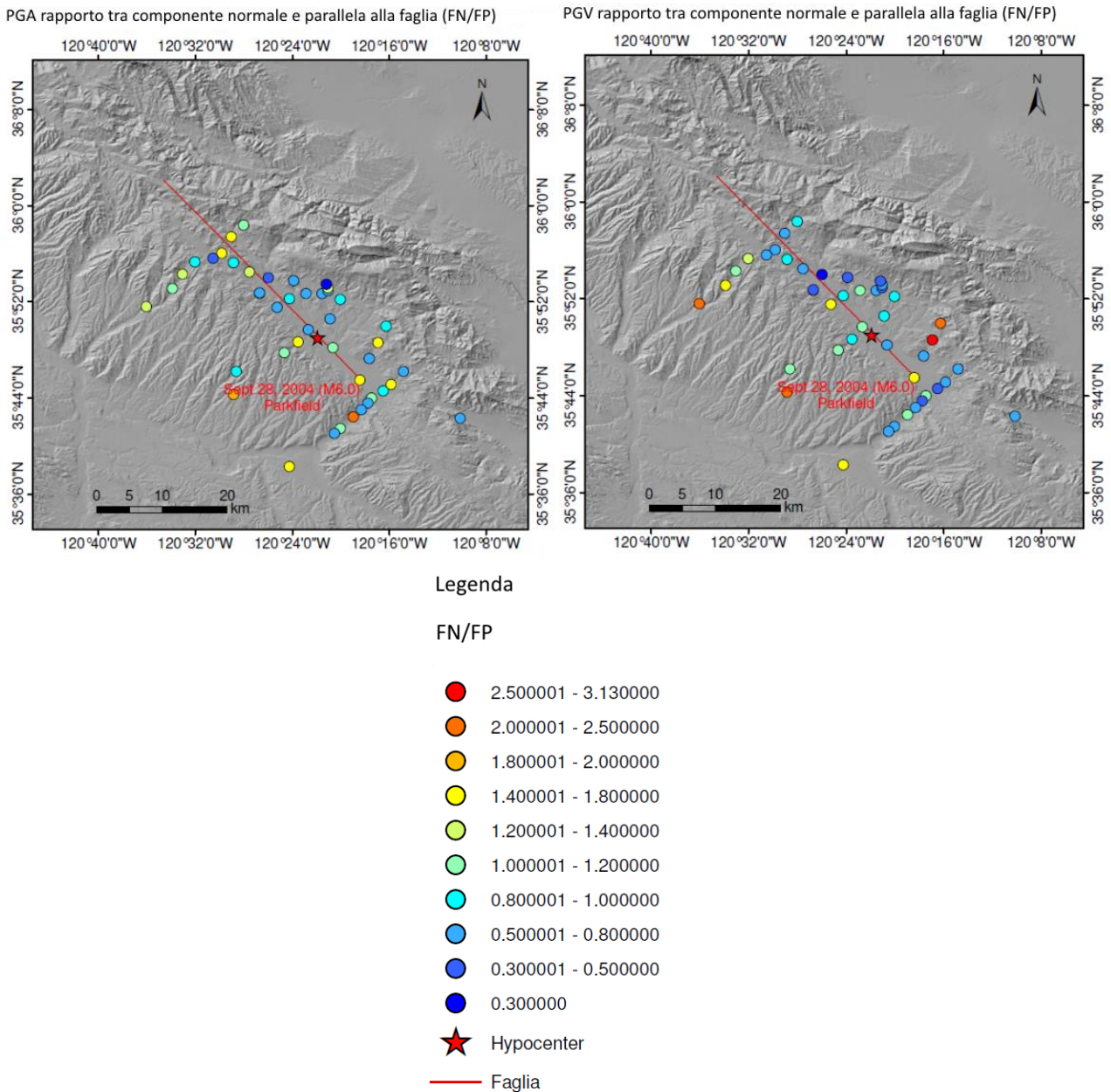


Figura 3.19 Rapporto tra la componente normale alla faglia e la componente parallela alla faglia, sia in termini di PGA che in termini di PGV

Per concludere l'analisi di PGA e PGV registrate si mostra in Figura 3.20 il rapporto tra la componente verticale UP e la media delle componenti orizzontali FP ed FN.

$$\frac{V}{H} = \frac{UP}{\sqrt{FP*FN}} \quad (3.1)$$

Tale rapporto rimane sempre inferiore all'unità, quindi per tutte le stazioni esaminate nell'area intorno a Parkfield, si ha che la componente verticale è inferiore a quella orizzontale. Si raggiunge però un valore massimo di 0.88 in prossimità dell'ipocentro e valori elevati nei pressi dell'estremo Nord-Ovest della faglia. Per la maggior parte delle stazioni il valore medio del rapporto V/H è circa 0.49, quindi le componenti orizzontali sono circa il doppio delle verticali.

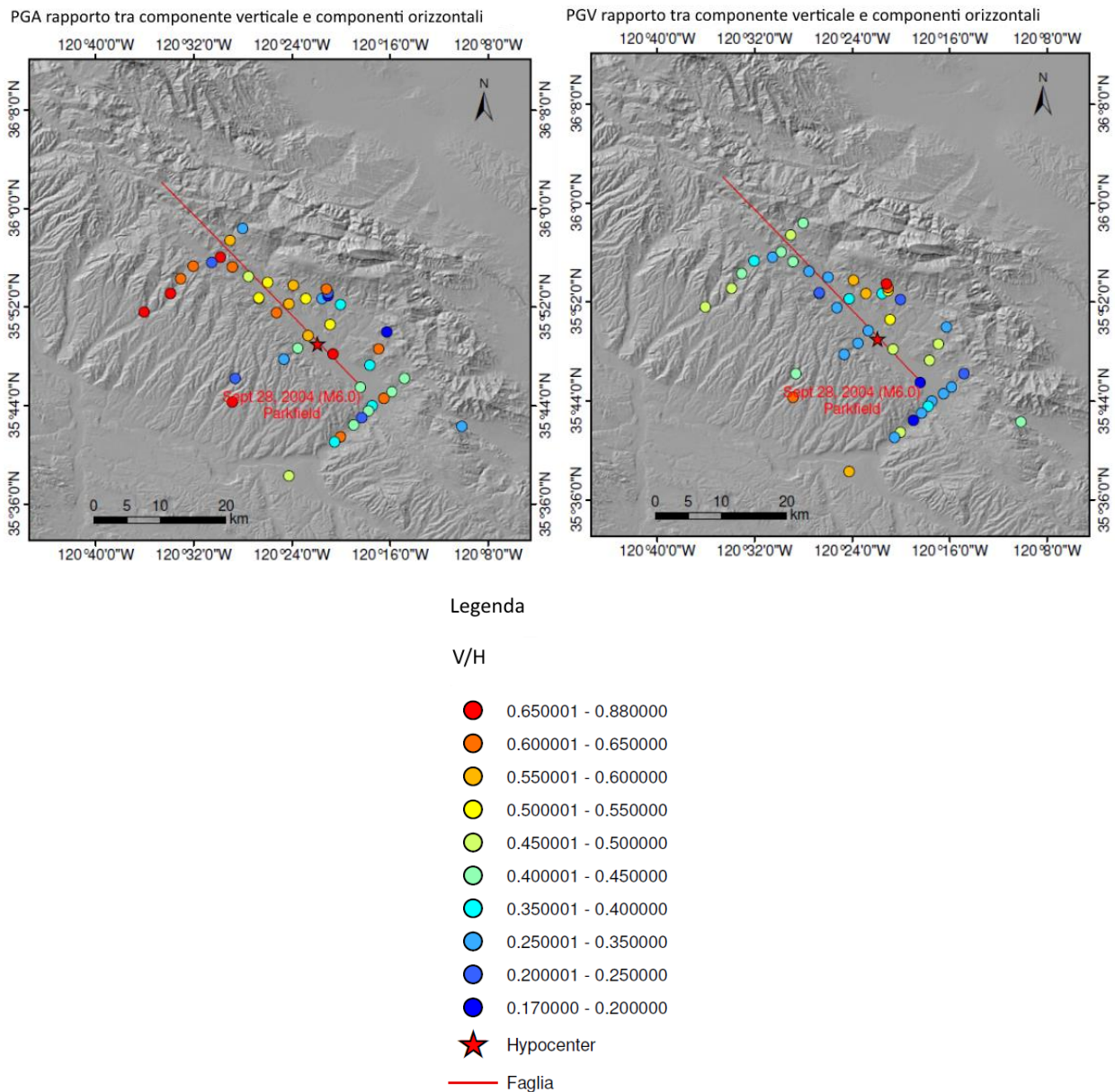


Figura 3.20 Rapporto tra la componente verticale e la media delle componenti orizzontali, sia in termini di PGA che di PGV

### 3.2.3 Direttività in PGA e PGV

L'effetto della propagazione della rottura della faglia è apparente in tutti i dati precedentemente analizzati, rappresentati nelle Figure dalla 3.4 alla 3.14. Bisogna però dire che il parametro PGA è molto spesso utilizzato per caratterizzare gli effetti della propagazione della rottura nella fase di progettazione. L'effetto della direttività della rottura sui valori di picco dello scuotimento può essere esplorato assumendo un semplice modello di rottura bilaterale su una faglia verticale. A tal fine si considera la porzione di faglia portata a rottura durante il terremoto di Parkfield, descritta in Figura 3.21, avente una estensione di 10 km verso Sud-Est a partire dall'epicentro e 30 km verso Nord-Ovest. Si può ora suddividere il set di dati a nostra disposizione in due gruppi, un gruppo appartiene alle stazioni che risiedono nell'area compresa nei  $\pm 20^\circ$  rispetto alla direzione della faglia, l'altro gruppo contiene i ricevitori esterni a tale cono di direttività (vedasi Figura 3.17). Questa suddivisione è stata ipotizzata seguendo ciò che è stato fatto da Bayless e Somerville (2013) riguardo la condizione

di direttività. Quindi si sono considerate le stazioni che più si mantengono vicine alla linea di faglia e che risentono maggiormente dell'effetto direttivo del sisma.

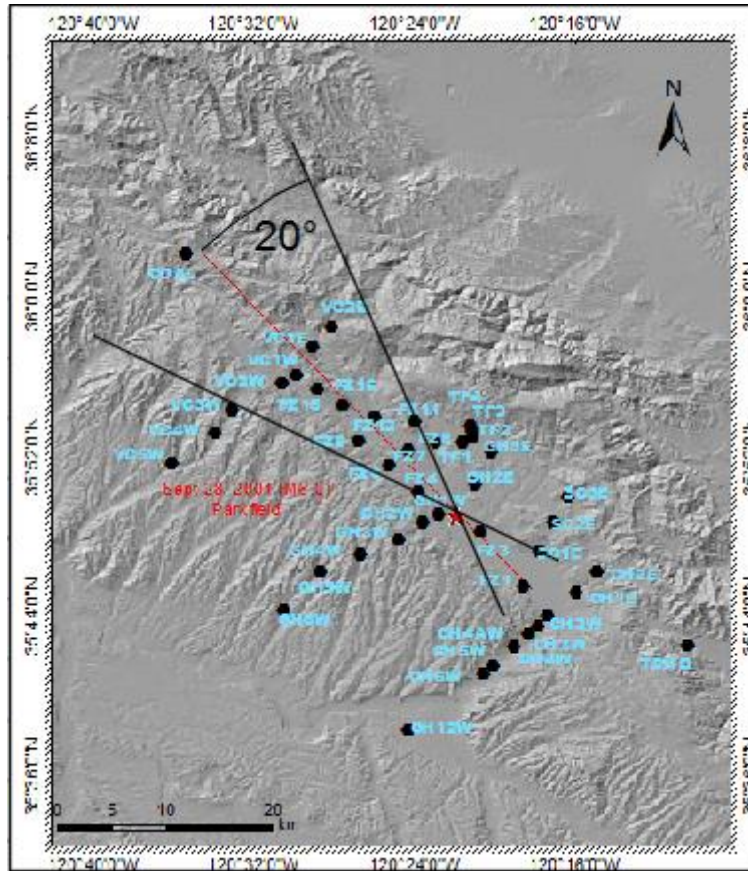


Figura 3.21 Suddivisione delle stazioni al fine di considerare l'effetto della direttività

I risultati riportati in Figura 3.22 e 3.23 mostrano una poco evidente separazione dovuta alla direttività nel caso di analisi in termini di PGA. Considerando invece i valori di velocità di picco il distacco è più marcato, con valori molto più alti di PGV per i punti che si trovano in posizione favorevole alla direttività.

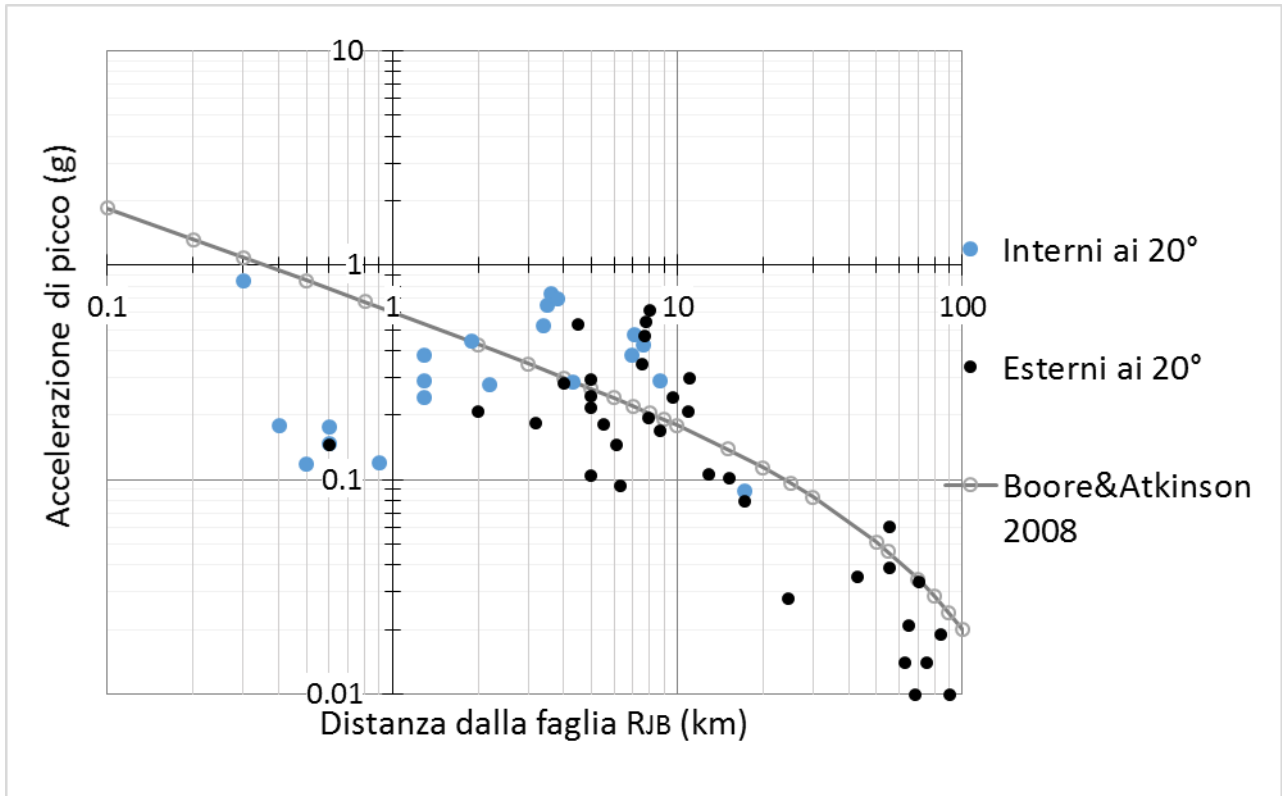


Figura 3.22 Distribuzione dei valori di PGA secondo la distanza dalla faglia, i punti di colore blu indicano i ricevitori interni al cono di direttività di 20°

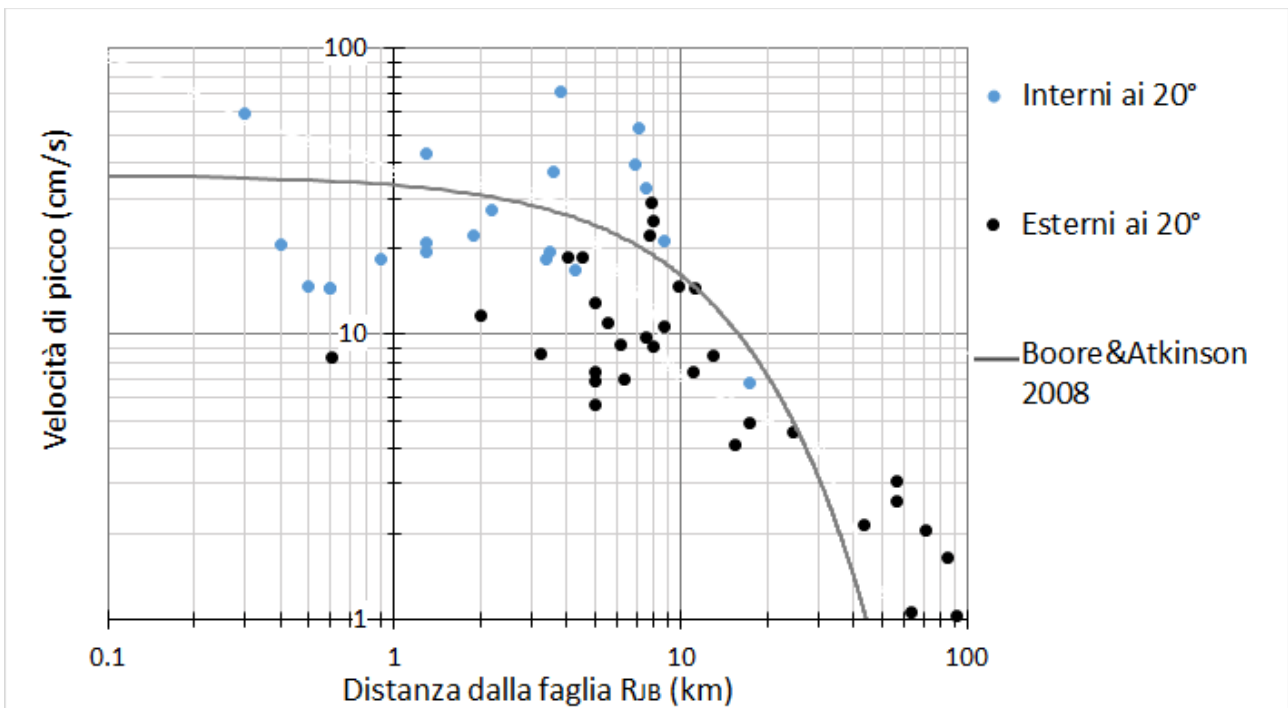


Figura 3.23 Distribuzione dei valori di PGV secondo la distanza dalla faglia, i punti di colore blu indicano i ricevitori interni al cono di direttività di 20°

Facendo riferimento alla Figura 3.22, si vede come i valori di accelerazione di picco in aree circostanti la faglia vanno da 0.13 g per il ricevitore FZ4 fino a 1.31 g per la stazione FZ14. Alcune delle maggiori accelerazioni hanno luogo in ricevitori posizionati a meno di 4 km dalla cittadina di Parkfield in

direzione Nord-Est. Invece si vede come i valori minori si abbiano a circa 3 km da Parkfield in direzione Sud-Est, nella stazione FZ9.

Si può inoltre dire che molte stazioni hanno velocità di picco molto elevate, come il caso della FZ15, con valore di PGV di circa 80 cm/s.

## Capitolo 4 – Predizione dello scuotimento del suolo

In questo capitolo si vogliono applicare metodi ormai consolidati in letteratura per lo studio e la predizione dello scuotimento del suolo a seguito di un terremoto. Per prima cosa si analizzeranno i risultati ottenuti con l'uso di relazioni empiriche di previsione del moto sismico, note come "Ground Motion Prediction Equation", denotate nel seguito come "GMPE". Si prenderà come riferimento la relazione di Boore&Atkinson (2008), già introdotte nel Capitolo 1. Si studieranno dunque i dati in termini di spettri di risposta valutati a diversi periodi  $T$ . Si introdurrà inoltre una modifica dell'equazione di predizione tenendo conto dell'esperienza di Spudich et al. (2013), includendo nel problema il fattore direttività.

Nella seconda parte del capitolo si userà il software Hisada, basato su un metodo numerico ibrido che include l'uso di funzioni di Green in un semispazio stratificato a piani orizzontali paralleli. Con tale programma si vuole ottenere la risposta del sito oggetto di studio in termini di velocità, si compareranno dunque gli Spettri di Fourier delle 45 stazioni accelerometriche introdotte nel capitolo precedente. Infine si mostreranno mappe di scuotimento a periodi differenti in termini di PGA, PGV, Accelerazione Spettrale, Pseudo-Velocità e Spostamenti.

### 4.1 Strumenti di predizione empirica del moto sismico

Le GMPE offrono uno strumento utile per avere una misura dell'intensità del sisma, come valori di picco di accelerazione o ordinate spettrali, in funzione di magnitudo del terremoto e distanza dall'epicentro, oltre che delle condizioni del sito. Sono dunque fondamentali per l'analisi del rischio sismico.

L'equazione che andremo ad usare in questa parte dell'analisi è stata derivata a seguito del progetto PEER NGA, ovvero "Pacific Earthquake Engineering Research Center's Next Generation Attenuation", in cui è stato usato un insieme molto consistente di dati, ricavati da stazioni di ricevitori presenti in tutto il mondo. Questa equazione quindi rappresenta una evoluzione della GMPE pubblicata da Boore et al. nel 1997.

La relazione di Boore&Atkinson (2008) tiene conto sia della magnitudo che della distanza dalla faglia del sito in esame, ma inserisce anche un altro aspetto di fondamentale importanza per il nostro caso, ovvero un fattore correttivo basato sul coefficiente di amplificazione del sito. Il coefficiente di amplificazione dipende strettamente dalla velocità delle onde di taglio e quindi dalla tipologia di terreno.

$$F_S = F_{LIN} + F_{NL} \quad (4.1)$$

Dove i valori dei termini  $F_{LIN}$  e  $F_{NL}$  vengono così ricavati:

$$F_{LIN} = b_{lin} \ln(V_{S30}/V_{ref}) \quad (4.2)$$

$$F_{NL} = b_{nl} \ln(pga) \quad (4.3)$$

Per le 45 stazioni considerate nel nostro studio del sisma di Parkfield si riportano nella Tabella 4.1 i valori di  $V_s$  e tipologia di terreno.

Tabella 4. 1 Valori di velocità delle onde S e tipologie di suolo per le singole stazioni

Stazione	Geologia	Classe di terreno	Vs (m/s)
<b>GH1W</b>	Strato alluvionale	D	214
<b>GH2W</b>	Strato alluvionale	D	290
<b>FZ4</b>	Strato alluvionale	D	221
<b>FZ3</b>	Strato alluvionale	D	212
<b>GH2E</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C/D	361
<b>GH3W</b>	Arenaria	C	610
<b>FZ6</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	267
<b>FZ7</b>	Strato alluvionale	D	297
<b>FZ8</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	309
<b>GH4W</b>	Strato alluvionale	C	421
<b>GH3E</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	451
<b>TF1</b>	Arenaria	B	907
<b>TF2</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	467
<b>SC1E</b>	Strato alluvionale	D	394
<b>TF3</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C/D	366
<b>SC2E</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	566
<b>TF4</b>	Arenaria	C	592
<b>FZ1</b>	Strato alluvionale	E	178
<b>FZ11</b>	Strato alluvionale	C	542
<b>SC3E</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	565
<b>FZ9</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C/D	372
<b>GH5W</b>	Strato alluvionale	C	441
<b>FZ12</b>	Strato alluvionale	D	261
<b>CH1E</b>	Strato alluvionale	D	327
<b>CH2W</b>	Strato alluvionale	E	173
<b>CH3W</b>	Strato alluvionale	D	231
<b>CH2E</b>	Strato alluvionale	C	523
<b>CH4W</b>	Strato alluvionale	C	410
<b>CH3E</b>	Strato alluvionale	C	455
<b>FZ14</b>	Strato alluvionale	D	246
<b>CH4AW</b>	Strato alluvionale	D	283
<b>CH5W</b>	Strato alluvionale	D	237
<b>GH6W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	232
<b>CH6W</b>	Strato alluvionale	D	252
<b>FZ15</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	308
<b>VC1W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	284
<b>VC2W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	439

<b>VC1E</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	381
<b>VC3W</b>	Strato alluvionale	D	309
<b>VC4W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	386
<b>VC5W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	D	320
<b>VC2E</b>	Strato alluvionale	C	468
<b>CH12W</b>	Strato alluvionale	D	359
<b>VC6W</b>	Strato alluvionale sottile su arenaria	C	392
<b>TEMB</b>	Strato alluvionale sottile su serpentino	C	525

#### 4.1.1 Confronto tra dati osservati e GMPE

In Figura 4.1 vengono riportate alcune comparazioni in termini di Spettro di Risposta: si mettono a confronto le registrazioni relative alle componenti normali alla faglia (FN) e le componenti parallele alla faglia (FP) con le predizioni derivanti dall'implementazione dell'equazione di Boore&Atkinson (2008).

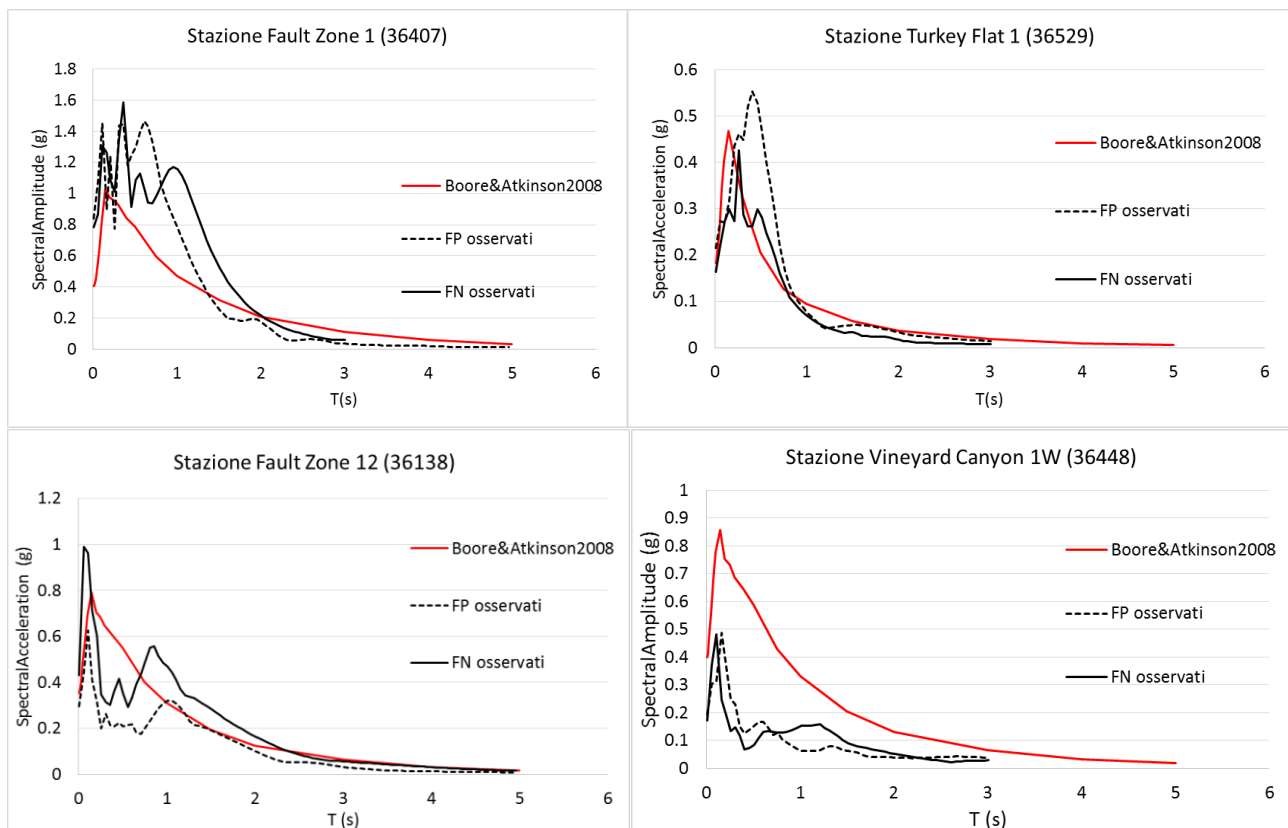


Figura 4. 1 Comparazione in termini di rapporti spettrali tra componenti FN e FP osservati e predizioni derivanti dall'equazione di Boore&Atkinson (2008). La posizione delle stazioni qui riportate è indicata in Figura 3.2, presente nel precedente capitolo.

Ovviamente la comparazione non porterà a risultati soddisfacenti per tutte le stazioni e per tutti i periodi considerati, si vede da alcuni esempi della Figura 4.1 che per la Stazione Fault Zone 12, il primo picco viene approssimato piuttosto bene, così come i valori di PGA, mentre per la Stazione



Vineyard Canyon 1W l'equazione di predizione sovrastima (per un rapporto di 2 al picco) l'ampiezza spettrale in tutti i periodi.

Al fine di comprendere al meglio la qualità delle comparazioni si sono calcolati i residui tra predizioni e valori osservati, secondo la seguente equazione:

$$Residuo = \log \left( \frac{SA_{osservato}}{SA_{predetto}} \right) \quad (4.4)$$

Si nota dunque come per un valore di residuo negativo il valore di SA predetto è maggiore del valore di SA osservato, quindi la GMPE sovrastima lo scuotimento in quella area geografica per il particolare periodo T considerato. Mentre se il valore di residuo è positivo il dato osservato viene sottostimato dalla predizione.

Si sono scelti valori significativi di periodo T, pari a: PGA, 0.20 sec, 0.50 sec, 1 sec e 2 sec, in corrispondenza dei quali valutare i residui.

In Tabella 4.2 sono riportati i valori dei residui per ogni singola stazione, lungo la componente normale alla faglia, per i cinque periodi specificati.

I dati registrati in componente parallela hanno valori generalmente più bassi di accelerazione di picco rispetto a quelli predetti dalla equazione usata per l'analisi. Questo potrebbe implicare possibili effetti non lineari ad alte frequenze.

Tabella 4. 2 Residui rispetto alla componente normale alla faglia, per T=PGA, 0.1s, 0.2s, 1s e 2s

Stazioni	PGA	T = 0.2 sec	T = 0.5 sec	T = 1 sec	T = 2 sec
<b>GH1W (36415)</b>	-0.2303	-0.5191	-0.6219	-0.7150	-0.5671
<b>GH2W (36416)</b>	-0.2631	-0.5532	-0.7280	-0.5205	-0.3638
<b>FZ4 (36414)</b>	-0.2689	-0.5040	-0.2218	-0.1625	-0.5133
<b>GH2E (36421)</b>	-0.0098	-0.3377	-0.3611	-0.4434	-0.7716
<b>FZ3 (36408)</b>	0.3516	-0.0857	-0.0512	-0.0545	-0.0466
<b>GH3W (36420)</b>	0.3577	0.2954	0.0624	-0.4360	-0.4848
<b>FZ6 (36454)</b>	-0.2668	-0.4115	-0.4053	-0.1455	-0.2506
<b>FZ7 (36431)</b>	-0.0750	-0.3785	-0.1340	-0.1904	-0.2129
<b>FZ8 (36449)</b>	0.2365	-0.0117	-0.0084	-0.4427	-0.3811
<b>TF1 (36529)</b>	-0.0479	-0.1914	0.1371	-0.1436	-0.3302
<b>GH4W (36433)</b>	0.2285	-0.1157	0.0346	0.2815	0.1783
<b>GH3E (36439)</b>	-0.1283	-0.3042	-0.3720	-0.5069	-0.5497
<b>TF2 (36520)</b>	0.0013	-0.3122	-0.5914	-0.5903	-0.5804
<b>SC1E (36419)</b>	0.3332	0.3484	0.0466	-0.1202	-0.1766
<b>TF3 (36519)</b>	0.0736	-0.4807	-0.3436	-0.5581	-0.6637
<b>SC2E (36422)</b>	0.0269	-0.3363	-0.2673	0.0320	-0.2337
<b>TF4 (36518)</b>	-0.5139	-0.3618	-0.2379	-0.6602	-0.6248
<b>FZ1 (36407)</b>	0.2864	0.0465	0.1380	0.3881	0.0042
<b>FZ11 (36453)</b>	0.4784	0.0115	0.0131	-0.1527	-0.1282
<b>SC3E (36437)</b>	0.1687	-0.2322	-0.3302	-0.0394	-0.2686
<b>FZ9 (36443)</b>	-0.2450	-0.4091	-0.4858	-0.0918	-0.0623
<b>GH5W (36434)</b>	0.1826	0.2011	-0.0229	-0.1377	-0.2611
<b>FZ12 (36138)</b>	0.0874	-0.0684	-0.1975	0.1785	0.1165
<b>CH2W (36228)</b>	0.5655	0.2432	0.5180	0.5909	0.3011
<b>CH3W (36410)</b>	0.0733	0.0796	0.3547	0.4097	0.0419
<b>CH4W (36411)</b>	0.3176	0.4181	0.5699	0.3516	0.1637
<b>CH3E (36450)</b>	0.4150	0.3434	0.3864	0.3150	0.1626

<b>CH2E (36230)</b>	0.4895	0.4144	-0.1273	0.2528	0.0412
<b>FZ14 (36456)</b>	0.3070	0.3131	0.5186	0.1333	0.2539
<b>CH4AW (36412)</b>	0.0987	-0.1991	-0.4138	0.1340	0.0764
<b>CH5W (36227)</b>	0.0832	0.2632	0.2508	-0.0930	-0.3726
<b>CH6W (36451)</b>	0.2966	0.2769	0.1994	0.1961	0.1299
<b>GH6W (36432)</b>	-0.2516	-0.5444	-0.6732	-0.3785	-0.2697
<b>FZ15 (36445)</b>	-0.2368	-0.3242	-0.3417	0.0420	-0.0042
<b>VC1W (36448)</b>	-0.3670	-0.5972	-0.8483	-0.3354	-0.3941
<b>VC6W (36447)</b>	0.2734	0.1347	-0.0260	-0.3064	-0.4937
<b>VC1E (36455)</b>	0.2126	-0.3228	-0.1040	0.1432	-0.0676
<b>VC4W (36446)</b>	-0.2510	-0.4806	-0.5865	-0.4520	-0.4141
<b>VC5W (36440)</b>	-0.1063	-0.2809	-0.2770	-0.1688	-0.0907
<b>VC2E (36177)</b>	0.1130	-0.0549	-0.2262	-0.1075	0.0538
<b>CH12W (36229)</b>	-0.2539	-0.7462	-0.4647	-0.4066	-0.1878
<b>VC6W (36441)</b>	-0.0484	-0.3151	-0.1658	-0.2748	-0.1266
<b>TEMB (36510)</b>	0.1542	0.0117	0.0004	-0.0488	0.0396
<b>TEMPLE (36712)</b>	-0.2856	-0.2886	0.0055	-0.4308	-0.1134

Si vede dalle distribuzioni dei residui mostrate in Figura 4.2, come l'equazione di Boore&Atkinson vada a sovrastimare i dati registrati nella zona centrale della faglia, lungo le stazioni Fault Zone. Mentre si notano residui positivi verso l'estremo inferiore, posizionato a Sud-Est, e in alcuni ricevitori all'estremo Nord-Ovest.

Questo potrebbe essere dovuto ad effetti direzionali in zona vicina all'epicentro, che non riescono ad essere colti dall'equazione di predizione.

Altra causa di queste sottostime può essere dovuta ad un valore di  $V_{S,30}$  non sufficientemente prossimo a quello reale del sito, in particolare per quei ricevitori che si trovano su strati alluvionali di spessore notevole, come ad esempio la stazione CH3E che presenta residui superiori allo 0.30 per i primi quattro periodi considerati. A supporto di tale ipotesi si possono citare anche le stazioni FZ1 e FZ3, dove le indagini di sito hanno evidenziato la presenza di strati alluvionali con spessore maggiore di 100 m.

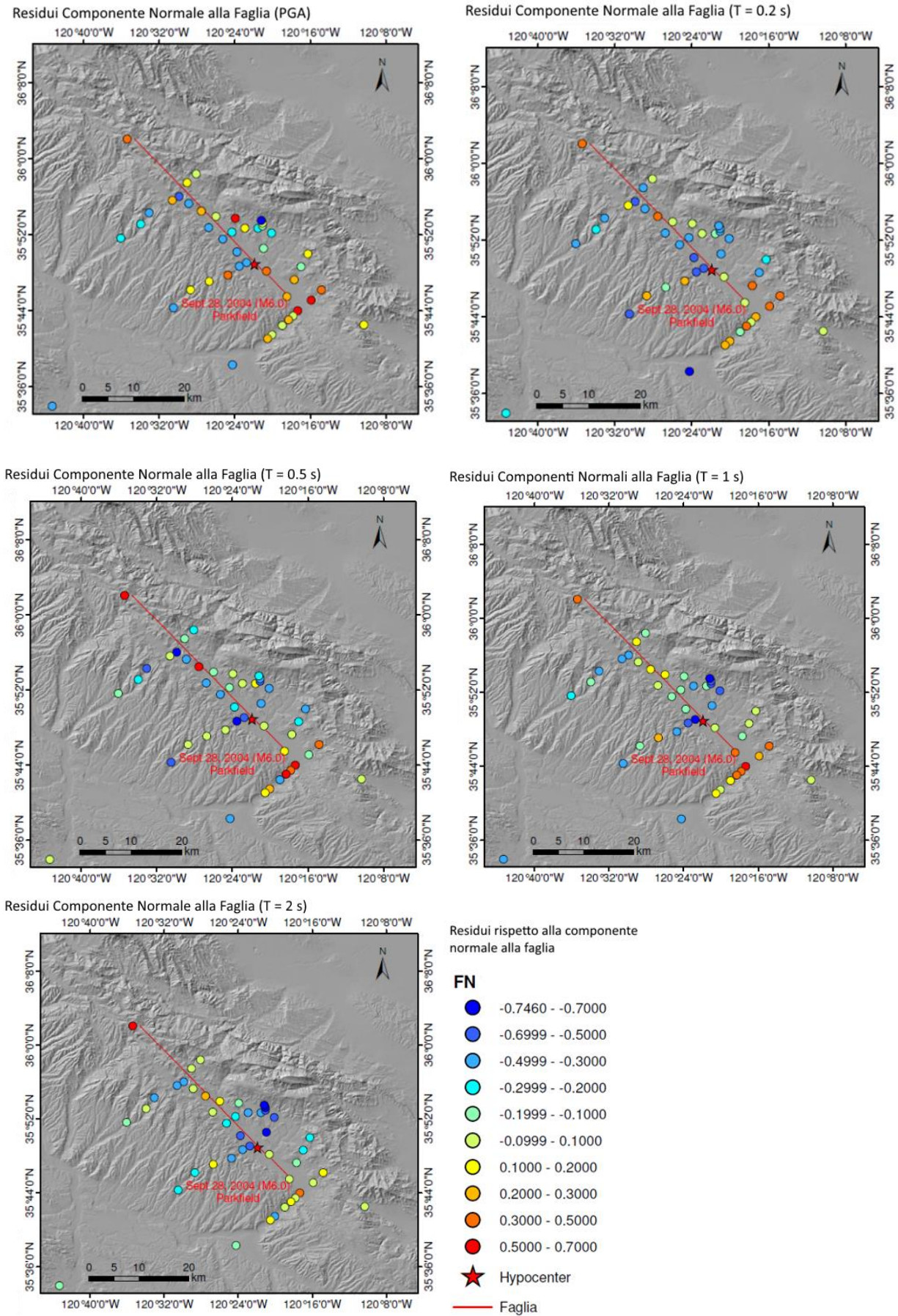


Figura 4. 2 Residui per le componenti normali alla faglia, calcolati in  $T = \text{PGA}$ ,  $0.2s$ ,  $0.5s$ ,  $1s$  e  $2s$

Tabella 4. 3 Residui rispetto alla componente parallela alla faglia, per  $T=PGA$ , 0.1s, 0.2s, 1s e 2s

Stazioni	PGA	T = 0.2 sec	T = 0.5 sec	T = 1 sec	T = 2 sec
GH1W (36415)	-0.28	-0.72	-0.72	-0.59	-0.85
GH2W (36416)	-0.31	-0.74	-0.72	-0.58	-0.82
FZ4 (36414)	-0.49	-0.53	-0.27	-0.34	-0.32
GH2E (36421)	-0.05	-0.27	-0.15	-0.40	-0.42
FZ3 (36408)	0.26	-0.27	-0.20	-0.01	-0.08
GH3W (36420)	0.40	0.22	0.13	-0.20	-0.35
FZ6 (36454)	-0.19	-0.53	-0.39	-0.56	-0.59
FZ7 (36431)	-0.01	-0.23	-0.13	-0.29	-0.35
FZ8 (36449)	0.20	0.10	-0.03	-0.22	-0.35
TF1 (36529)	0.06	0.01	0.35	-0.09	-0.04
GH4W (36433)	0.38	0.21	-0.06	-0.25	0.27
GH3E (36439)	0.02	0.02	-0.33	-0.34	-0.23
TF2 (36520)	0.17	0.24	-0.36	-0.54	-0.27
SC1E (36419)	0.41	0.25	0.04	-0.13	-0.54
TF3 (36519)	-0.03	-0.10	-0.33	-0.44	-0.25
SC2E (36422)	0.09	-0.10	-0.13	-0.24	-0.15
TF4 (36518)	-0.10	-0.28	-0.10	-0.18	-0.04
FZ1 (36407)	0.31	0.10	0.21	0.21	-0.08
FZ11 (36453)	0.54	0.20	0.03	0.08	0.08
SC3E (36437)	0.30	-0.25	0.03	-0.25	0.15
FZ9 (36443)	-0.44	-0.69	-0.66	-0.42	-0.62
GH5W (36434)	-0.01	0.00	-0.08	-0.08	-0.27
FZ12 (36138)	-0.07	-0.35	-0.42	0.01	-0.09
CH2W (36228)	0.40	0.25	0.43	0.32	0.12
CH3W (36410)	0.13	0.04	-0.03	0.10	-0.41
CH4W (36411)	0.30	0.28	0.24	-0.10	-0.22
CH3E (36450)	0.50	0.28	0.14	0.21	0.38
CH2E (36230)	0.50	0.57	-0.16	-0.13	-0.11
FZ14 (36456)	0.46	0.31	0.36	-0.15	-0.05
CH4AW (36412)	0.42	0.03	-0.00	-0.11	-0.05
CH5W (36227)	0.08	0.17	0.25	0.38	0.36
CH6W (36451)	0.27	0.19	0.19	-0.09	0.03
GH6W (36432)	0.06	-0.12	-0.31	-0.15	-0.42
FZ15 (36445)	-0.23	-0.21	-0.37	-0.09	-0.11
VC1W (36448)	-0.31	-0.31	-0.58	-0.71	-0.52
VC6W (36447)	0.14	-0.08	-0.03	-0.44	-0.32
VC1E (36455)	0.05	-0.19	-0.23	-0.20	-0.09
VC4W (36446)	-0.25	-0.42	-0.17	-0.52	-0.10
VC5W (36440)	0.00	-0.36	-0.14	0.00	-0.22
VC2E (36177)	-0.01	-0.23	-0.22	-0.19	-0.19
CH12W (36229)	-0.18	-0.56	-0.59	-0.58	-0.23
VC6W (36441)	0.14	-0.01	-0.03	-0.18	0.11
TEMB (36510)	0.02	-0.09	-0.15	0.01	0.01
TEMPLE (36712)	-0.16	-0.29	0.15	-0.17	0.27

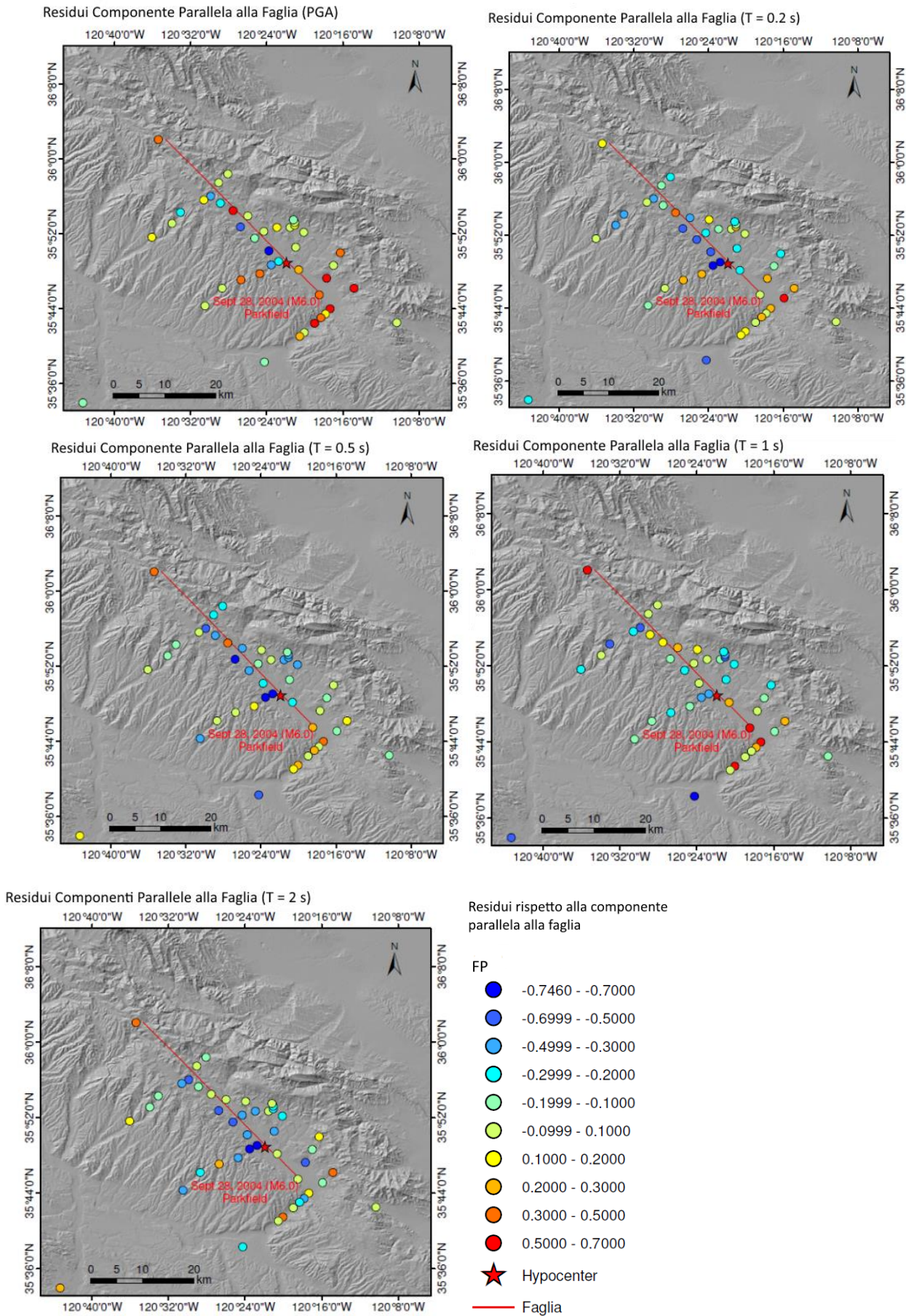


Figura 4. 3 Residui per le componenti parallele alla faglia, T=PGA, 0.2s, 0.5s, 1s e 2s

In Tabella 4.3 sono riportati i valori dei residui considerando la componente parallela alla faglia.

Per quanto riguarda la componente parallela si notano ancora residui positivi posizionati agli estremi della faglia.

In corrispondenza della PGA si osservano residui che raramente sovrastimano i dati registrati di fattori importanti. Per i periodi  $T=0.2$  s e  $T = 2$ s si vede in Figura 4.3 come vi siano residui negativi in prossimità dell'epicentro e nella zona centrale della faglia.

#### 4.1.2 Modello di Bayless e Somerville

Si vuole dunque capire quanto possa influire l'effetto della direttività sulla predizione dello scuotimento del suolo. Al fine di avere una solida base da cui partire bisogna introdurre alcuni concetti basilari riguardanti il significato di direttività.

Tale fenomeno è conosciuto da tempo in ambito sia sismologico sia di ingegneria sismica, in quanto può provocare variazioni spaziali del campo di moto nelle zone vicine alla sorgente del terremoto, in particolare in siti che si trovano in una definita configurazione geometrica rispetto alla rottura. Inoltre il segnale sismico in termini di velocità può presentare una forma spettrale peculiare diversa da quella dei terremoti detti ordinari, cioè che sono registrati lontano dalla sorgente o che non sono nelle condizioni favorevoli al manifestarsi degli effetti di direttività.

In particolare, la velocità del suolo può presentare nelle prime fasi del segnale un impulso a bassa frequenza nel quale si concentra gran parte dell'energia generata dal sisma. Questo accade se la velocità delle onde di taglio è circa uguale a quella di propagazione della rottura verso il sito, se la direzione della propagazione è verso il sito considerato e se il sito stesso è allineato con lo scorrimento sulla faglia (Somerville et al. 1997).

Questa caratteristica del moto è stata studiata in modo approfondito da Spudich et al. (2013) che ha proposto una modifica alle standard GMPE, utilizzando il modello di Bayless e Somerville (2013).

L'applicazione del modello riguarda la correzione dell'accelerazione spettrale secondo la seguente equazione:

$$\ln(Sa_{dir}) = \ln(Sa) + f_D \quad (4.5)$$

Dove  $f_D$  è un parametro che tiene conto dell'effetto di direttività. Tale valore è quantificato come il prodotto tra periodo e coefficienti costanti legati al tipo di faglia preso in considerazione. Tali coefficienti sono legati alla distanza, alla magnitudo e a fattori di predizione della direttività, i quali correlano gli effetti legati alla direttività con la variazione spaziale del moto in prossimità della faglia.

$$f_D = f_D(s, \theta, d, R_x, M_W, R_{rup}, L, W, Az, T) = (C_0 + C_1 \cdot f_{geom}) \cdot T_{CD} \cdot T_{Mw} \cdot T_{Az} \quad (4.6)$$

Un parametro di predizione legato alla geometria è  $f_{geom}$ , definito come "Geometric Directivity Predictor". Tale parametro è funzione della porzione di superficie di rottura della faglia che sta tra l'ipocentro e il sito considerato (governa dunque i parametri X e Y) moltiplicata per la lunghezza della faglia stessa (L). Tale coefficiente sarà inoltre dipendente dall'angolo formato tra la direzione di propagazione della frattura e la direzione dell'onda viaggiante tra faglia e sito considerato ( $\theta$ ).

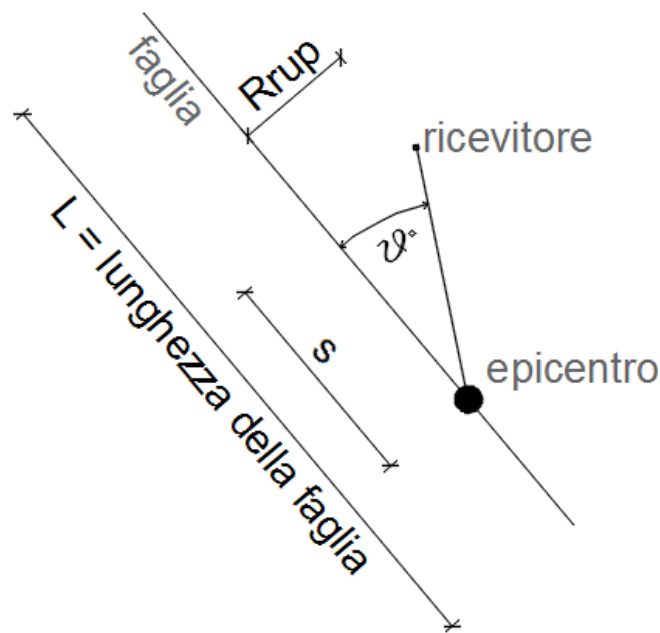


Figura 4. 4 Quantità caratteristiche del modello di Bayless&Somerville (2013)

Nel caso di una faglia trascorrente, come quindi nel nostro problema, il fattore  $f_{geom}$  viene così calcolato:

$$f_{geom}(s, \theta) = \log_e(s)(0.5 \cos 2\theta + 0.5) \quad (4.7)$$

Si vede dunque come tale fattore cresce con l'incremento di  $s$ , ovvero la lunghezza della rottura della faglia verso il sito, in Figura 4.4 si può osservare la variazione del coefficiente  $f_D$  rispetto a “ $s$ ” e a “ $\theta$ ”.

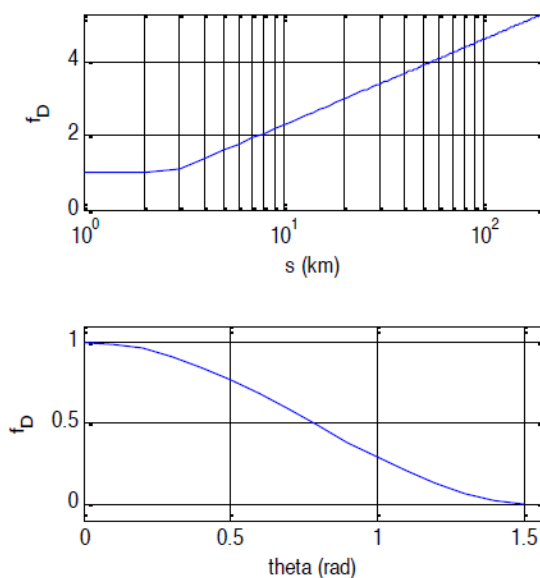


Figura 4. 5 Variazione del coefficiente  $f_D$  rispetto a “ $s$ ” ed a “ $\theta$ ”

Gli effetti di direttività sono significativi per eventi moderati e grandi, contenuti in un certo valore di distanza di propagazione della rottura, la funzione dei “tapers” è quella di applicare l'effetto di direttività solo all'interno di limiti precisi, riducendo a zero gli effetti direttivi se si è all'esterno di

tali valori. Con questa formulazione si possono applicare le correzioni riportate in questa parte dell'elaborato ad ogni registrazione.

Il “Distance Taper” è così espresso:

$$T_{CD}(R_{rup}, L) = 1; \quad \text{per } \frac{R_{rup}}{L} < 0.5 \quad (4.8)$$

$$T_{CD}(R_{rup}, L) = 1 - \frac{(\frac{R_{rup}}{L} - 0.5)}{0.5}; \quad \text{per } 0.5 < \frac{R_{rup}}{L} < 1 \quad (4.9)$$

$$T_{CD}(R_{rup}, L) = 0; \quad \text{per } \frac{R_{rup}}{L} > 1.0 \quad (4.10)$$

Come si vede il “taper” riferito alla distanza è funzione del rapporto  $R_{rup}/L$ , nel caso di una faglia trascorrente. Non vi è alcuna riduzione per valori interni a 0.5, mentre  $f_D$  decresce per valori maggiori, fino ad arrivare a zero in corrispondenza di  $R_{rup}/L = 1$ . In Figura 4.6 viene riportato tale andamento.

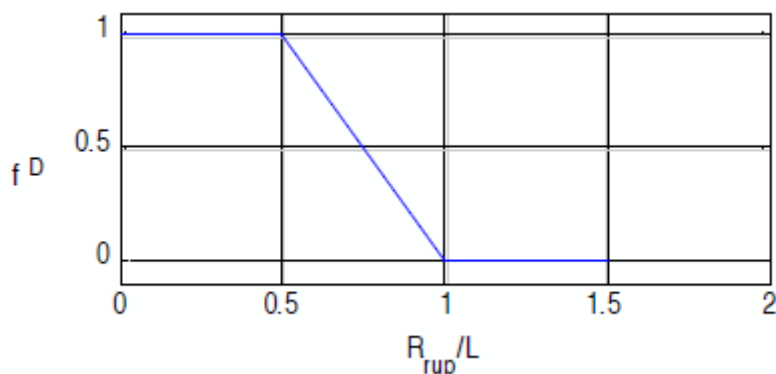


Figura 4. 6 Andamento della funzione  $f_D$  con l'aumento del rapporto  $R_{rup}/L$  nel modello di Bayless e Somerville (2013)

Gli autori raccomandano l'uso di tale modello per distanze  $R_{rup}$  inferiori ai 200 km, poiché questo è stato il valore massimo di distanza nel quale si sono ricercate le registrazioni per calibrare il modello.

Il “Magnitude Taper” viene calcolato come:

$$T_{Mw}(Mw) = 1; \quad \text{per } Mw > 6.5 \quad (4.11)$$

$$T_{Mw}(Mw) = 0; \quad \text{per } Mw < 5.0 \quad (4.12)$$

$$T_{Mw}(Mw) = 1 - \frac{6.5 - Mw}{1.5}; \quad \text{per } 5.0 < Mw < 6.5 \quad (4.13)$$

Si vede come sia funzione della magnitudo del sisma solo per valori compresi tra 5 M e 6.5 M, questo è stato appurato dalle calibrazioni effettuate su un numero consistente di registrazioni. In Figura 4.7 si riporta l'andamento del coefficiente  $f_D$  rispetto alla magnitudo.



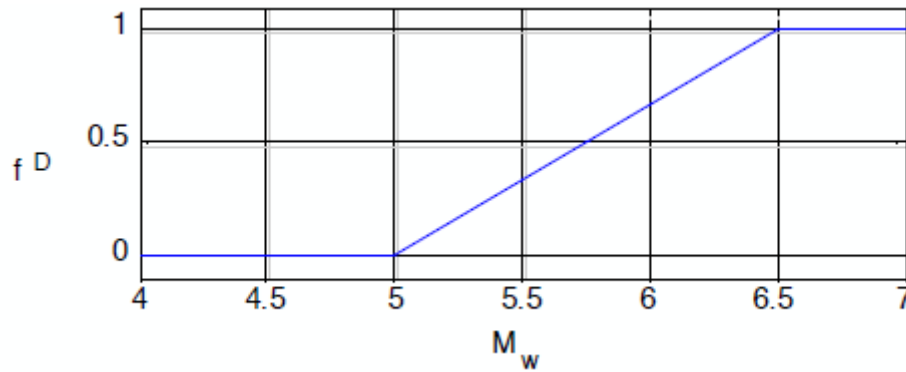


Figura 4. 7 Effetto della magnitudo sul fattore  $f_D$  nel modello di Bayless e Somerville (2013)

Infine il coefficiente “Azimut Taper”:

$$T_{Az}(Az) = 1; \tag{4.14}$$

Bisogna introdurre inoltre i parametri  $C_{s0}$  e  $C_{s1}$ , che sono Coefficienti dipendenti dal periodo, il pedice “s” identifica una faglia trascorrente. Si riportano in Tabella 4.4 i rispettivi valori per le componenti paralleli e normali alla faglia, ottenuti dallo studio dei residui provenienti da quattro Ground Motion Prediction Equations NGA 2008.

Tabella 4. 4 Valori dipendenti dal periodo dei coefficienti  $C_0$  e  $C_1$  del modello di Bayless e Somerville (2013)

Periodo (sec)	Normale alla Faglia		Parallela alla Faglia	
	C0	C1	C0	C1
0.5	0.000	0.000	0.000	0.000
0.75	-0.080	0.055	0.000	0.000
1	-0.225	0.110	0.015	0.000
1.5	-0.300	0.135	0.030	-0.025
2	-0.325	0.160	0.050	-0.040
3	-0.365	0.185	0.070	-0.045
4	-0.390	0.205	0.080	-0.050
5	-0.410	0.215	0.090	-0.060
7.5	-0.420	0.220	0.100	-0.070
10	-0.425	0.225	0.108	-0.071

Vi sono inoltre i parametri:

$M_w$  “moment magnitude”;

$R_{rup}$  che identifica la distanza più vicina al piano di rottura della faglia, espressa in km;

$L$  = lunghezza della faglia in esame (km);

$T$  = periodo (sec);

Nel caso analizzato in questo elaborato si è considerato dunque un sisma di magnitudo  $M_w=6$ , per simulare dunque il terremoto di Parkfield 2004, una lunghezza della faglia  $L$  di 40 km, un angolo della faglia rispetto al nord geografico di  $140^\circ$  ed infine si può considerare la faglia come trascorrente.

$T_{Mw}$  è costante pari a 0.667 mentre  $T_{CD}$  si mantiene invariato per tutte le stazioni investigate, con un valore di 1.

Durante il calcolo dei valori significativi dell'analisi si osserva come l'effetto della direttività venga considerato solamente per periodi pari a  $T = 1s$  e  $2s$ , inoltre si ha che  $f_D$  assume un valore costante 0.01 nel caso della componente parallela in corrispondenza di  $T = 1s$ .

Si possono dunque comparare i residui ottenuti precedentemente utilizzando l'equazione di Boore&Atkinson 2008 con quelli risultanti dalla analisi di direttività secondo il modello di Bayless&Somerville 2013, si veda la Tabella 4.5 per il confronto tra i residui rispetto alla componente normale alla faglia.

Tabella 4. 5 Residui rispetto alla componente normale alla faglia, confronto tra modello di Boore&Atkinson 2008 e modello corretto di Bayless&Somerville 2013

Stazioni	T = 1 s (B&S 2013)	T = 1 s (B&A 2008)	T = 2 s (B&S 2013)	T = 2 s (B&A 2008)
GH1W (36415)	-0.43	-0.59	-0.48	-0.85
GH2W (36416)	-0.19	-0.58	-0.24	-0.82
FZ4 (36414)	0.10	-0.34	-0.46	-0.32
GH2E (36421)	-0.18	-0.40	-0.71	-0.42
FZ3 (36408)	0.20	-0.01	-0.01	-0.08
GH3W (36420)	-0.29	-0.20	-0.54	-0.35
FZ6 (36454)	0.12	-0.56	-0.20	-0.59
FZ7 (36431)	0.15	-0.29	-0.07	-0.35
FZ8 (36449)	-0.21	-0.22	-0.37	-0.35
TF1 (36529)	-0.13	-0.09	-0.53	-0.04
GH4W (36433)	0.39	-0.25	0.09	0.27
GH3E (36439)	-0.37	-0.34	-0.61	-0.23
TF2 (36520)	-0.44	-0.54	-0.64	-0.27
SC1E (36419)	0.10	-0.13	-0.16	-0.54
TF3 (36519)	-0.42	-0.44	-0.74	-0.25
SC2E (36422)	0.09	-0.24	-0.39	-0.15
TF4 (36518)	-0.64	-0.18	-0.82	-0.04
FZ1 (36407)	0.74	0.21	0.16	-0.08
FZ11 (36453)	-0.05	0.08	-0.26	0.08
SC3E (36437)	0.01	-0.25	-0.43	0.15
FZ9 (36443)	0.14	-0.42	-0.06	-0.62
GH5W (36434)	-0.08	-0.08	-0.41	-0.27
FZ12 (36138)	0.43	0.01	0.14	-0.09
CH2W (36228)	0.74	0.32	0.22	0.12
CH3W (36410)	0.52	0.10	-0.06	-0.41
CH4W (36411)	0.39	-0.10	-0.02	-0.22
CH3E (36450)	0.39	0.21	0.02	0.38
CH2E (36230)	0.26	-0.13	-0.18	-0.11
FZ14 (36456)	0.39	-0.15	0.28	-0.05
CH4AW (36412)	0.22	-0.11	-0.06	-0.05
CH5W (36227)	0.02	0.38	-0.91	0.36
CH6W (36451)	0.30	-0.09	0.02	0.03
GH6W (36432)	-0.32	-0.15	-0.43	-0.42
FZ15 (36445)	0.26	-0.09	-0.01	-0.11
VC1W (36448)	-0.07	-0.71	-0.36	-0.52
VC6W (36447)	-0.13	-0.44	-0.56	-0.32
VC1E (36455)	0.34	-0.20	-0.10	-0.09
VC4W (36446)	-0.37	-0.52	-0.56	-0.10
VC5W (36440)	-0.09	0.01	-0.23	-0.22
VC2E (36177)	0.01	-0.19	-0.04	-0.19
CH12W (36229)	-0.43	-0.58	-0.42	-0.23
VC6W (36441)	-0.28	-0.18	-0.36	0.11
TEMB (36510)	-0.22	0.01	-0.37	0.00
TEMPLE (36712)	0.33	-0.17	0.20	0.27

In Figura 4.8 vengono mostrate le mappe dei residui per la componente normale e parallela alla faglia, si riporta la distribuzione per  $T=2$  s, siccome è un periodo che rientra nell'interesse di strutture di ingegneria civile. La componente per  $T=1$ s in direzione parallela non subisce variazioni dall'applicazione del modello per lo studio della direttività, siccome il parametro correttivo è pari all'unità per tale valore di periodo. La componente normale per  $T=1$ s mostra le medesime caratteristiche rilevate in  $T=2$ s, ovvero si vede come i residui vengano modificati nelle zone soggette al fenomeno della direttività, quindi nelle stazioni verso gli estremi della faglia, mentre i ricevitori vicini all'ipocentro, ma non giacenti lungo la superficie di rottura, non vengono alterati.

Non si nota più la presenza di residui positivi elevati, quindi con la modifica suggerita da Bayless e Somerville l'equazione di predizione evita di sottostimare il dato, rimanendo a favore di sicurezza.

Nel caso della componente parallela, l'effetto della direttività è meno importante e non influisce di molto sui risultati, anche se si può osservare comunque una migliore stima dei dati agli estremi della faglia.

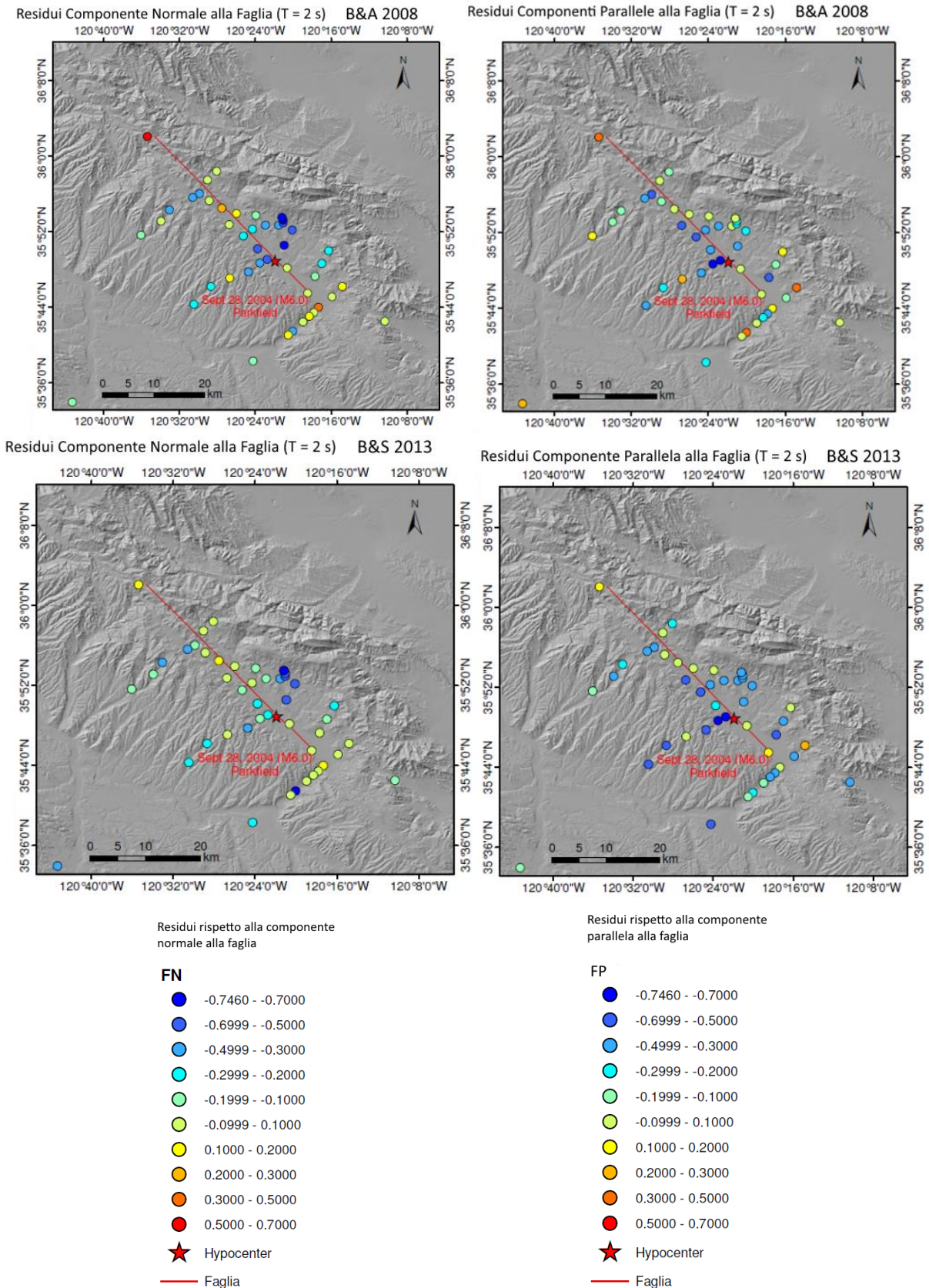


Figura 4. 8 Comparazione tra Residui ottenuti con Boore&Atkinson2008 e Bayless&Somerville 2013 in corrispondenza di T = 2 secondi. Nella parte sinistra si mostrano i residui ricavati per la componente normale alla faglia, mentre a destra vengono riportati i residui inerenti alla componente parallela alla faglia. Le figure in alto fanno riferimento al modello di Boore&Atkinson 2008, mente le figure in basso si riferiscono al modello di Bayless&Somerville 2013.

## 4.2 Simulazione dello scuotimento del suolo con software Hisada

Si è visto dunque come le GMPE offrano una opportunità di capire come si distribuiscono le onde sismiche nel territorio intorno all'ipocentro, ma fanno riferimento a relazioni e parametri ricavati da una calibrazione del modello sulla base di molti dati registrati durante vari eventi. Si cercherà dunque ora di arricchire la comprensione del terremoto di Parkfield introducendo l'approccio proposto da Hisada et al. (2003).

Hisada dunque propone un metodo matematico al fine di valutare lo scuotimento del suolo in campo vicino per eventi di elevata intensità, considerando il terreno come un semispazio composto da strati piano paralleli.

Si possono descrivere, attraverso un metodo analitico, gli spostamenti dovuti ad un modello cinematico di faglia, espressi nel dominio di frequenza come:

$$U_k(Y, \omega) = \int T_{ik}(X, Y; \omega) D_i(X; \omega) d\Sigma \quad (4.15)$$

Dove  $U_k$  è la k-esima componente degli spostamenti nel sistema di coordinate cartesiane in un punto di osservazione  $Y$ ,  $\omega$  è la pulsazione,  $X$  identifica un punto di sorgente sul piano della faglia ed infine  $\Sigma$  è il piano della faglia.

La variabile  $T_{ik}$  è il tensore degli sforzi delle funzioni di Green, mentre  $D_i$  è la i-esima componente dello scorrimento, o "slip", della faglia.

La funzione di Green per un semispazio stratificato è ottenuta usando la seguente metodologia di integrazione dell'onda:

$$T_{ik}(X, Y; \omega) = \int_0^\infty t_{ik}(X, Y; \omega, k) dk \quad (4.16)$$

Dove  $t_{ik}$  è l'integranda del tensore degli sforzi delle funzioni di Green.

Si nota dunque che quando il punto di osservazione  $Y$  è localizzato sul piano della faglia, le funzioni di Green diventano singolari, dell'ordine di  $(1/r^2)$ . In tal caso però l'integrazione sulla faglia nella equazione (4.15) può essere comunque valutata analiticamente considerando il "Cauchy Principal Value" e se il materiale viene assunto come omogeneo, tale valore è pari a metà dello slip, come ricavato da Kane et al. (1994).

Se invece il punto di osservazione  $Y$  non si trova sul piano di faglia, ma molto prossimo ad essa, allora le funzioni di Green diventano circa singolari, quindi le loro ampiezze mostrano picchi molto elevati in una sottile area nell'intorno del punto di osservazione.

Il primo ostacolo è dunque quello di distribuire le funzioni di Green in modo molto densificato nella zona intorno ad  $Y$  al fine di valutare numericamente l'integrazione della faglia. Questo significa che quando si usano funzioni di Green dinamiche per semispazi stratificati è richiesto un grande quantitativo di tempo di calcolo. Inoltre, quando si assume una faglia superficiale, si devono calcolare numerose funzioni di Green con punti di sorgente non molto profondi.

Il secondo ostacolo concerne gli integrandi dell'equazione (4.15), infatti questi non convergono se i punti sorgente sono molto prossimi o appartengono alla superficie. In particolare la convergenza della

funzione di Green statica (quindi per  $\omega=0$ ) è particolarmente lenta. Per risolvere questi due problemi bisogna dunque adottare tecniche mirate.

Per eliminare le singolarità della funzione di Green dinamica in prossimità del punto di osservazione, si possono sottrarre e sommare le funzioni di Green statiche, si applica quindi il “representation theorem” che va a modificare l’equazione (4.15) precedentemente mostrata:

$$U_k(Y, \omega) = \int \{T_{ik}(X, Y; \omega) - T_{ik}^S(X, Y)\} D_i(X; \omega) d\Sigma + \int T_{ik}(X, Y; \omega) D_i(X; \omega) d\Sigma \quad (4.17)$$

Dove  $T_{ik}^S$  è il tensore degli sforzi della funzione di Green statica del semispazio stratificato (quindi per  $\omega=0$ ). Si vede dunque come l’equazione (4.17) consista in due integrazioni sulla faglia.

La prima integrazione corrisponde alla funzione di Green dinamica, in cui le singolarità sono state eliminate dalla sottrazione della funzione di Green statica. Inoltre si vede come la funzione di attenuazione di slip sia governata dalle funzioni di Green dinamiche, che consistono in onde di compressione e di taglio, quindi la loro ampiezza decade con l’ordine di  $1/r$  e  $1/\sqrt{r}$  rispettivamente, dove  $r$  è la distanza dalla faglia del punto di osservazione.

Il secondo integrale dell’equazione (4.17) riguarda solamente la funzione di Green statica, al fine di ottenere risultati ragionevoli bisogna assicurarsi di distribuire i punti di integrazione nell’area vicina al punto di osservazione in modo denso. Altro aspetto molto importante riguarda il fatto che il valore della funzione di Green statica è indipendente dalla frequenza, quindi rimane invariato per qualunque valore di frequenza e di conseguenza tale calcolo può essere fatto una sola volta. Il secondo integrale descrive quindi l’attenuazione della funzione di slip dovuto al termine statico della funzione di Green, tale attenuazione è dell’ordine di  $1/r^2$ .

Nel caso in cui però la profondità del punto di sorgente è pari all’affondamento del punto di osservazione possono crearsi seri problemi nell’ottenimento di risultati ragionevoli, quindi l’integranda dell’equazione (4.16) diverge.

Si deve introdurre un metodo ulteriore per calcolare gli integrali dell’equazione (4.17), tale tecnica è stata studiata originariamente da Apsel e Luco (1983), ma successivamente è stata affinata da Hisada et al. (1995), che introduce una soluzione statica analitica approssimata, la quale risulta convergere più velocemente.

Quindi si sostituisce l’equazione (4.16) con la seguente:

$$T_{ik}(X, Y; \omega) - T_{ik}^S(X, Y) = \int_0^\infty \{t_{ik}(X, Y; \omega, k) - t_{ik}^S(X, Y; k)\} dk \quad (4.18)$$

Dove  $t_{ik}$  e  $t_{ik}^S$  sono rispettivamente l’integranda della funzione di Green dinamica e statica.

Per valutare invece la funzione di Green statica per un semispazio stratificato nella seconda parte dell’equazione (4.17), bisogna applicare il “contour deformation method”, che è una tecnica usata per valutare l’integrazione dell’equazione dell’onda in modo efficace.

Si divide dunque il campo di integrazione in due parti, ricavando la seguente equazione:

$$G(z, r) = \int_0^\infty g(z)J(kr)dk = \int_0^{k_A} g(z)J(kr)dk + \int_{k_A}^\infty g(z)J(kr)dk \quad (4.19)$$

Dove  $G(z,r)$  è una funzione di Green arbitraria,  $z$  è la profondità in cui è posto il punto di sorgente o il punto di osservazione,  $r$  è la distanza orizzontale tra punto di sorgente e punto di osservazione,  $g(z)$  descrive il “motion-stress vector” del punto  $z$  e  $J(kr)$  è la funzione di Bessel del primo tipo. Il numero d’onda  $k_A$  può essere scelto arbitrariamente, ma deve essere maggiore dei numeri d’onda di riferimento per il caso dinamico. Nel caso di funzione di Green statica può essere ricavato tenendo presente la relazione  $k_A r = 1$  o  $2$ .

Il secondo integrale dell’equazione (4.19) diverge per valori di  $k$  crescenti quando le profondità dei punti di osservazione e di sorgente sono prossime. Quindi si introduce il metodo “contour deformation” di Greenfield (1995) e si sostituisce la funzione di Bessel con le funzioni di Hankel, come mostrato in seguito:

$$\int_{k_A}^{\infty} g(z)J(kr)dk = \frac{1}{2} \int_{k_A}^{\infty} g(z)\{H^{(1)}(kr) + H^{(2)}(kr)\}dk \quad (4.20)$$

Dove  $H^{(1)}$  e  $H^{(2)}$  sono le funzioni di Hankel di primo e secondo ordine.

Si passa ai numeri d’onda complessi e si applica il teorema di Cauchy, approssimando il calcolo degli integrali lungo le linee di contorno mostrate in Figura 4.9:

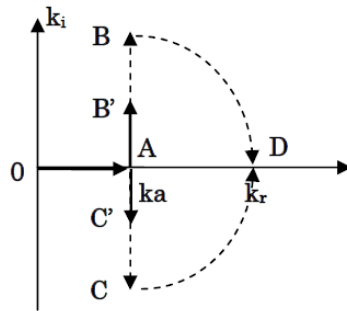


Figura 4. 9 Dominio su cui viene effettuata l’integrazione delle funzioni di Green in un caso generico

$$\int_{k_A}^{\infty} g(z)H^{(1)}(kr)dk \approx \int_{AB'} g(z)H^{(1)}(kr)dk_i \quad (4.20a)$$

$$\int_{k_A}^{\infty} g(z)H^{(2)}(kr)dk \approx \int_{AC'} g(z)H^{(2)}(kr)dk_i \quad (4.20b)$$

Le soluzioni quindi convergono rapidamente a 0 al crescere del numero d’onda  $k_i$ , la somma delle espressioni (4.20a) e (4.20b) fornisce dunque un valore accurato per il secondo integrale dell’equazione (4.19).

Nel programma sviluppato da Hisada dunque si sfruttano le leggi di quadratura di Simpson (per piccoli numeri d’onda) e Filon ( per alti numeri d’onda) per integrare l’equazione (4.18), mentre per risolvere le equazioni (4.19) e (4.20) si usa il metodo di quadratura di Newton-Cotes.

Riguardo l’integrazione della faglia nell’equazione (4.17) si può suddividere il piano di faglia in sottofaglie rettangolari e usare una legge di quadratura Gaussiana per ogni sottofaglia. Per la parte dinamica dell’integrazione si utilizzano fino a 6x6 punti di Gauss per ogni sottofaglia, per avere almeno 6 punti per lunghezza d’onda. In riferimento alla parte statica invece, se il punto di osservazione è molto vicino alla faglia, si suddividono le sottofaglie in sottodomini ancora più piccoli e si ridistribuiscono i punti di Gauss. Si ripete questo processo fino a quando il valore dell’integrazione converge secondo il valore di tolleranza stabilito.

Al fine di ottenere gli spostamenti si dovranno per prima cosa calcolare le velocità nel dominio di frequenza, per poi trasformarle e ottenere dunque le velocità nel dominio temporale. In seguito si potranno integrare le velocità numericamente ed ottenere così i corrispondenti spostamenti.

#### 4.2.1 Ricerca del modello di distribuzione di slip

Al fine di applicare il software creato da Hisada et al. (2003) al caso del terremoto di Parkfield 2004 si dovrà ricercare un “modello di slip” soddisfacente. Dove per slip si intende lo spostamento relativo tra due punti appartenenti alle due facce opposte della faglia, misurato sulla superficie della stessa. Il modello di slip invece è un modello cinematico che descrive la quantità, la distribuzione e il tempo dello slip associato ad un determinato terremoto.

Per fare questo si è scelto di ricercare nell’archivio SRCMOD “Finite-Source Rupture Model Database”, si sono trovati dunque tre modelli di inversione cinematica della faglia di San Andreas nella porzione in cui si è propagata la frattura durante il terremoto del 28 settembre 2004 a Parkfield.

Sono disponibili in letteratura alcuni studi che contengono modelli di rottura di faglia, quali Custodio et al. (2005), Dreger et al. (2005) e Ji et al. (2004). A seguito di una attenta lettura delle pubblicazioni legate al metodo dell’inversione cinematica e ai risultati in termini di distribuzioni di slip sulla faglia, si è scelto di applicare i risultati ottenuti da Custodio et al (2005). Questo perché in tale studio vengono riportati in maniera esauriente i parametri principali del problema, descrivendo in modo chiaro la litologia utilizzata per il dominio nell’intorno della faglia, utile nell’implementazione del software Hisada, ed i risultati ottenuti sono convalidati da comparazioni con altri modelli contemporanei e precedenti.

In Figura 4.10 si riporta il piano di faglia su cui sono evidenziate le quantità di slip.

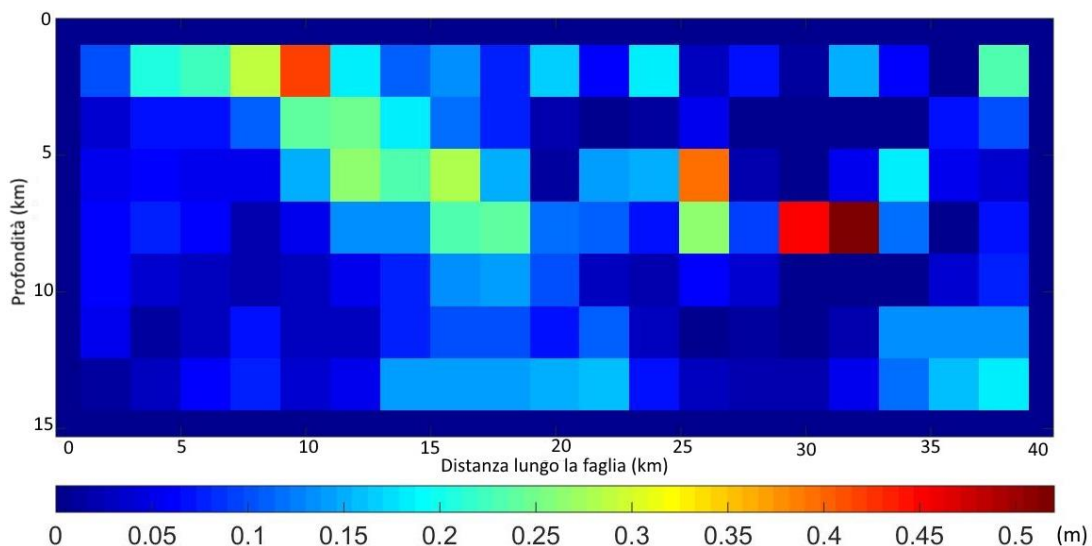


Figura 4. 10 Distribuzione di Slip lungo il piano di faglia portato a rottura durante il terremoto di Parkfield del 28 settembre 2004.

Si ottiene dunque che l’ampiezza massima di slip del modello considerato è di 0.57 m, e ha luogo in una piccola area direttamente a Sud-Est dall’ipocentro. Una seconda zona con alto valore di scorrimento si nota tra i 10 e i 25 km a Nord-Ovest dall’ipocentro, ad una profondità che va da 1 a 10 km circa.



Dalle analisi condotte da Custodio et al. (2005) è emerso che la velocità della rottura, nelle due zone sopra descritte, raggiunge i 2.7 km/s per la regione attorno all'ipocentro, mentre 3.3 km/s per la zona a Nord-Est.

Si può osservare come la velocità di 3.3 km/s è comparabile alla velocità delle onde S nella zona a Nord-Est dell'ipocentro, siccome a quella profondità il modello usato da Custodio utilizza un valore di Vs compreso tra 3.0 e 3.2 km/s.

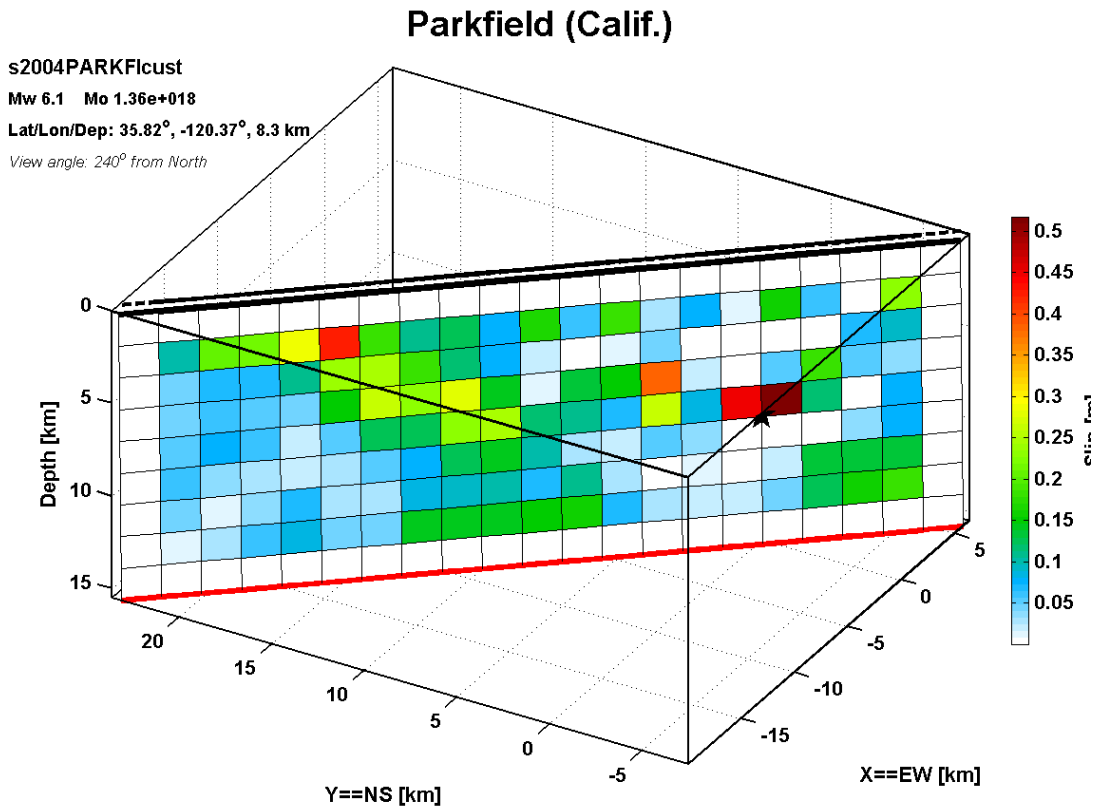


Figura 4. 11 Distribuzione di slip lungo il piano di faglia, si mostra la faglia nella sua configurazione geometrica rispetto al nord geografico e la posizione dell'ipocentro in corrispondenza della maggiore quantità di slip, estratto da Custodio et al. (2005)

#### 4.2.2 Impostazione del problema

Si riportano dunque i dati fondamentali da inserire del programma di calcolo al fine di ottenere le simulazioni in termini di velocità e successivamente confrontarli con le registrazioni reali nelle 45 stazioni CGS.

Le coordinate dell'ipocentro di Parkfield 2004 sono 35.8185° di latitudine Nord e 120.3706° di longitudine Ovest, è posizionato ad una profondità di circa 8.26 km.

La magnitudo considerata è pari a 6.06 Mw, per un momento sismico di  $1.36 \cdot 10^{18}$  Nm.

La faglia è contraddistinta da una lunghezza di 40 km, una profondità di 15 km e una distanza dalla superficie di 0.50 km. L'angolo di strike è pari a 140°, l'angolo di dip è di 87°, l'angolo di rake è 140.64 °, quindi si sta appunto descrivendo una faglia trascorrente.

La faglia viene suddivisa in 189 sottodomini, 21 sottofaglie sul lato lungo con intervallo di 1900 m, mentre si trovano 9 sottofaglie sul lato corto con intervallo di 1700 m.

Il “fault origin”, ovvero il punto più profondo a 0° di strike e 0° di dip sulla faglia, ha coordinate 36.0315° di latitudine Nord e 120.5841° di longitudine Ovest.

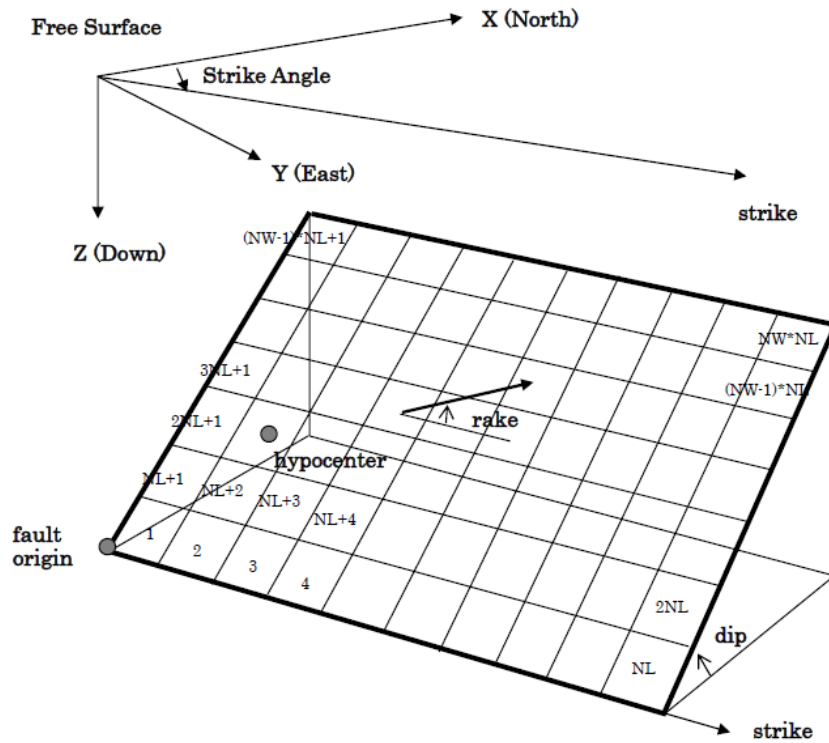


Figura 4. 12 Descrizione dell'orientazione del piano di faglia per il software di Hisada, suddivisione del piano di faglia in sottofaglie ( Hisada Manual 2003)

Per quanto riguarda invece il modello stratigrafico, si decide di suddividere il problema in due parti, quindi si considera la parte a Sud-Ovest della faglia avente stratigrafia come riportato in Tabella 4.6, mentre per la stratigrafia a Nord-Est della faglia di San Andreas si fa riferimento ai valori in Tabella 4.7.

Tabella 4. 6 Profilo stratigrafico dell'area a Sud-Est della faglia di San Andreas (Custodio et al. 2005)

Spessore Strato (km)	Densità (g/cm <sup>3</sup> )	Vp (km/s)	Vs (km/s)	Qp	Qs
1.0	2.0	2.0	1.1	70	35
1.0	2.3	3.5	2.0	140	80
1.0	2.3	4.5	2.5	300	200
0.5	2.5	5.2	3.0	390	230
2.3	2.7	5.7	3.2	500	260
8.3	2.7	6.2	3.6	500	300
3.0	2.8	6.8	3.6	510	300
3.3	2.8	6.8	4.3	510	550
-	2.8	7.3	4.3	800	550

Tabella 4. 7 Profilo stratigrafico dell'area a Nord-Ovest della faglia di San Andreas (Custodio et al. 2005)

Spessore Strato (km)	Densità (g/cm <sup>3</sup> )	V <sub>p</sub> (km/s)	V <sub>s</sub> (km/s)	Q <sub>p</sub>	Q <sub>s</sub>
1.0	2.0	2.0	1.1	70	35
0.8	2.3	3.5	2.2	140	80
0.3	2.3	4.2	2.8	300	200
1.3	2.3	4.8	2.7	320	200
0.5	2.3	5.2	2.8	380	200
4.4	2.7	5.3	3.2	380	250
4.4	2.8	5.7	3.7	500	290
4.8	2.8	6.5	3.8	500	290
2.8	2.8	6.7	4.3	510	530
-	2.8	7.3	4.3	800	530

Il tempo di rise time medio  $\tau$  considerato da Custodio et al. equivale a 0.88 s. Il tempo di rise time è definito come la somma di due contributi, il tempo durante il quale lo slip accelera e il tempo in cui lo scorrimento relativo decelera.

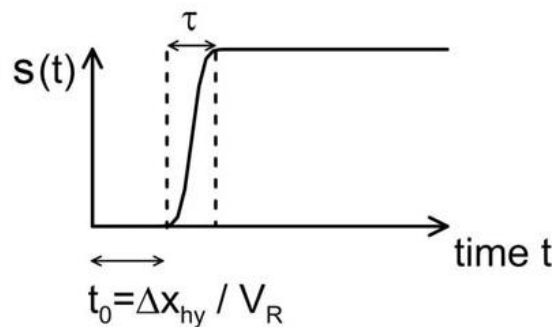


Figura 4. 13 Rise Time “ $\tau$ ”

La velocità media di rottura viene ipotizzata essere pari a 2.70 km/s, considerato essere pari al 75% della velocità delle onde S in corrispondenza dell’ipocentro,  $V_s = 3.60$  km/s.

Con i parametri ed i dati in precedenza riportati si può effettuare l’analisi e ottenere le storie di velocità in corrispondenza delle 45 stazioni di ricevitori dell’array CGS, descritte nel Capitolo 2.

#### 4.2.3 Confronto con dati osservati

Si vanno ora a mostrare alcuni confronti significativi tra i dati predetti dal software di Hisada et al. e le registrazioni reali ottenute durante il sisma di Parkfield 2004, queste comparazioni sono fatte rispetto alle storie temporali di velocità e in termini di spettro di Fourier.

Il campo di frequenze investigato per la comparazione è quello utilizzato nella simulazione con Hisada, dunque da 0.16 Hz fino ad un valore massimo di 1 Hz.

La totalità delle comparazioni viene mostrata della APPENDICE 2 del presente elaborato.

Le simulazioni mostrano dei risultati piuttosto soddisfacenti riguardo la maggior parte delle stazioni esaminate, gli spettri di Fourier sono ben approssimati a quelli realmente ricavati dalle analisi.

Si prenda come esempio la Figura 4.14, tali grafici corrispondono alle storie temporali di velocità e spettri di Fourier per le componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e componente verticale Up-Down. Il picco della componente FP viene bene intercettato dalla simulazione, meno bene la simulazione della componente normale alla faglia, che sovrastima il dato reale.

La Figura 4.15 mostra i dati in corrispondenza della stazione Fault Zone 7, la componente più energetica, ovvero quella normale è ben approssimata in termini di ampiezza del picco che in frequenza, non si può dire lo stesso però per le direzioni parallele e normali alla faglia, specialmente a frequenze superiori 0.4 Hz.

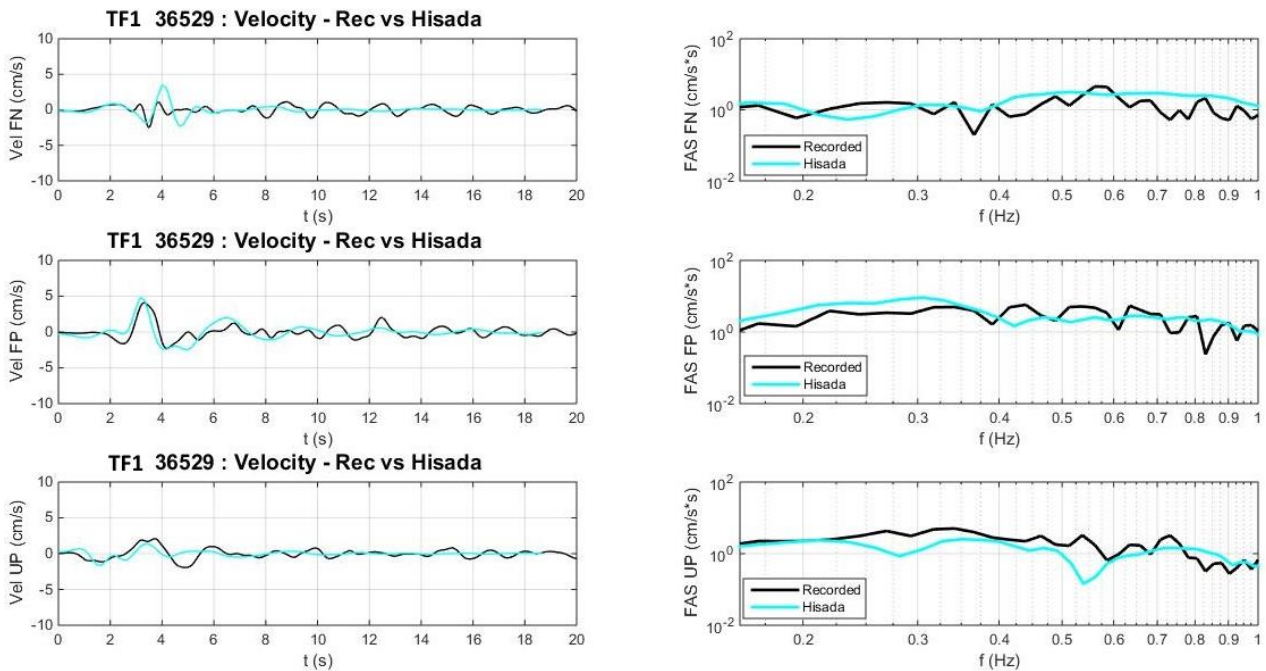


Figura 4. 14 Comparazione in termini di storia temporale di velocità e spettro di Fourier, per la stazione Turkey Flat 1 (36529)

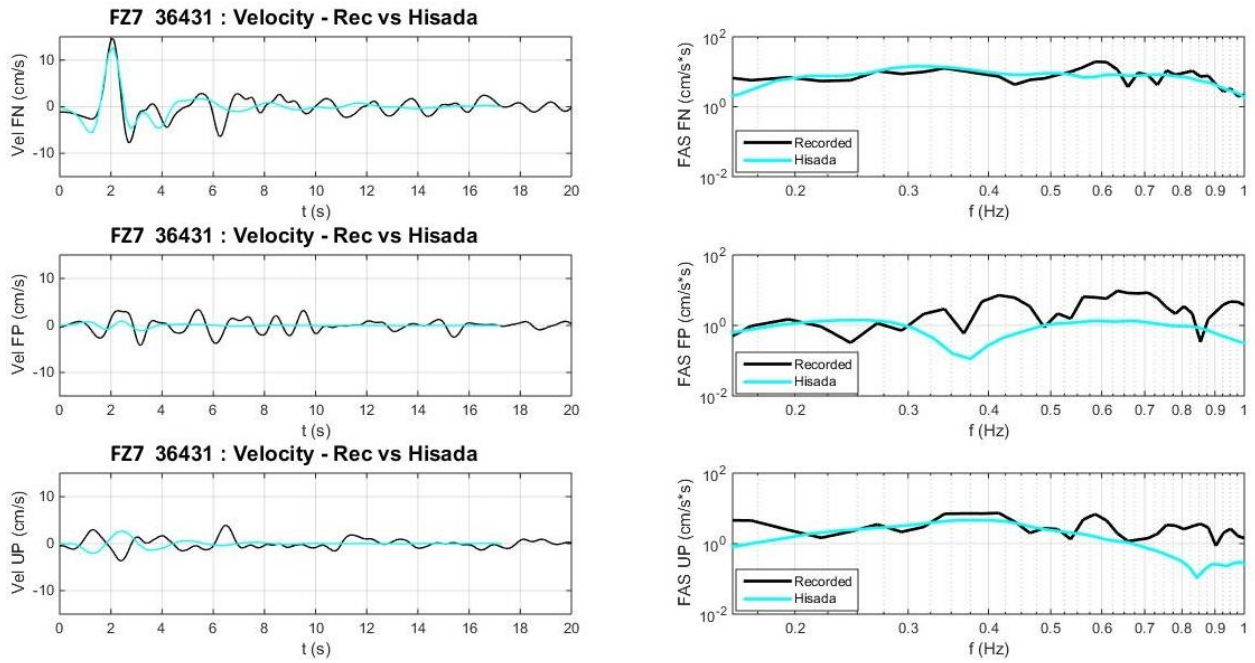


Figura 4. 15 Comparazione in termini di storia temporale di velocità e spettro di Fourier, per la stazione Fault Zone 7 (36431)

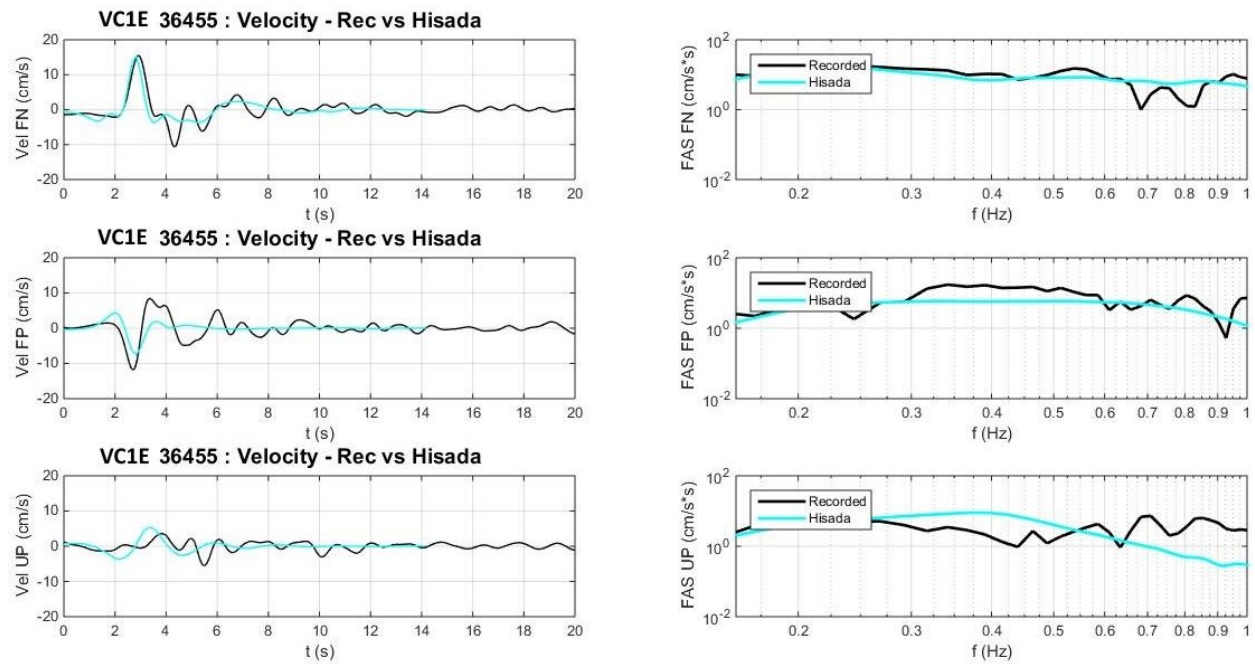


Figura 4. 16 Comparazione in termini di storia temporale di velocità e spettro di Fourier, per la stazione Vineyard Canyon 1 Est (36455)

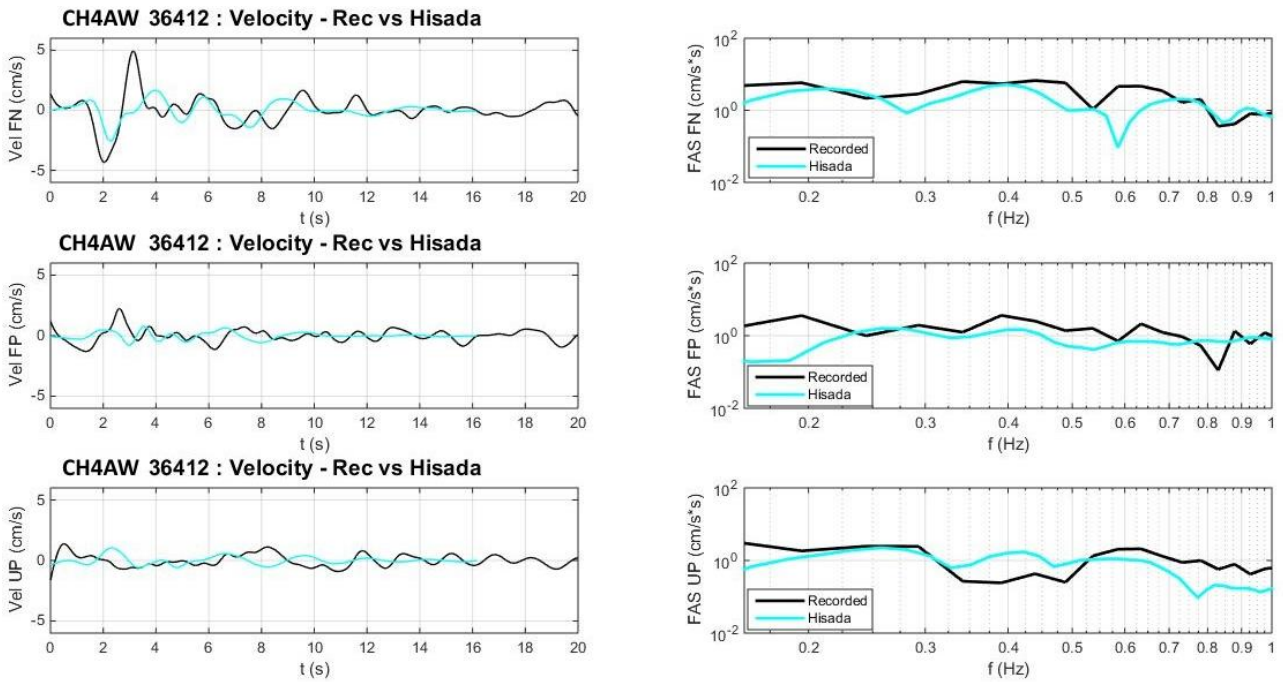


Figura 4. 17 Comparazione in termini di storia temporale di velocità e spettro di Fourier, per la stazione Cholame 4A West (36412)

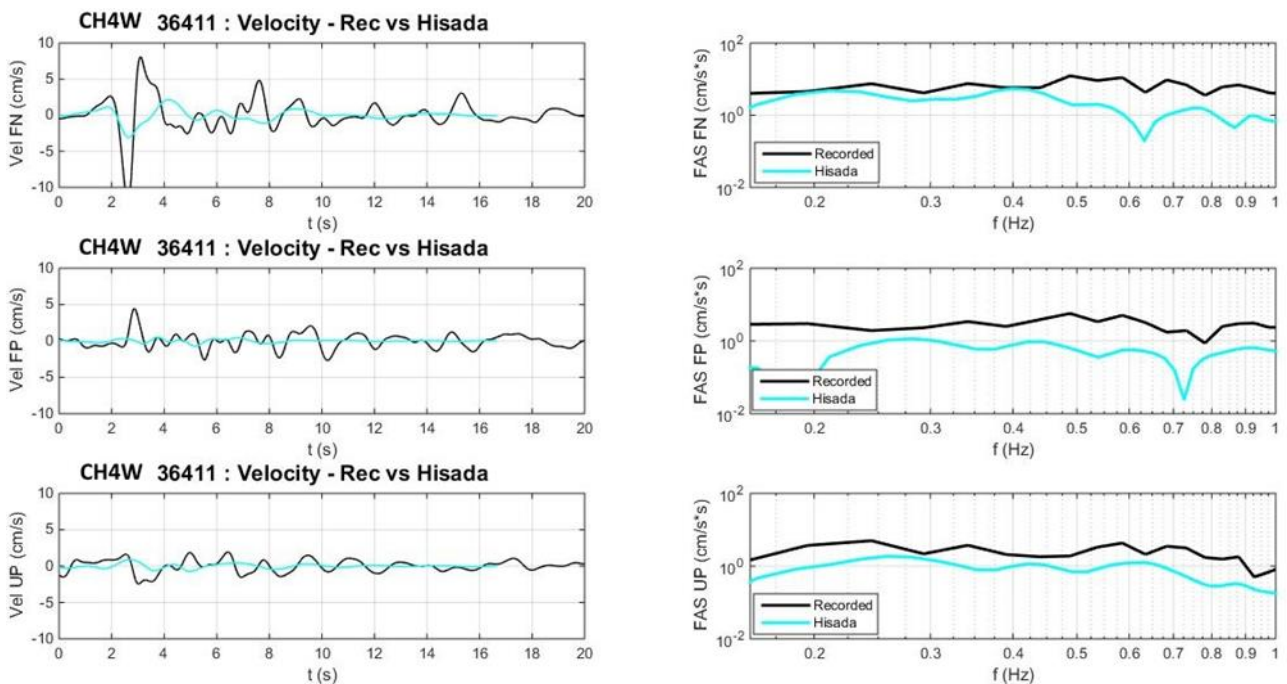


Figura 4. 18 Comparazione in termini di storia temporale di velocità e spettro di Fourier, per la stazione Cholame 4 West (36411)

Eseguendo il programma e valutandone la bontà dei risultati si è potuto notare una dipendenza molto forte nei rispetti della posizione dell'ipocentro, quindi rispetto all'origine del sisma. Questo influenza in modo importante i risultati delle simulazioni nei ricevitori che si trovano lungo la direzione di propagazione dell'onda sismica, infatti le stazioni situate nella parte ovest rispetto all'ipocentro danno risultati maggiori in termini energetici se lungo il percorso dell'onda sismica si vanno a posizionare zone di slip molto pronunciate.

Si vede però come alcune di queste comparazioni non siano ottimali, si prende come esempio la Figura 4.17 e la Figura 4.18. Alcuni picchi sono ampiamente sottostimati dalle predizioni e gli spettri di Fourier non coincidono con quelli realmente valutati. Questa discordanza potrebbe essere dovuta, per la maggior parte dei casi, ad una mancanza di dettaglio nei riguardi della stratigrafia. Infatti il programma deve simulare lo scuotimento del suolo basandosi sull'ipotesi di strati orizzontali piano paralleli, a cui viene assegnata una unica configurazione stratigrafica, quindi gli effetti di amplificazione locale non possono essere adeguatamente percepiti. Inoltre l'aspetto topografico non è tenuto in considerazione da tale modello, cosa errata siccome gli effetti topografici giocano un ruolo fondamentale nel favorire una maggiorazione dell'amplificazione.

#### 4.2.4 Mappe di scuotimento in termini di PGD, PGV, Sa ed Sd

Osservando le soluzioni della simulazione si è valutata accettabile la bontà dei risultati ottenuti, siccome i dati erano ragionevoli in base alla posizione rispetto ad ipocentro e faglia. Si è deciso allora di osservare la distribuzione dei valori di PGV, PGD, Sa ed Sd per un numero elevato di stazioni, nel caso specifico 1250, distribuite in modo denso e regolare nell'intorno dell'epicentro di Parkfield 2004, come mostrato in Figura 4.19. A seguito di questa analisi si è deciso di interpolare i dati e di creare quindi mappe di scuotimento.

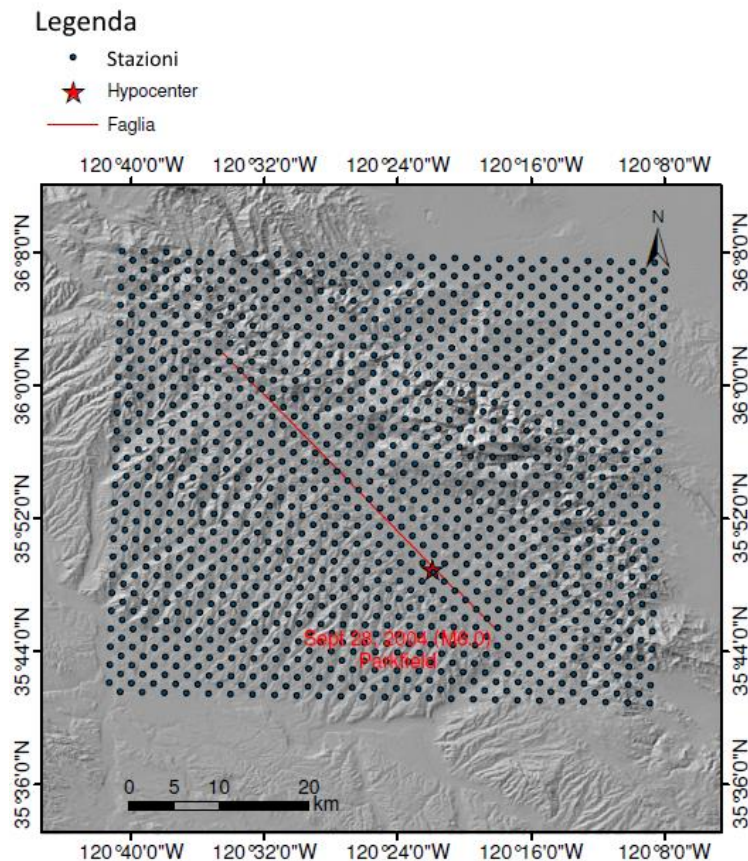


Figura 4. 19 Distribuzione spaziale delle 1250 stazioni utilizzate per la creazione delle mappe di scuotimento del suolo

La totalità delle mappe di scuotimento ottenute viene presentata nella APPENDICE 3 del presente elaborato.

Se si osservano le mappe per i valori di PGD, massimi spostamenti, Figura 4.20, si può vedere come il massimo spostamento ottenuto a seguito della simulazione corrisponde a 5.60 cm, rilevato per la

componente in direzione normale alla faglia. L'area in cui si ottiene tale valore appartiene alla zona a Nord-Ovest della faglia, osservando la mappa FN si vede come l'effetto direttivo è marcatamente rilevante in quell'area. Mettendo a confronto i risultati ottenuti con la distribuzione di slip introdotta nel modello si vede come proprio in quella zona si abbia il valore di scorrimento più marcato.

La componente parallela alla faglia (FP) mostra valori di PGD molto minori, fino ad un massimo di 2.35 cm, andando a formare una distribuzione a lobi nell'intorno dell'ipocentro. Si vede come i valori di PGD nell'area a sud della faglia siano maggiori di quelli ottenuti sul lato orientale, questo è dovuto principalmente alla stratigrafia, infatti si notano valori di Vs minori per la zona occidentale.

Se si mettono a confronto i dati simulati con quelli registrati si ottiene una buona approssimazione per la componente normale, a meno di alcune stazioni nell'estremo meridionale della faglia, dove le simulazioni sottostimano i valori di spostamento di picco. Invece dall'epicentro all'estremo Nord-Ovest i valori sembrano concordare piuttosto bene in termini di distribuzione spaziale.

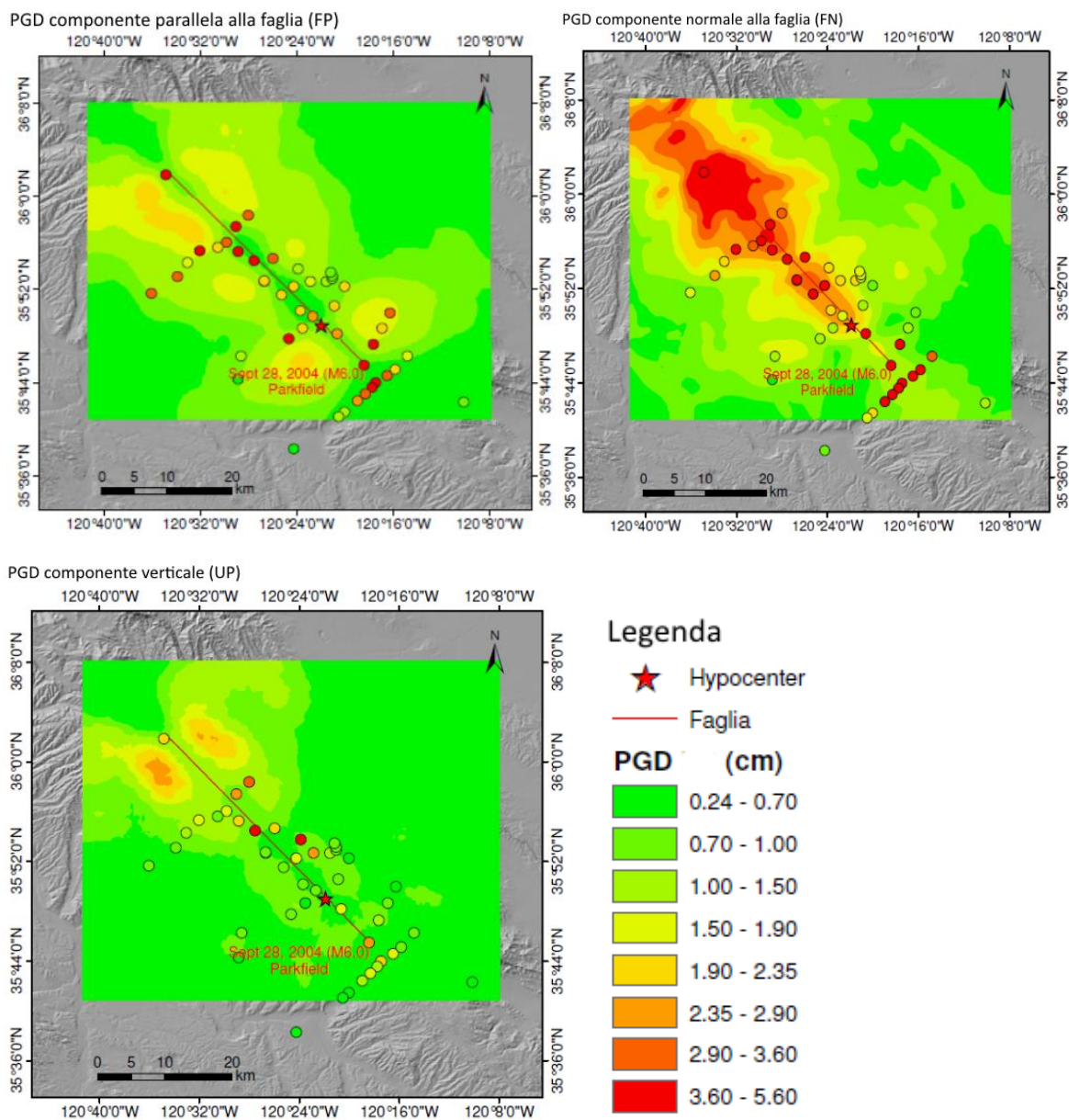


Figura 4. 20 Mappe di distribuzione di PGD, componenti parallele, normali alla faglia e verticale. Vengono inoltre riportati a titolo comparativo i valori realmente registrati nelle stazioni CGS.



Per quanto riguarda la distribuzione della velocità di picco lungo la faglia, mostrate in Figura 4.21, si possono notare le stesse peculiarità espresse nei riguardi della distribuzione di PGD, quindi si può osservare l'effetto di direttività marcato nella mappa delle componenti normali alla faglia, mentre riguardo alle componenti parallele si vanno ad osservare distribuzioni lobate a partire dall'ipocentro.

Nel caso della stima delle componenti parallela alla faglia e verticale il valore massimo di PGV rilevato lungo la faglia è di 9.80 cm/s. Questo risultato è coerente con la media dei dati registrati, poichè non si notano serie molto numerose di stazioni con valori di velocità di picco molto elevati, ma per alcune casistiche tale valore va a sottostimare i dati reali. Infatti nel caso della stazione posta in FZ1, dove il valore di PGV è circa di 20 cm/s, la simulazione non riesce a raggiungere tale valore. Si può comunque notare come la stazione Fault Zone 1 è posta in prossimità dell'estremo sud-est della faglia, dove il modello fornisce comunque la concentrazione dei massimi valori di velocità nella componente FP.

La componente normale delle velocità di picco viene sottostimata dalle simulazioni nella parte meridionale della faglia, infatti a Sud dell'epicentro Hisada permette di notare un leggero aumento del valore di PGV, ma non si arriva alle quantità realmente registrati, che superano i 20 cm/s.

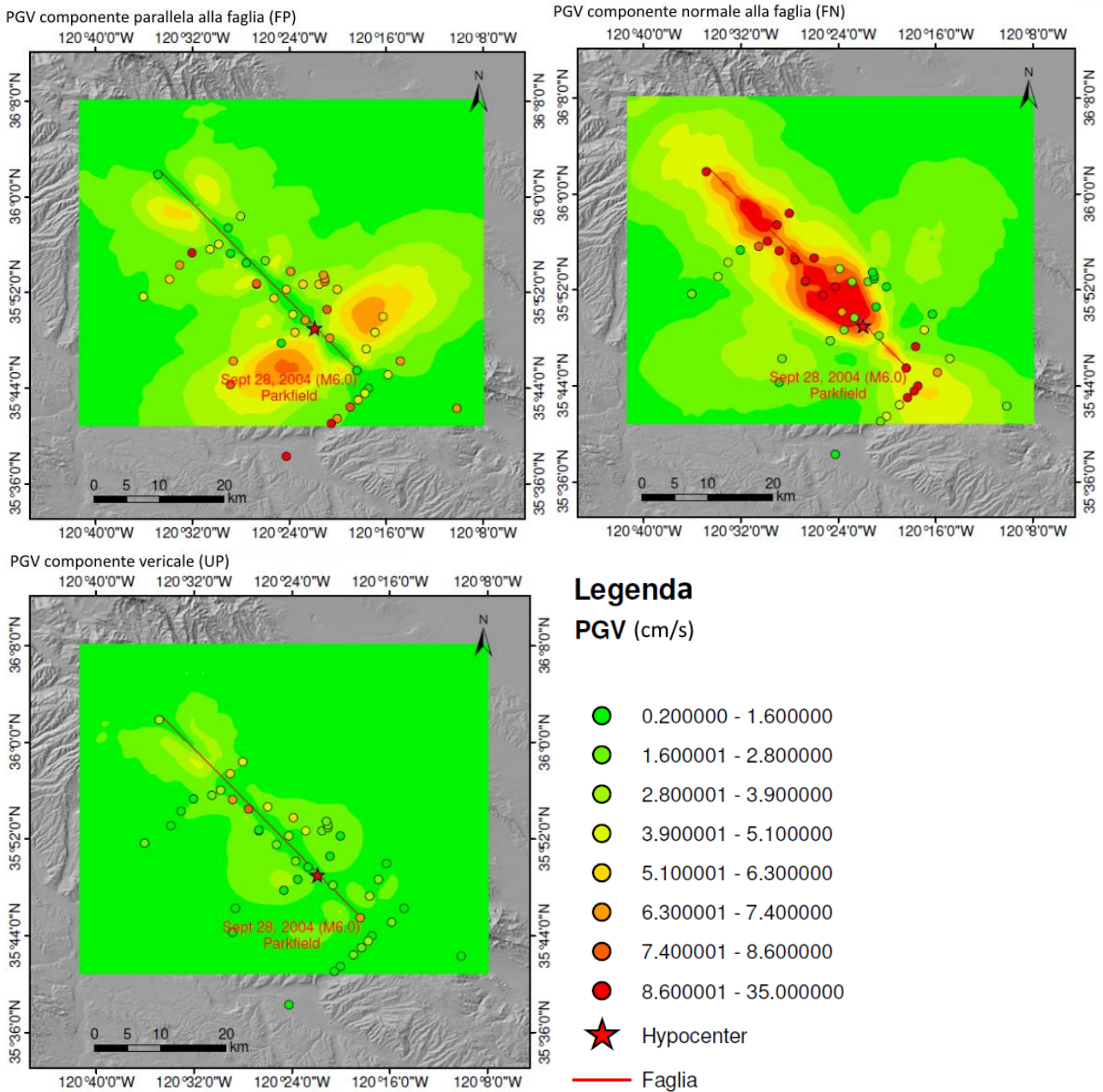


Figura 4. 21 Mappe di distribuzione di PGV, componenti parallele alla faglia, normali alla faglia e verticale. Vengono inoltre riportati a titolo comparativo i valori realmente registrati nelle stazioni CGS.

Si possono inoltre valutare attentamente le distribuzioni di Spectral Acceleration (Sa) per vari periodi, il massimo valore di  $Sa = 148 \text{ cm/s}^2$  lo si ottiene per la componente Fault Normal in corrispondenza del periodo  $T = 0.75 \text{ s}$ .

In Figura 4.22 si introducono le mappe di distribuzione di Sa per il periodo  $T = 2 \text{ s}$ , la componente normale alla faglia e quella verticale approssimano molto bene la distribuzione reale che si può ricavare osservando i valori nelle stazioni accelerometriche, alcuni valori massimi però vengono sottostimati, come ad esempio in FZ14, dove si passa da una predizione di circa  $75 \text{ cm/s}^2$  ad un dato reale di  $160 \text{ cm/s}^2$ .

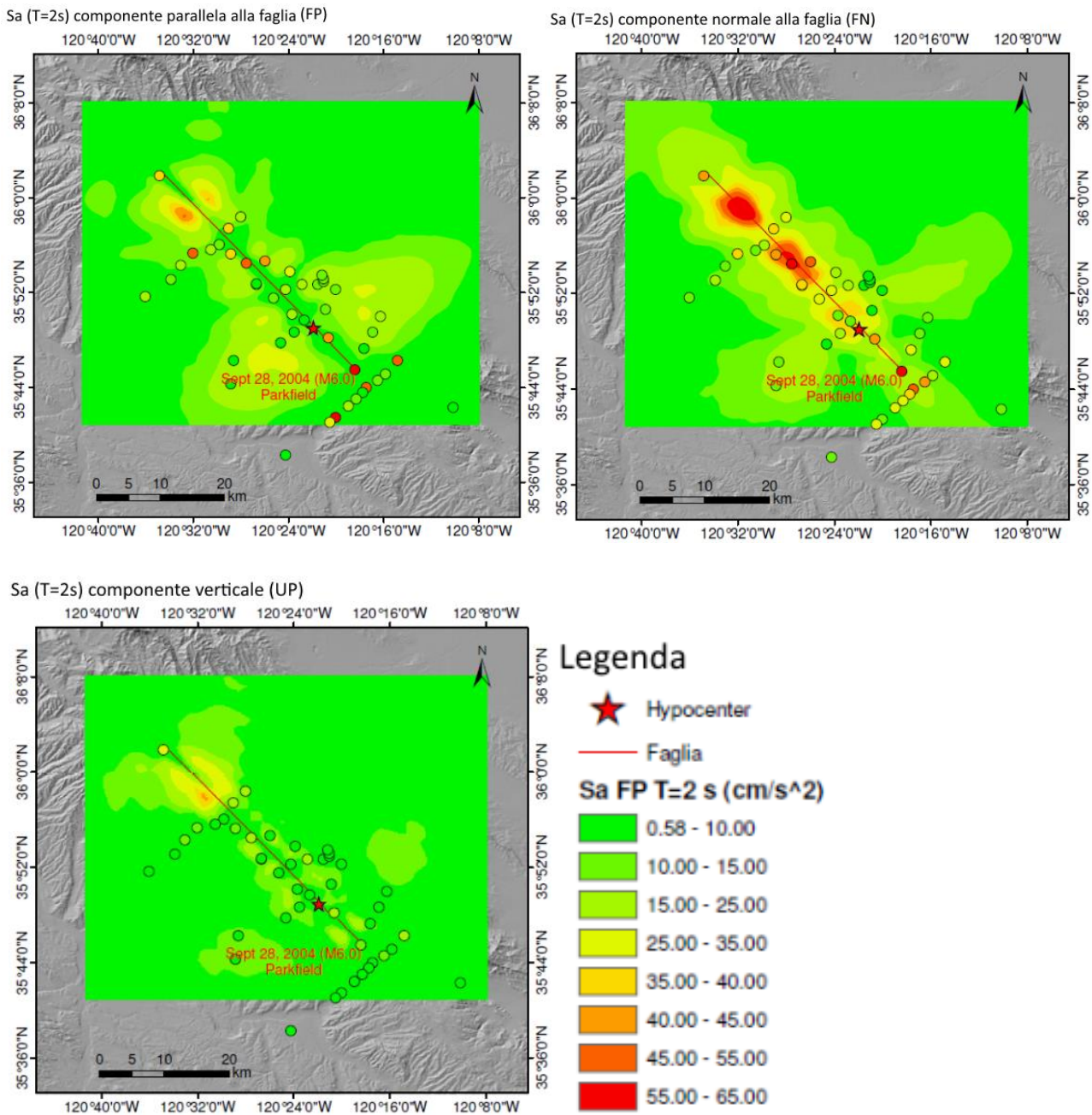


Figura 4. 22 Mappe di distribuzione di Sa, componenti parallele, normali alla faglia e verticale per  $T = 2s$ . Vengono inoltre riportati a titolo comparativo i valori realmente registrati nelle stazioni CGS.

Riportiamo in Figura 4.23 la distribuzione spaziale delle accelerazioni spettrali per il periodo 0.75 s, la componente parallela alla faglia si limita a valori di  $70 \text{ cm/s}^2$  in corrispondenza della zona Sud, prossima all'ipocentro. La distribuzione per la componente normale alla faglia si estende in direzione Nord-Ovest assumendo valori consistenti anche ad una certa distanza dall'ipocentro.

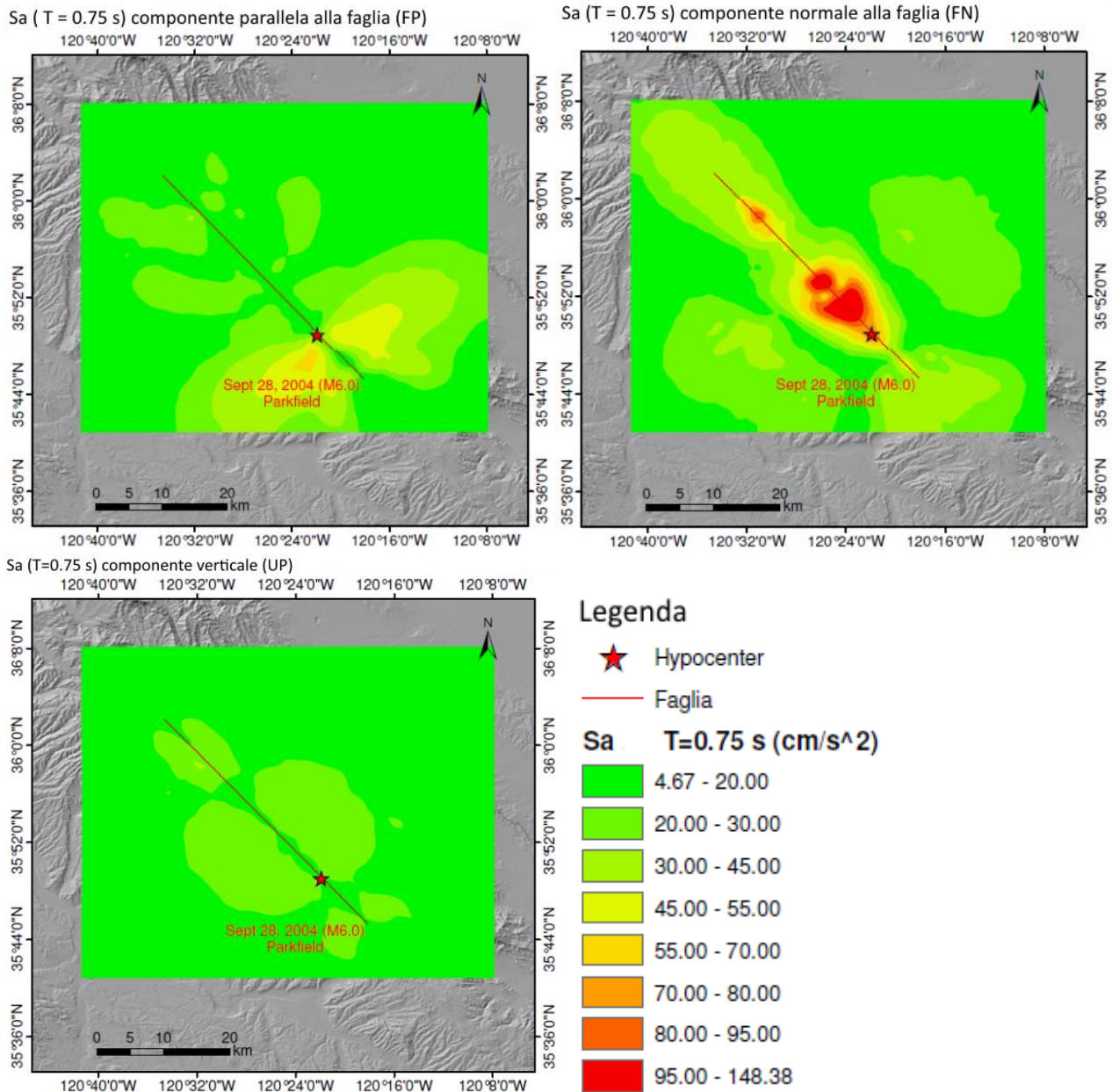


Figura 4. 23 Mappe di distribuzione di Sa, componenti parallela alla faglia, normale alla faglia e verticale per T = 0.75 s

L'effetto della direttività viene bene interpretato dalla componente normale di Sa in corrispondenza del periodo T = 1s, si veda la Figura 4.24, i valori massimi sono sempre a nord dell'ipocentro raggiungendo Sa = 127 cm/s<sup>2</sup>, ma il lobo propaga lungo tutta la lunghezza della faglia.

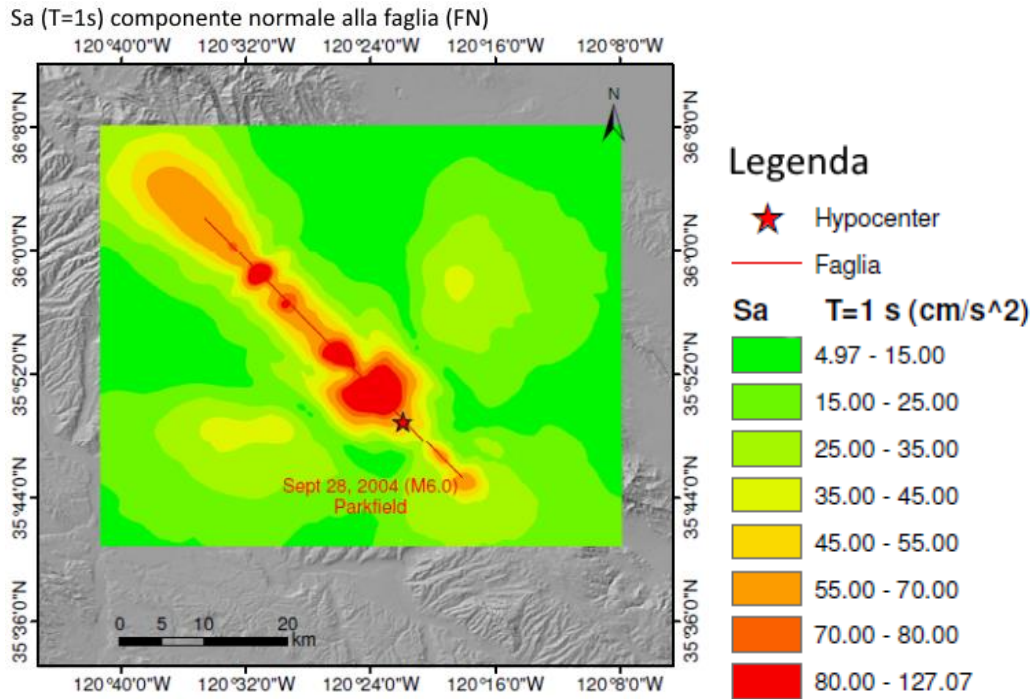


Figura 4. 24 Mappe di distribuzione di Sa, componente normale alla faglia per T = 1 s

Per periodi maggiori, per esempio T = 5 s come mostrato in Figura 4.25, si osserva che l'area con valori di Sa maggiori si trova più a Nord lungo la faglia, raggiungendo però valori massimi dell'ordine di 15 cm/s<sup>2</sup>.

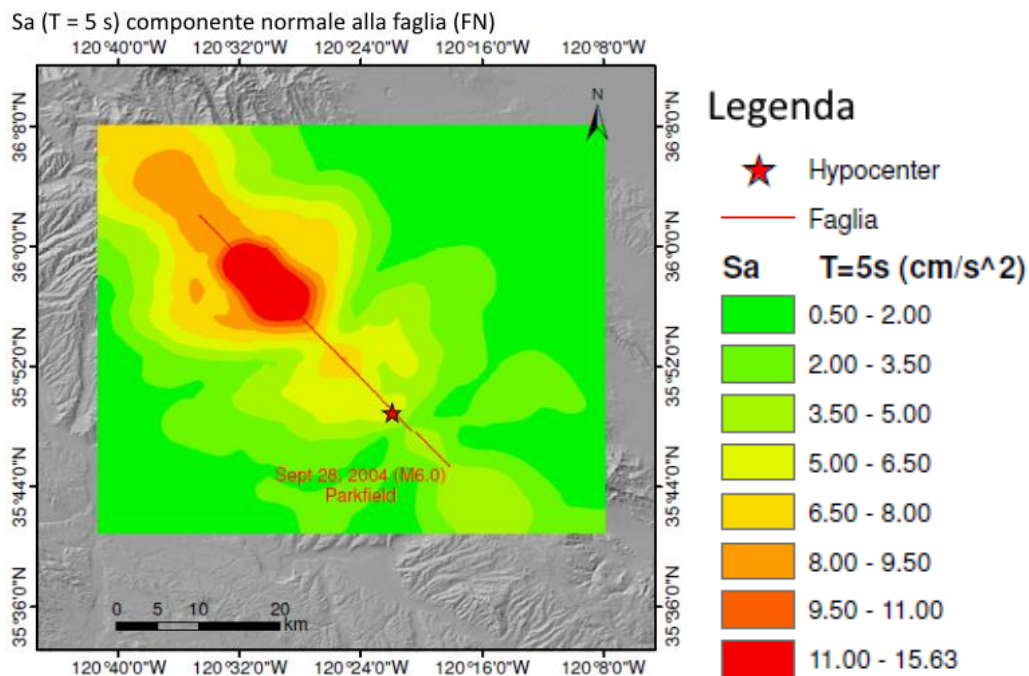


Figura 4. 25 Mappe di distribuzione di Sa, componente normale alla faglia per T = 5 s

Infine si possono commentare i risultati in termini di Spectral Displacements, presentati in Figura 4.26, questi raggiungono il valore massimo di 9.90 cm ad un periodo T pari a 5 s, si vede come l'area

di maggiore intensità è collocata nella parte Nord della faglia, quasi in prossimità dell'estremo settentrionale.

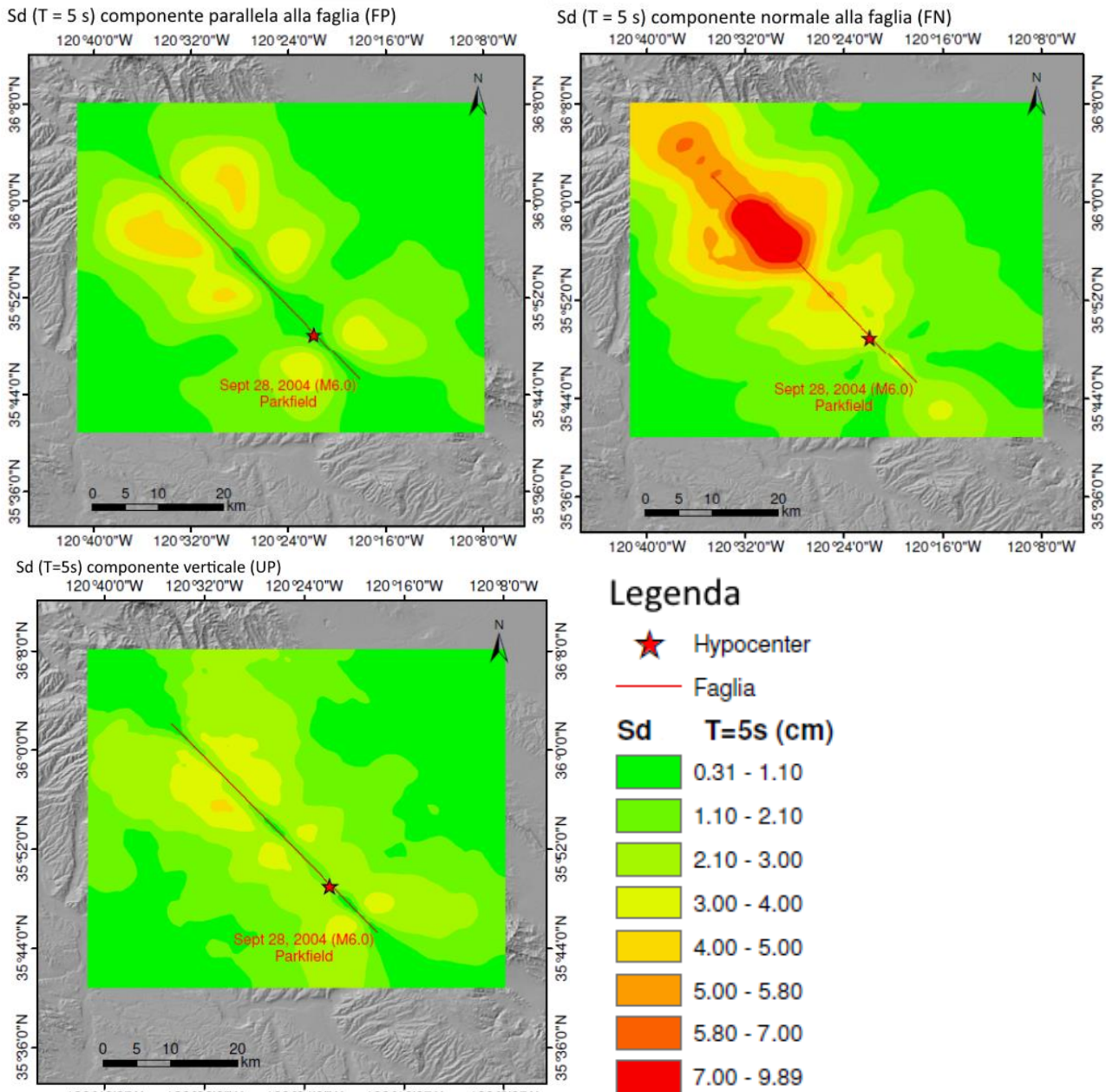


Figura 4. 26 Mappe di distribuzione di Sd, componente parallela alla faglia, normale alla faglia e verticale per T = 5 s

In conclusione si può dire che l'uso del programma Hisada fornisce una stima piuttosto accurata degli effetti dei sisma nell'intorno della faglia, ha permesso di confrontare in termini di velocità le simulazioni e i dati registrati. Si sono poi mostrate alcune mappe di distribuzione di diverse grandezze, come PGA, PGV, Sa, Sd, al fine di comprendere le caratteristiche della propagazione del sisma. Si può sottolineare come è emerso il fenomeno della direttività grazie alla densità di punti valutati.

Con riferimento alla prima parte del presente capitolo, in cui si erano calcolati i residui tramite l'uso di GMPE, si può affermare che la criticità rimane nella parte meridionale della faglia, in cui le simulazioni sottostimano ciò che invece realmente è stato rilevato dalle stazioni accelerometriche.

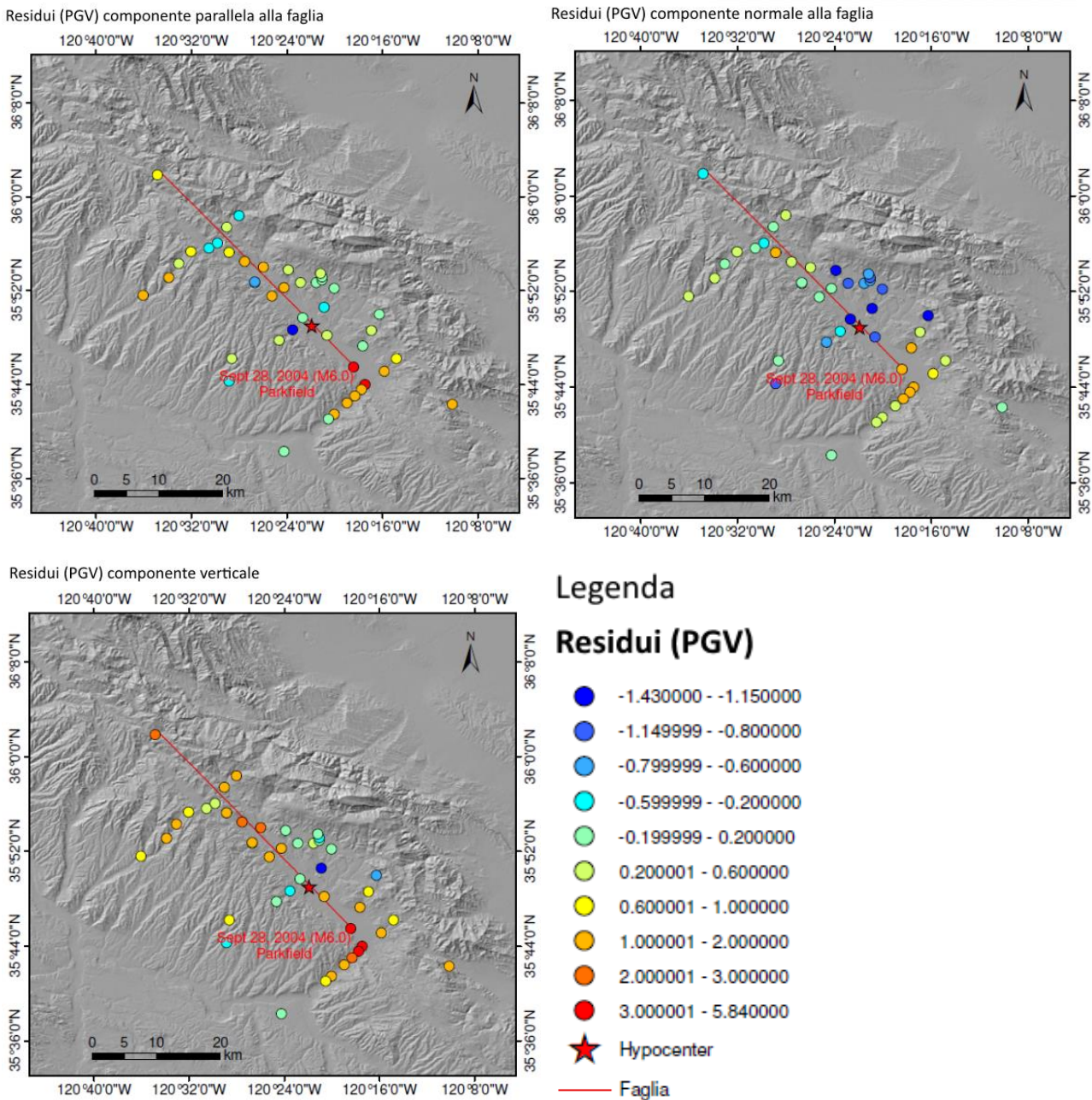


Figura 4.27 Residui calcolati nelle stazioni CGS per la quantità PGV tra le simulazioni con software Hisada e dati registrati, sono riportate le mappe per la componente parallela alla faglia, normale alla faglia e verticale.

In Figura 4.27 vengono riportati i residui calcolati tra le simulazioni Hisada e i dati registrati in termini di PGV, si vede come i valori positivi si localizzano agli estremi della faglia, in particolare nella sua parte meridionale. Al centro, in prossimità dell'epicentro, i valori sono in maggioranza negativi e questo mostra come le simulazioni tendano a sovrastimare le osservazioni.

Un metodo per migliorare la bontà delle predizioni con il modello di Hisada sarebbe quello di modificare direttamente il modello di slip proposto da Custodio et al. (2005), aumentando dunque lo scorrimento nella parte meridionale della faglia e andando a diminuirlo nella parte centrale. Questo però va al di fuori dello scopo del lavoro di tesi qui presentato e potrà essere considerato per sviluppi futuri.

Non è facile confrontare direttamente le predizioni eseguite tramite GMPE e programma Hisada, ma entrambe mostrano residui positivi agli estremi della faglia, mentre la simulazione fornisce una sovrastima dello scuotimento in prossimità della sorgente.

In alcune stazioni, come la CH3W, i residui positivi in termini di PGV calcolati con Hisada sono di molto superiori a quello ottenuto con GMPE per PGA ed Sa, quindi nonostante il software permetta una maggior caratterizzazione dell'evento sismico e delle sue proprietà, i metodi empirici di predizioni rimangono comunque validi.



## Capitolo 5 – Risposta Sismica Osservata nella Valle di Turkey Flat

Come si è visto nel capitolo precedente le simulazioni con il software Hisada per alcune stazioni hanno portato a risultati inconcludenti. Infatti gli effetti di amplificazione locale dati dalla stratigrafia del terreno non erano tenuti in conto in modo opportuno e la topografia del territorio non è stata considerata. Nel seguente capitolo si vuole dunque studiare come la morfologia e la litologia possa influenzare la propagazione del moto.

Si fa riferimento all'area di Turkey Flat, le cui stazioni di ricevitori sono state già citate nei precedenti capitoli. Quest'area è situata nella parte orientale della faglia di San Andreas, è di particolare interesse perché riguarda una valle alluvionale compresa tra formazioni rocciose, quindi ottima per lo studio che si vuole effettuare.

La valle di Turkey Flat non è considerata solo per la sua particolare composizione, ma perché è stata oggetto negli anni passati di numerosi studi e in particolare di due “blind prediction tests”, effettuati al fine di comprendere come possa la geologia del sito modificare il moto delle onde sismiche.

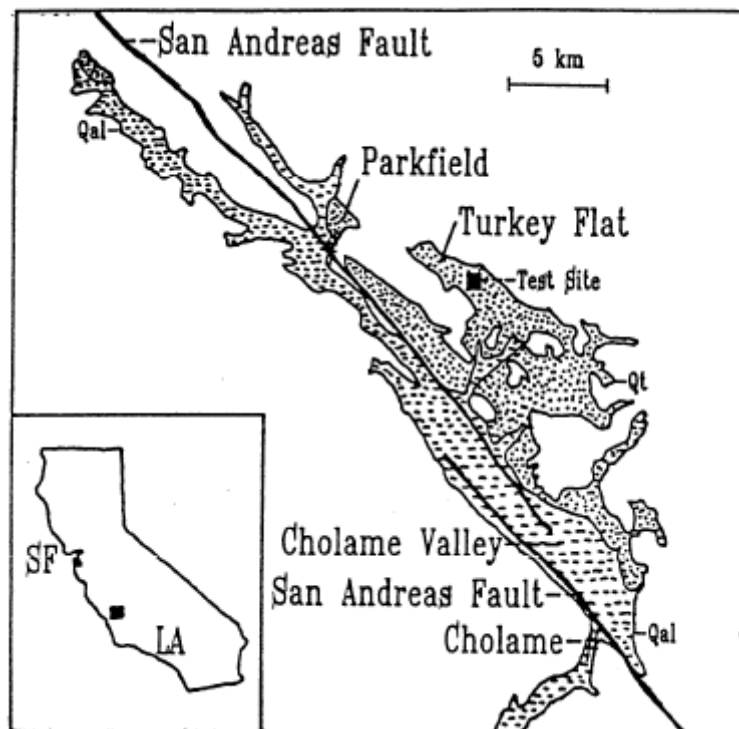


Figura 5. 1 Valle di Turkey Flat e sua localizzazione nello stato della California (U.S.A.)

### 5.1 Esperimento di “blind prediction” in Turkey Flat

In risposta agli effetti devastanti che può avere la geologia superficiale sulla modificazione dello scuotimento, come si è visto durante il terremoto di Città del Messico nel 1985, e vista l'inadeguatezza delle norme tecniche vigenti negli Stati Uniti durante la metà degli anni '80 del secolo scorso, il California Geological Survey (CGS), in collaborazione con lo International Associations of Physics of Earth's Interior (IASPEI), promosse l'installazione di un array di ricevitori specificatamente progettato al fine di studiare il fenomeno di amplificazione di sito nell'area di Turkey Flat.

L'installazione di tali stazioni ebbe luogo nelle vicinanze della cittadina di Parkfield, nel 1987. Tale area fu scelta per eseguire una serie di test al fine di stabilire quanto si era in grado all'epoca di prevedere gli effetti della litologia sulla modificazione del moto sismico. Infatti vi era stato un certo sconforto nello scoprire gli inaspettati ed altissimi livelli di scuotimento raggiunti durante il terremoto di Città del Messico di alcuni anni prima, che non era stato possibile prevedere usando i modelli di predizione e modelli di attenuazione disponibili all'epoca dei fatti.

Inoltre in quegli anni si vide la nascita di numerosi software 2D e 3D per modellare il comportamento dinamico del suolo, quindi le registrazioni delle stazioni di Turkey Flat diedero l'opportunità di calibrare i modelli costitutivi usati per le analisi e confermare la loro validità.

Il progetto dell'esperimento di Turkey Flat fu guidato dall'idea di emulare una analisi di risposta di sito condotta per un grande progetto costruttivo, su un'area rappresentativa e avendo a disposizione i normali dati ottenibili nella pratica. La progettazione di tale "blind test" fu anche orientata a mettere in evidenza le eventuali debolezze e i limiti degli strumenti usati per l'analisi di risposta di sito. Inoltre l'esperimento si riteneva importante per accumulare un database di dati geotecnici e sismologici che potesse servire nel futuro per ricerche in ingegneria sismica sulla risposta di sito.

L'esperimento di predizione della risposta di sito in Turkey Flat si basa essenzialmente su un "blind test" esteso ad una vasta gamma di partecipanti, sia industrie che università a livello nazionale che internazionale. La scelta di estendere l'esperimento alle aziende era essenzialmente dovuta al fatto di voler capire quanto fossero affidabili i modelli usati abitualmente in campo lavorativo, e non solo a livello di ricerca.

Un aspetto molto importante fu quello di attingere dal sito il maggior numero, con la miglior qualità possibile, di informazioni e dati sulla cui base poter derivare un affidabile modello costitutivo da implementare nei codici numerici usati per la predizione. A tal fine fu eseguita una accurata caratterizzazione geotecnica del sito, tramite il supporto di diversi esperti del settore a livello nazionale.

L'esperimento fu condotto in differenti fasi, le tre principali furono:

1. La caratterizzazione geotecnica del sito al fine di aiutare la scelta del modello costitutivo più opportuno;
2. Un test "weak-motion" al fine di predire la risposta del sito soggetto a bassi livelli di deformazione e quindi valutare la bontà della caratterizzazione geotecnica effettuata al punto 1;
3. Un test "strong-motion" per predire la risposta del sistema in termini di grandi deformazioni, quantificare la non linearità della risposta del sito e per evidenziare quali siano i limiti della stima della risposta locale di sito.

Ogni "blind test" si costituiva di due parti, una prima predizione basata sull'input proveniente dalla roccia in superficie e una seconda predizione basata sull'input derivante dalla roccia al di sotto dei sedimenti alluvionali della valle.

In un "blind test" i dati derivanti dalla caratterizzazione geotecnica e le registrazioni del sisma su roccia affiorante, alla stazione di riferimento, sono distribuiti ai partecipanti all'esperimento, a questo punto è richiesta la predizione dello scuotimento in tutti i punti di registrazione presenti nella valle. Dopo questa prima parte si ripete la procedura usando solamente i dati registrati nel ricevitore in

roccia posto al di sotto dei sedimenti alluvionali. Si può dunque effettuare una comparazione tra dati osservati e dati predetti dal test.

L'analisi a posteriori del “weak-motion” blind test mostrò come le ipotesi iniziali riguardanti distribuzione di velocità lungo gli strati e la dimensione di questi ultimi furono bene approssimati e ragionevoli, poiché la forma e la frequenza di risonanza dei picchi sono simili tra dati predetti e registrati.

Le predizioni però tendevano a sovrastimare le ampiezze dei dati registrati, questo suggerì il fatto che il damping nel modello geotecnico fosse troppo basso.

Le analisi dello “strong-motion” blind test vennero effettuate utilizzando i dati registrati durante il terremoto di Parkfield del 2004, le evidenze di questo esperimento sono discusse in dettaglio da diversi autori in letteratura e verranno analizzate inoltre nelle successive parti di questo elaborato, attraverso simulazioni 1D e 2D e confronto tra i dati registrati.

## 5.2 Descrizione morfologica e litologica del sito

La caratterizzazione geotecnica del sito durò circa un anno, a cominciare dal momento dell'installazione del sistema di ricevitori, ovvero il 1987. Furono realizzati otto pozzi in corrispondenza dei sedimenti alluvionali, presenti al centro della valle di Turkey Flat, dai quali si prelevarono campioni di terreno e roccia al fine di effettuare prove di laboratorio. Sette pozzi su otto furono realizzati usando una camicia di acciaio per sorreggere le pareti dello scavo, questi pozzi furono inoltre usati successivamente per l'installazione di sensori weak-motion temporanei e di sensori “strong-motion” permanenti.

Al fine di determinare l'estensione dei sedimenti della valle furono effettuate prove su larga scala di rifrazione e riflessione.

Tali test portarono a classificare la valle di Turkey Flat come un bacino avente una profondità di circa 25 metri poggiante su roccia. I sedimenti si costituiscono di sabbia argillosa e argille sabbiose derivanti dalle pendici delle montagne circostanti la valle.

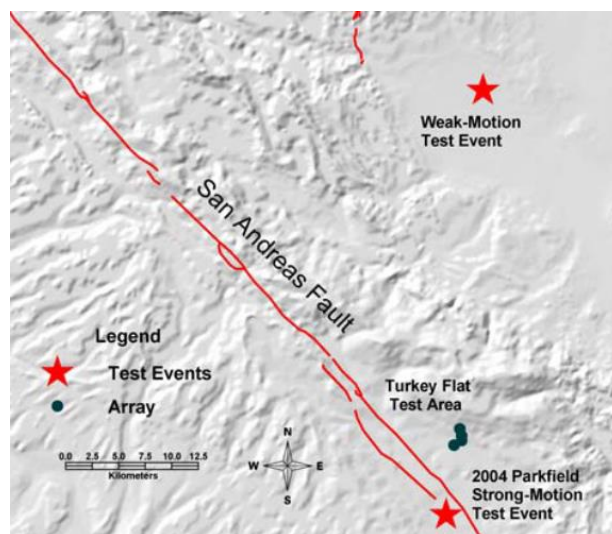


Figura 5. 2 Localizzazione dell'area di Turkey Flat nelle vicinanze della cittadina di Parkfield, California

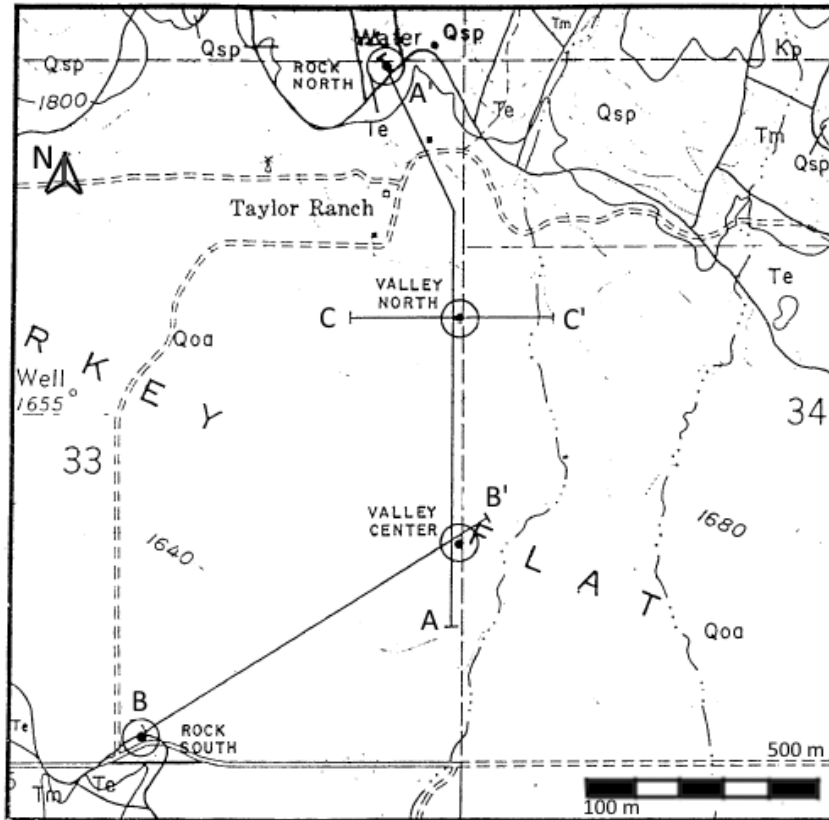


Figura 5. 3 Stazioni di registrazione installate in Turkey Flat

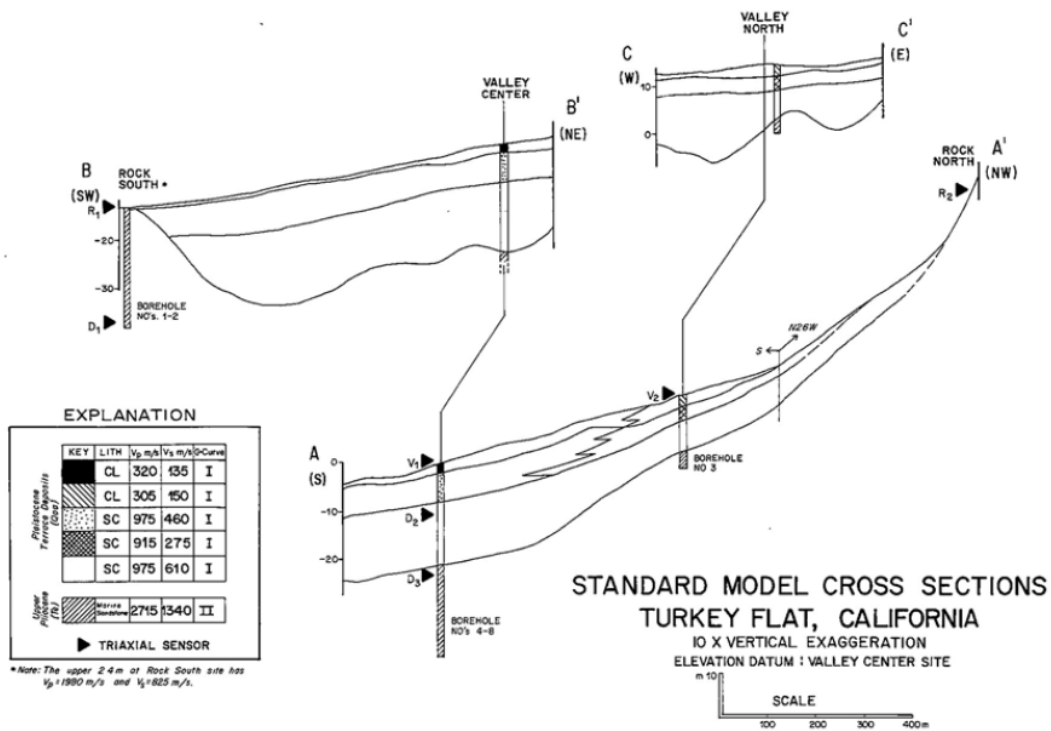


Figura 5. 4 Sezioni che mostrano la litologia presente nella valle di Turkey Flat (fare riferimento alla Figura 5.3 per distinguere l'orientazione delle sezioni)

### 5.3 Processamento dei dati

Si vuole analizzare dunque l'effetto di amplificazione legato alla presenza dello strato di materiale alluvionale tramite l'uso di rapporti spettrali sia in termini di Spettri di Fourier sia usando Spettri di Risposta. Tali spettri sono stati ottenuti tramite le analisi dei dati registrati nelle quattro stazioni di registrazione presenti nella Turkey Flat.

Dalle Figure 5.3 e 5.4 si possono identificare le quattro stazioni che andremo a studiare di seguito, in particolare la stazione R1 che è identificata come "Rock South", la stazione V1 chiamata "Valley Center", la V2 che viene considerata "Valley North" e infine la stazione R2 che è descritta come "Rock North".

Inoltre si vede come vi siano anche ricevitori posizionati in profondità, D1, D2 e D3, posti all'interno di pozzi.

Il ricevitore posto in D1 è allineato alla stazione Rock South, ovvero R1, e si trova ad una profondità di 24 metri. Il ricevitore D2 è collocato a 11 metri di profondità sotto la stazione V1, Valley Center, mentre a 23 metri di profondità si trova D3.

#### 5.3.1 Rapporti spettrali rispetto ad uno strumento posto in borehole

Prima di parlare degli effetti di amplificazione provocati dalla presenza degli strati alluvionali nel bacino bisogna però approfondire il concetto riguardante il calcolo dei rapporti spettrali in corrispondenza di uno strumento posto in un borehole.

Come prima ipotesi si suppone in tutte le casistiche considerate successivamente, a titolo di esempio, l'incidenza verticale di un'onda armonica piana di ampiezza unitaria.

#### Caso di semispazio omogeneo

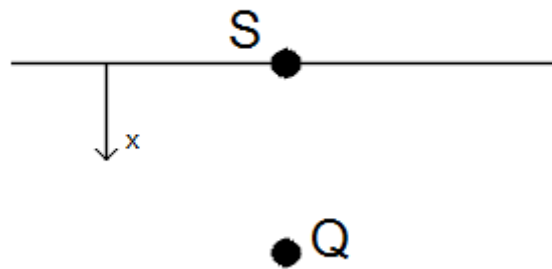


Figura 5. 5 Semispazio omogeneo in cui vi sono 2 ricevitori, uno in superficie S e il secondo, Q, ad una profondità x

Allora lo spostamento "v" sarà dipendente dal tempo "t" e dalla profondità identificata dalla coordinata "x", l'espressione dunque ha la seguente forma:

$$v(x, t) = \exp \left[ i\omega \left( t + \frac{x}{\beta} \right) \right] + \exp \left[ i\omega \left( t - \frac{x}{\beta} \right) \right] = 2 \cos \frac{\omega x}{\beta} \exp(i\omega t) \quad (5.1)$$

Dove quindi  $\omega$  è la pulsazione, mentre  $\beta$  è la velocità delle onde S che si propagano nel terreno considerato.

Assumendo quindi due ricevitori posti in un borehole nel semispazio omogeneo, dove S è localizzato in superficie mentre Q è posto ad una certa profondità, si può dunque calcolare il loro rapporto in termini di  $v$  e ottenere quindi la seguente espressione:

$$\frac{v(S)}{v(Q)} = \frac{1}{\cos \frac{\omega x}{\beta_1}} \quad (5.2)$$

Il rapporto presentato nell'equazione (5.2) assume valori di picco quando la funzione coseno posta al denominatore va a zero, ovvero per:

$$f = (2n + 1) \frac{\beta}{4x} \text{ con } n = 0, 1, 2, \dots \quad (5.3)$$

Questi picchi però sono da interpretare come la conseguenza di una interferenza distruttiva tra onda incidente e onda riflessa alla profondità  $x$ , quindi non sono da interpretare come la frequenza naturale di uno strato di terreno.

Caso di strato su semispazio

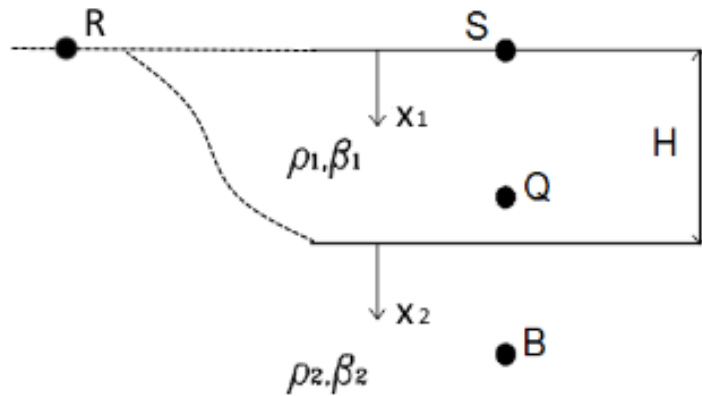


Figura 5. 6 Strato caratterizzato da valori di densità  $\rho_1$  e velocità delle onde S  $\beta_1$  posto su un semispazio avente densità  $\rho_2$  e velocità delle onde S  $\beta_2$

Si consideri uno strato avente caratteristiche di impedenza acustica  $\rho_1$  e  $\beta_1$  e contraddistinto da una altezza pari ad  $H$ , la coordinata locale verticale è diretta verso il basso e viene chiamata  $x_1$ ; tale strato è poggiato su un semispazio aventi caratteristiche di densità  $\rho_2$  e velocità delle onde S pari a  $\beta_2$ . Sulla sommità dello strato vi è presente il ricevitore S, ad una certa profondità  $0 < x_1 < H$  è posto il ricevitore Q, mentre il ricevitore B si trova nel semispazio ad una quota  $x_2$ .

Lo spostamento nello strato viene valutato essere:

$$v_1(x_1, t) = A \exp \left[ i\omega \left( t + \frac{x_1}{\beta_1} \right) \right] + B \exp \left[ i\omega \left( t - \frac{x_1}{\beta_1} \right) \right] \quad (5.4)$$

Mentre l'espressione dello spostamento nel semispazio viene scritta come:

$$v_1(x_1, t) = \exp \left[ i\omega \left( t + \frac{x_2}{\beta_2} \right) \right] + C \exp \left[ i\omega \left( t - \frac{x_2}{\beta_2} \right) \right] \quad (5.5)$$

- Ponendo quindi il fattore di differenza di impedenza acustica pari a  $\eta = \rho_1\beta_1/\rho_2\beta_2$ ;
- imponendo una condizione di superficie libera;
- garantendo la continuità dello spostamento all'interfaccia;
- garantendo la continuità dello sforzo all'interfaccia.

Si ottiene dunque:

$$A = B = \frac{1}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \quad (5.6)$$

e

$$C = \frac{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) - i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \quad (5.7)$$

Sostituendo quindi le espressioni ottenute (5.6) e (5.7) nelle equazioni (5.4) e (5.5) si può descrivere lo spostamento nello strato e nel semispazio come segue, omettendo la dipendenza temporale  $\exp(i\omega t)$ .

Lo spostamento nello strato viene valutato essere:

$$v_1(x_1) = 2A \cos\left(\frac{\omega x_1}{\beta_1}\right) = \frac{2 \cos\left(\frac{\omega x_1}{\beta_1}\right)}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \quad (5.8)$$

Lo spostamento nel semispazio viene valutato essere:

$$\begin{aligned} v_2(x_2) &= \exp\left(i \frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) + \frac{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) - i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \exp\left(-i \frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) \\ &= \frac{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right] \exp\left(i \frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) + \left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) - i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right] \exp\left(-i \frac{\omega x_2}{\beta_2}\right)}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \\ &= \frac{2 \left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \cos\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) - \eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \operatorname{sen}\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) \right]}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \end{aligned} \quad (5.9)$$

Se quindi dal moto nel borehole  $v(B)$  si vuole dedurre il moto al semispazio affiorante in assenza dello strato,  $v(R)$ , basta moltiplicare  $v(B)$  per l'inverso della (5.9), senza il fattore moltiplicativo 2.

Quindi, nel caso siano disponibili  $v(S)$  e  $v(B)$ , per ottenere la funzione di trasferimento  $v(S)/v(R)$ , si dovrà scrivere:

$$\frac{v(S)}{v(R)} = \frac{v(S) v(B)}{v(B) v(R)} = \frac{v(S)}{v(B)} \frac{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \cos\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) - \eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \operatorname{sen}\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) \right]}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) + i\eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \right]} \quad (5.10)$$

Mentre dalle equazioni (5.8) e (5.9) si ottiene il *rapporto spettrale* rispetto ad un punto dello strato

$$\frac{v(S)}{v(Q)} = \frac{1}{\cos \frac{\omega x}{\beta_1}} \quad (5.11a)$$

In presenza di damping ratio “ $\xi$ ” l’equazione (5.11a) diventa la (5.11b)

$$\frac{v(S)}{v(Q)} = \frac{1}{\sqrt{\cos^2 \frac{\omega x}{\beta_1} + \left[ \xi \frac{\omega H}{\beta_1} \right]^2}} \quad (5.11b)$$

E il *rapporto spettrale* rispetto ad un punto del semispazio diventa:

$$\frac{v(S)}{v(B)} = \frac{1}{\left[ \cos\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \cos\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) - \eta \operatorname{sen}\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \operatorname{sen}\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) \right]} \quad (5.12)$$

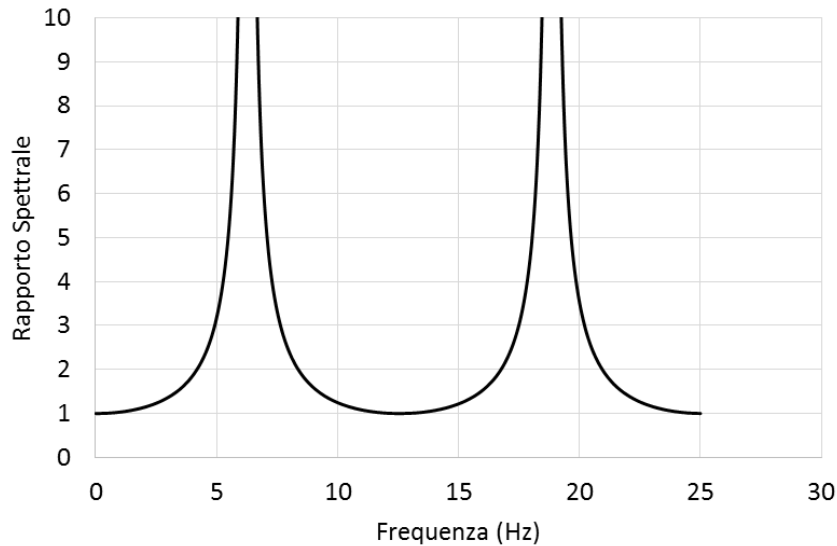


Figura 5. 7 Esempio di funzione di trasferimento secondo l’equazione (5.12), ottenuta per due strati di terreno sovrapposti aventi pari densità, il terreno più superficiale ha  $\beta_1=200$  m/s, il terreno più profondo ha un  $\beta_2=1340$  m/s. L’altezza del primo strato  $H=50$  m, l’approfondimento nel secondo strato  $x_2=0$  m. Il fattore di impedenza calcolato con i precedenti dati è pari a 0.15.

Se si introduce lo smorzamento dato dal *damping ratio* “ $\xi$ ” nell’equazione (5.12) si otterranno i valori massimi di funzione di trasferimento dati dall’equazione (5.13) e mostrati in Figura 5.8:

$$|f(\omega)|_{max} = \frac{1}{\eta + (2n - 1) \frac{\pi}{2} \xi} \quad (5.13)$$



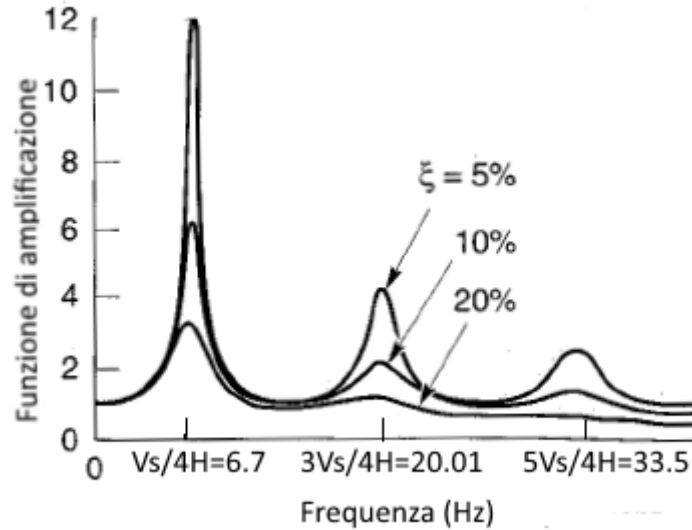


Figura 5. 8 Esempio di funzione di trasferimento secondo l'equazione (5.13), ottenuta per due strati di terreno sovrapposti aventi pari densità, il terreno più superficiale ha  $\beta_1=200$  m/s, il terreno più profondo ha un  $\beta_2=1340$  m/s. L'altezza del primo strato  $H=50$  m, l'approfondimento nel secondo strato  $x_2=0$  m. Il fattore di impedenza calcolato con i precedenti dati è pari a 0.15. Il valore di damping ratio considerato è pari a  $\xi = 0.05, 0.10, 0.20$ .

Per valutare la bontà della modellazione 1D, mantenendo sempre l'ipotesi di singolo strato su semispazio, i rapporti spettrali osservati vanno confrontati con questa equazione (5.12), considerandone il valore assoluto.

Si noti inoltre come il denominatore della equazione (5.12) si annulla per:

$$\tan\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right) \tan\left(\frac{\omega x_2}{\beta_2}\right) = \frac{1}{\eta} \quad (5.14)$$

Dalla quale si possono trovare i punti nel semispazio rispetto ai quali, al variare della frequenza, il rapporto spettrale presenta un picco:

$$x_2 = \frac{\beta_2}{\omega} \tan^{-1} \left[ \frac{1}{\eta \tan\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right)} \right] \quad (5.15)$$

Da cui, se si assume che le densità dei due mezzi siano uguali, si ottiene:

$$\frac{x_2}{H} = \frac{1}{\eta \frac{\omega H}{\beta_1}} \tan^{-1} \left[ \frac{1}{\eta \tan\left(\frac{\omega H}{\beta_1}\right)} \right] \quad (5.16)$$

Si può dunque ricavare dalla (5.16) che l'unico punto del semispazio per il quale il rapporto spettrale  $v(S)/v(B)$  presenta un picco alle frequenze naturali dello strato  $\left(\frac{\omega H}{\beta_1} = (2n + 1)\frac{\pi}{2}\right)$  è per  $x_2 = 0$ , ovvero all'interfaccia. Le soluzioni dell'equazione (5.16) al variare del coefficiente  $\eta$  vengono riportate in Figura 5.8.

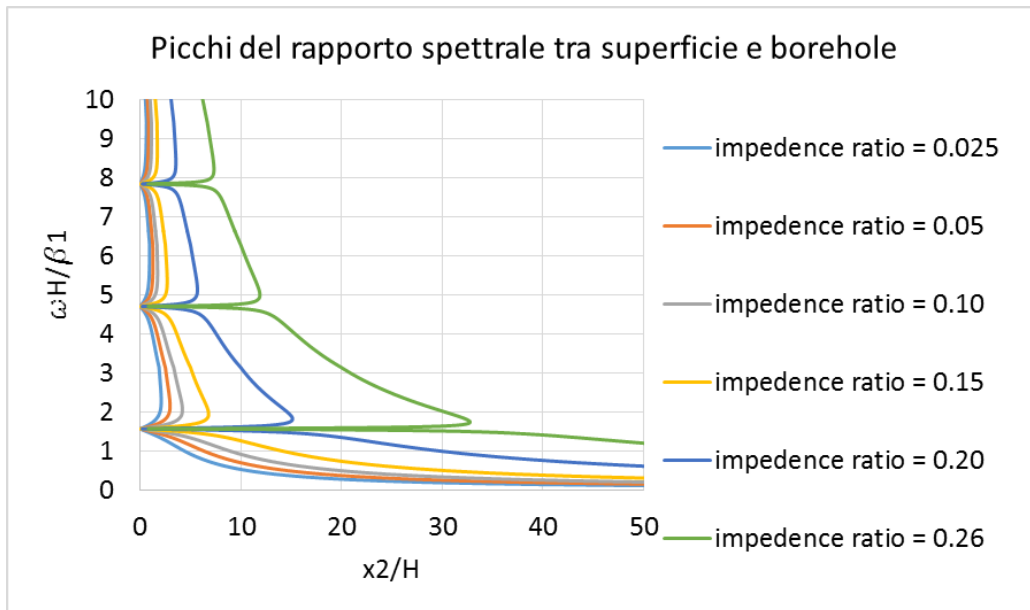


Figura 5. 9 Frequenze di picco del rapporto spettrale tra superficie e borehole al variare del coefficiente di impedenza elastica  $\eta$

In conclusione si può affermare che i picchi che si trovano nei rapporti spettrali osservati  $v(S)/v(Q)$  o  $v(S)/v(B)$  non vanno assolutamente confusi con le frequenze naturali del sistema strato su semispazio. L'unica situazione in cui questo può accadere è che il punto  $Q$  (o il punto  $B$ ) si trovi esattamente all'interfaccia strato-semispazio.

Osservando la Figura 5.10 è interessante notare come, implementando l'equazione (5.12) per vari valori di coordinata  $x_2$ , il rapporto spettrale corrispondente all'interfaccia tra strato e semispazio coincida con l'involucro inferiore dei rapporti spettrali per valori maggiori di coordinata  $x_2$ .

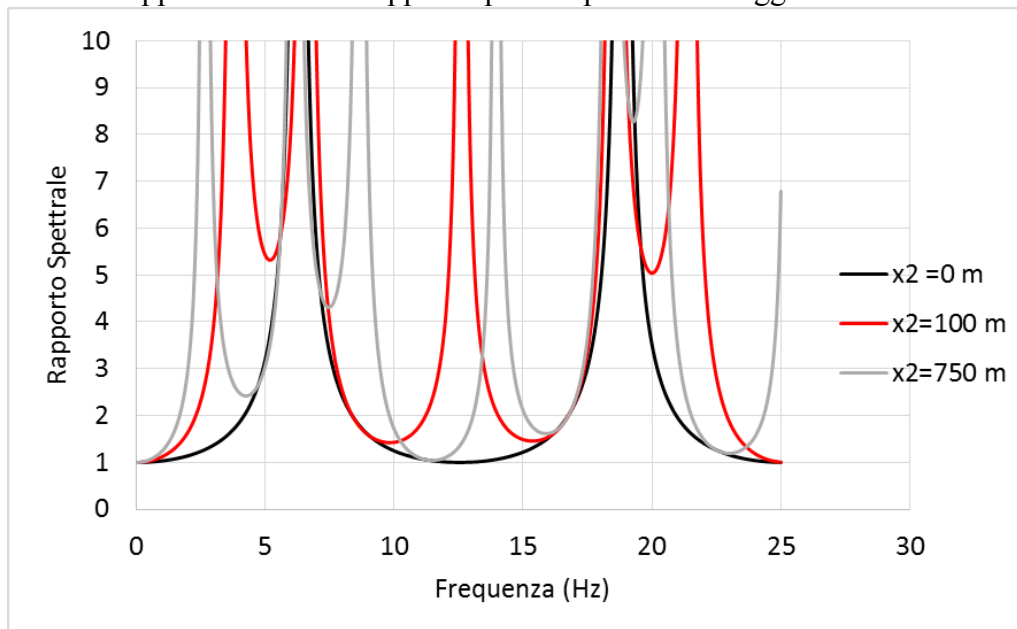


Figura 5. 10 Implementazione dell'equazione (5.12) per diversi valori di approfondimento  $x_2$ , ottenuta per due strati di terreno sovrapposti aventi pari densità, il terreno più superficiale ha  $\beta_1=200$  m/s, il terreno più profondo ha un  $\beta_2=1340$  m/s. L'altezza del primo strato  $H=50$  m, l'approfondimento nel secondo strato  $x_2=0, 100, 750$  m. Il fattore di impedenza elastica calcolato con i precedenti dati è pari a 0.15.

5.3.2 Spettri di Fourier

Si vogliono dunque analizzare per prima cosa i rapporti spettrali in termini di spettri di Fourier per quanto riguarda il mainshock di Parkfield 2004. Le stazioni analizzate sono mostrate in Figura 5.11, dove si riporta una sezione sintetica quotata del bacino.

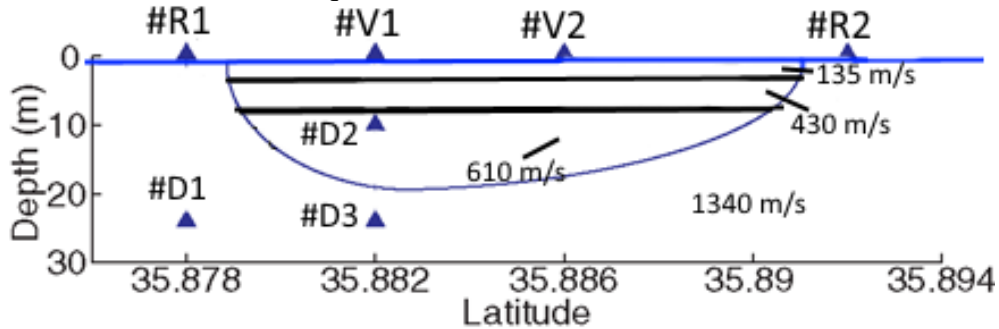


Figura 5. 11 Sezione sintetica del bacino di Turkey Flat, vi sono inoltre riportate se stazioni utilizzate per le comparazioni

Per prima cosa si mostra in Figura 5.12 il rapporto spettrale nella componente Nord-Sud tra la stazione R1 su roccia affiorante e il ricevitore D1, posto ad una profondità di 24 metri in roccia arenaria. Come commentato precedentemente da un punto di vista teorico, il rapporto spettrale di un punto sulla superficie rispetto ad un punto dello strato è governato dall'espressione (5.11b). Si vede come utilizzando l'equazione con valore di velocità delle onde S dell'arenaria di 1340 m/s, approfondimento di D1 pari a 24 metri e damping ratio del 20% si approssimi piuttosto bene il rapporto spettrale registrato. Si nota inoltre come il mainshock e la media degli aftershocks diano risultati simili tra di loro, con un picco massimo nell'intorno dei 13 Hz.

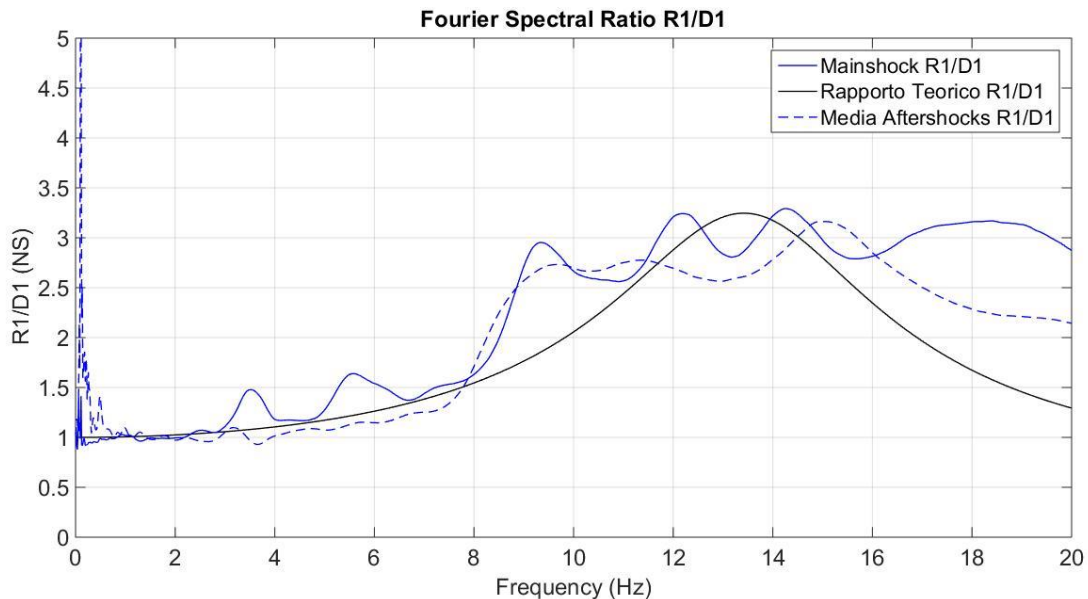


Figura 5. 12 Rapporto spettrale rispetto alla componente Nord-Sud tra il ricevitore R1 posto su roccia affiorante nella zona meridionale della valle di Turkey Flat e la stazione accelerometrica posta nel medesimo borehole in roccia arenaria, ma ad una profondità di 24 metri. Vengono mostrati i risultati per il mainshock, la media degli aftershocks e il rapporto teorico implementando l'equazione (5.11b) con velocità della roccia di 1340 m/s, approfondimento di D1 di 24 m e damping ratio  $\xi = 20\%$ .

Si possono osservare i rapporti della stazione V1 rispetto ai quattro ricevitori posti in R1, R2, D2, D3, i rispettivi grafici sono mostrati in Figura 5.13, questi sono ottenuti dall'analisi dei dati registrati

durante il mainshock di Parkfield 2004. Nella Figura 5.13 vengono mostrate sia le componenti parallele alla sezione, che le componenti normali alla sezione.

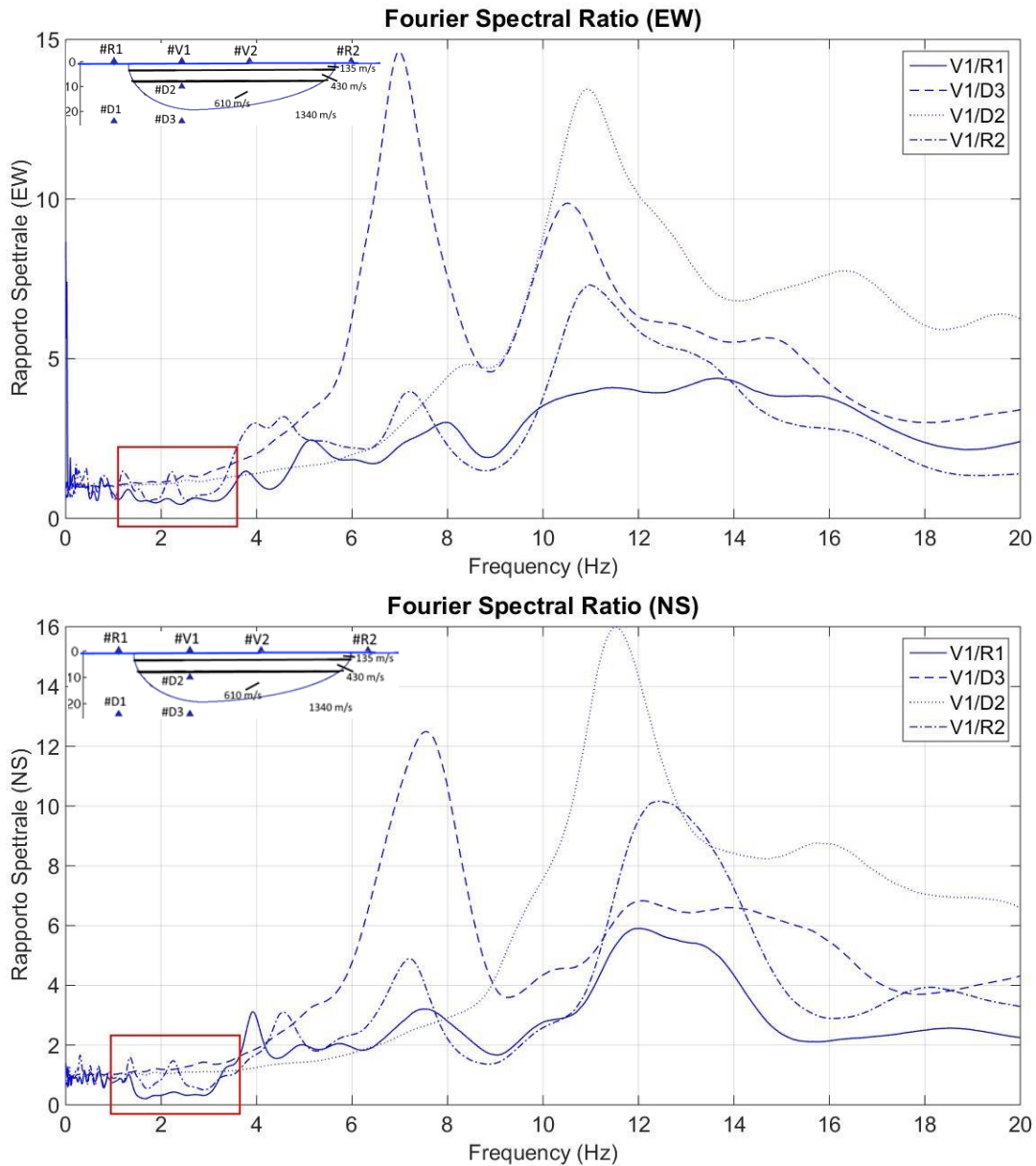


Figura 5. 13 Rapporto spettrale della stazione V1 rispetto a R1, D3, D2, R2, ottenuti attraverso l'analisi dei dati registrati durante il mainshock di Parkfield 2004. Si sono riportate le componenti normali e parallele alla sezione considerata. Evidenziato in rosso il buco spettrale in corrispondenza dei 2 Hz per il rapporto V1/R1.

Osservando quindi le figure citate in precedenza si vede come l'amplificazione maggiore viene evidenziata essere quella di V1/D3, ovvero il rapporto tra la stazione al centro della valle e il ricevitore posto ad una profondità di circa 24 metri, immerso nell'arenaria. Si raggiunge un valore di amplificazione di 12 per la componente NS e di circa 15 per la componente EW, tali picchi vengono evidenziati entrambi ad una frequenza di 7 Hz.

Ad una frequenza maggiore di 11 Hz si osserva un picco di ampiezza 16 per la componente Nord-Sud e di 13 per la componente Est-Ovest. Questi valori sono però assunti dal rapporto V1/D2, quindi ottenuto confrontando il ricevitore posto al centro della valle con la stazione accelerometrica posta ad una profondità di 11 metri dalla superficie, immersa nel bacino di materiale alluvionale.

L'amplificazione minore la si ha per il rapporto V1/R1, dove R1 è il ricevitore posto a Sud della valle su roccia affiorante. Risultati simili, ma comunque diversi, si ottengono per il rapporto V1/R2, dove R2 è la stazione accelerometrica su roccia affiorante posta a Nord della valle di Turkey Flat.

Si nota come il picco ad alta frequenza, circa 11 Hz per la componente EW e 12.5 Hz per la componente NS, è più elevato per il rapporto rispetto a R2. Quindi nonostante entrambe le stazioni R1 ed R2 siano su roccia arenaria affiorante, il risultato è differente.

Si noti inoltre per il rapporto V1/R1 il primo picco posizionato ad una frequenza di 4 Hz, sia per la componente Est-Ovest che per la componente Nord-Sud.

Si riportano in Figura 5.14 i rapporti spettrali ottenuti dalla media degli aftershock registrati dopo la scossa principale del terremoto di Parkfield 2004, essi sono riassunti in Tabella 5.1.

Tabella 5. 1 Dati inerenti al mainshock e agli aftershocks di Parkfield 2004

Nome	Data	Ora	Magnitudo	Latitudine (°)	Longitudine (°)	Profondità (km)	Distanza da T.F.
<b>Parkfield mainshock</b>	28/9/04	10:15:24	6.0	35.810	120.370	8.6	8.2
<b>4 min aftershock</b>	28/9/04	10:19:06	4.2	35.857	120.406	9.0	5.7
<b>9 min aftershock</b>	28/9/04	10:24:15	4.7	35.810	120.350	6.4	8.0
<b>18 min aftershock</b>	28/9/04	10:33:56	3.7	35.815	120.363	6.9	7.5
<b>2 ore aftershock</b>	28/9/04	12:31:27	4.0	35.840	120.390	9.2	5.9
<b>1 giorno aftershock</b>	29/9/04	10:10:04	5.0	35.954	120.502	11.4	15.9

Osservando i grafici riportati in Figura 5.14 si nota come anche per la media degli aftershock il rapporto maggiormente elevato sia V1/D3, con un primo picco ad una frequenza di circa 7.5 Hz. Per quanto riguarda la componente Est-Ovest si ottiene una amplificazione di circa 8, mentre per il rapporto nella componente Nord-Sud si arriva a 12.5 Hz.

Il secondo picco viene dominato da V1/D2, arrivando per la componente EW a più di 16, mentre per la NS a 14, si posizionano a 12 e 13 Hz rispettivamente. Ad alte frequenze il rapporto spettrale V1/R2 nella sua componente Nord-Sud mostra una grande amplificazione, molto maggiore di quella valutata per V1/R1.

Anche per gli eventi successivi al mainshock i rapporti riferiti alla roccia affiorante si differenziano in prossimità delle alte frequenze, mentre le amplificazioni maggiori si hanno per il rapporto di V1 con il ricevitore posto nello strato di terreno alluvionale D3.

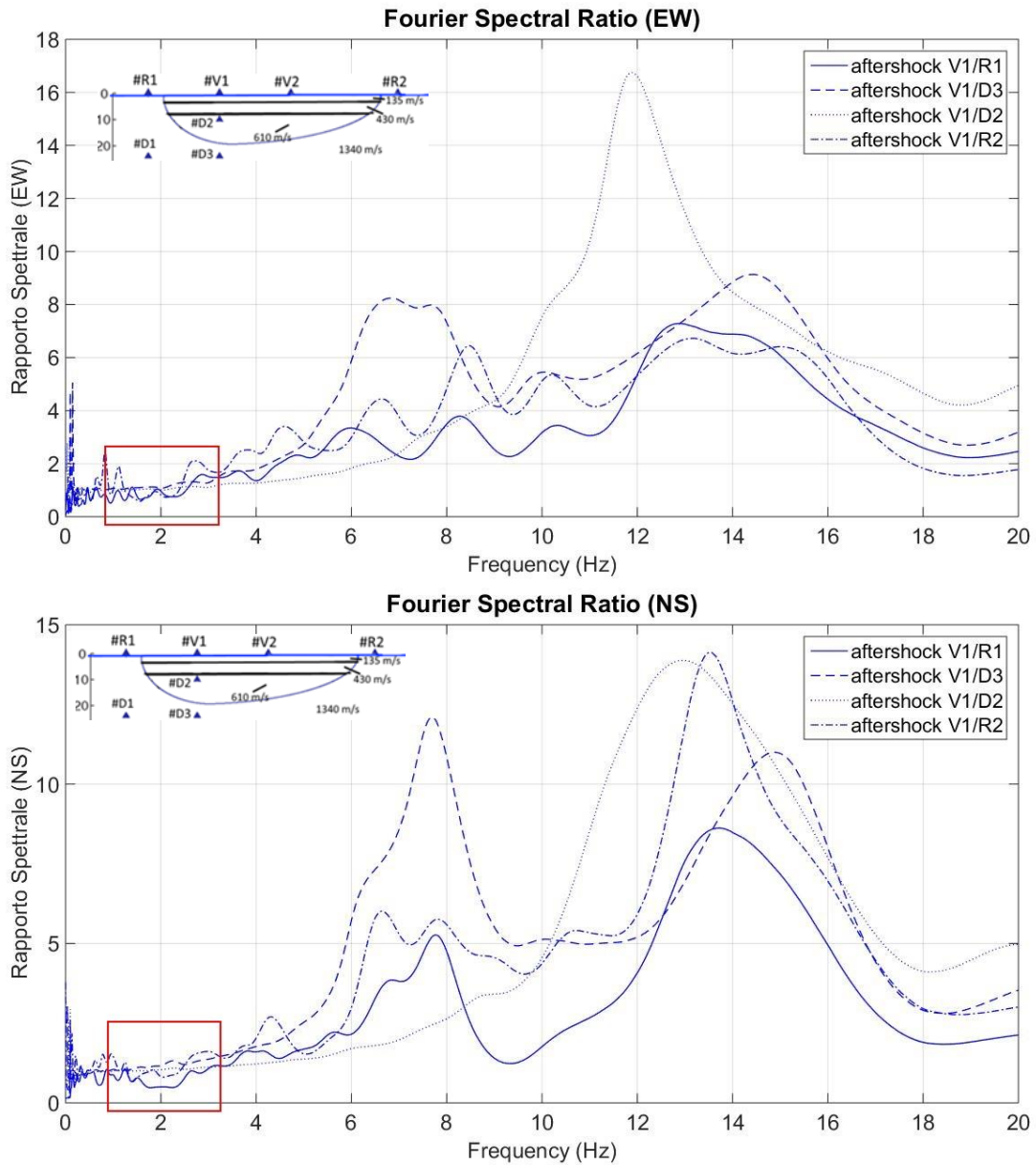


Figura 5. 14 Rapporto spettrale della stazione V1 rispetto a R1, D3, D2, R2, ottenuti attraverso l'analisi dei dati registrati mediando le registrazioni degli aftershocks di Parkfield 2004. Si sono riportate le componenti normali e parallele alla sezione considerata. Evidenziato in rosso il buco spettrale in corrispondenza dei 2 Hz per il rapporto V1/R1.

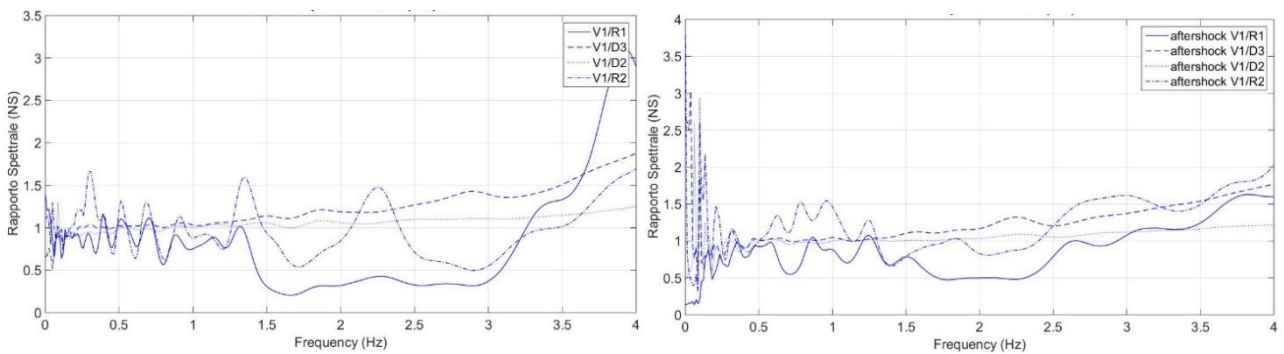


Figura 5. 15 Deamplificazione in prossimità di 2 Hz per i rapporti spettrali V1/R1, nel grafico di sinistra si riporta l'evento principale di Parkfield 2004 nella sua componente Nord-Sud, mentre a destra si mostra la media degli aftershocks sempre nella componente NS

In Figura 5.15 vengono riportati i rapporti spettrali nella componente Nord-Sud sia per il mainshock, sia per la media degli aftershocks. Si nota come il rapporto  $V1/R1$  assume un valore inferiore all'unità in prossimità di una frequenza pari a 2 Hz. Questo è un fenomeno di deamplificazione che va a ripresentarsi anche negli eventi successivi allo scuotimento principale di Parkfield 2004.

Siccome il problema sembra associato esclusivamente alla stazione R1, si mostrano in Figura 5.16 le porzioni di rapporto spettrale rispetto a R1 nell'intorno dei 2 Hz per V1, V2, R2, D2, D3. Il rapporto spettrale  $R1/D1$  non presenta questa deamplificazione poiché fa riferimento a due ricevitori posti nel medesimo borehole.

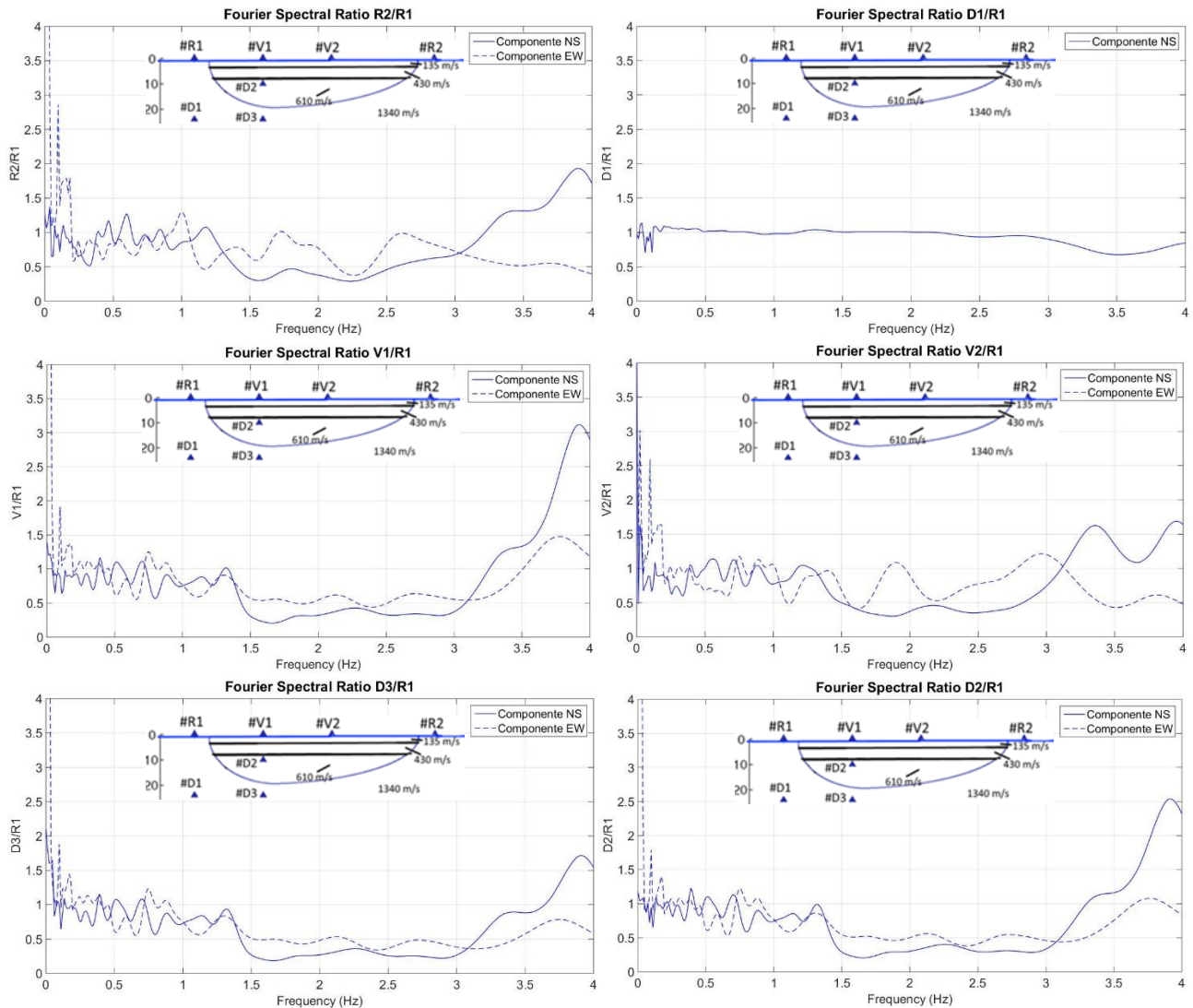


Figura 5. 16 Deamplificazione in prossimità dei 2 Hz per i rapporti spettrali  $R2/R1$ ,  $V1/R1$ ,  $V2/R1$ ,  $D3/R1$  e  $D2/R1$ . Il rapporto spettrale  $D1/R1$  non mostra tale peculiarità. Si sono riportate le componenti Nord-Sud ed Est-Ovest.

Si vuole ora capire se le caratteristiche osservate fino ad ora riguardanti la stazione V1 valgono anche per l'altro ricevitore posto sulla superficie del bacino di materiale alluvionale, ovvero V2. Per fare questa valutazione si mostrano in Figura 5.17 i rapporti spettrali in termini di spettri di Fourier di  $V2/R1$ ,  $V2/R2$  e  $V2/V1$ .

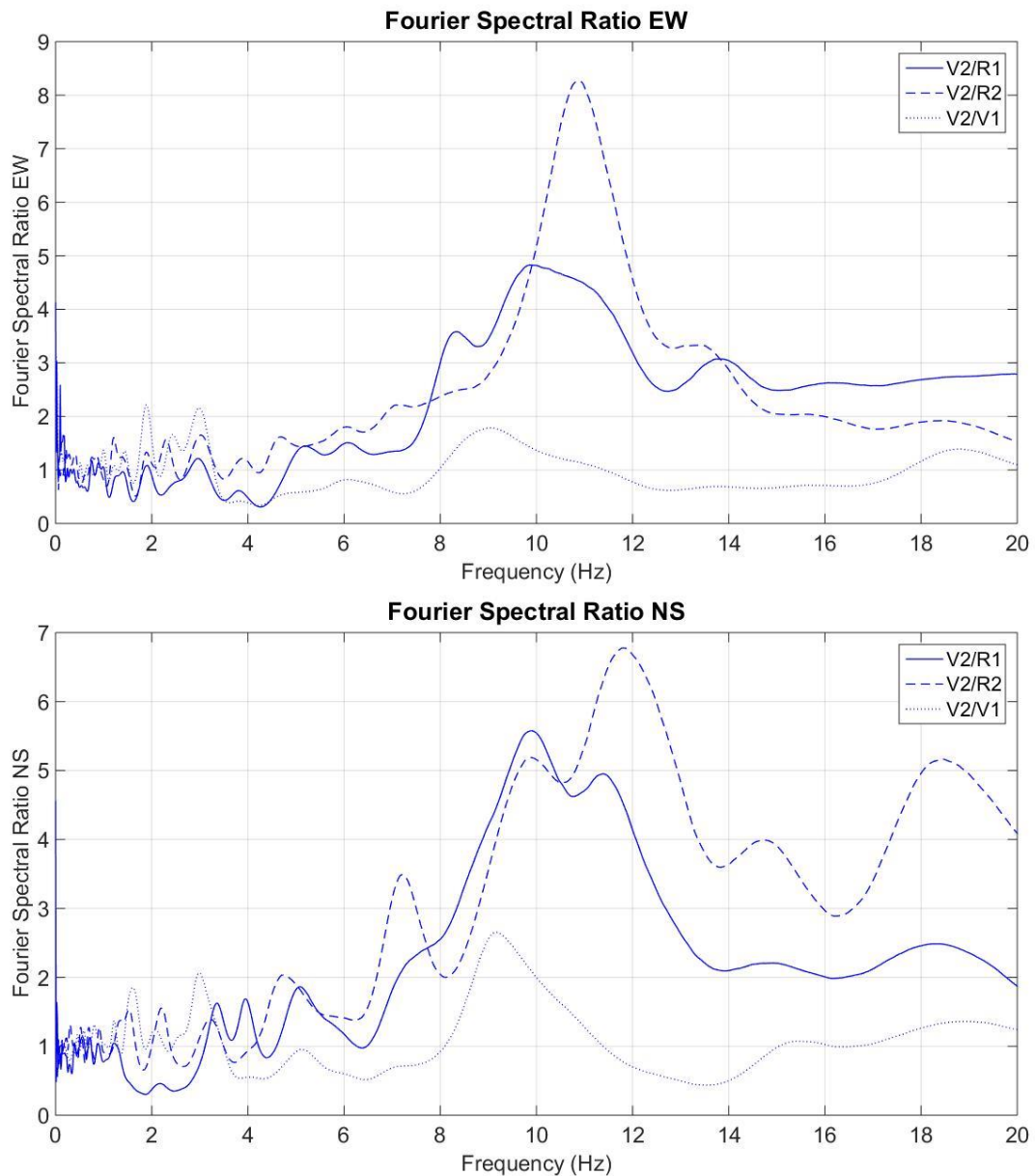


Figura 5. 17 Rapporto spettrale della stazione V2 rispetto a R1, R2 e V1 ottenuti attraverso l'analisi dei dati registrati durante il mainshock di Parkfield 2004. Si sono riportate le componenti normali e parallele alla sezione considerata, quindi Nord-Sud ed Est-Ovest.

Si vede come il picco più elevato per entrambe le componenti si registra ad una frequenza di circa 11 Hz per il rapporto V2/R2, mentre V2/R1 presenta il picco più amplificato a 10 Hz. Per la componente Nord-Sud si vede il primo picco ad una frequenza circa pari a 4 Hz, per al componente Est-Ovest a 3 Hz. Le amplificazioni si possono considerare comparabili con quelle evidenziate in precedenza durante la valutazione dei rapporti di V1 rispetto a R1 ed R2, ovvero V2/R1 arriva ad assumere un valore di circa 5, mentre V2/R2 è più amplificato ma non supera un rapporto di 8. Il cambio della posizione del picco maggiormente amplificato presenta uno sfasamento di circa 1 Hz da quanto emerso nella osservazione della Figura 5.13.

Il rapporto V2/V1 evidenzia una diversità nella risposta registrata sulla sommità del bacino alluvionale, infatti si vedono delle amplificazioni circa pari a 2 in corrispondenza di 3 Hz e di 9 Hz, questo vuol dire che i due ricevitori giacciono in aree contraddistinte da diverse caratteristiche stratigrafiche.



In Figura 5.18 si riportano i rapporti spettrali in termini di spettri di Fourier di V2/R1, V2/R2, V2/V1 usando la media degli aftershocks registrati successivamente al main event di Parkfield 2004 (i dati relativi agli aftershocks vengono riportati in Tabella 5.1).

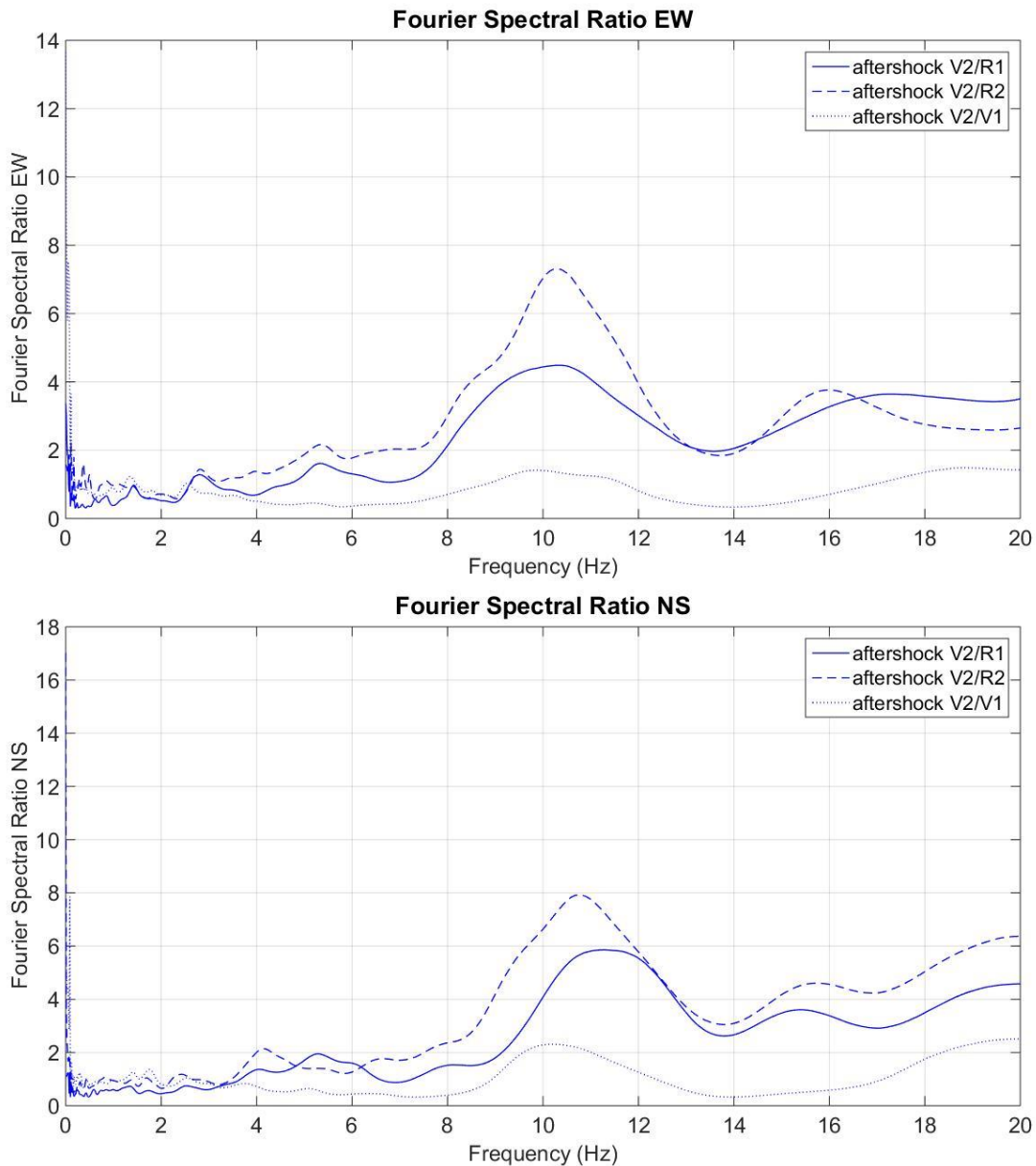


Figura 5. 18 Rapporto spettrale della stazione V2 rispetto a R1, R2 e V1 ottenuti attraverso l’analisi dei dati registrati mediando le registrazioni degli aftershocks di Parkfield 2004. Si sono riportate le componenti normali e parallele alla sezione considerata, quindi Nord-Sud ed Est-Ovest.

L’osservazione della media degli aftershocks mostra dei picchi elevati in corrispondenza di 10 e 11 Hz per entrambe le componenti. Comparando dunque i dati relativi al mainshock e agli aftershocks non si notano aspetti di non linearità di sito in corrispondenza della stazione V2, poiché non se vede un aumento della frequenza in cui è presente il picco e i valori del rapporto sono simili a quelli valutati nel mainshock.

### 5.3.3 Spettri di Risposta

Si vogliono ora osservare i dati relativi ai rapporti spettrali in termini di spettri di risposta. A tal fine si mostrano in Figura 5.19 i rapporti spettrali V1/R1 e V1/R2 per la componente Est-Ovest e Nord-

Sud, calcolati sia per il mainshock di Parkfield 2004, sia considerando la media degli aftershocks (riportati in Tabella 5.1).

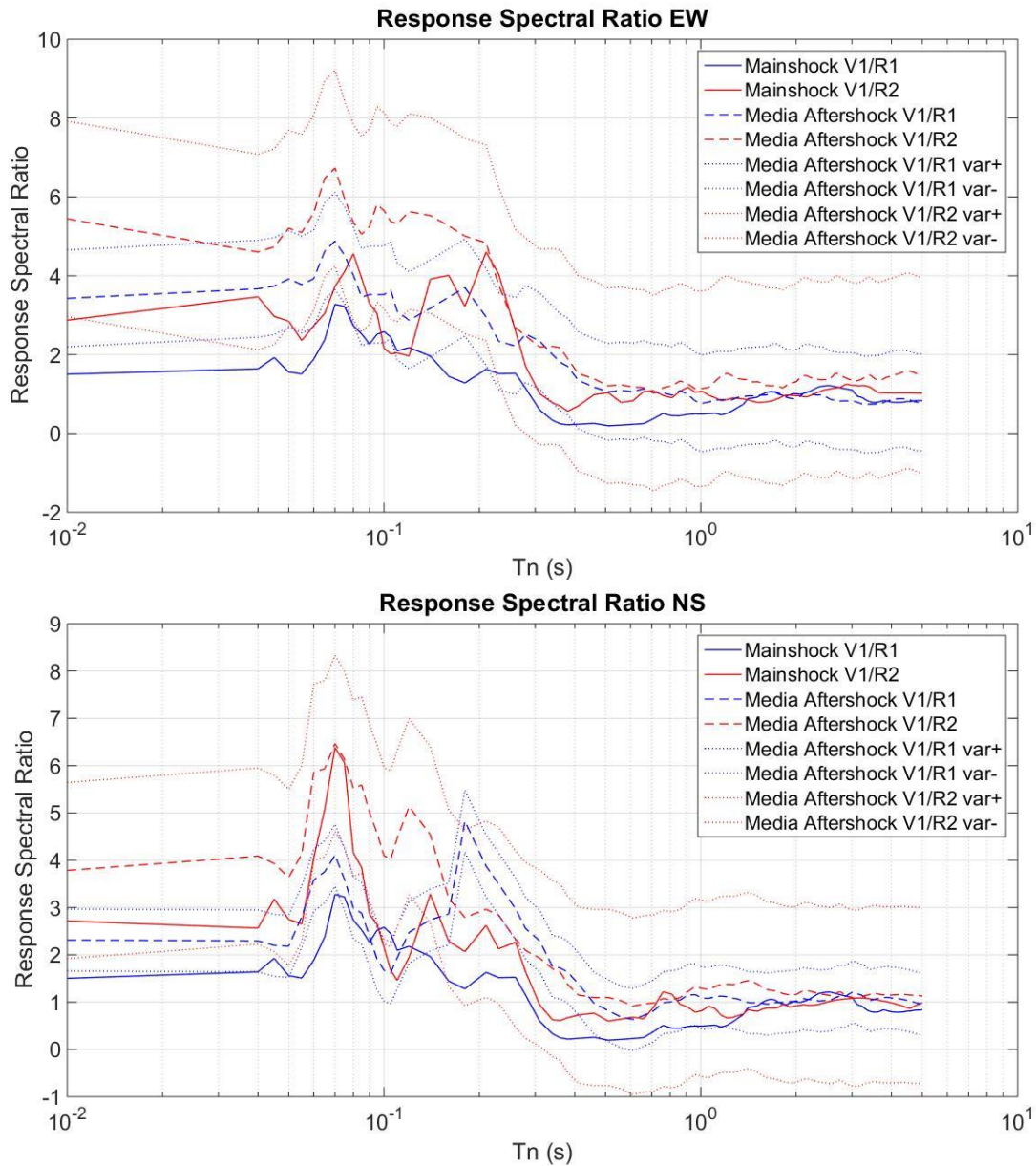


Figura 5. 19 Rapporti spettrali V1/R1 (linee di colore blu) e V1/R2 (linee di colore rosso) in termini di spettro di risposta, sia per la componente Est-Ovest, che per la componente Nord-Sud. Il rapporto viene valutato sia per il mainshock di Parkfield 2004, che per la media degli aftershocks. Si riporta inoltre la varianza positiva e negativa del rapporto relativo alla media degli aftershocks.

Osservando quindi la Figura 5.19 per quanto riguarda la componente Est-Ovest (figura in alto) si può dire che il rapporto V1/R1 del mainshock rimane al di sotto del rapporto calcolato con la media degli aftershocks e rientra con difficoltà per bassi periodi nel dominio limitato dalla varianza negativa degli stessi. Il rapporto V1/R2 invece presenta una buona approssimazione per valori di periodo superiori a 0.2 sec, mentre per valori di T inferiori tende a superare la varianza negativa della media degli aftershocks.

Per quanto concerne la componente Nord-Sud (figura in basso) si vede come il rapporto V1/R1 mainshock approssima male la media aftershocks in prossimità di  $T = 0.2$  sec, come era per la

componente EW, ma migliora per periodi maggiori. Il rapporto V1/R2 mainshock segue piuttosto bene la media aftershocks ma è molto meno amplificato in corrispondenza di  $T = 0.1$  sec.

Il fatto che i rapporti inerenti al mainshock, almeno per V1/R1, siano inferiori al valore medio degli aftershocks porta a pensare che vi possano essere degli effetti di sito non lineari. Tale fenomeno però sarà legato alle alte frequenze, siccome per periodi maggiori di 0.2 secondi mainshock ed aftershocks sembrano concordare.

Importante sottolineare inoltre il comportamento inaspettato del rapporto V1/R1 in prossimità di 0.5 s, dove si vede una evidente deamplificazione del segnale che porta il rapporto ad un valore inferiore all'unità.

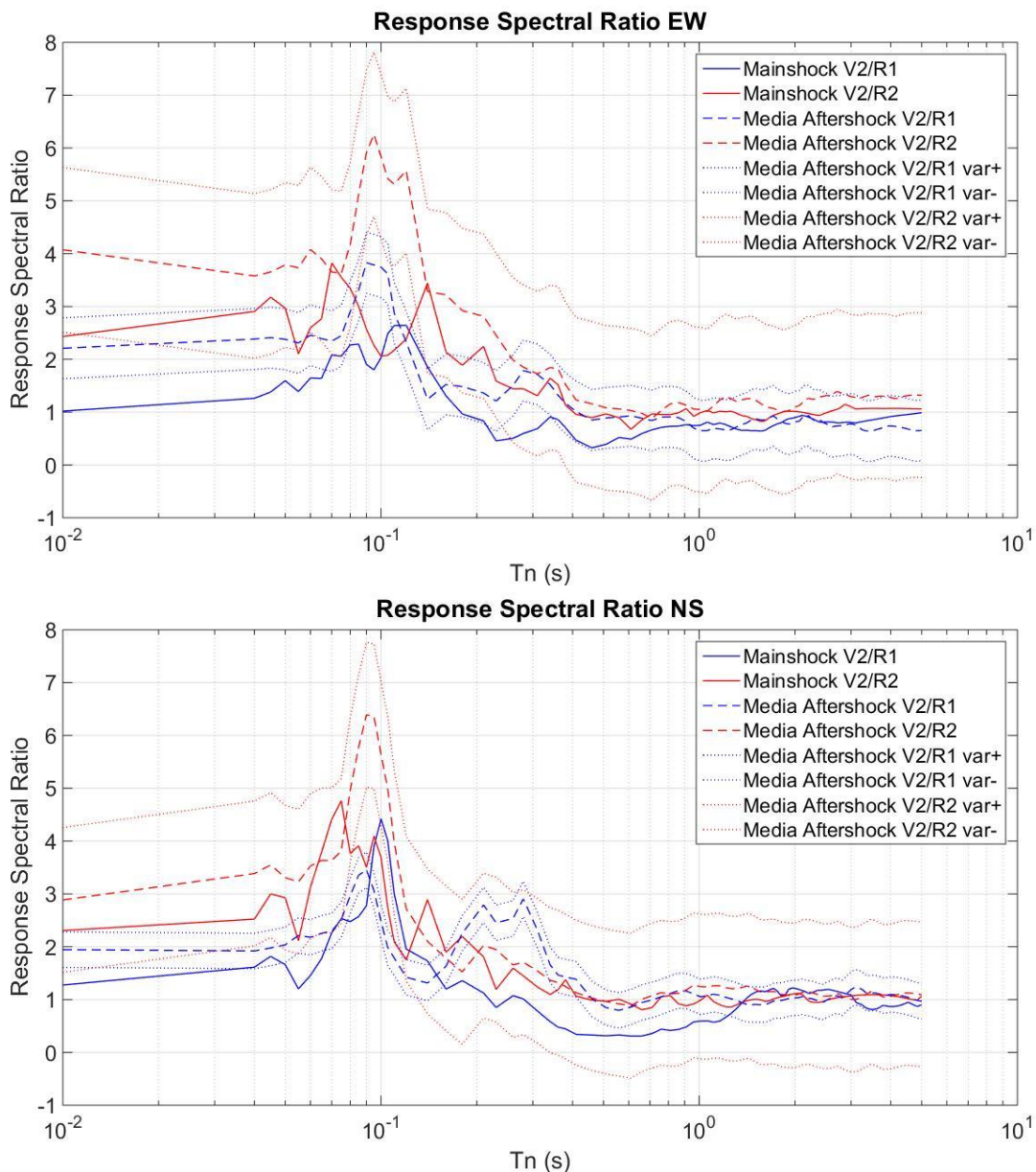


Figura 5. 20 Rapporti spettrali V2/R1 (linee colore blu) e V2/R2 (linee colore rosso) in termini di spettro di risposta, sia per la componente Est-Ovest, che per la componente Nord-Sud. Il rapporto viene valutato sia per il mainshock di Parkfield 2004, che per la media degli aftershocks. Si riporta inoltre la varianza positiva e negativa del rapporto relativo alla media degli aftershocks.

Si riportano inoltre in Figura 5.20 i rapporti spettrali in termini di spettri di risposta per il ricevitore V2 rispetto alle stazioni R1 ed R2, sia per i dati riferiti al main event che per la media degli aftershocks. Osservando tali grafici si evidenzia per prima cosa la presenza della deamplificazione nell'intorno di  $T = 0.5$  secondi per il rapporto V2/R1, effetto più consistente nella componente Nord-Sud.

Il rapporto V2/R1 riferito al mainshock rimane sempre inferiore al rapporto riferito alla media degli aftershocks e alla sua varianza negativa, almeno nella parte riferita alle alte frequenze. Questo potrebbe portare a pensare, come avveniva in Figura 5.19, alla possibile presenza di effetti non lineari di sito.

#### 5.4 Ricerca di possibili effetti non lineari

La risposta non lineare di un sito descrive una situazione in cui il sito ha una risposta differente in base alla magnitudo del sisma. Tipicamente si riscontra un comportamento non lineare di sito comparando terremoti con alti valori di magnitudo con altri aventi magnitudo minori, se si ha una decrescita nella frequenza di risonanza del materiale nell'evento di magnitudo maggiore allora questo sta ad identificare che una risposta non lineare sta effettivamente avendo luogo in quel dato sito.

Riguardo alla risposta non lineare di sito, molti ricercatori hanno confermato che le velocità dei siti sono spesso ridotte significativamente per periodi successivi a terremoti di grande magnitudo, questo effetto può durare da pochi mesi ad anni.

Oltre alla necessità di avere un forte sisma, per evidenziare fenomeni di non linearità nella risposta, si rende necessario avere a che fare con strati superficiali di terreno o di roccia soffice.

Si ritiene opportuno utilizzare il metodo dei rapporti spettrali per ricercare la risposta non lineare di sito, il metodo consiste nel calcolare il rapporto tra gli spettri delle stazioni immerse nello strato di terreno alluvionale e le stazioni in roccia dura. Questo rapporto approssima la risposta spettrale del sito che giace nel terreno alluvionale e mostra il cambiamento dello spettro dell'onda nel passare dalla roccia al terreno.

Questo metodo deve però sottostare a due particolari ipotesi, ovvero che il sito di riferimento non abbia una risposta di sito significativa e che le stazioni devono essere più vicine tra loro di quanto non lo siano all'ipocentro del sisma, al fine di eliminare i termini comuni associati agli effetti di percorso e di sorgente.

Entrambe le ipotesi sono verificate nel caso riportato, in particolare la prima ipotesi viene verificata osservando gli spettri della stazione di riferimento, in cui non risultano risonanze significative, mentre la seconda è validata dal fatto che le stazioni della Turkey Flat Valley distano tra loro di circa 25 metri, mentre l'ipocentro più vicino dista 5.7 km.

Con tale metodo si può identificare un comportamento di softening del materiale e un successivo danneggiamento evidenziato da un decrescita di frequenza di risonanza, tale frequenza viene recuperata successivamente nel tempo.

Si usano dunque gli spettri delle accelerazioni orizzontali, poiché l'ampiezza delle storie temporali sarà elevata e dunque anche eventuali effetti non lineari saranno più grandi rispetto a quelli evidenziati utilizzando le componenti verticali.

Al fine di valutare evidenze di comportamento non lineare in Turkey Flat si possono riportare i confronti in termini di rapporti spettrali riferiti alla scossa sismica principale di Parkfield 2004 e alla media degli aftershocks registrati nelle ore e nei giorni successivi, in Tabella 5.1 vengono riportati i dati inerenti a tali eventi.

Si introduce quindi la Figura 5.21 in cui vengono messi a confronto i rapporti spettrali in termini di Spettri di Fourier per le componenti EW e NS del mainshock e degli aftershock.

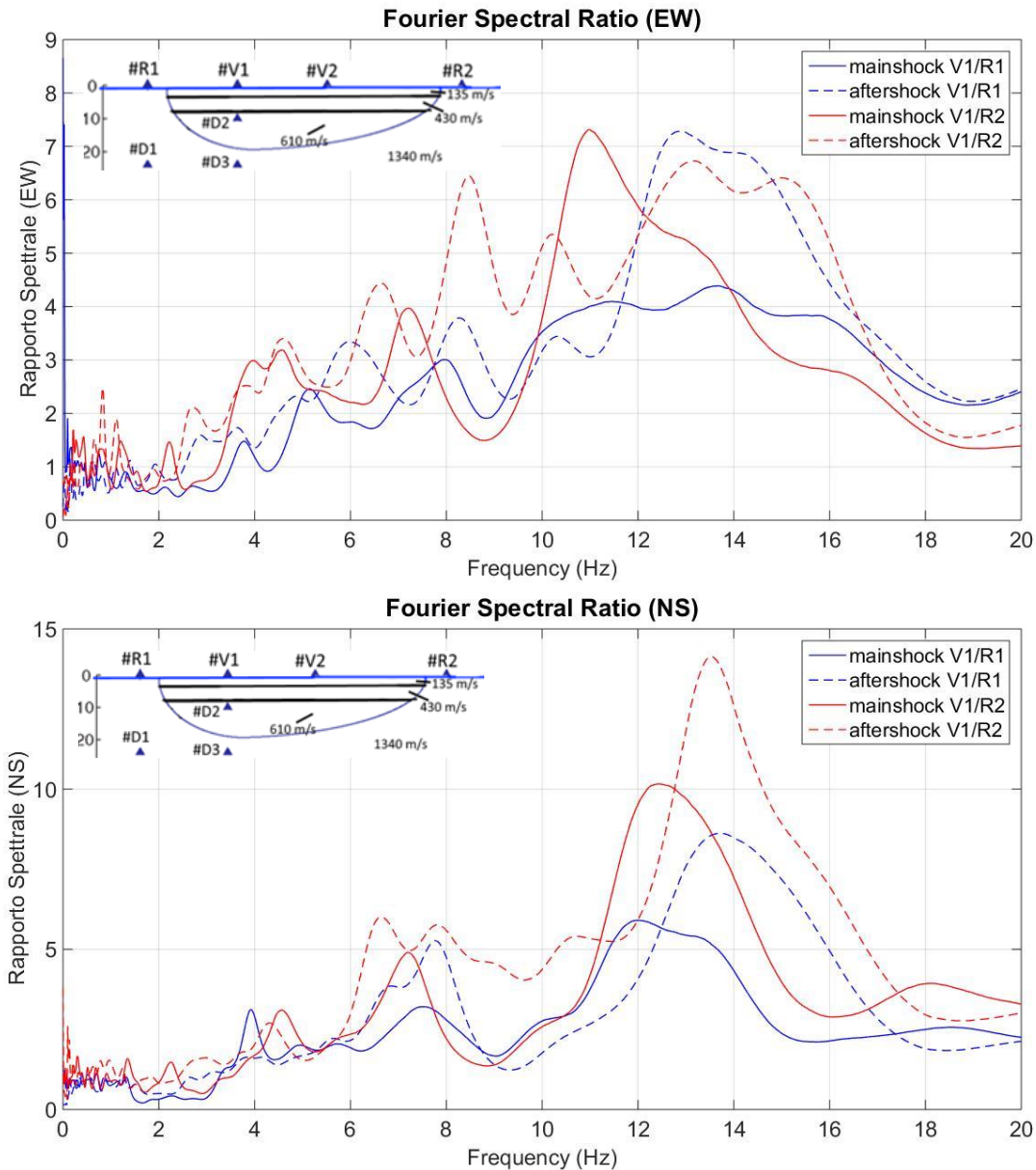


Figura 5. 21 Rapporti spettrali in termini di Spettri di Fourier V1/R1 e V1/R2, sia per il mainshock, sia per gli aftershocks. Nella figura in alto vengono riportati gli andamenti per la componente Est-Ovest, mentre nella figura inferiore si presentano i grafici inerenti alla componente Nord-Sud. Il rapporto V1/R1 è tracciato con colore blu, mentre il rapporto V1/R2 è di colore rosso.

Osservando dunque la Figura 5.21 e concentrandosi per prima cosa sulla componente Est-Ovest si nota come l'eventuale effetto non lineare si concentra maggiormente nei picchi ad alte frequenze, questo avviene per il rapporto V1/R1. L'amplificazione cresce da 4 del mainshock a 7.5 della media degli aftershocks, il picco si porta da 11 Hz a 12.5 Hz. Il rapporto V1/R2 nella sua componente EW non evidenzia alcuna caratteristica che possa ricondurre ad effetti non lineari di sito.

La componente Nord-Sud mostra comportamenti non lineari per valori di frequenza elevati, sia per il rapporto V1/R1 che per V1/R2. I rapporti V1/R1 e V1/R2 passano entrambi da una frequenza di 12 a 14 Hz per la media degli aftershocks. Non si osserva però nulla che faccia pensare ad effetti non lineari a frequenze minori.

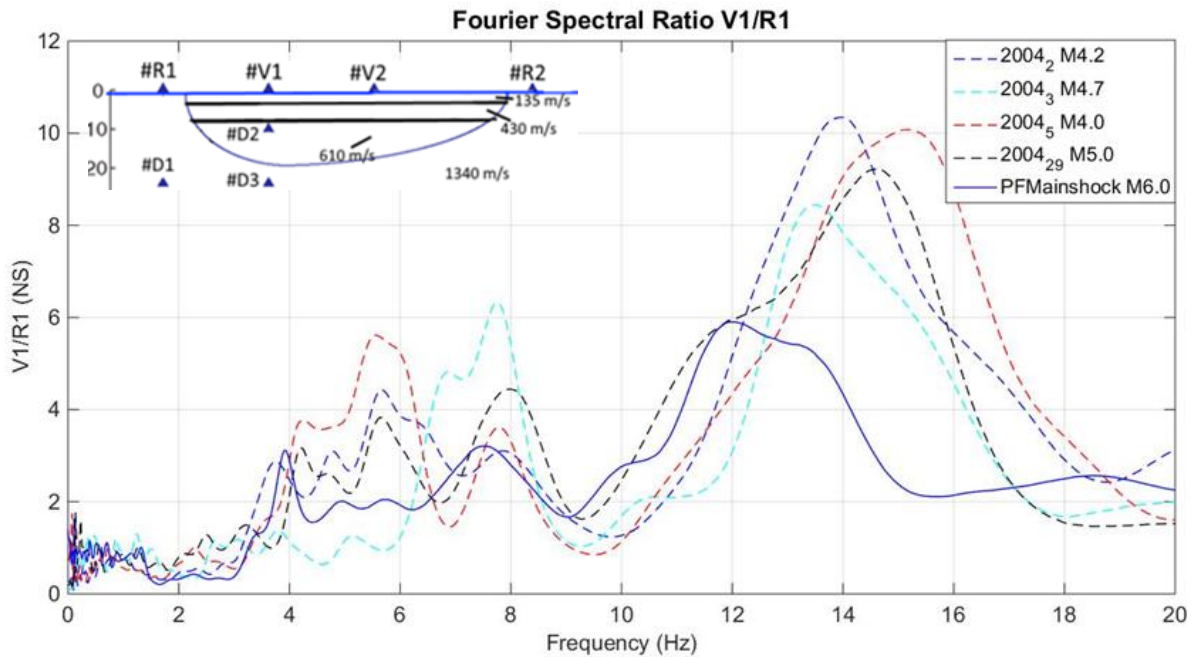


Figura 5. 22 Rapporto spettrale  $V1/R1$  per quanto riguarda la componente Nord-Sud del mainshock e degli aftershocks, al fine di mettere in evidenza eventuali effetti non lineari

Al fine di accertare possibili effetti non lineari nel bacino di Turkey Flat si riporta la Figura 5.22, nella quale si mostra la componente NS del rapporto spettrale  $V1/R1$  per mainshock e per 4 aftershocks aventi magnitudo minore di 6.0. Si osserva come l'aumento di frequenza di picco avvenga unicamente per alte frequenze, mentre per valori minori non si hanno comportamenti che possono portare a pensare di essere in presenza di effetti non lineari di sito. Questo potrebbe nascere dal fatto per il quale le alte frequenze rimangono confinate negli strati più superficiali, dove gli sforzi generati dal peso proprio del terreno sono i più bassi e quindi la suscettibilità alla non linearità è la più alta. Mentre se si considerano le frequenze di risonanza più basse, queste fanno riferimento a strati più profondi dove gli sforzi verticali sono importanti e di conseguenza la presenza di un effetto non lineare è più difficoltosa (Rubinstein et al., 2011).

Si vogliono inoltre riportare in Figura 5.23 i rapporti spettrali inerenti alla stazione V2, quindi si mettono a confronto i dati inerenti al main event di Parkfield e quelli riferiti alla media degli aftershocks.

Osservando tali risultati si può notare come non vi sia la presenza di possibili effetti non lineari inerenti alla stazione V2, poiché non si hanno cambiamenti della frequenza in corrispondenza dei picchi più elevati passando dall'analisi del mainshock a quella degli aftershocks. Questo vale sia per la componente Nord-Sud che per la componente Est-Ovest.

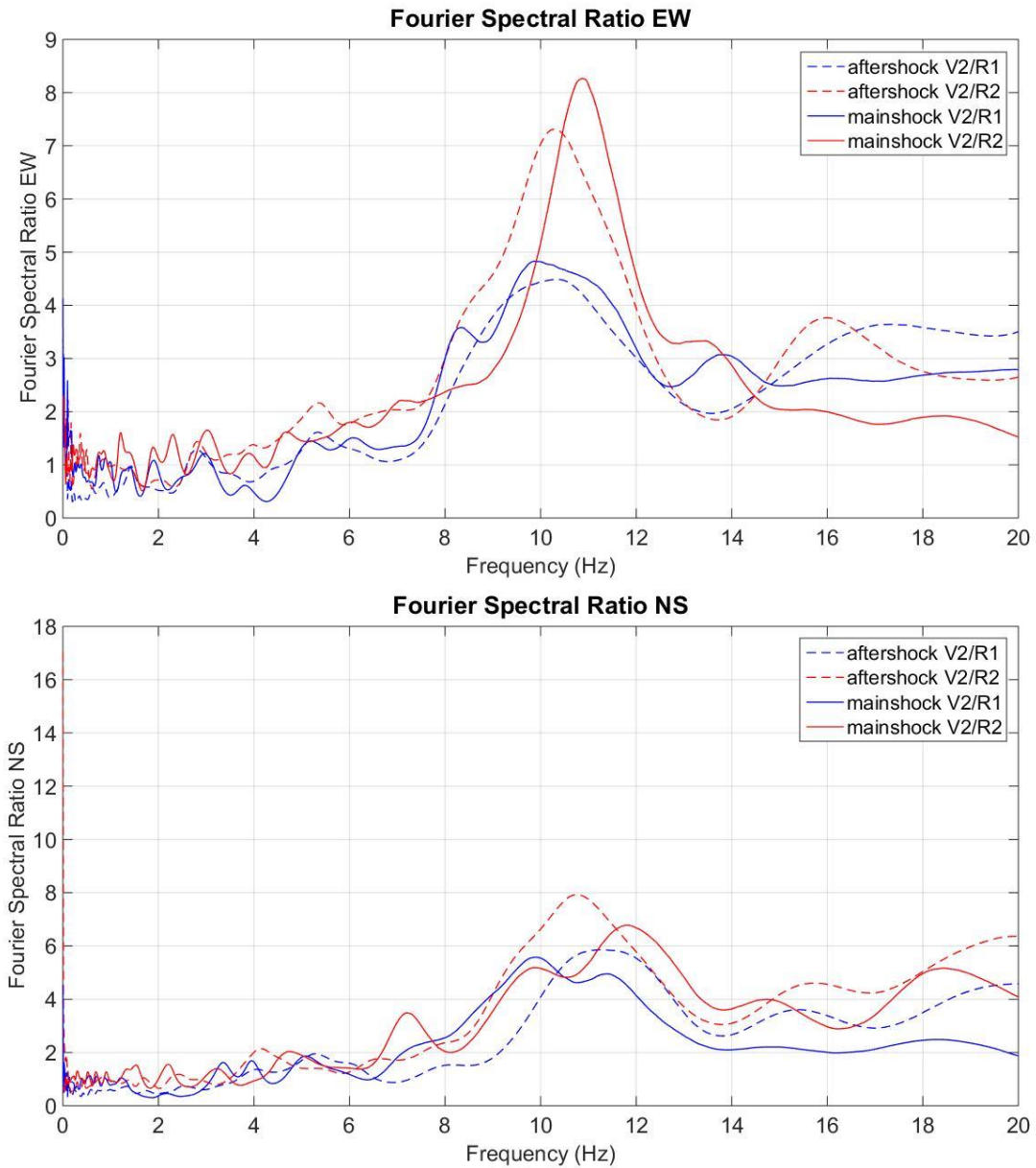


Figura 5. 23 Rapporti spettrali in termini di Spettri di Fourier V2/R1 e V2/R2, sia per il mainshock, sia per gli aftershocks. Nella figura in alto vengono riportati gli andamenti per la componente Est-Ovest, mentre della figura inferiore si presentano i grafici inerenti alla componente Nord-Sud. Il rapporto V2/R1 è tracciato in colore blu, mentre il rapporto V2/R2 è di colore rosso.

### 5.5 Sintesi sulle osservazioni

In questo capitolo si è cercato dunque di comprendere le caratteristiche del sito di Turkey Flat analizzando le registrazioni dei ricevitori più significativi, quindi comparando attraverso l'uso dei rapporti spettrali i dati delle stazioni al centro del bacino con quelle su roccia affiorante.

Si è potuto osservare come i rapporti V1/R1 e V1/R2 siano piuttosto diversi, non tanto in termini di frequenza di picco, quanto in termini di amplificazione, il che non è banale siccome si tratta della stessa tipologia di roccia arenaria, descritta dalla caratterizzazione di sito avente uguale velocità  $V_s=1340$  m/s.

Si ricorda, come mostrato nel paragrafo 5.3.1, che i rapporti spettrali rispetto ad uno strumento posto in borehole si riferiscono solamente alla profondità della strumentazione nel pozzo e non alla vera frequenza di risonanza del sito oggetto di studio.

Si è inoltre ritenuto interessante confrontare i dati registrati durante il mainshock con gli aftershocks di Parkfield 2004, sia in termini di spettri di Fourier, che in termini di Spettri di Risposta. Questo si è fatto al fine di ricercare eventuali effetti non lineari di sito. Questi effetti non lineari, che sono identificati da una crescita della frequenza di picco e dell'amplificazione per eventi con magnitudo minore del mainshock, si sono registrati in modo più marcato per alte frequenze.

I rapporti spettrali inerenti prima alla stazione V1 e poi alla stazione V2 mostrano delle caratteristiche differenti, ovvero diversa posizione dei picchi e mancanza di evidenze di effetti non lineari di sito.

Si è notato infine un comportamento inaspettato del dato V1/R1, che presenta una deamplificazione in prossimità dei 2 Hz ( $T=0.5$  sec), portando dunque il rapporto ad un valore inferiore all'unità, questo significa che per quel determinato range di frequenze il segnale V1 subisce un abbattimento. Tale buco spettrale è importante poiché si presenta in una fascia di periodo importante per l'ingegneria sismica.



## Capitolo 6 – Simulazioni numeriche della risposta sismica a Turkey Flat

Dopo aver osservato e comparato i dati registrati si considera opportuno effettuare delle simulazioni numeriche servendosi dei metodi mostrati nel Capitolo 2 di questo elaborato, ovvero metodi per la stima della risposta sismica locale.

Per prima cosa si effettuerà una analisi monodimensionale sfruttando il software Deepsoil, considerando dei possibili profili di velocità delle onde di taglio per strati omogenei ed orizzontali, verranno quindi implementate analisi lineari, lineari equivalenti e non lineari, al fine di mostrare le diversità tra i risultati ottenuti e i confronti con i dati realmente registrati.

Successivamente si utilizzerà il software SPEED2D, in cui verrà introdotta una sezione passante lungo la valle di Turkey Flat, tale sezione verrà suddivisa secondo la litologia evidenziata in durante la caratterizzazione del sito, per ogni strato verranno dunque fornite le proprietà fisiche e meccaniche del materiale che lo compone. Tale sezione verrà discretizzata ed analizzata al fine di ottenere i risultati in punti di riferimento sulla superficie della valle.

### 6.1 Simulazione monodimensionale del sisma con DeepSoil

Il software Deepsoil viene qui utilizzato per analizzare la risposta sismica locale al ricevitore V1, posto nel centro della valle di Turkey Flat, al di sopra dello strato di 24 metri di terreno alluvionale.

Come accelerogramma in ingresso verrà scelta la componente Nord-Sud registrata nel ricevitore R1, quindi in roccia affiorante, se si vuole valutare il caso di semispazio elastico, quindi la roccia non è ipotizzata perfettamente rigida ma è caratterizzata da particolari valori di densità e velocità delle onde di taglio.

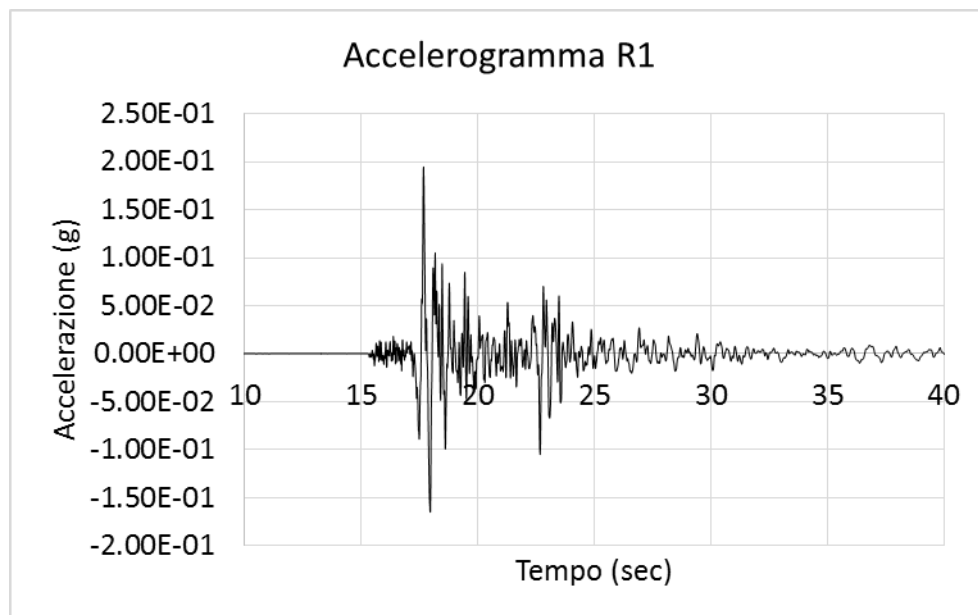


Figura 6. 1 Accelerogramma di input nel caso di semispazio elastico, componente Nord-Sud registrata al ricevitore R1

Nel caso in cui si vuole analizzare la risposta del sito sotto l'ipotesi di roccia di fondo infinitamente rigida si è scelto come accelerogramma in ingresso quello registrato nella stazione D3 nella sua componente Nord-Sud, il ricevitore dunque è posto nella roccia al di sotto del bacino.

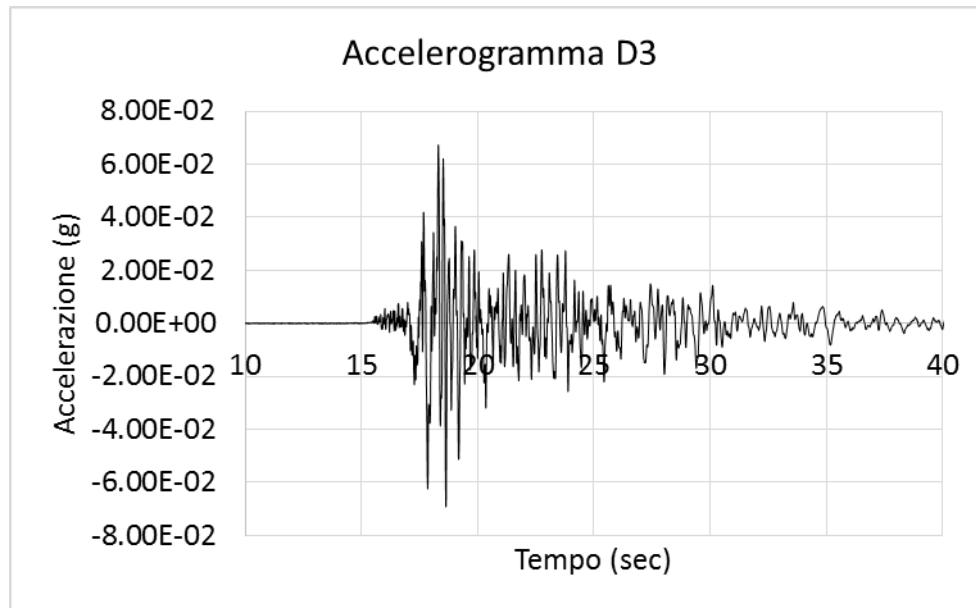


Figura 6. 2 Accelerogramma di input nel caso di substrato infinitamente rigido, componente Nord-Sud registrata al ricevitore D3

### 6.1.1 Scelta delle caratteristiche del suolo

Per effettuare le analisi descritte successivamente, bisogna introdurre un profilo di velocità degli strati considerati, in letteratura vengono ritrovati tre profili di velocità. Per semplicità questi tre profili verranno chiamati 1988, Hashash e SAWS.

- a) Il primo profilo si attiene a quello riportato nella caratterizzazione di sito effettuata nel 1988 nella valle di Turkey Flat. I valori di profondità, velocità delle onde di taglio, peso specifico e damping ratio degli strati componenti il bacino sono riportati nella tabella sottostante.

Tabella 6. 1 Profilo 1988, in cui vengono riportati i valori di spessore degli strati, peso specifico del materiale, velocità delle onde S e damping ratio

Strato	Spessore (m)	Peso Specifico (kN/m <sup>3</sup> )	Vs (m/s)	D (%)
Argilla Limosa	2.40	15.00	135.00	5.00
Argilla/Sabbia	5.20	18.00	460.00	7.00
Sabbia con Argilla	13.70	19.00	610.00	7.00

- b) Il secondo profilo si basa sul profilo medio delle velocità ottenuto da una serie di investigazioni effettuate da diverse società americane nella valle di Turkey Flat, riportato nell'articolo di Hashash et al. (2008)

Tabella 6. 2 Profilo Hashash, in cui vengono riportati i valori di spessore degli strati, peso specifico del materiale, velocità delle onde S e damping ratio

<b>Strato</b>	<b>Spessore (m)</b>	<b>Peso Specifico (kN/m<sup>3</sup>)</b>	<b>Vs (m/s)</b>	<b>D (%)</b>
<b>Argilla Limosa 1</b>	1.00	15.00	170.00	5.00
<b>Argilla Limosa 2</b>	1.00	15.00	200.00	5.00
<b>Argilla/Sabbia 1</b>	1.00	15.00	340.00	5.00
<b>Argilla/Sabbia 2</b>	1.50	18.00	480.00	5.00
<b>Sabbia con Argilla 1</b>	1.50	18.00	530.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 2</b>	1.50	18.00	550.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 3</b>	1.50	18.00	610.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 4</b>	3.20	19.00	630.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 5</b>	1.60	19.00	590.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 6</b>	1.20	19.00	600.00	7.00
<b>Sabbia con Argilla 7</b>	1.80	20.00	710.00	1.00
<b>Sabbia con Argilla 8</b>	1.40	20.00	680.00	1.00
<b>Sabbia con Argilla 9</b>	1.60	20.00	620.00	1.00
<b>Arenaria</b>	1.30	20.00	740.00	1.00

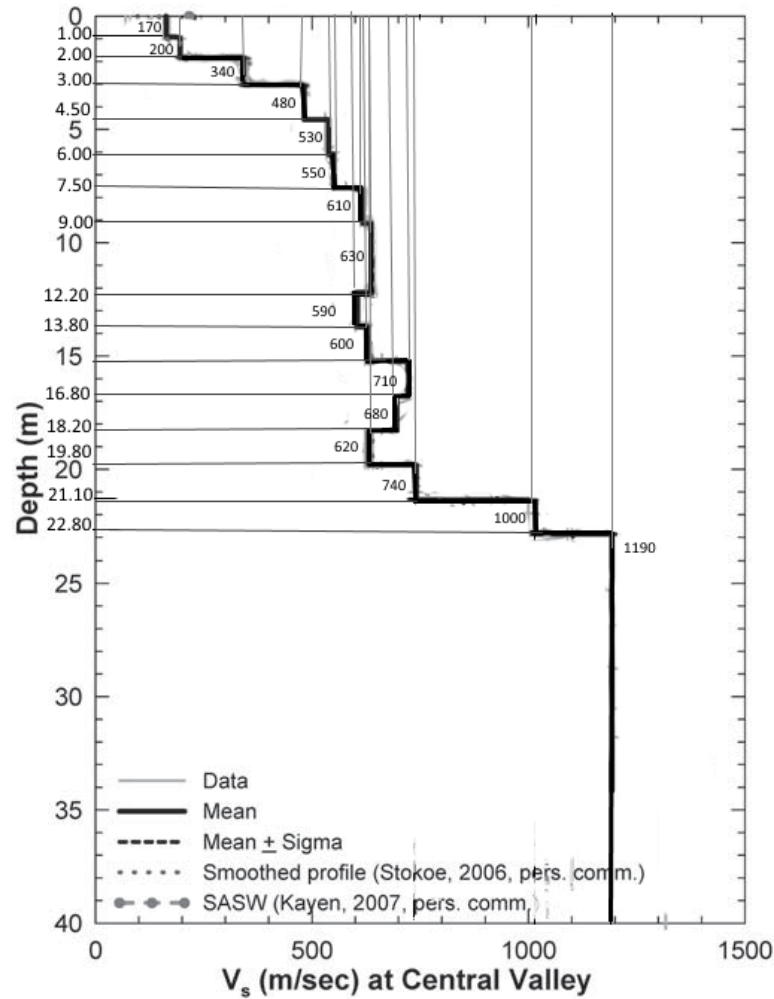


Figura 6. 3 Profilo di velocità delle onde di taglio ottenuto da Hashash et al. (2008)

- c) Il terzo ed ultimo profilo che si vuole utilizzare è quello ottenuto da R. Kayen nel 2007, l'autore ha ricavato tale variazione di velocità effettuando analisi spettrali sulle onde di superficie (SAWS). In questo esperimento un array di sensori SAWS è stato posizionato nell'intorno della stazione V1 (valley center). Il profilo di velocità così ottenuto ha una forma simile ai precedenti, ma evidenzia valori minori per gli strati componenti il bacino di terreno alluvionale.

Tabella 6. 3 Profilo SAWS, in cui vengono riportati i valori di spessore degli strati, peso specifico del materiale, velocità delle onde S e damping ratio

Strato	Spessore (m)	Peso Specifico (kN/m <sup>3</sup> )	Vs (m/s)	D (%)
Argilla Limosa	3.00	15.00	210.00	5.00
Sabbia/Argilla	3.00	18.00	370.00	7.00
Sabbia con Argilla 1	4.50	19.00	450.00	7.00
Sabbia con Argilla 2	5.50	19.00	500.00	7.00
Sabbia con Argilla 3	7.00	20.00	550.00	1.00

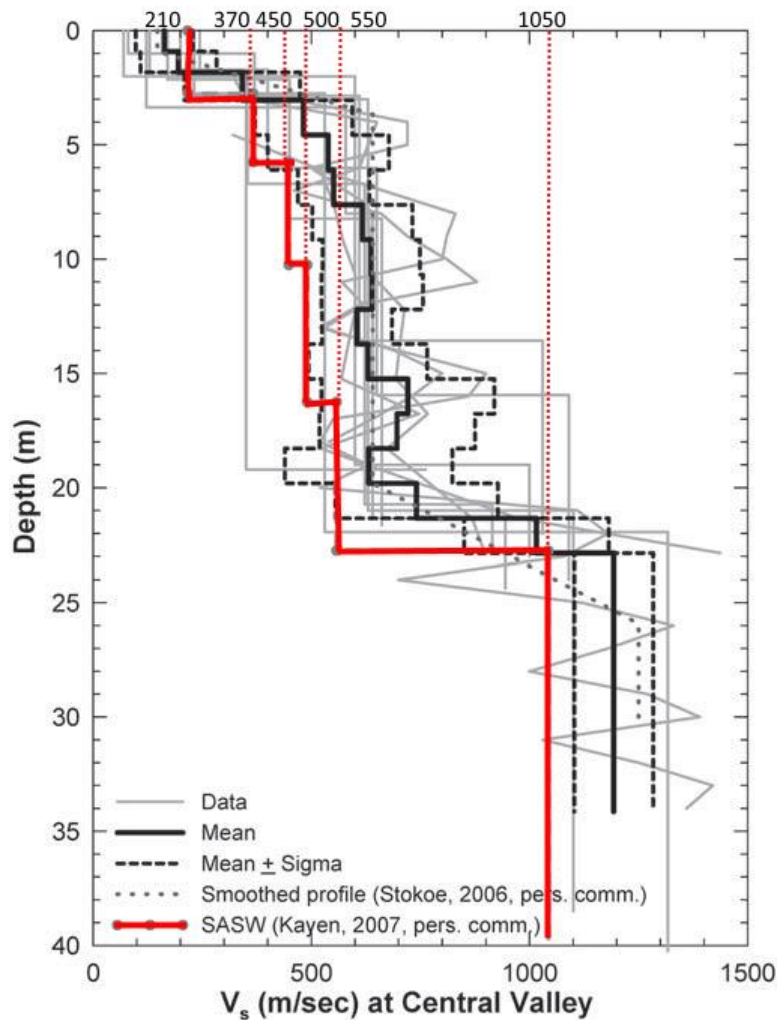


Figura 6. 4 Profilo di velocità delle onde di taglio ottenuto da Kayen(2007)

- d) Nella tabella sottostante si introducono inoltre le caratteristiche meccaniche della roccia in cui è immerso il bacino di materiale alluvionale.

Tabella 6. 4 Proprietà meccaniche della roccia arenaria al di sotto dello strato di terreno alluvionale

<b>Roccia</b>	<b>Profondità</b>	<b>Velocità onde S (m/s)</b>	<b>Peso Specifico (kN/m<sup>3</sup>)</b>	<b>Damping (%)</b>
<b>Arenaria</b>	Da 25 metri in poi	1340.00	22.00	1.00

### 6.1.2 Analisi Lineare

L'analisi lineare verrà effettuata secondo due casi specifici, il caso di semispazio elastico, in cui si introducono le proprietà meccaniche della roccia di base e il caso di roccia di fondo infinitamente rigido.

#### Semispazio Elastico

Come primo passo si vuole effettuare una analisi lineare considerando come input i dati di accelerazione orizzontale provenienti da R1, quindi da roccia affiorante, si tratta quindi il caso di semispazio elastico e si definiscono le caratteristiche meccaniche della roccia di base, mostrate in Tabella 6.4.

Si rammentano le ipotesi che si hanno nel caso monodimensionale, ovvero che il deposito alluvionale viene approssimato ad una sequenza di strati orizzontali, l'onda sismica si propaga verticalmente partendo dalla roccia di sottofondo, il suolo e la superficie di roccia si estendono infinitamente in direzione orizzontale.

Con l'uso del programma Deepsoil si effettuano dunque le analisi lineari considerando il profilo a), ovvero quello facente riferimento alla caratterizzazione del sito di Turkey Flat effettuata nel 1988.

Dall'analisi monodimensionale si ottengono i dati riguardanti la storia di accelerazione del segnale in uscita dal bacino, il rispettivo spettro di risposta, spettro di Fourier e il rapporto spettrale tra segnale di input e segnale di output.

Come prima comparazione si mostrano in Figura 6.5 le storie di accelerazione in direzione Nord-Sud, espresse in g, ottenute al ricevitore V1.

Si vede come gli accelerogrammi ottenuti dalle simulazioni approssimino piuttosto bene il dato registrato, infatti il valore di PGA che si è rilevato nella stazione V1 è di circa 0.27 g nella componente Nord-Sud, mentre per i dati simulati si osserva un valore di 0.33 g.

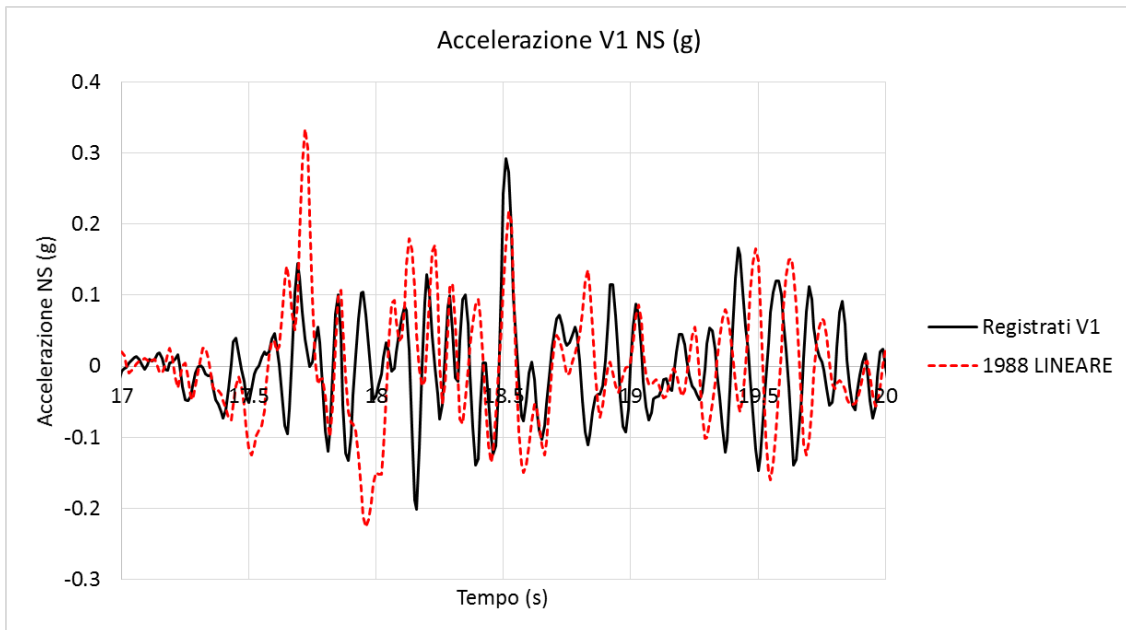


Figura 6. 5 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1 a seguito di una analisi lineare su semispazio elastico, viene considerata esclusivamente la componente Nord-Sud

Riguardo allo spettro di risposta si può dire che il primo picco viene male approssimato dalle tre simulazioni, mentre il secondo picco, corrispondente ad un periodo fondamentale di 0.18 s, viene ragionevolmente individuato per tutti i casi.

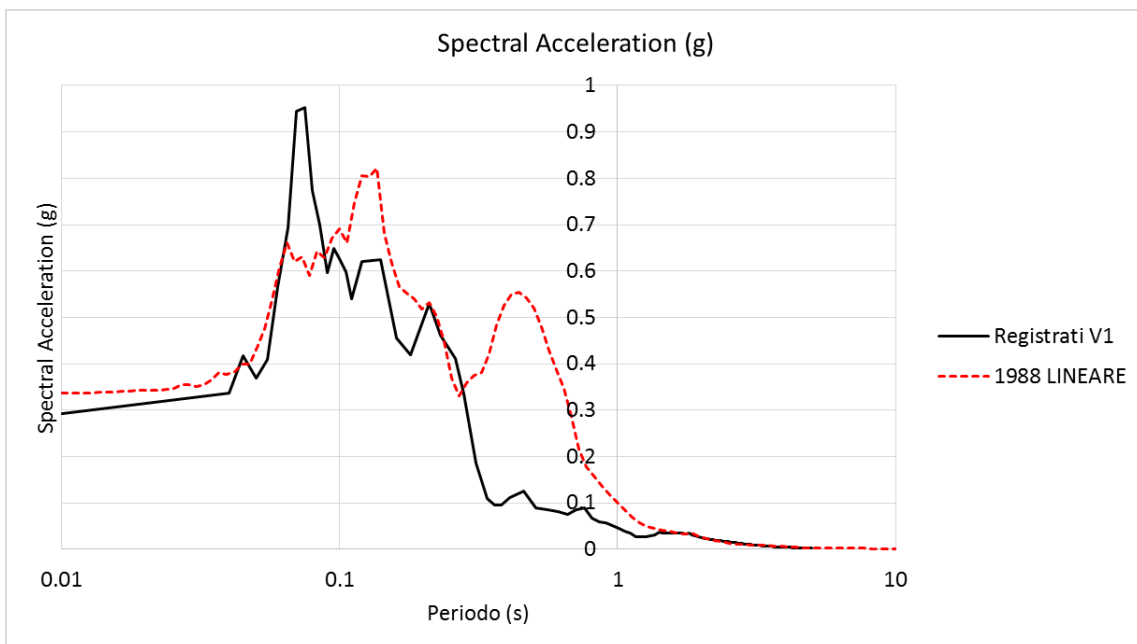


Figura 6. 6 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare su semispazio elastico, dati inerenti alla componente Nord-Sud

Si può notare come la simulazione in Figura 6.6 mostra un picco in prossimità di un periodo individuato essere nell'intorno dei 0.5 secondi, questo non viene evidenziato invece dalle registrazioni.

Per quanto riguarda le simulazioni inerenti lo Spettro di Fourier si vede una buona approssimazione dei dati simulati nei confronti dei registrati alla stazione V1.

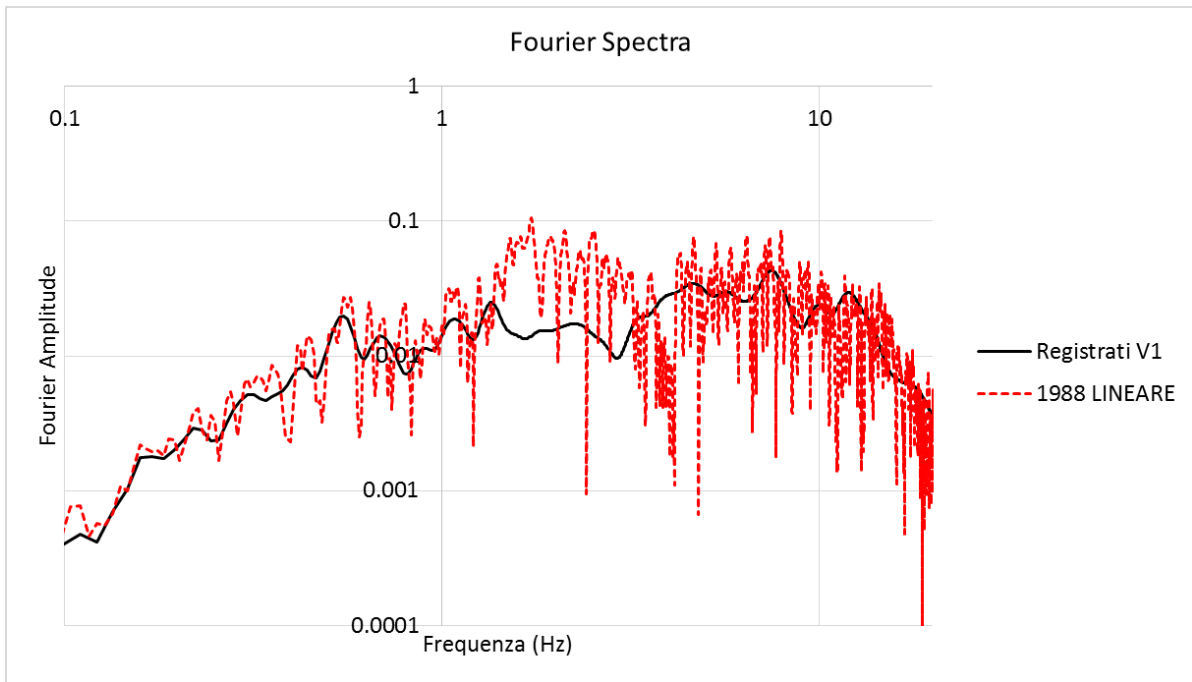


Figura 6. 7 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 componente Nord-Sud e i dati ottenuti dall'analisi lineare su semispazio elastico

Il rapporto spettrale tra V1 ed R1 mostra una forte amplificazione ad una frequenza leggermente più elevata di quella effettivamente ricavata dai dati provenienti dalla stazione Valley Center. L'analisi con profilo 1988 evidenzia infatti delle frequenze caratteristiche in corrispondenza di 8 Hz e di 14 Hz.

Come sottolineato nel precedente Capitolo 5, la criticità localizzata ad una frequenza di 2 Hz non viene minimamente percepita dalle simulazioni, infatti questo fenomeno per il quale si ha una deamplificazione del segnale è di difficile spiegazione e si assume dunque essere frutto di errori strumentali dovuti ad una errata lettura del segnale.

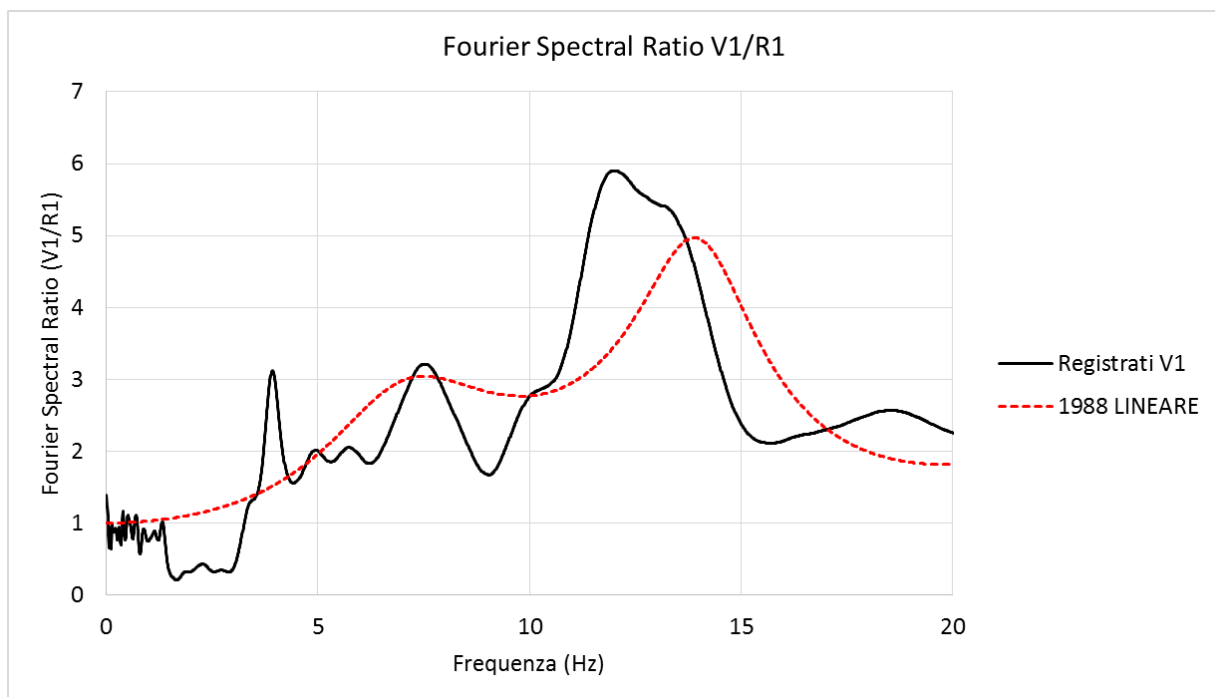


Figura 6. 8 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/R1 per la componente Nord-Sud tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi lineare su semispazio elastico



Roccia di fondo perfettamente rigida

La stessa analisi lineare è stata fatta però considerando il dato di input proveniente dalla stazione D3, la simulazione è stata condotta mantenendo l'ipotesi di "Rigid Bedrock", quindi con roccia di fondo infinitamente rigida.

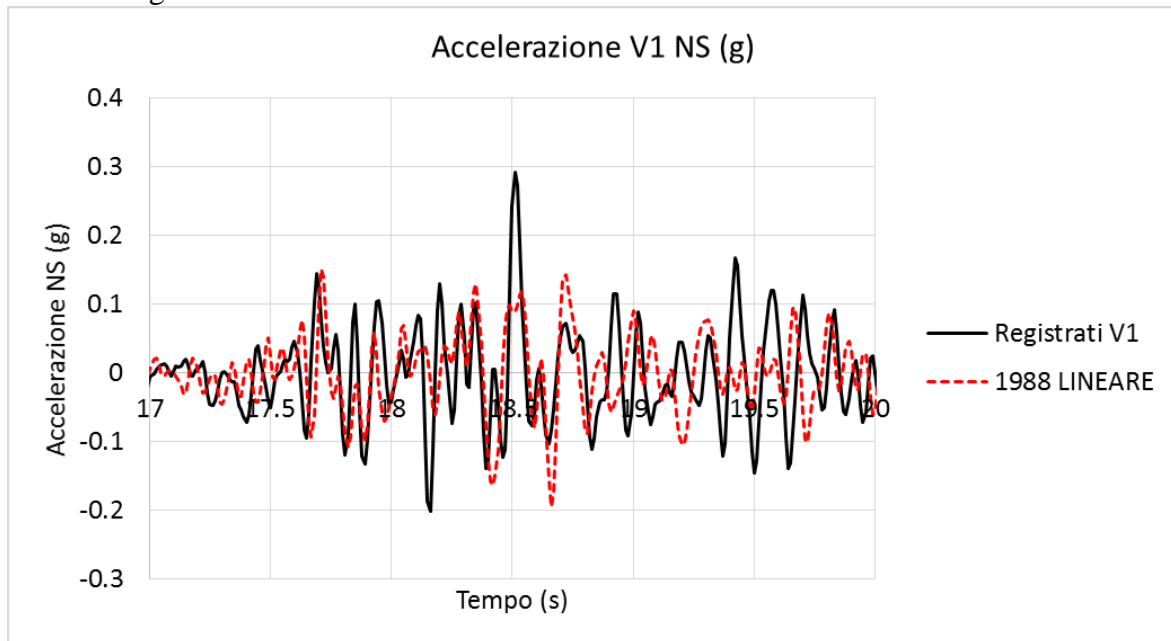


Figura 6. 9 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1, per la componente Nord-Sud, a seguito di una analisi lineare con roccia perfettamente rigida

Esaminando i dati riguardanti le storie di accelerazione si vede come le simulazioni diano valori più bassi di quelli effettivamente registrati in termini della sola PGA, infatti si ottiene un valore di 0.19 g contro i registrati 0.27 g. Si nota come tale valore di PGA è molto minore rispetto a quanto simulato nell'ipotesi di semispazio elastico, in cui il valore di accelerazione di picco assumeva un valore di 0.33 g.

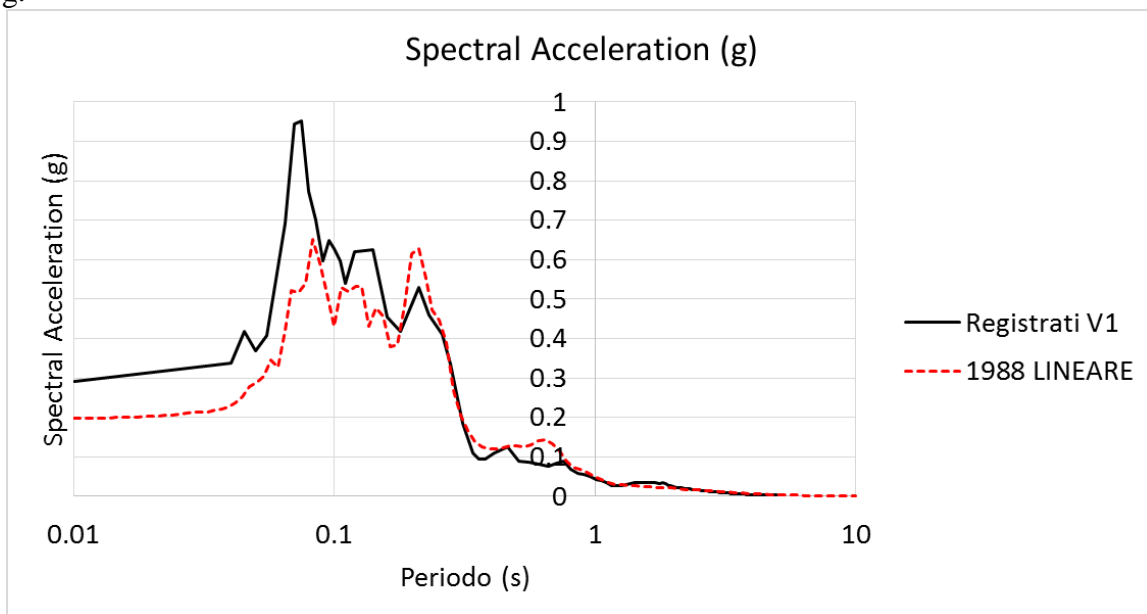


Figura 6. 10 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare su roccia di fondo perfettamente rigida

Nella Figura 6.10 si mostra il confronto in termini di spettro di risposta, si vede dunque come i picchi siano identificati in termini di periodo dalla simulazione con profilo 1988 di proprietà del materiale, sebbene i valori di accelerazione spettrale siano sottostimati per il primo picco. In questo caso però non si ha la criticità evidenziata nell'analisi precedente di semispazio elastico come si era visto in Figura 6.6.

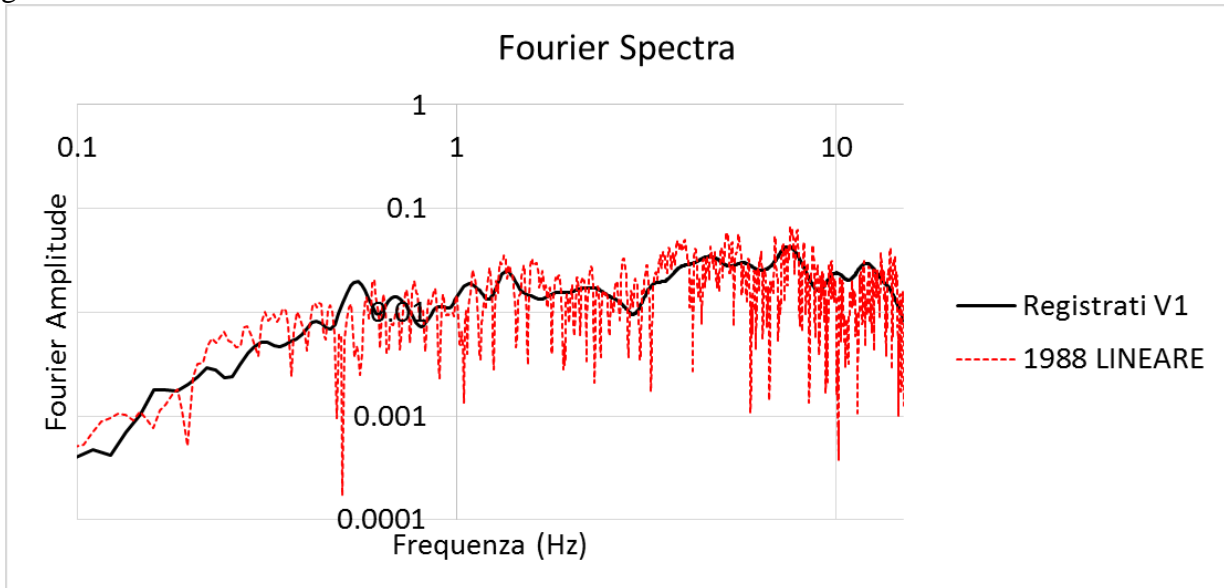


Figura 6. 11 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare con roccia di fondo perfettamente rigida

Il rapporto spettrale V1/D3 mostra come le frequenze caratteristiche del segnale vengano individuate piuttosto bene dall'analisi con profilo 1988, il valore del picco ad alta frequenza eccede i dati registrati. In questo caso dunque si è maggiormente soddisfatti dell'analisi su roccia di fondo perfettamente rigida, piuttosto del rapporto spettrale V1/R1, dove peraltro era presente una criticità non trascurabile a bassa frequenza.

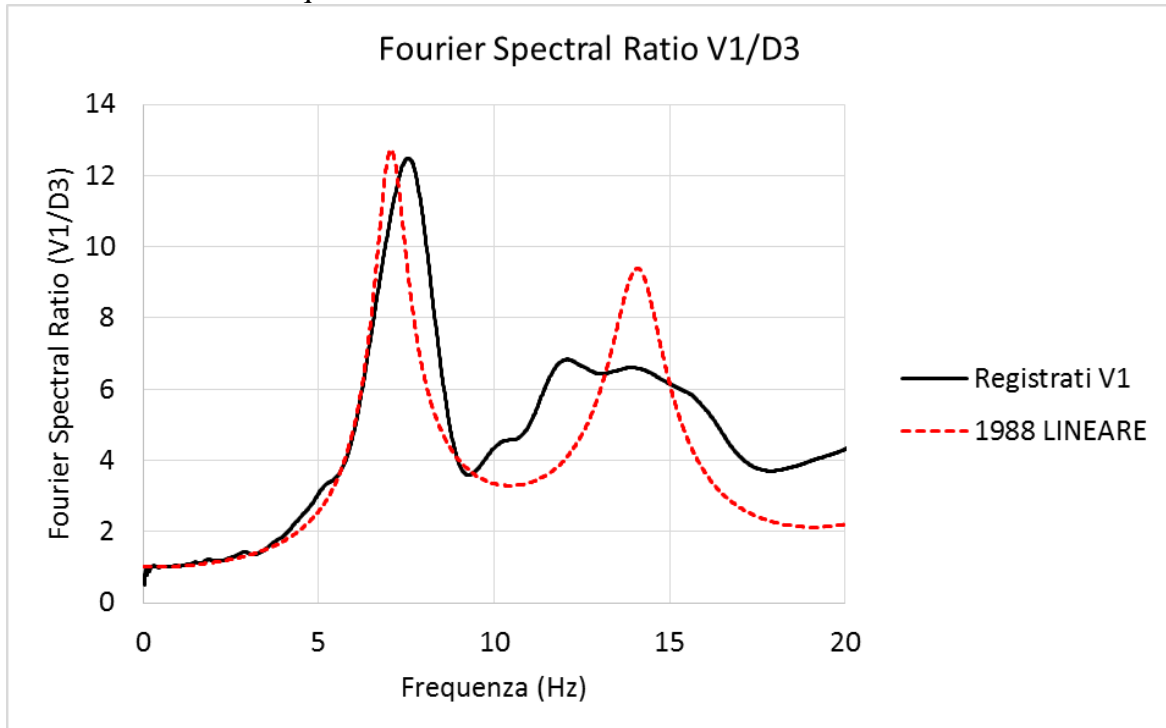


Figura 6. 12 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/D3, componente Nord-Sud, tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi lineare su roccia di fondo perfettamente rigida

### 6.1.3 Analisi Lineare Equivalente

Nel caso di analisi lineare equivalente bisogna introdurre il concetto di curve standard, che definiscono una relazione tra modulo di taglio ( $G$ ) e deformazione a taglio subita dal materiale che viene sottoposto a cicli di carico. Curve simili possono essere ugualmente definite per il fattore di smorzamento.

In questa tipologia di analisi lineare equivalente si sceglie di adottare le curve introdotte da Darendeli (2001), la forma di tali curve varia in base alla pressione di confinamento esercitata dal terreno, dipendente quindi dalla profondità considerata, all'indice di plasticità, al grado di sovraconsolidazione e alla tipologia di materiale.

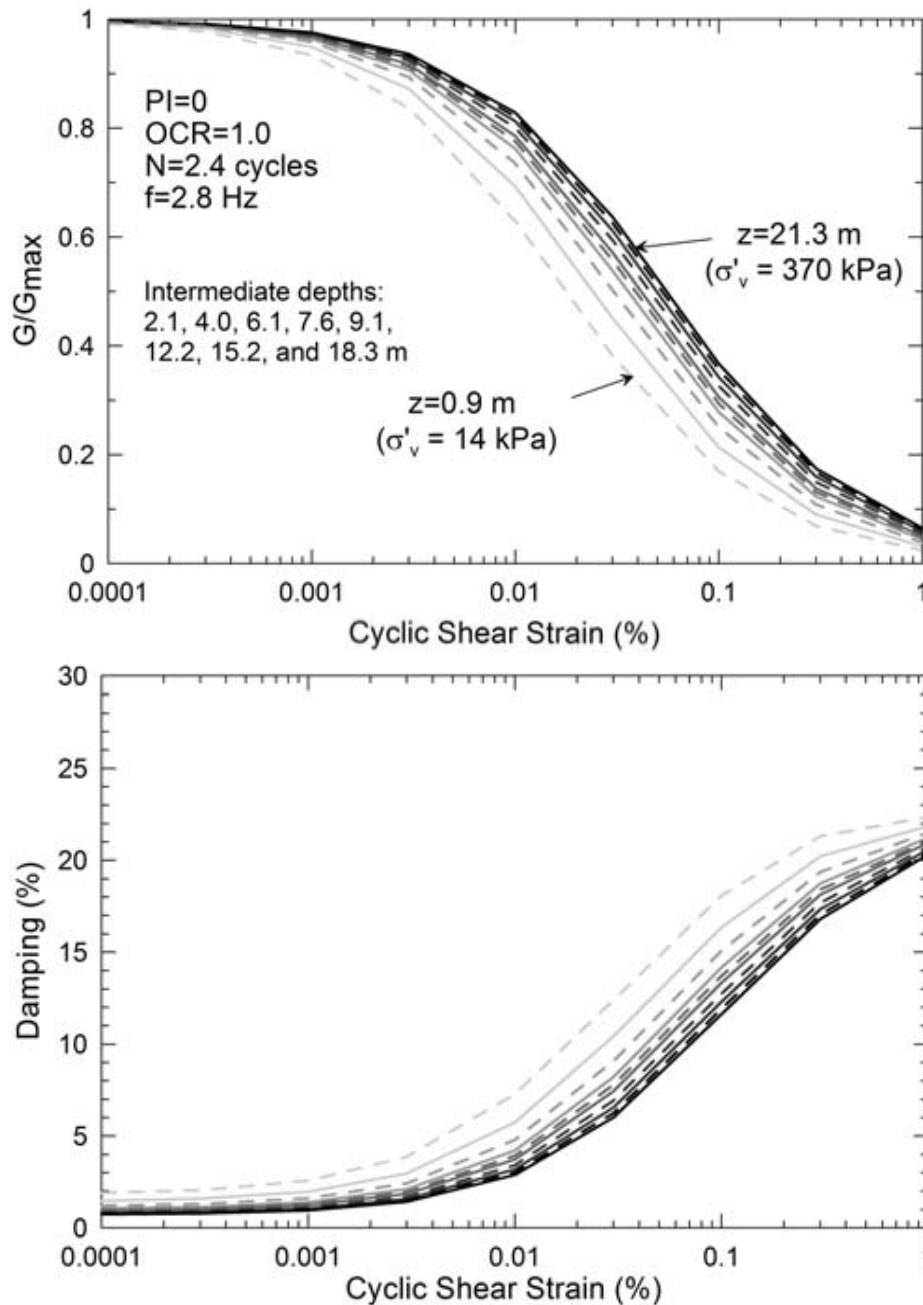


Figura 6. 13 Curve standard utilizzate nell'analisi lineare equivalente, che mettono in relazione modulo di taglio e damping ratio con il livello accumulato di deformazioni a taglio, da Darendeli (2001)

Per effettuare l'analisi lineare equivalente si intende usare il profilo b), ovvero valutato da Hashash et al. nel 2008. Le comparazioni vengono proposte in termini di accelerazione, accelerazione spettrale, spettro di Fourier e rapporto spettrale.

### Semispazio Elastico

La prima analisi lineare equivalente riguarda il caso di semispazio elastico, a cui vengono attribuite le proprietà meccaniche della roccia arenaria descritte in precedenza, nella Tabella 6.4.

Il valore di accelerazione di picco in questo caso è prossimo alla PGA registrata in V1, infatti viene valutata pari a 0.31 g.

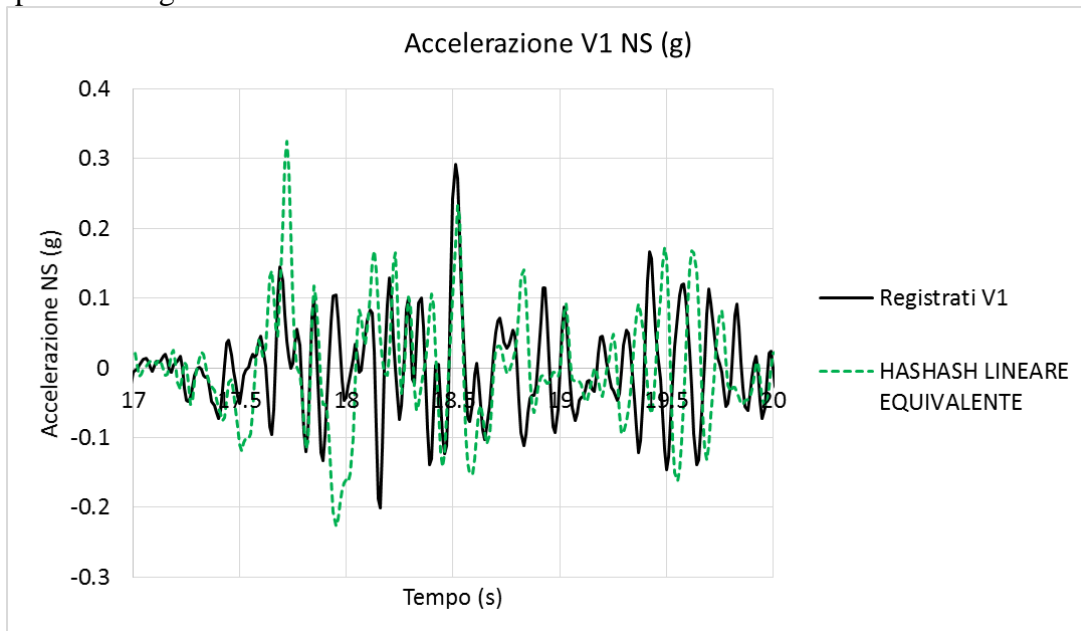


Figura 6. 14 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1 per la componente Nord-Sud, a seguito di una analisi lineare equivalente su semispazio elastico

Lo spettro di risposta nel caso del profilo proposto da Hashash et al. (2008) evidenzia una criticità nell'intorno della frequenza 0.5 Hz, come visto nel caso precedente di analisi lineare su semispazio elastico. Inoltre il primo picco viene male approssimato sia in termini di ampiezza che in termini di periodo.

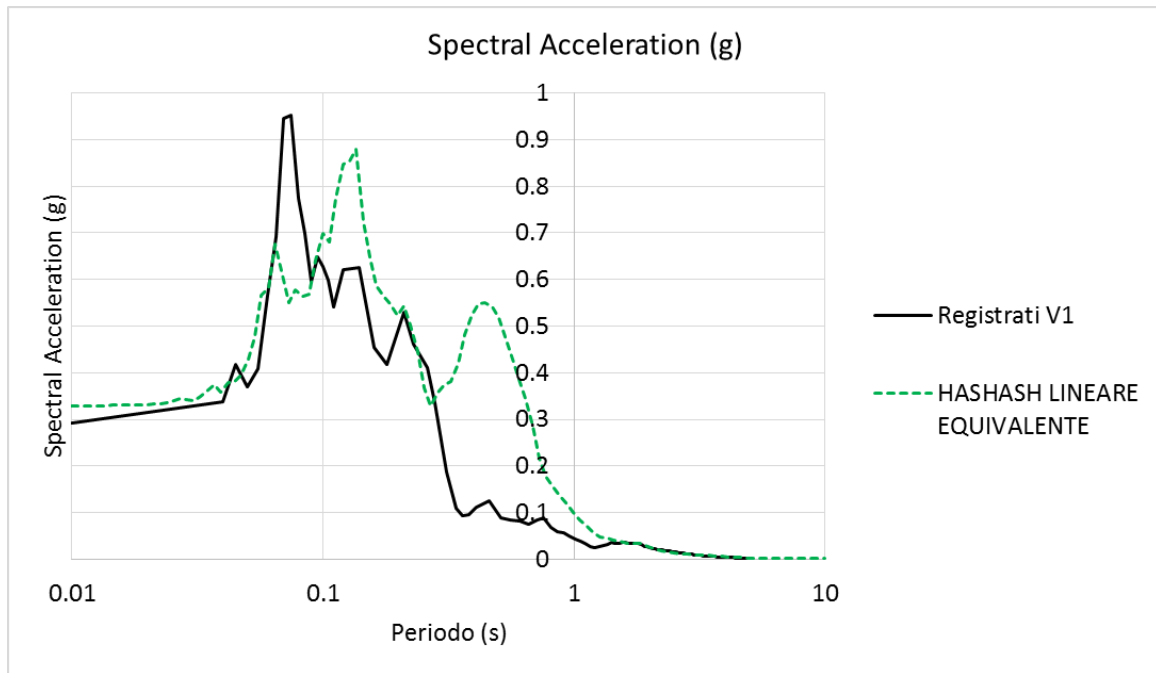


Figura 6. 15 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni della componente Nord-Sud in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente su semispazio elastico

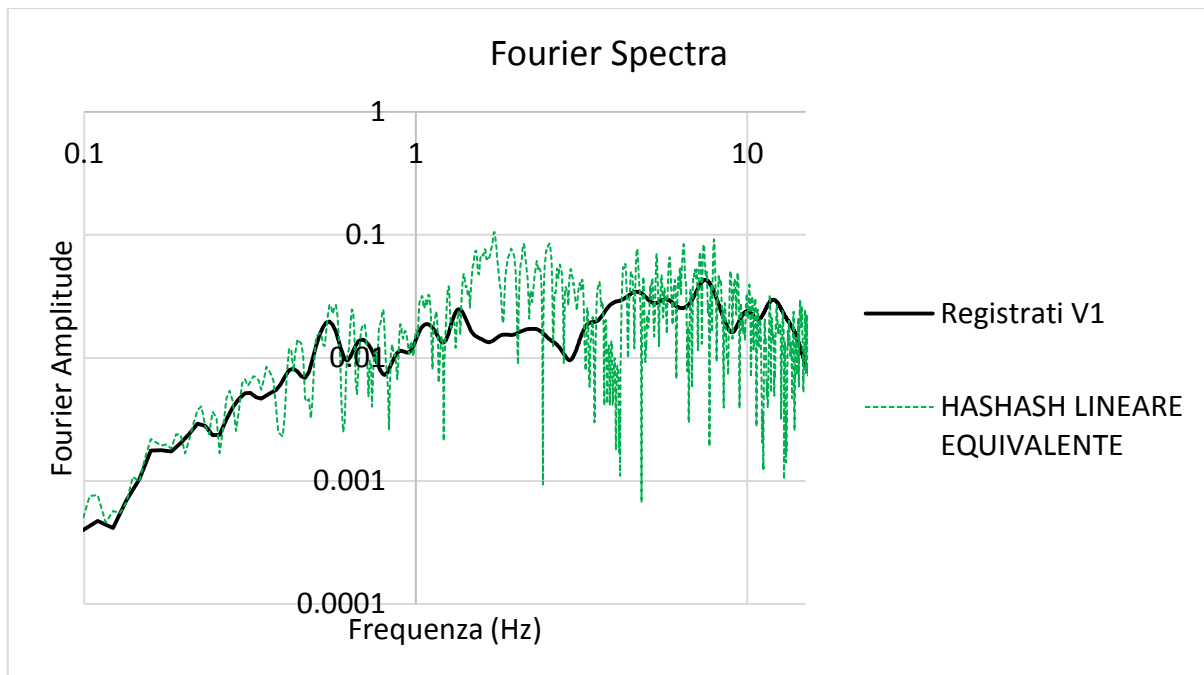


Figura 6. 16 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente su semispazio elastico, per la componente Nord-Sud

Il rapporto spettrale V1/R1 nel caso delle analisi lineari equivalenti mostra come si riesca a determinare la frequenza e l'ampiezza del primo picco a circa 8 Hz, il secondo picco viene invece sottostimato e valutato ad una frequenza maggiore, di circa 15 Hz. Anche in tale caso l'effetto di deamplificazione non è individuato dalle simulazioni.

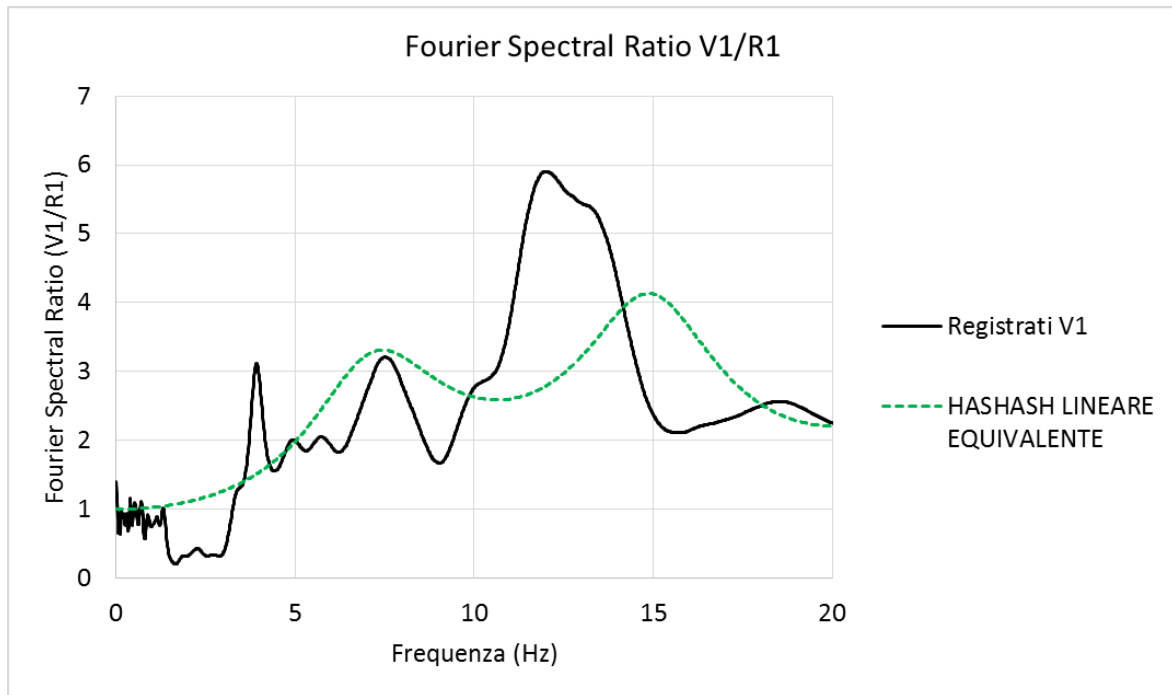


Figura 6. 17 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/R1 tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente su semispazio elastico

Roccia di fondo perfettamente rigida

La seconda analisi lineare equivalente riguarda il caso di roccia di fondo infinitamente rigida, per tale motivo si utilizza il dato di input registrato nella stazione D3. La storia di accelerazione viene approssimata piuttosto bene dal profilo di Hashash et al. (2008) sia in termini di ampiezze, sia in termini di frequenza. Il valore di PGA simulato arriva a 0.24 g, molto prossimo a 0.29 g dei dati registrati.

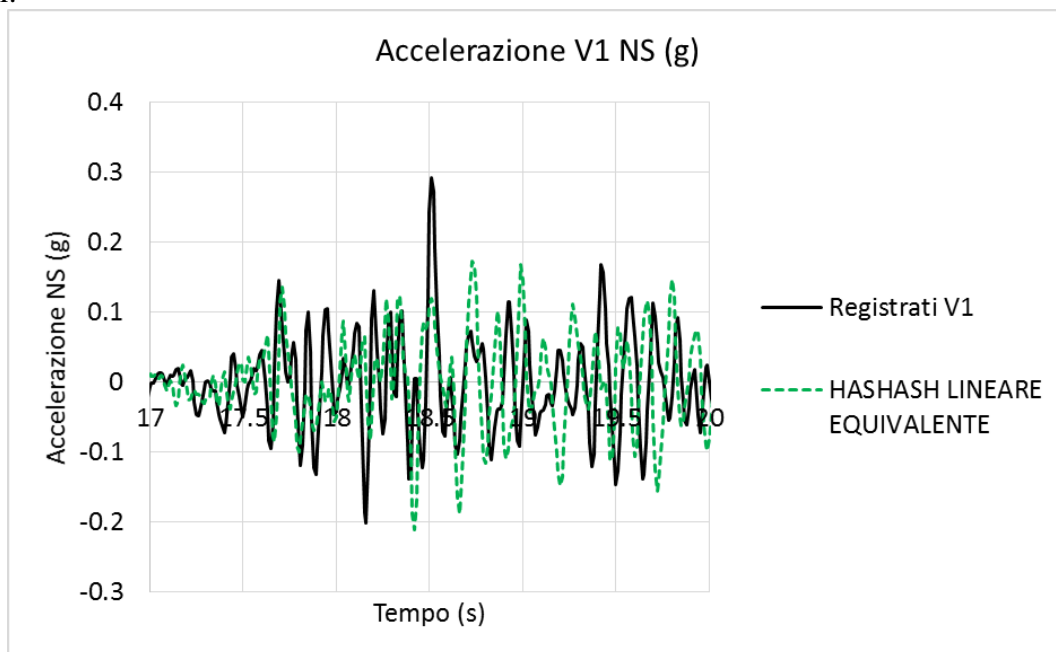


Figura 6. 18 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1 a seguito di una analisi lineare equivalente con roccia perfettamente rigida

Riguardo il confronto tra spettri di risposta si vede come la simulazione fornisce una approssimazione ragionevole, sebbene il primo picco evidenziato dai dati registrati non venga colto dall'analisi. A differenza del caso lineare, nell'analisi lineare equivalente la criticità a 0.5 secondi non viene evidenziata.

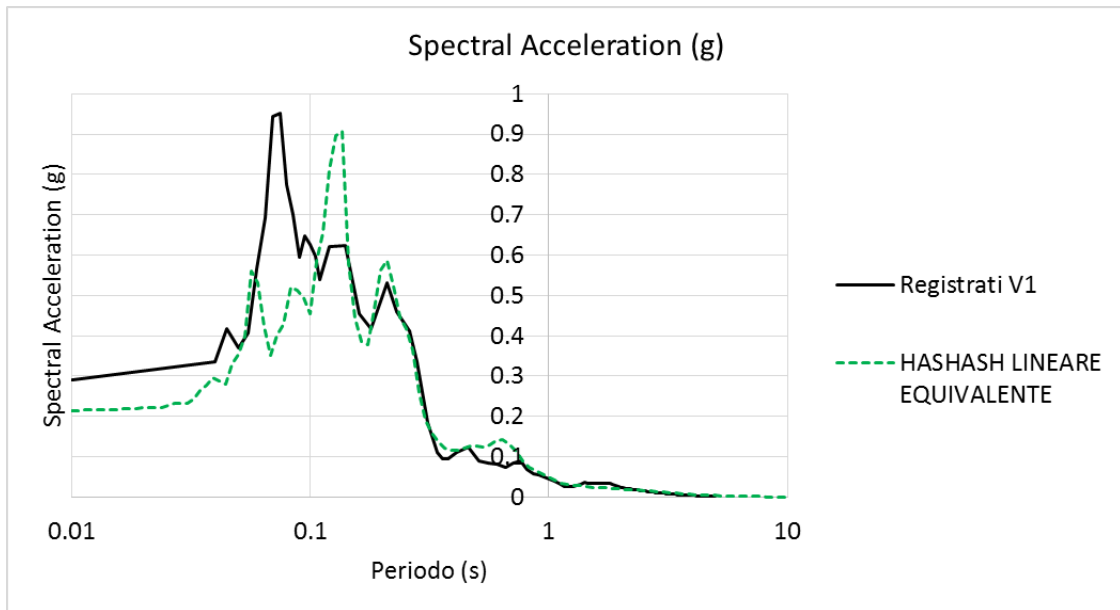


Figura 6. 19 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente su roccia perfettamente rigida

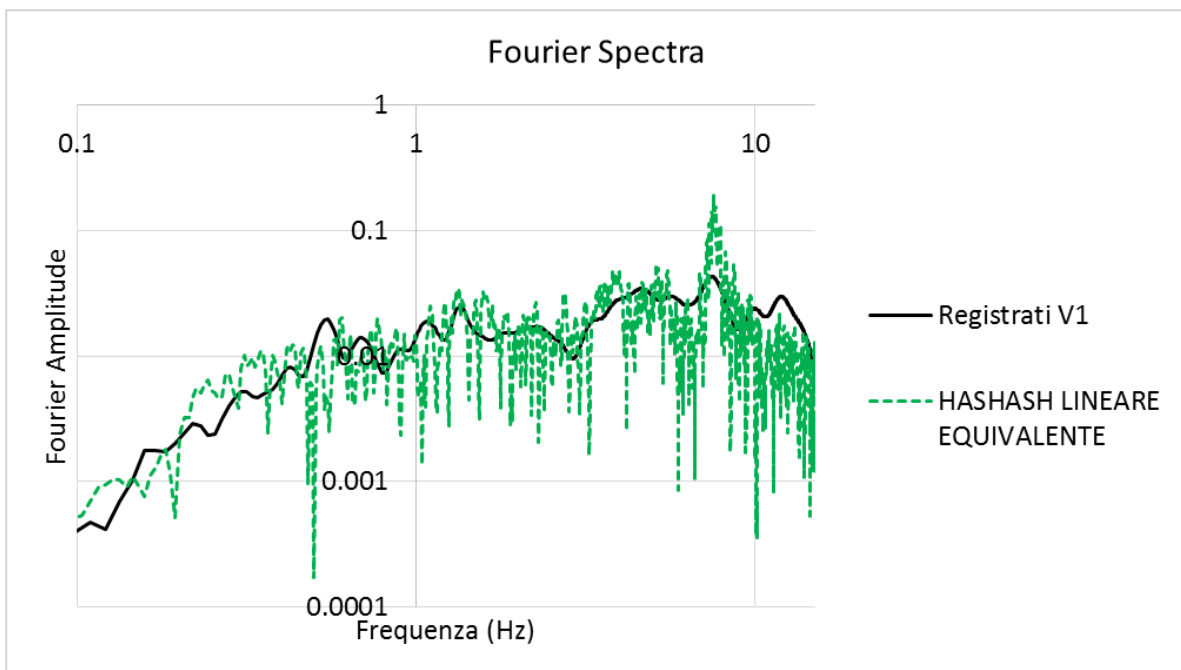


Figura 6. 20 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente con roccia di fondo perfettamente rigida

Considerando anche i rapporti spettrali V1 rispetto all'input in D3, si nota come la simulazione individua il picco esattamente alla frequenza di 7.5 Hz, sebbene l'ampiezza stimata sia tremendamente più elevata di quella ottenuta dall'analisi dei dati registrati.

Il secondo picco invece è più avanzato di quello registrato, infatti si pone ad una frequenza di circa 16.5 Hz invece di 12.5 Hz.

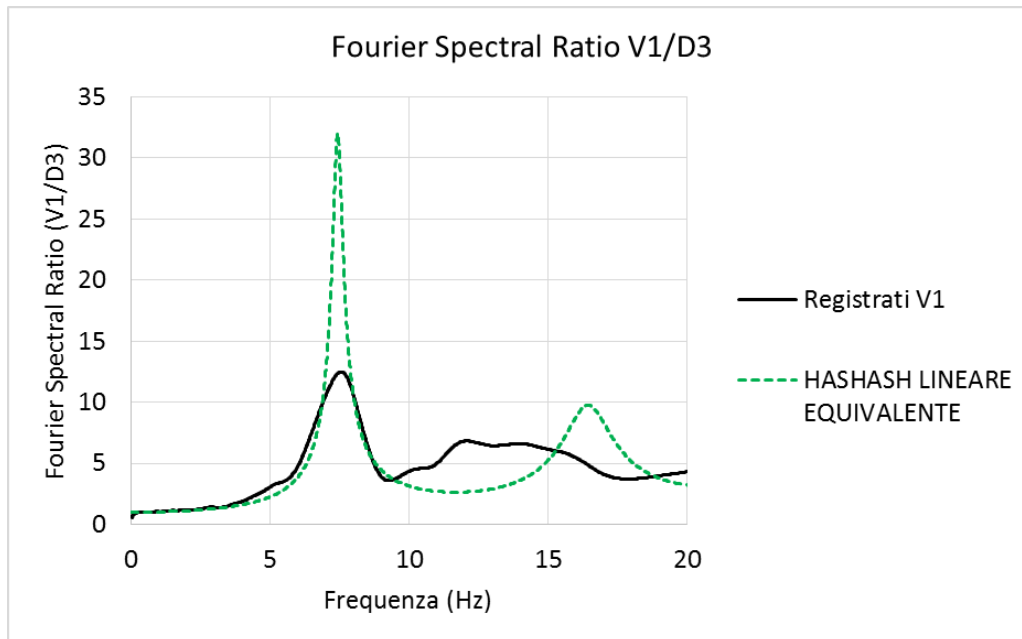


Figura 6. 21 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/R1 tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi lineare equivalente su roccia di fondo perfettamente rigida

L'estrema amplificazione risultata dall'analisi lineare equivalente potrebbe essere abbattuta aumentando il parametro di damping degli strati di terreno del modello considerato.

#### 6.1.4 Analisi Non Lineare

L'analisi non lineare verrà effettuata secondo i due casi specifici di semispazio elastico e il caso di roccia di fondo infinitamente rigido. Per implementare tale metodo di valutazione si prenderanno in considerazione le curve di Darendeli (2001) descritte nell'introduzione all'analisi lineare equivalente.

##### Semispazio Elastico

Nel caso di semispazio elastico il valore di PGA è di circa 0.28 g, quindi molto prossimo al valore di accelerazione di picco delle registrazioni.



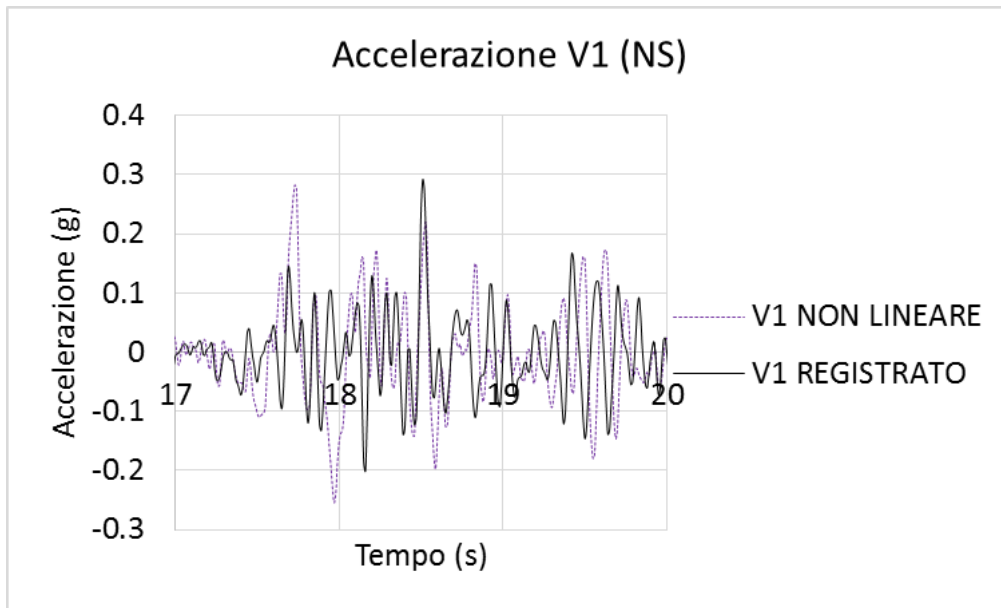


Figura 6. 22 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1 a seguito di una analisi non lineare su semispazio elastico

Come nei casi precedenti di semispazio elastico, anche nell'analisi non lineare si osserva una sovrastima della accelerazione spettrale in corrispondenza di un periodo di 0.5 secondi, il picco a circa 0.07 secondi è sottostimato in ampiezza, ma viene comunque individuato.

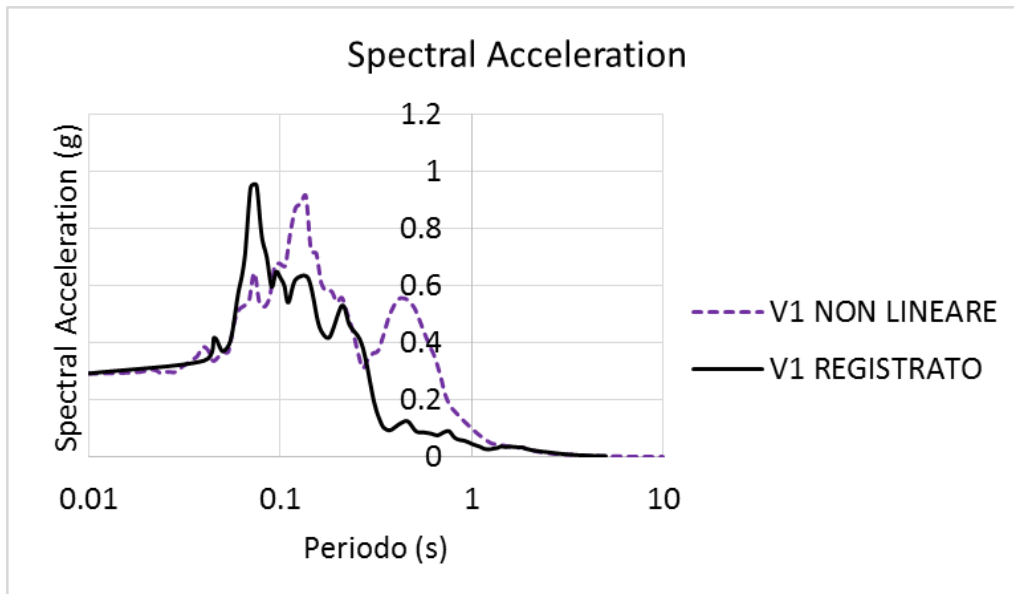


Figura 6. 23 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi non lineare su semispazio elastico

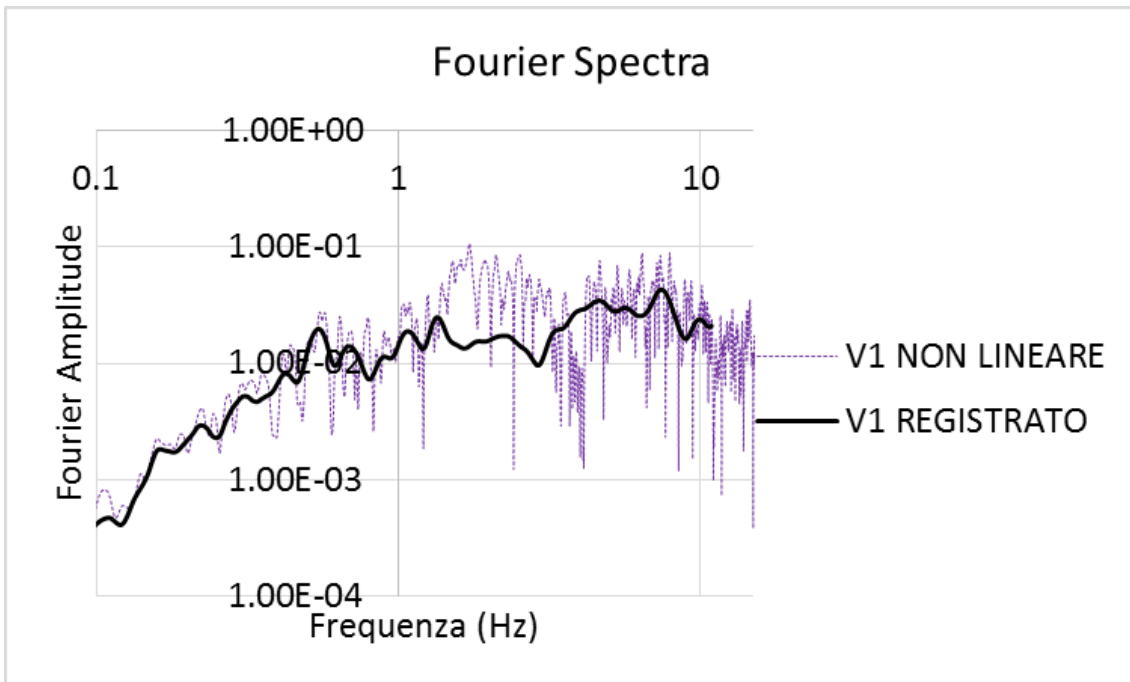


Figura 6. 24 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi non lineare con roccia di fondo perfettamente rigida

Se si osserva il rapporto spettrale tra la stazione in superficie al centro del bacino e il ricevitore di riferimento si identifica una buona approssimazione della amplificazione in corrispondenza del picco a circa 8 Hz. Il secondo picco, che nelle registrazioni viene identificato essere presente ad una frequenza di 12 Hz, viene male individuato dalla simulazione non lineare, che presenta invece una forte amplificazione ad una frequenza di circa 15 Hz.

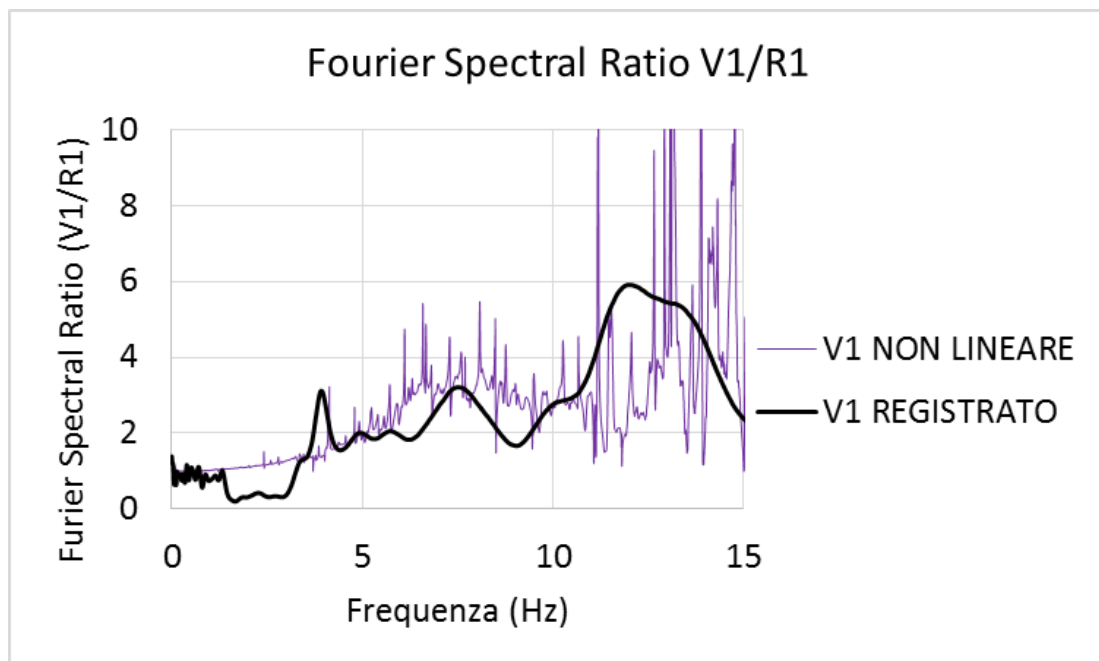


Figura 6. 25 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/R1 tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi non lineare su semispazio elastico

Roccia di fondo perfettamente rigida

L'analisi non lineare, nell'ipotesi di roccia di fondo infinitamente rigida, sottostima l'accelerazione di picco, infatti il massimo ottenuto è di 0.20 g, molto minore rispetto al dato realmente registrato di 0.29 g.

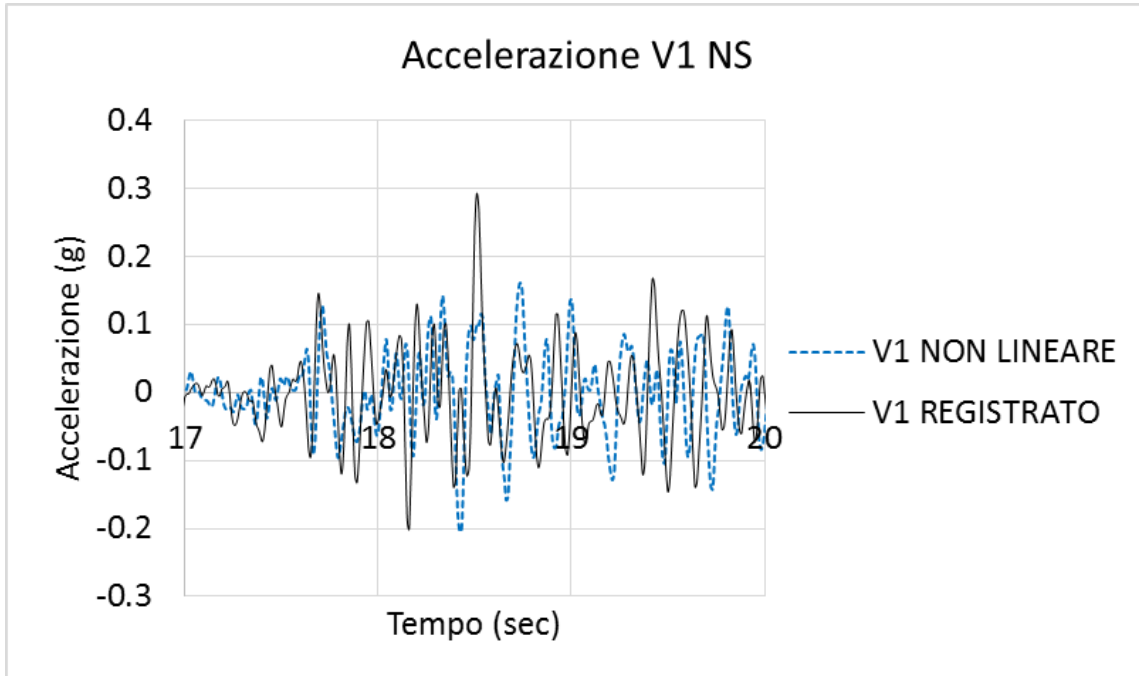


Figura 6. 26 Confronto tra accelerogramma registrato in V1 e accelerogramma simulato in V1 a seguito di una analisi non lineare con roccia perfettamente rigida

I picchi di accelerazione spettrale vengono bene approssimati per i periodi successivi a 0.1 secondi, mentre si vede una sottostima per il primo picco dello spettro di risposta.

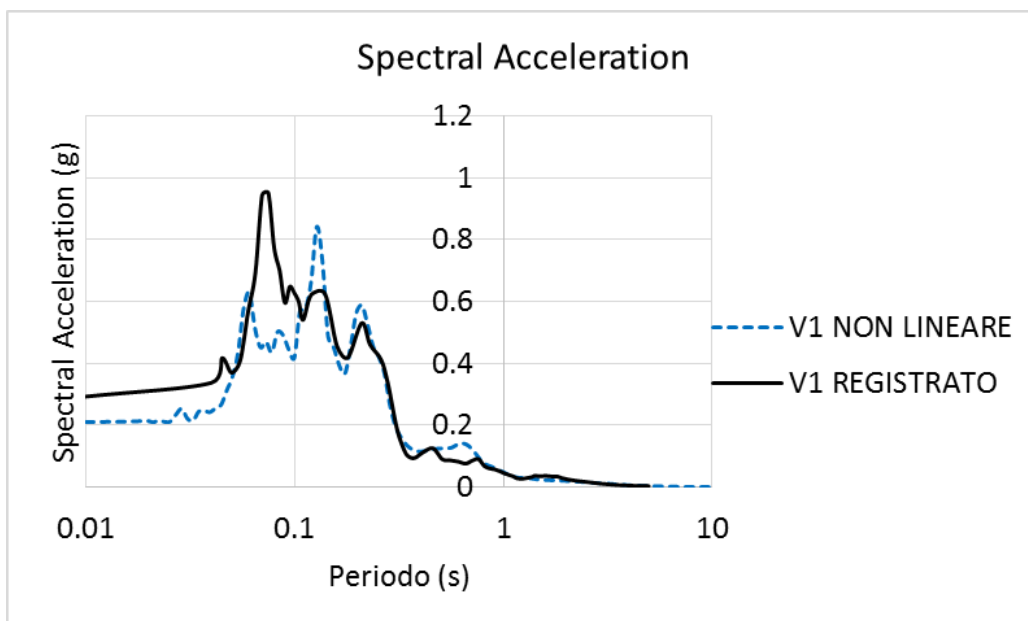


Figura 6. 27 Confronto in termini di spettro di risposta tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi non lineare su roccia di fondo perfettamente rigida

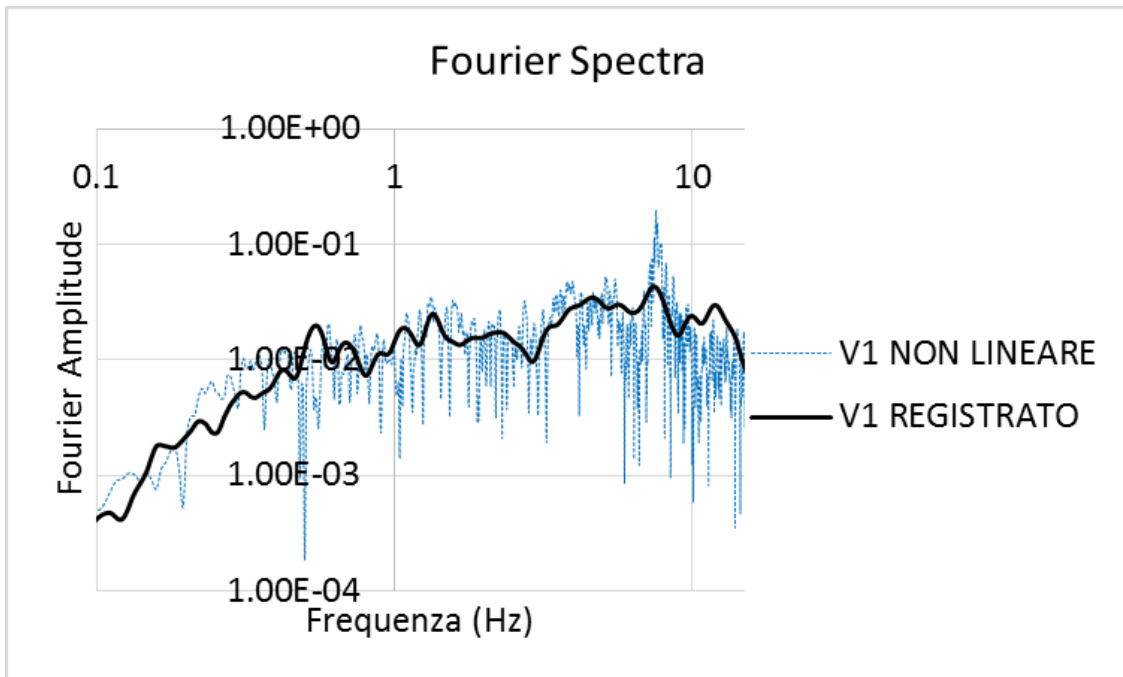


Figura 6. 28 Confronto in termini di spettro di Fourier nel range 0.1 – 15 Hz tra le registrazioni in V1 e i dati ottenuti dall'analisi non lineare con roccia di fondo perfettamente rigida

Esaminando il rapporto spettrale V1/D3 si nota una similitudine rispetto al caso dell'analisi lineare equivalente, infatti le proprietà fisiche del materiale con il quale è stato caratterizzato il bacino portano ad una sovrastima in termini di amplificazione del primo picco, come si può vedere in Figura 6.29. Il secondo picco viene individuato, per quanto riguarda le simulazioni, ad una frequenza ben più grande di quella realmente registrata.

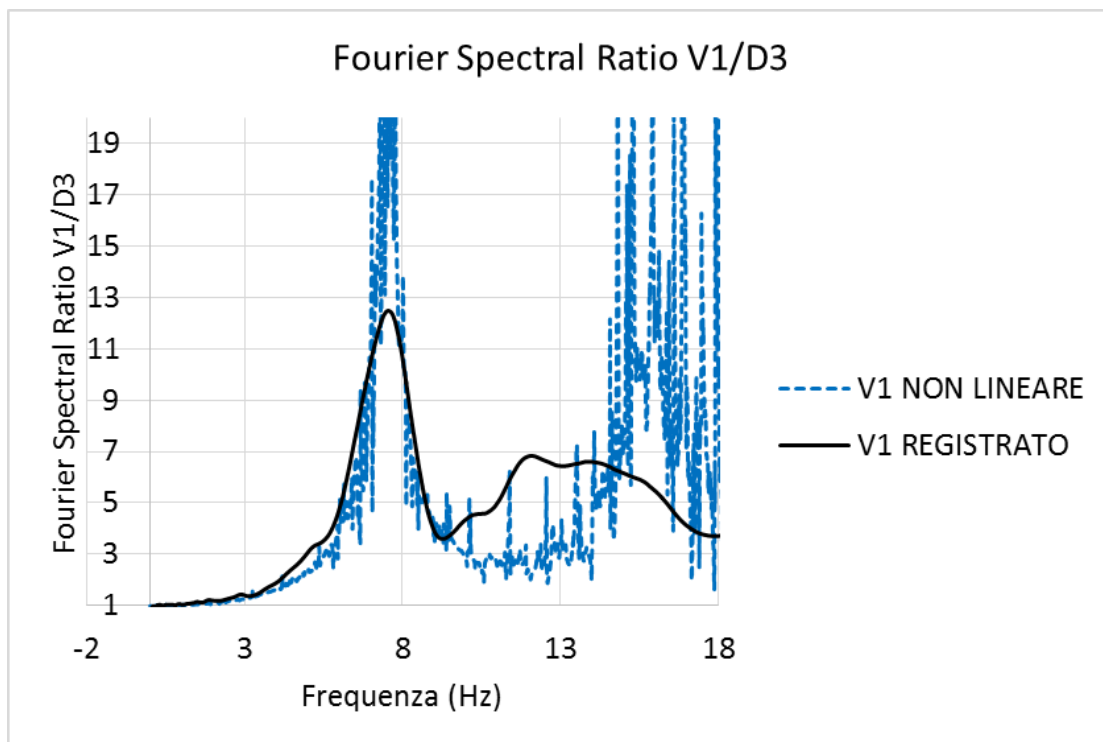


Figura 6. 29 Confronto in termini di rapporti spettrali V1/R1 tra le registrazioni e i dati ottenuti dall'analisi non lineare su roccia di fondo perfettamente rigida

### 6.1.5 Confronti tra le simulazioni

Si riportano dunque i confronti in termini di spettro di risposta e rapporto spettrale per le analisi lineare, lineare equivalente e non lineare.

#### Semispazio Elastico

In riferimento alla Figura 6.30, nella quale si riporta il rapporto spettrale  $V1/R1$ , si fa presente come il fenomeno della deamplificazione in corrispondenza di una frequenza di 2 Hz non venga colto dalle simulazioni 1D.

Il primo picco del rapporto spettrale viene individuato in modo soddisfacente da tutte e tre le tipologie di analisi.

Il secondo picco del rapporto spettrale  $V1/R1$  viene sottostimato sia dall'analisi lineare che dall'analisi lineare equivalente, inoltre i picchi delle due simulazioni si portano a frequenze maggiori, precisamente a 14 Hz e 15 Hz. Anche il caso non lineare fornisce un picco ad una frequenza maggiore di 12 Hz, ma l'amplificazione predetta si avvicina più di tutte al valore reale.

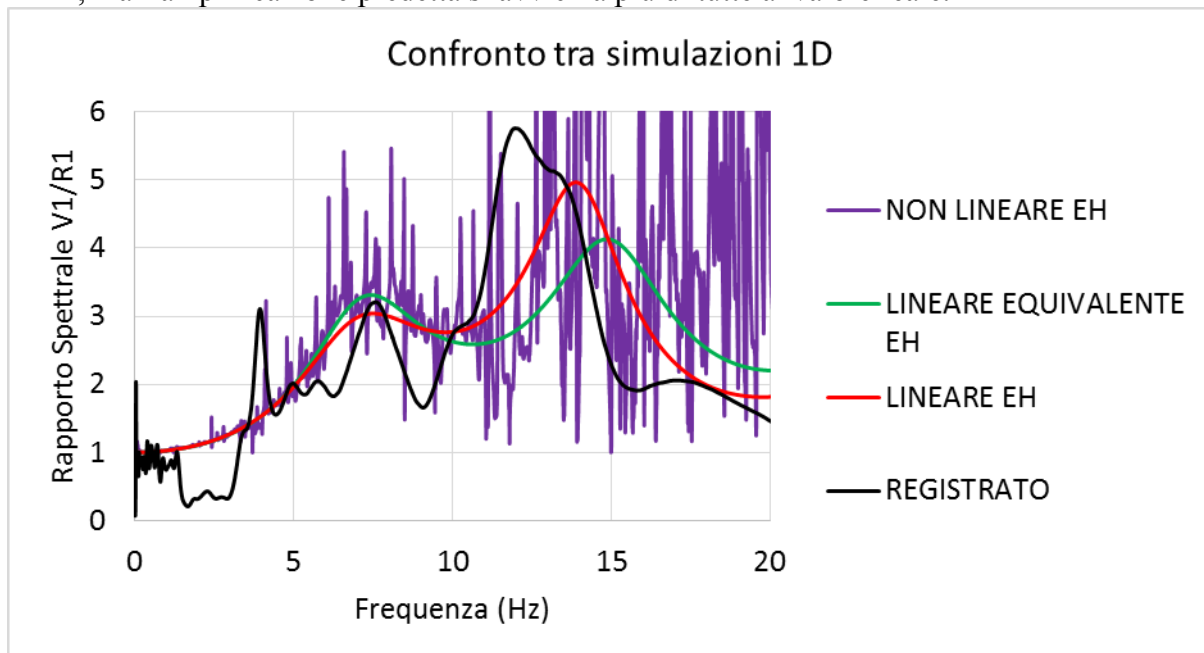


Figura 6. 30 Confronto tra simulazioni 1D per il caso di semispazio elastico

#### Roccia di fondo perfettamente rigida

Osservando la Figura 6.31, dove viene riportato il rapporto spettrale  $V1/D3$ , si nota come il primo picco sia ben identificato in termini di frequenza dalle tre tipologie di analisi, che concordano nel prevedere una amplificazione in corrispondenza di 7.5 Hz.

Le analisi lineare equivalente e non lineare sovrastimano di molto l'amplificazione presente al primo picco, mentre la simulazione 1D lineare permette una buona predizione.

Il secondo picco viene bene individuato solo dalla analisi lineare, che evidenzia una amplificazione a circa 14.5 Hz. Le analisi lineare equivalenti e non lineari si assomigliano sia per frequenza che valori del rapporto spettrale.

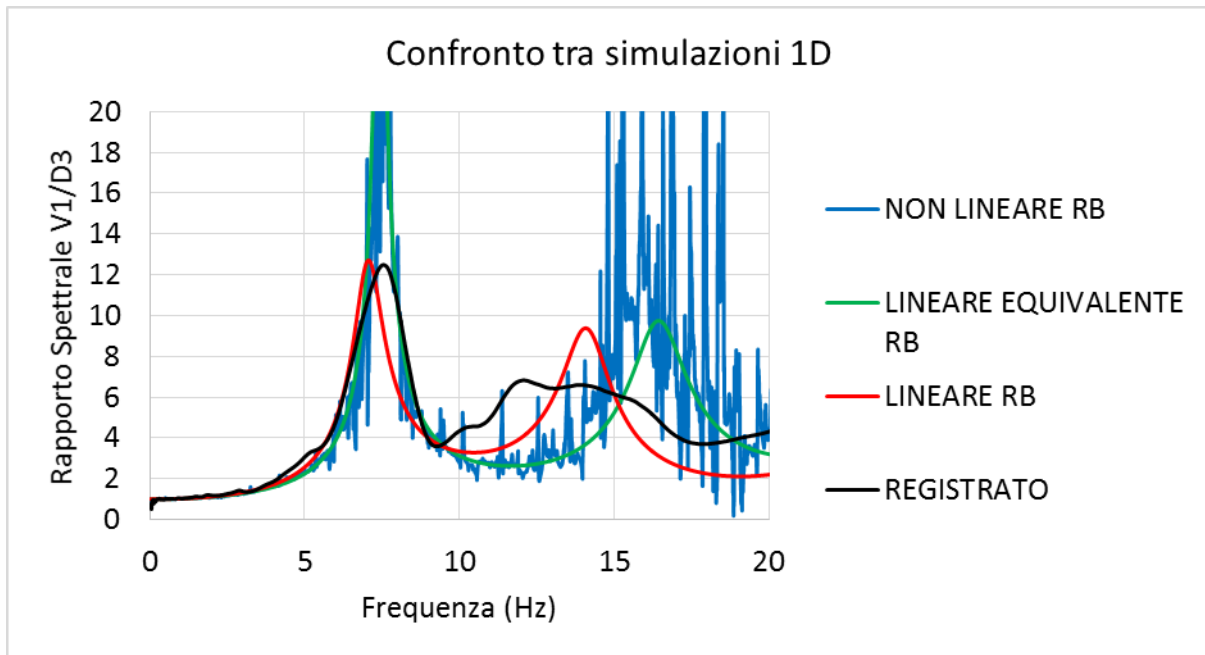


Figura 6. 31 Confronto tra simulazioni 1D per il caso di roccia di fondo perfettamente rigida

Si può inoltre valutare se l'analisi 1D, con le ipotesi stratigrafiche imposte al modello espresse in precedenza, riesce a cogliere il comportamento non lineare del sito. Per fare questo si impone come dato in input la registrazione accelerometrica in R2 (outcropping rock) nella sua componente Nord-Sud. Si esegue dunque sia una analisi lineare, sia una analisi non lineare, i dati relativi alla stratigrafia sono gli stessi utilizzati in precedenza.

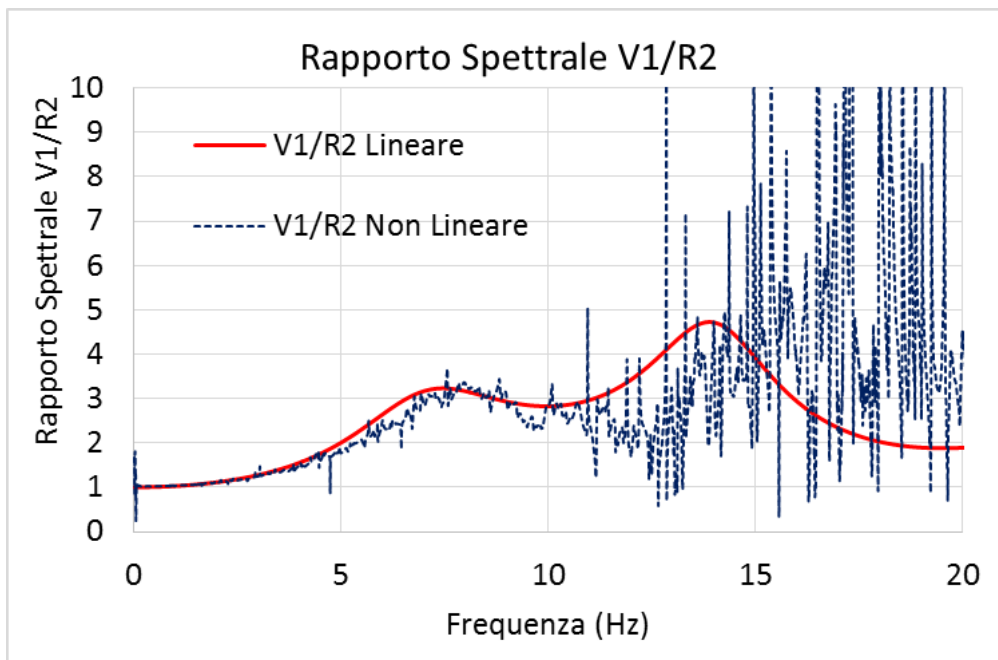


Figura 6. 32 Rapporto spettrale  $V1/R2$  ottenuto da analisi 1D lineare e non lineare, si è usata come input la storia temporale di accelerazione in R2 nella sua componente Nord-Sud.

Si osserva dunque in Figura 6.32 come per il picco ad alte frequenze vi sia uno spostamento di alcuni Hz dalla analisi lineare a quella non lineare, si vede infatti come il rapporto  $V1/R2$  lineare ha il picco più ampio localizzato a circa 14 Hz, mentre quello non lineare vede tale picco spostarsi fino a 15.5

Hz e crescere in ampiezza. Un comportamento simile ma molto meno accentuato lo si può notare per il primo picco del rapporto spettrale  $V1/R2$ , ma la differenza di ampiezza non è importante.

## 6.2 Simulazione 2D con software SPEED2D

Dopo aver effettuato differenti tipologie di analisi monodimensionali si vuole approcciare il problema della predizione dello scuotimento e della propagazione delle onde nel bacino alluvionale della Valle di Turkey Flat con una simulazione 2D. Per effettuare questa analisi si richiede l'uso del software SPEED2D, le cui peculiarità e aspetti matematici sono stati introdotti nel Capitolo 2 del presente elaborato.

Nel seguito si introdurrà il modello 2D utilizzato come dominio computazionale nel programma SPEED2D, le proprietà fisiche degli strati, verrà presentata la mesh utilizzata ed infine si mostreranno i risultati ottenuti dalla simulazione.

### 6.2.1 Litologia e proprietà fisiche

Al fine di individuare una sezione geologica utile alla simulazione e di facile identificazione si è ritenuto opportuno utilizzare una sezione trasversale della valle di Turkey Flat il cui asse sia parallelo alla direzione Nord-Sud.

Il bacino in esame, dopo aver consultato attentamente i dati ricavati dalla caratterizzazione di sito del 1988, può essere suddiviso in 3 differenti strati, ha una larghezza totale di 2150 metri ed uno spessore di circa 25 metri.

Il primo strato in superficie assume uno spessore di circa 3 metri e può essere considerato composto da due tipologie di materiali affiancati. Tali materiali consistono in argille aventi una velocità delle onde di taglio di 150 m/s per la porzione più a nord e di 135 m/s per il materiale posizionato più a sud. Entrambi i materiali sono contraddistinti da un peso specifico di  $15 \text{ kN/m}^3$ .

Il secondo strato ha uno spessore di circa 5 metri e si estende per tutta la larghezza del bacino. Anche in questo caso lo strato si compone di due differenti tipologie di materiale, nello specifico si tratta di sabbia mista ad argilla, la porzione posizionata più a sud ha una velocità  $V_s$  pari a 460 m/s, mentre il materiale più a nord è contraddistinto da valori di  $V_s$  pari a 275 m/s. Il peso specifico del materiale componente lo strato è di  $18 \text{ kN/m}^3$ .

Il terzo ed ultimo strato è formato da sabbia mista ad argilla, ha una velocità delle onde di taglio di 610 m/s e un peso specifico di  $19 \text{ kN/m}^3$ . Tale strato giace su roccia arenaria, avente una  $V_s$  di 1340 m/s e un peso specifico di  $22 \text{ kN/m}^3$ .

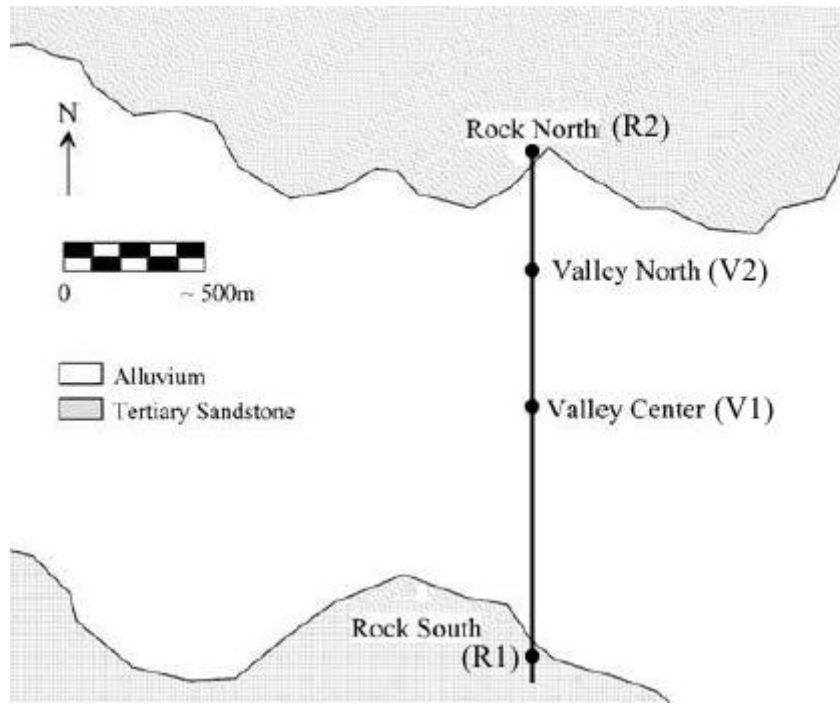


Figura 6. 33 Vista dall'alto della sezione trasversale alla valle di Turkey Flat riportata in Figura 6.33

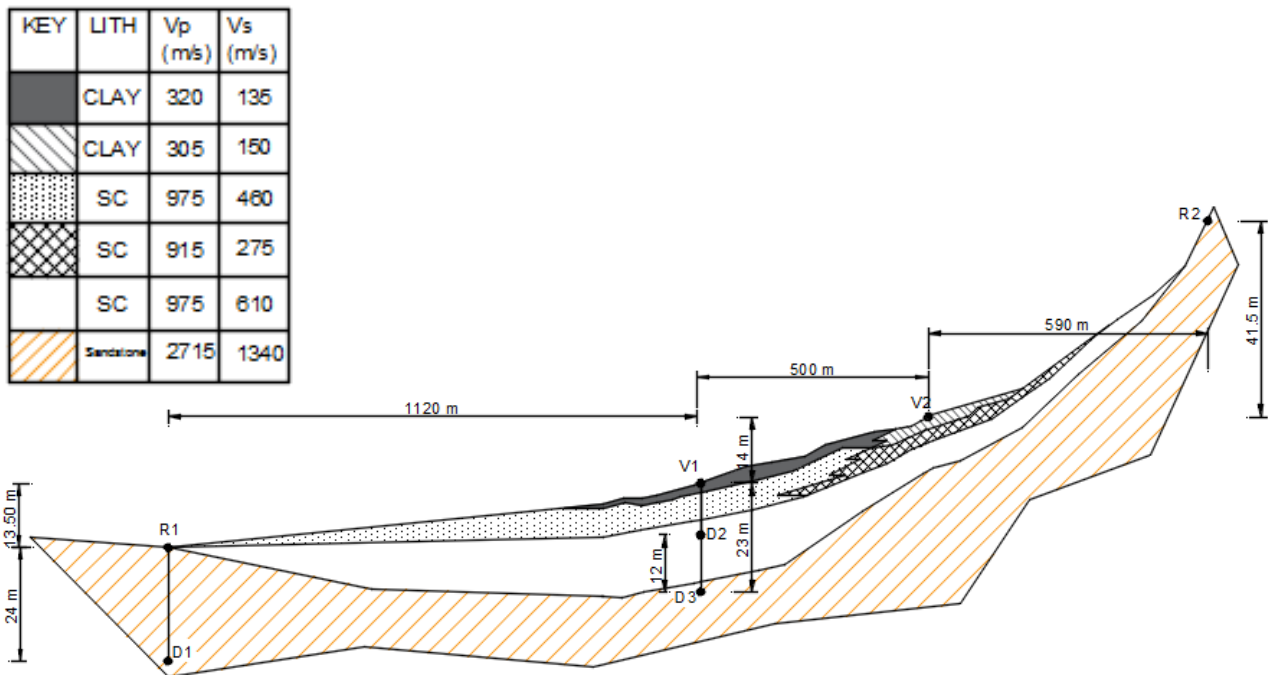


Figura 6. 34 Sezione Trasversale della Valle di Turkey Flat, passante per i punti R1, V1, V2, R2, si riportano inoltre le caratteristiche litologiche e di velocità delle onde di taglio e di volume degli strati identificati

### 6.2.2 Costruzione della mesh

Al fine di ottenere dei risultati soddisfacenti dalla simulazione bidimensionale bisognerà creare una mesh che risponda ai parametri di continuità e che soddisfino i criteri di discretizzazione spaziale.



Facendo riferimento quindi ai concetti introdotti nel Capitolo 2 del presente elaborato, si deve impiegare il teorema del campionamento spaziale di Nyquist per determinare la massima grandezza degli elementi spettrali componenti la mesh, al fine di evitare il fenomeno dell'aliasing.

Quindi per il materiale componente il primo strato del bacino, considerando una frequenza massima di 15 Hz, si valuta una grandezza dell'elemento spettrale massima di circa 5 metri.

Riguardo all'area appartenente al secondo strato del bacino e posto più a Nord si utilizza sempre un intervallo di 5 metri, mentre per quanto riguarda la porzione meridionale, avendo una velocità  $V_s$  maggiore, si adotta un  $\Delta x$  pari a 10 metri.

Per quanto riguarda il terzo strato componente il bacino si utilizza un  $\Delta x$  uguale a 10 metri, inferiore al massimo applicabile che si è valutato essere pari a circa 20 metri.

Oltre alla discretizzazione del bacino si deve anche assegnare un dominio computazionale composto interamente dalla roccia di base. Al fine di applicare il metodo DRM si dovrà isolare il bacino con un cordone di roccia avente lo spessore di un solo elemento spettrale. Il dominio esterno al DRM non necessita particolari accorgimenti.

La roccia arenaria si può dunque discretizzare con elementi spettrali aventi un intervallo di 40 metri, sia essa interna al DRM che esterna ad esso.

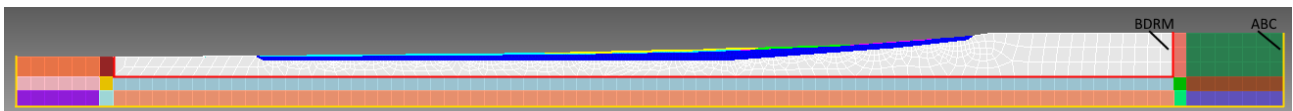


Figura 6. 35 Mesh usata nella simulazione con SPEED2D, si evidenzia in rosso il contorno DRM e in giallo il contorno ABC dove si porranno le condizioni al contorno assorbenti

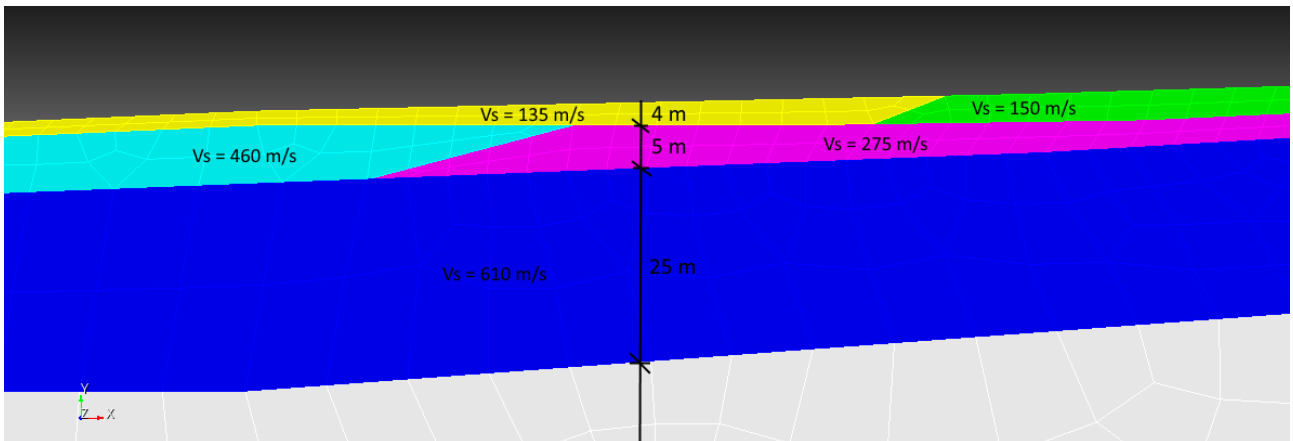


Figura 6. 36 Punto centrale del bacino in cui si vedono le intersezioni dei 5 strati di materiale

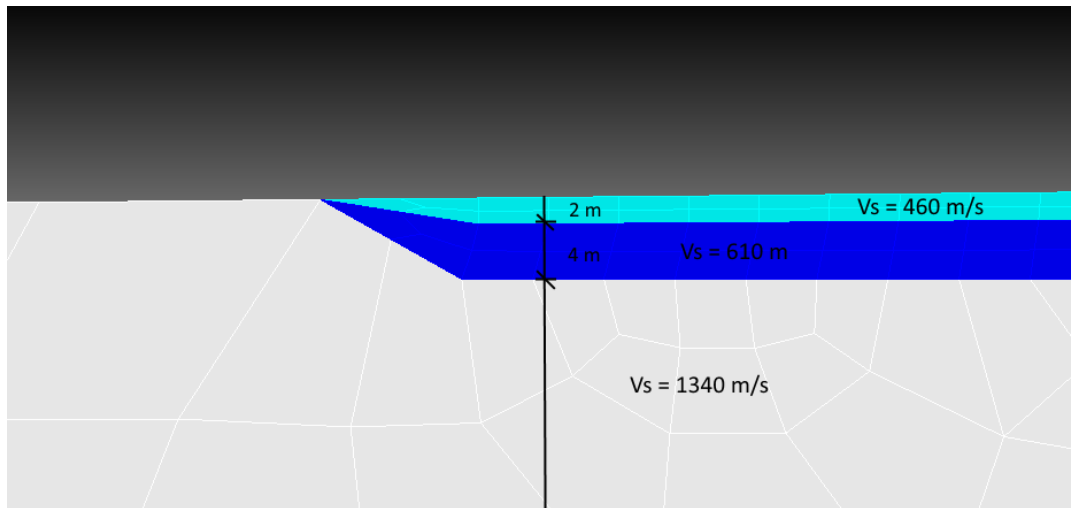


Figura 6. 37 Estremo meridionale del bacino

### 6.2.3 Risultati della simulazione 2D

Per effettuare l'analisi bidimensionale si considera come input la storia temporale di spostamento in R1 nella componente parallela alla sezione trasversale considerata, quindi la componente Nord-Sud.

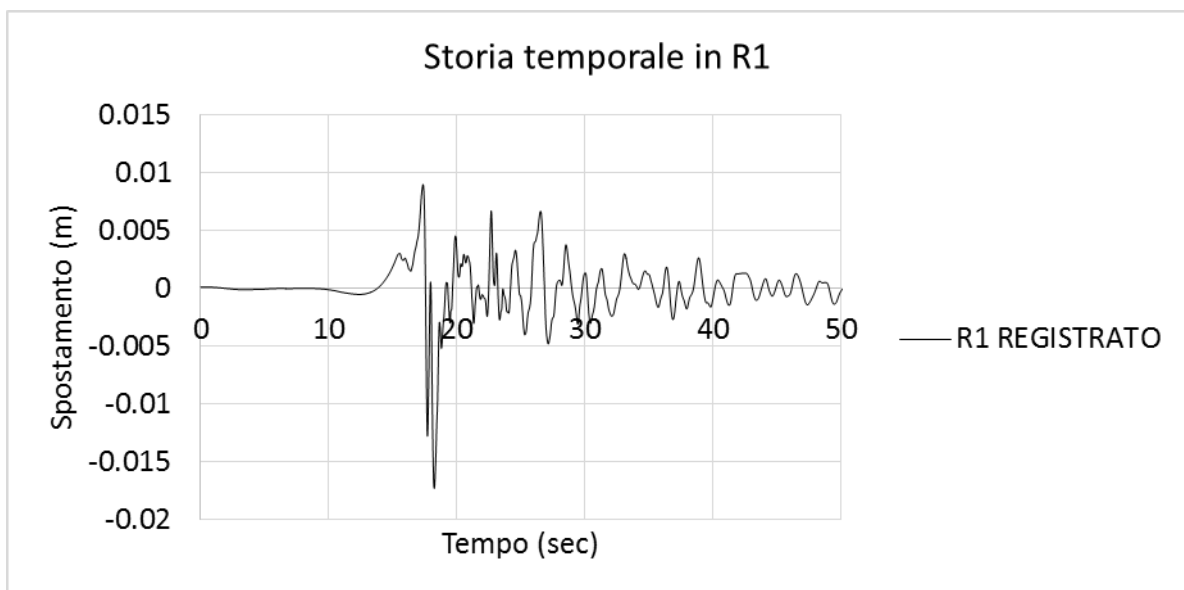


Figura 6. 38 Storia temporale di spostamento in ingresso

I punti di monitoraggio scelti per osservare i risultati dell'analisi in superficie sono 38, ma nel seguito ci si concentrerà sul confronto dei risultati ottenuti in punti caratteristici della superficie del bacino, in particolare si fa riferimento alle stazioni R1, R2, V1 e V2 già analizzate nel precedente Capitolo 5.

Quello che ci si aspetta dai risultati dell'analisi è di osservare una storia temporale di spostamento inalterata per quanto riguarda le stazioni R1 ed R2, che viaggia in roccia e non subisce amplificazioni. Nelle stazioni V1 e V2, poste al centro del bacino, si prevede una amplificazione e una modificazione del segnale. Questo a causa degli effetti di amplificazione topografica e di amplificazione di sito, dipendente dalla differenza di impedenza acustica tra strati sovrapposti.

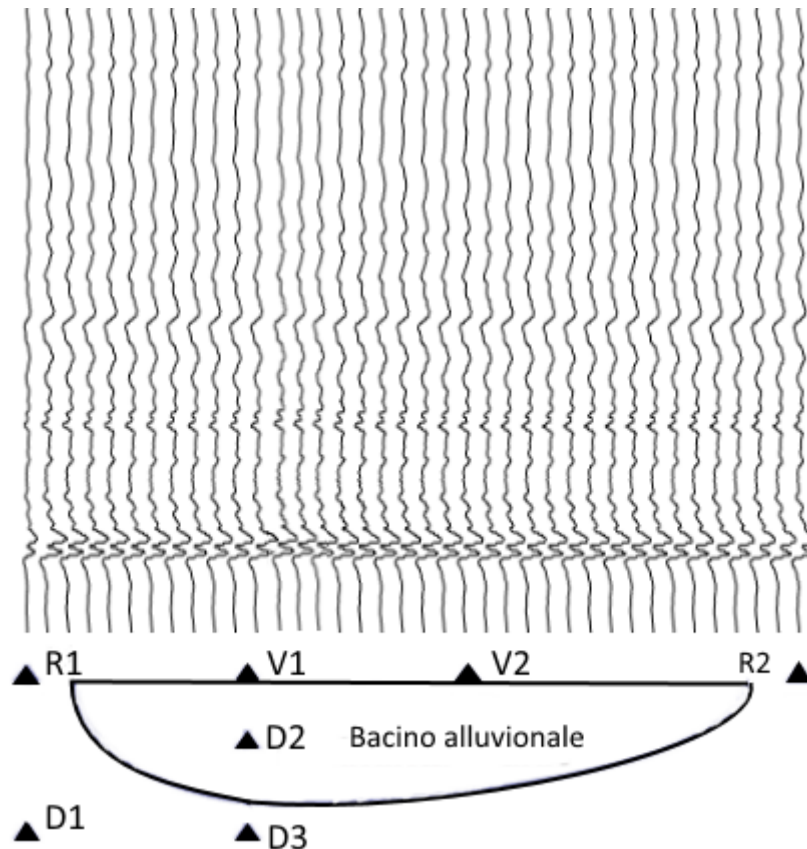


Figura 6. 39 Storie temporali di spostamento in corrispondenza di 38 punti presenti sulla sezione della valle di Turkey Flat

Osservando la Figura 6.39 si nota come il confronto tra simulazione e registrazione in R1 dia un riscontro positivo, poiché i due segnali coincidono perfettamente, ciò vuol dire che gli effetti del bacino non si risentono nella stazione R1 e i criteri per una corretta simulazione numerica sono rispettati.

Nelle Figure 6.40 e 6.41 si valutano i rispettivi confronti nei ricevitori V1 e V2, il valore di spostamento di picco è leggermente sovrastimato in entrambi i casi, ma l'andamento globale delle simulazioni è aderente a quello registrato.

In Figura 6.42 si riporta invece il confronto per la stazione R2, qui si nota come vi sia una sovrastima del picco di spostamento, da 0.0125 m registrati a 0.0175 m predetti. Si nota dunque come la conformazione del terreno nelle stazioni agli estremi del bacino sia abbastanza diversa, nonostante i dati di caratterizzazione facciano riferimento al medesimo materiale roccia arenaria.

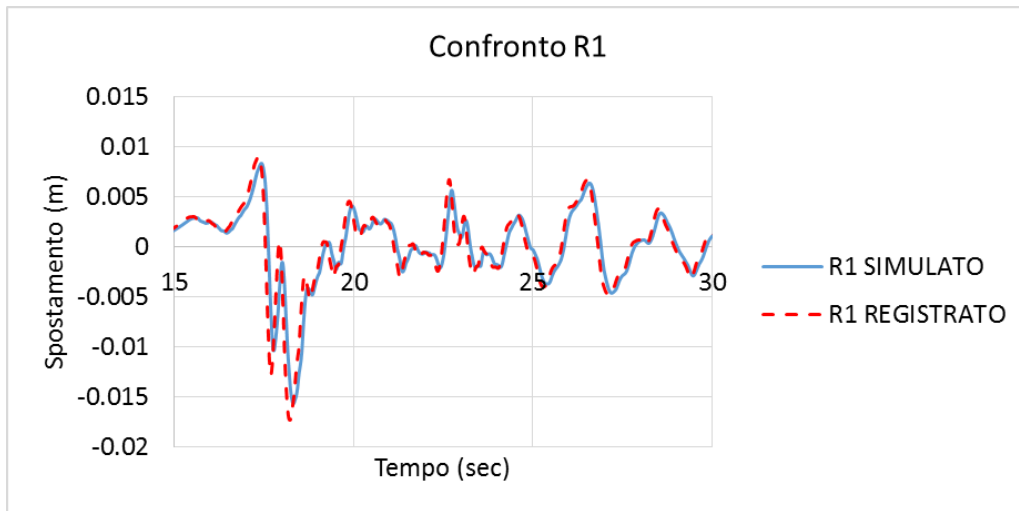


Figura 6. 40 Confronto tra simulazioni 2D e registrazioni della storia temporale di spostamento nel caso del ricevitore R1

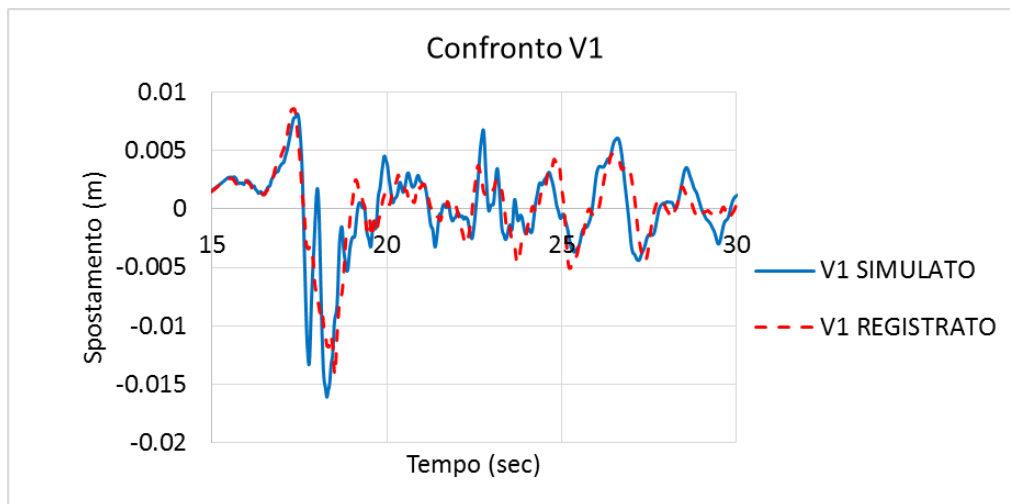


Figura 6. 41 Confronto tra simulazioni 2D e registrazioni della storia temporale di spostamento nel caso del ricevitore V1

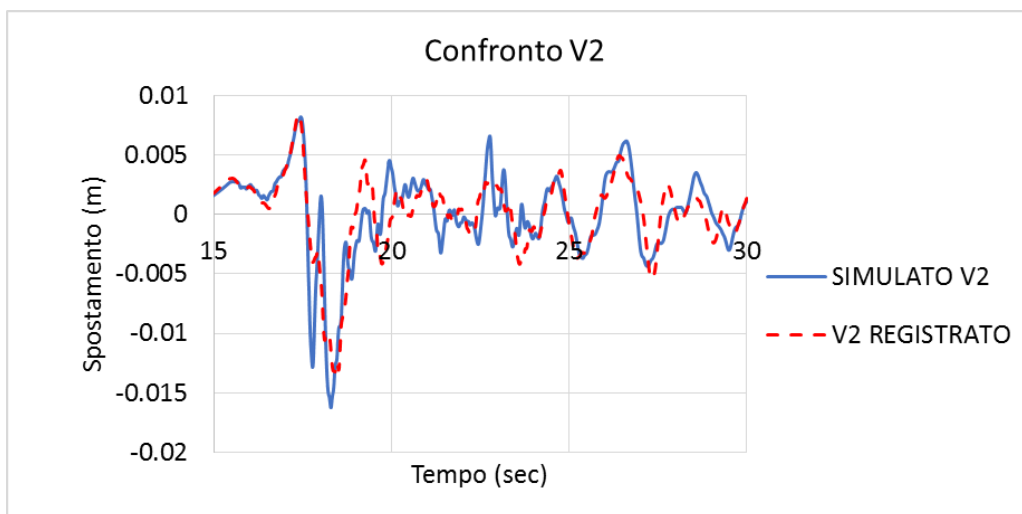


Figura 6. 42 Confronto tra simulazioni 2D e registrazioni della storia temporale di spostamento nel caso del ricevitore V2

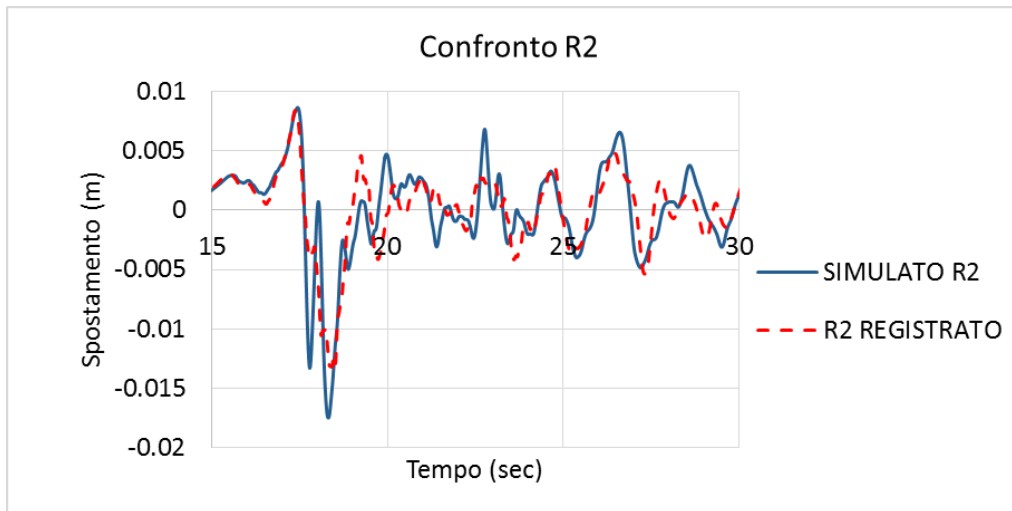


Figura 6. 43 Confronto tra simulazioni 2D e registrazioni della storia temporale di spostamento nel caso del ricevitore R2

Di seguito si passa all'analisi in termini di spettri di risposta, si vuole capire come, in termini di frequenza, l'analisi approssima i dati osservati.

In Figura 6.43 si riporta invece il confronto riguardo al rapporto spettrale R1/D1, ovvero tra il ricevitore posto in superficie su roccia affiorante nell'estremo Sud del bacino e il ricevitore ad una profondità di 24 metri. I dati riportati fino ad una frequenza di 15 Hz coincidono piuttosto bene, ad una frequenza di 2 Hz la simulazione è al di sotto dei dati registrati, con valori inferiori, seppur di poco, all'unità.

In Figura 6.44 il rapporto V1/R1 corrisponde in modo soddisfacente a quanto osservato dalle registrazioni, approssima bene il picco ad alta frequenza e l'andamento a frequenze minori.

Il rapporto V2/R1 viene proposto in Figura 6.45, i picchi predetti sono più avanzati rispetto a quelli osservati dalle registrazioni, anche il valore di amplificazione non viene correttamente identificato, questo potrebbe portare a dei dubbi nei riguardi della modellazione nella parte settentrionale della valle o all'uso scorretto dell'input R1 anche per l'area Nord.

Il confronto riportato in Figura 6.46 mostra come il rapporto R2/R1 predetto sia totalmente diverso da quello osservato, questo è dovuto al fatto che essendo il dato di input pari a R1 il rapporto della simulazione assume valore unitario quasi per tutto il range di frequenze. Ma se si esamina il rapporto R2/R1 ottenuto dalle analisi delle osservazioni si nota come abbia un andamento molto diverso, dovuto al fatto che il modo di propagarsi dell'onda delle due conformazioni rocciose agli estremi del bacino sia avvenuto in maniera differente. Questo a causa di una differente topografia e di una diversa litologia.

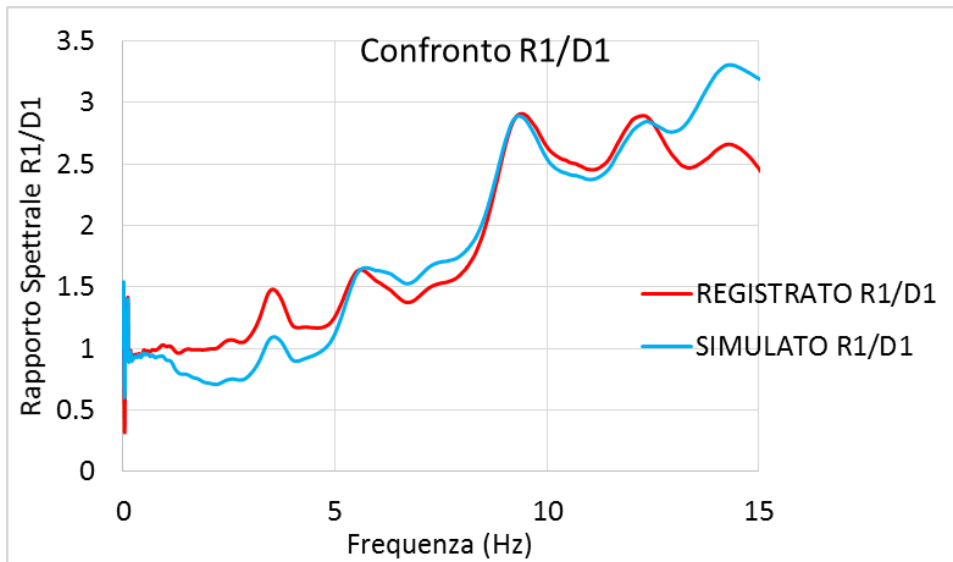


Figura 6. 44 Confronto in termini di rapporto spettrale R1/D1 tra simulati e registrati

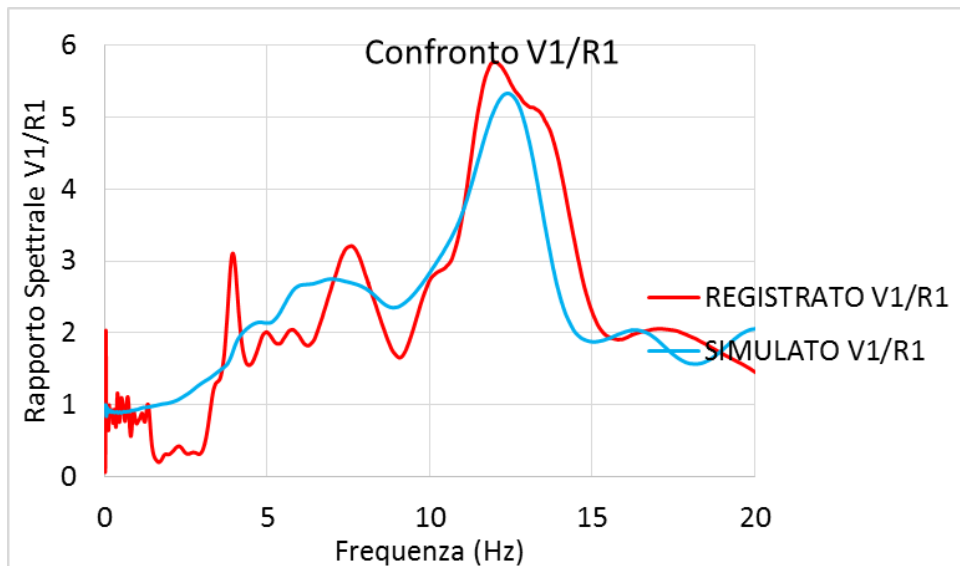


Figura 6. 45 Confronto in termini di rapporto spettrale V1/R1 tra simulati e registrati

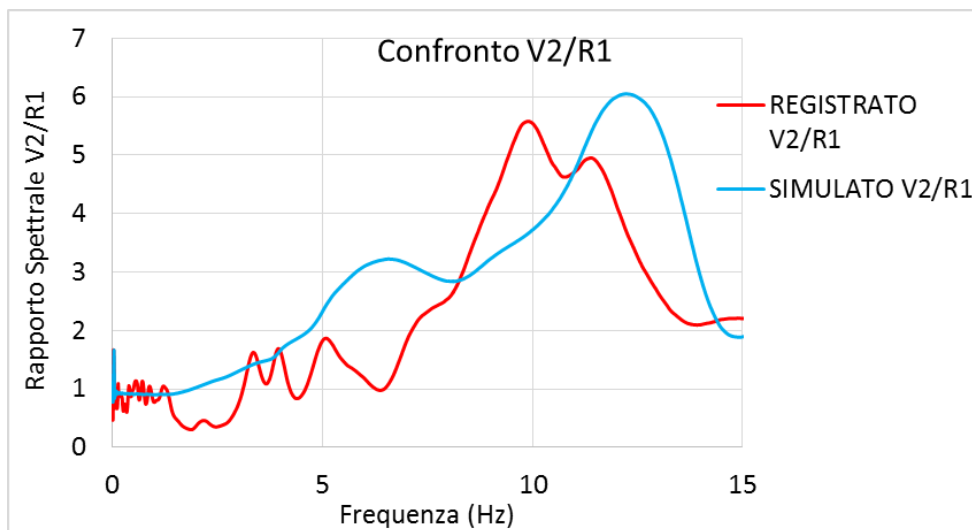


Figura 6. 46 Confronto in termini di rapporto spettrale V2/R1 tra simulati e registrati

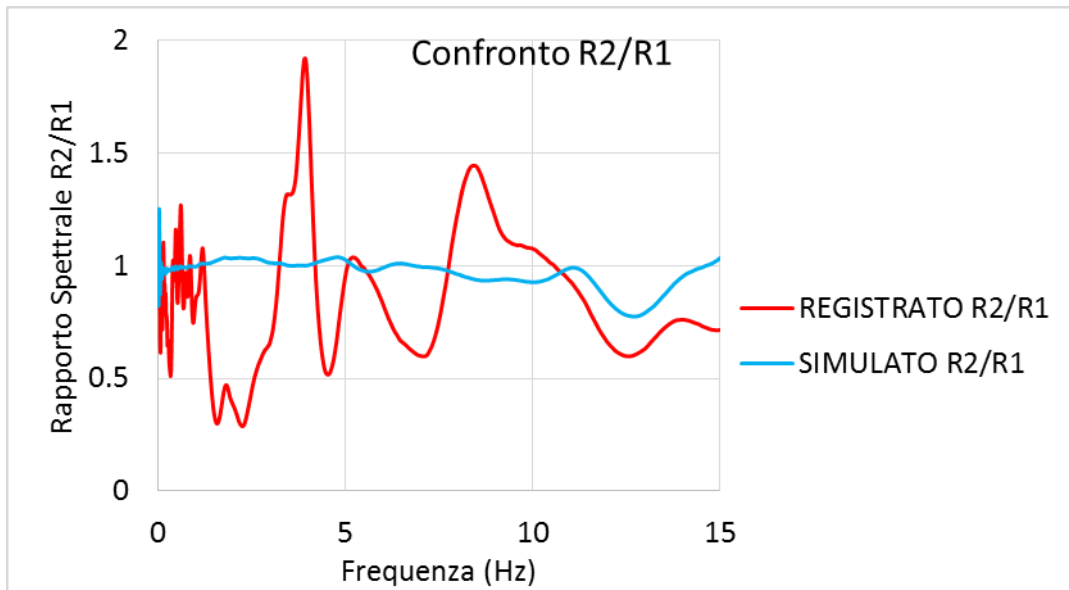


Figura 6. 47 Confronto in termini di rapporto spettrale R2/R1 tra simulati e registrati

Infine si vuole analizzare il rapporto V1/D3 utile per effettuare confronti anche con le simulazioni 1D presenti nel sottocapitolo precedente. Se si trascurano le amplificazioni a 2 e 3 Hz si vede come predizioni e osservazioni corrispondano sia in frequenza che in ampiezza.

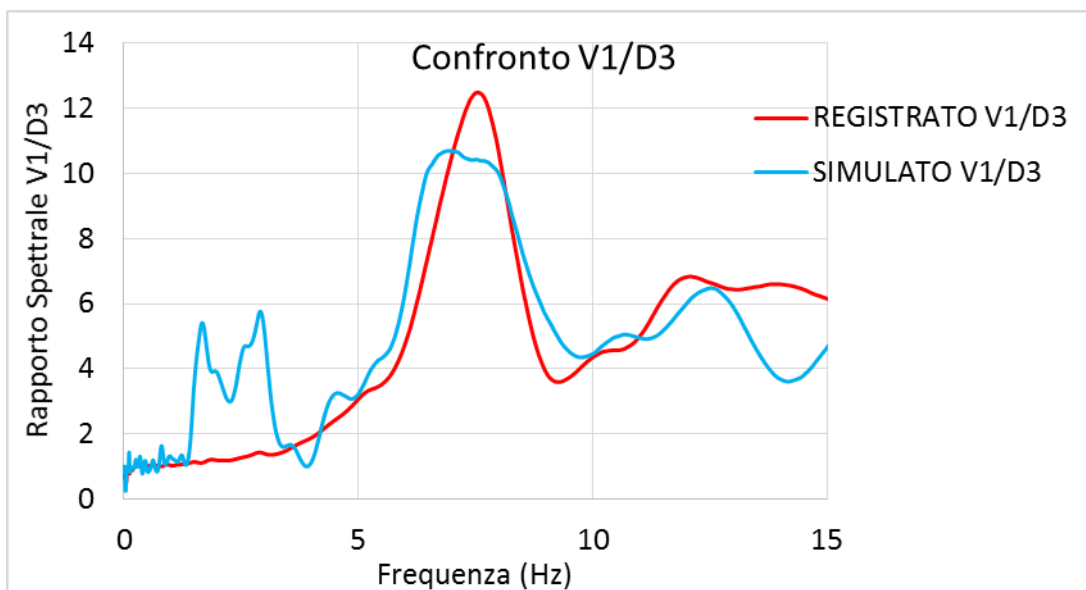


Figura 6. 48 Confronto in termini di rapporto spettrale V1/D3 tra simulati e registrati

### 6.3 Confronto tra simulazioni 1D e 2D

Si vuole infine capire se la simulazione 2D offra una migliore interpretazione del problema rispetto alle analisi monodimensionali. Quindi si confronterà la storia temporale di spostamento in V1 e i rapporti spettrali V1/D3 e V1/R1.

In Figura 6.49 si mostrano le due tipologie di sezioni utilizzate per la simulazione monodimensionale con DeepSoil e per la simulazione bidimensionale con SPEED 2D.

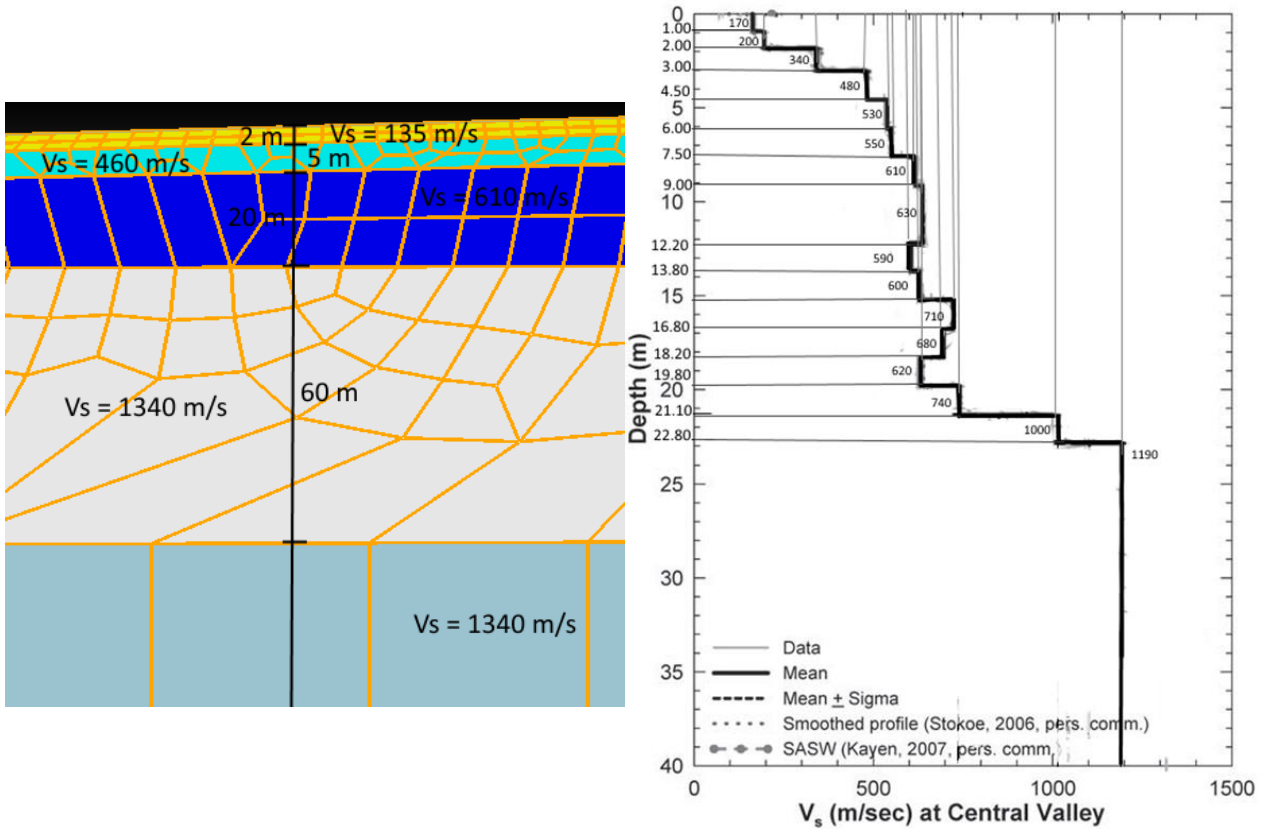


Figura 6. 49 A sinistra si riporta la sezione utilizzata in corrispondenza del borehole V1-D2-D3 nella simulazione con SPEED2D, mentre a destra si mostra il profilo di velocità utilizzato nella simulazione 1D con DeepSoil

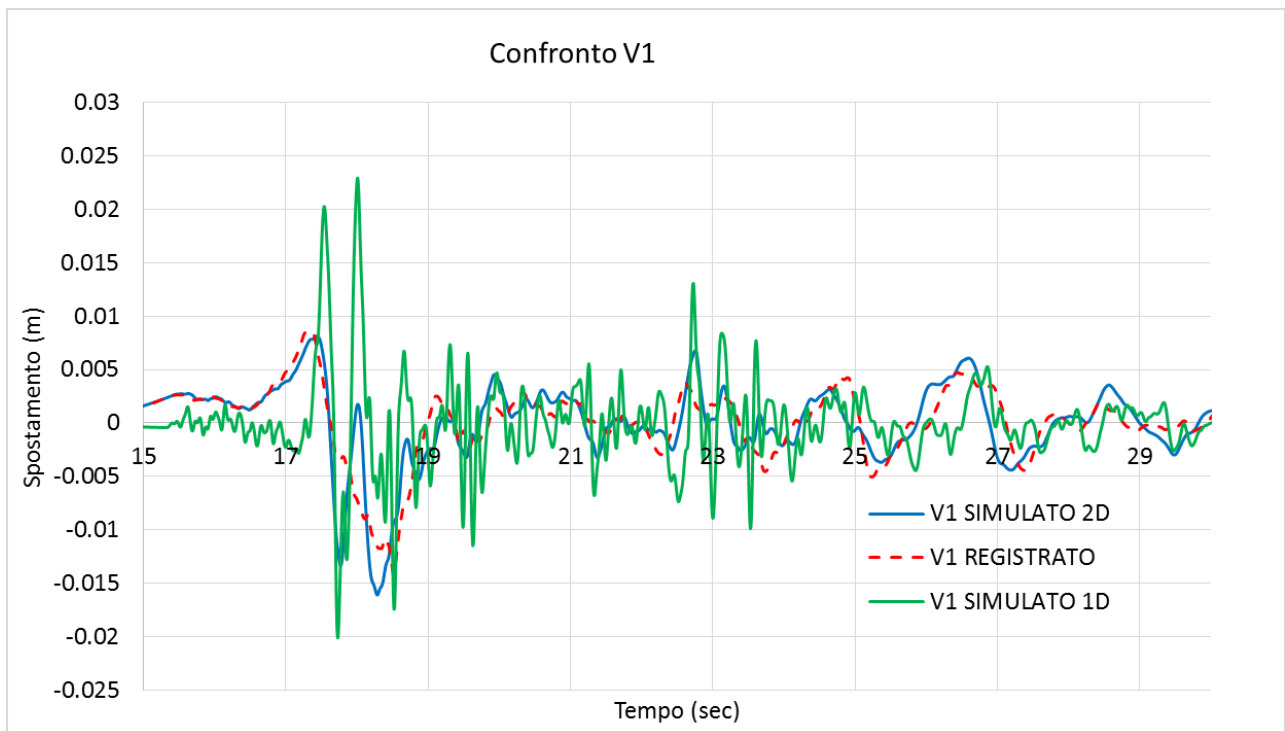


Figura 6. 50 Confronto in corrispondenza della stazione V1 tra dato registrato, dato simulato 1D e dato simulato 2D.



In Figura 6.50 vengono mostrate le storie temporali di spostamento derivanti dai dati registrati, dalla simulazione 1D e dai risultati della simulazione 2D. La simulazione monodimensionale mostra dei picchi più elevati in termini di spostamento, ma localizzati nelle medesime posizioni dei massimi simulati con SPEED2D.

Si riportano inoltre le Figure 6.51 e 6.52 inerenti ai rapporti spettrali  $V1/R1$  e  $V1/D3$  rispettivamente.

In entrambi gli andamenti si osserva una aderenza assai maggiore alle osservazioni da parte delle analisi bidimensionali, che approssimano correttamente sia in termini di frequenza che di ampiezza del rapporto spettrale. Questo è positivo poiché significa che la modellazione 2D è stata eseguita correttamente, sia in termini di discretizzazione spaziale del problema che in termini di parametri fisici e meccanici del materiale. Si conferma dunque come la caratterizzazione di sito del 1988 sia stata valida per effettuare una analisi 2D della valle di Turkey Flat.

Le simulazioni 1D pagano il fatto di non poter introdurre nel problema la topografia, che nel caso di un bacino è una componente molto rilevante, e il dominio spaziale, che quindi rende difficile approssimare l'andamento e la propagazione delle onde dalla sorgente al sito di riferimento. Sicuramente la modellazione bidimensionale permette una accuratezza migliore, anche grazie alla possibilità di definire la topografia del sito e non limitarsi a una successione di strati piano-paralleli.

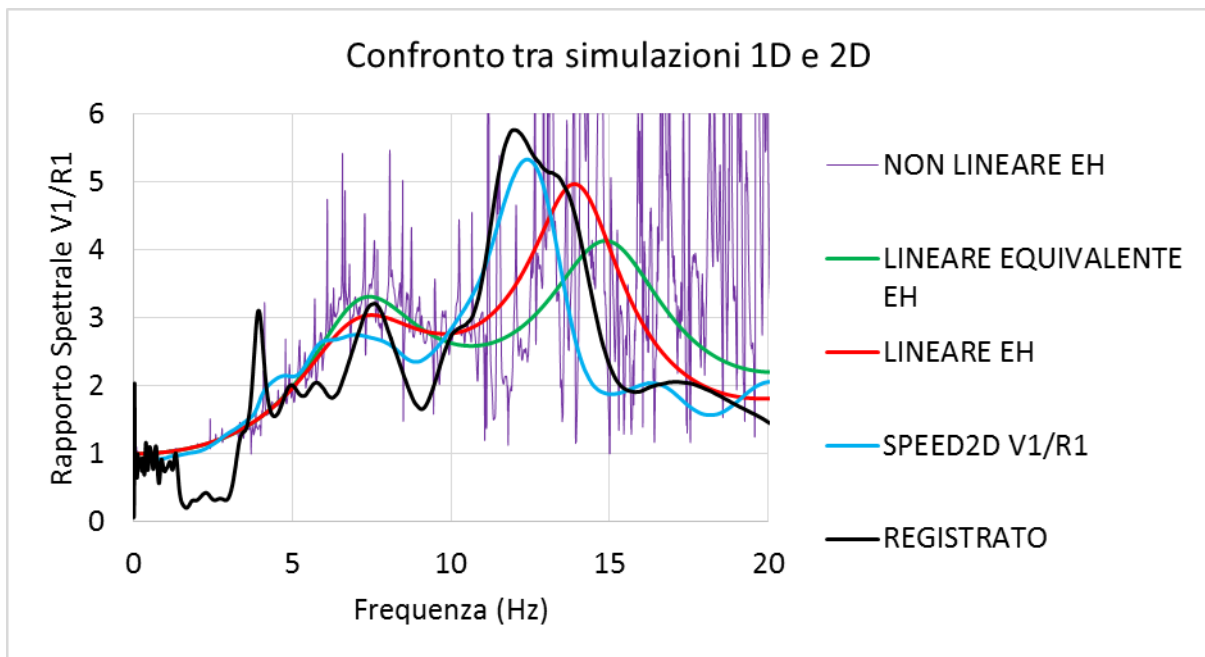


Figura 6. 51 Confronto tra simulazioni 1D e 2D nel caso del rapporto  $V1/R1$

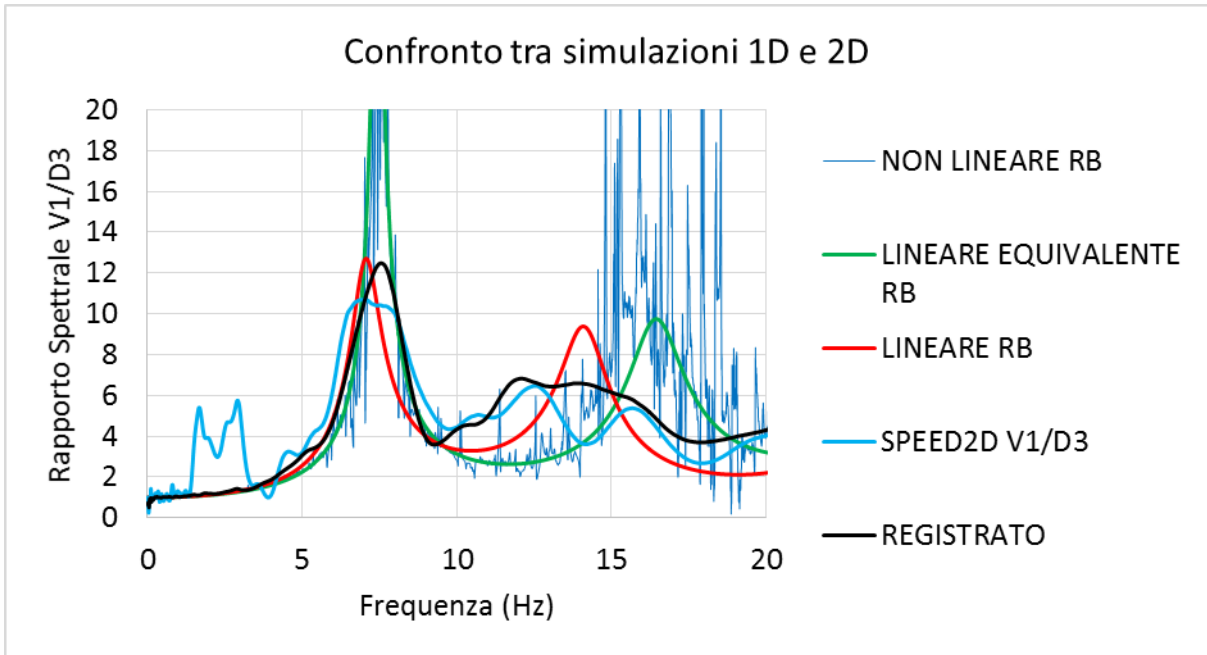


Figura 6. 52 Confronto tra simulazioni 1D e 2D nel caso del rapporto V1/D3

## Conclusioni

In questo elaborato si sono utilizzati alcuni dei metodi disponibili in letteratura e nel campo della sismologia al fine di effettuare una previsione dello scuotimento sismico del terreno e di valutare e capire alcuni degli aspetti di maggiore interesse, primi fra tutti effetti di sorgente ed effetti di sito. Questo è stato possibile grazie alla quantità importante di dati registrati durante il terremoto di Parkfield 2004, M 6.0, avente epicentro appunto nella cittadina di Parkfield in California.

La prima parte dello studio ha visto come protagonista l'intera area intorno a Parkfield, si sono analizzati i dati di 45 stazioni accelerometriche CGS e si sono messi in evidenza alcuni aspetti peculiari derivanti dalla rottura della faglia di San Andreas.

In primis è stato osservato un ritardo delle registrazioni dovuto all'effetto di propagazione dell'onda sismica. Un ulteriore aspetto è emerso analizzando le storie di spostamento delle famiglie di ricevitori disposti perpendicolarmente alla faglia, ovvero è possibile individuare la zona di faglia grazie al cambio di polarità della registrazione. Se ci si trova nell'intorno dell'area dove la rottura sta propagando le componenti normali alla faglia di accelerazione, velocità e spostamento sono maggiori rispetto a quelle parallele. Il valore massimo di PGA (direzione Est-Ovest) è di 1.32 g, mentre per quanto riguarda le PGV (direzione Est-Ovest) è di 83.08 cm/s in corrispondenza della stazione accelerometrica FZ14.

L'analisi in termini di PGA e PGV viene fatta avvalendosi del confronto con la GMPE di Boore&Atkinson, questo porta ad una discreta corrispondenza per le stazioni nell'intorno di 10 km, grazie alla creazione di mappe di distribuzione si sono potuti osservare i valori maggiori condensarsi in prossimità dell'estremo meridionale della faglia, lungo il profilo Cholame.

Si può dire inoltre che componente verticale di accelerazione rimane sempre minore di quella orizzontale.

L'effetto di direttività viene valutato utilizzando sempre l'equazione di Boore&Atkinson a titolo di confronto, si osservano i valori maggiori i PGA e PGV per le stazioni vicine alla faglia e che stanno lungo la direzione di propagazione della rottura.

Successivamente si sono voluti comparare i dati osservati con la GMPE di Boore&Atkinson tramite mappe di residui e si è riscontrata una sovrastima della stessa nelle zone centrali della faglia, mentre agli estremi le registrazioni erano superiori delle predizioni, questo a causa di effetti direzionali non colti dall'equazione B&A.

Al fine di cogliere l'aspetto direttivo si è arricchita la precedente GMPE con il modello di Bayless&Somerville, al fine di tenere in considerazione eventuali variazioni del campo di moto nelle zone vicine alla sorgente. Si sono quindi ricalcolati i residui, e ciò ha portato una loro modificazione nelle stazioni agli estremi della faglia, essi infatti si sono abbassati in tali zone, migliorando il fattore di sicurezza della predizione.

Si è ritenuto necessario arricchire la predizione dello scuotimento del suolo con l'implementazione del software Hisada, attraverso l'applicazione del modello di distribuzione di slip di Custodio et al. (2005) e confronto con i dati registrati in termini di storie di velocità. Come risultato da tale analisi è emerso come la sensibilità dei risultati dipende fortemente dalle ipotesi iniziali sulla posizione dell'ipocentro lungo la faglia e sua immersione ed inoltre la localizzazione delle zone di slip rispetto ad esso. Infatti la mancanza di dettaglio nella stratigrafia e topografia ha portato a sottostime consistenti in alcune stazioni, poiché si sono trascurati gli effetti di amplificazione locale.

Le mappe di distribuzione di PGV, PGD, Sa e Sd mostrano un marcato effetto direttivo nell'area Nord-Ovest per la componente normale. Inoltre i valori di spostamento maggiori si hanno nell'area ad ovest rispetto alla faglia, questo è sicuramente dovuto all'assunzione di due stratigrafie diverse aventi velocità minori nella zona occidentale.

Si è visto come difficilmente si riescano a raggiungere i picchi massimi registrati in termini di PGV, ma la distribuzione spaziale è buona ed evidenzia peculiarità simili a quanto già osservato dalle registrazioni accelerometriche reali, ovvero una distribuzione a lobi per la componente parallela a partire dall'epicentro e un effetto direttivo verso l'estremo settentrionale per la componente normale alla faglia.

Il modello di Hisada va a sovrastimare i dati nella parte centrale della faglia, mentre si vede una sottostima dei valori massimi agli estremi della zona di rottura. Questo è sicuramente dovuto all'applicazione del modello di slip di Custodio et al.. Quindi se si volesse arrivare ad una predizione quasi esatta si dovrebbe modificare la distribuzione dello scorrimento in modo da aumentare lo spostamento relativo agli estremi e diminuirlo nella parte centrale. Tale sviluppo esula dal fine di tale elaborato ma potrà essere tenuto in considerazione per eventuali sviluppi futuri.

Si può dire che entrambi i metodi di predizione, Hisada e GMPE, sono validi se opportunamente supportati da ipotesi solide sulle caratteristiche del sisma che si vuole andare a studiare e sulla caratterizzazione del territorio. Hisada inoltre permette la costruzione di mappe di distribuzione che sono utili al fine di comprendere quali zone sono maggiormente sollecitate dallo scuotimento, ma non sempre i valori massimi coincidono con la realtà.

Nella seconda parte dell'elaborato ci si focalizza sulla valle di Turkey Flat e si è osservato come gli effetti di sito possano modificare il segnale. Come base di partenza è stata utilizzata l'esperienza di blind prediction test del 1987.

Dallo studio dei rapporti spettrali in termini di spettri di Fourier, esaminando i ricevitori disposti lungo la valle di Turkey Flat, emerge una frequenza di risonanza nell'intorno di 7 Hz ed un secondo picco ad una frequenza maggiore, circa 12 Hz.

I rapporti spettrali riferiti alla roccia arenaria a Sud ed a Nord della valle sono diversi, nonostante la caratterizzazione di sito non abbia rilevato differenze evidenti. Le medesime caratteristiche si osservano valutando la media degli aftershocks, avvenuti nei minuti e nei giorni successivi al sisma principale.

Aspetto interessante è la presenza di un buco spettrale nell'intorno dei 2 Hz per tutti i rapporti riferiti a R1, questa deamplificazione avviene solamente per il caso R1 e non ne è chiaro il motivo, probabilmente è dovuto ad un effetto di propagazione dell'onda nella valle o all'interferenza distruttiva tra l'onda discendente e risalente il borehole.

Il rapporto spettrale  $V1/R1$  è inferiore al valore medio degli aftershocks, questo potrebbe essere un segno distintivo di presenza di effetti non lineari di sito, questi vengono rilevati però ad alte frequenze, ovvero si osserva per il rapporto  $V1/R1$  e  $V1/R2$  un aumento di frequenza di picco ed un aumento del rapporto passando da magnitudo 6.0 M agli aftershocks, i quali hanno una magnitudo dai 4.0 M ai 5.0 M.

Questo potrebbe nascere dal fatto per il quale le alte frequenze rimangono confinate negli strati più superficiali, dove gli sforzi generati dal peso proprio del terreno sono i più bassi e quindi la suscettibilità alla non linearità è la più alta.

Dopo aver studiato le registrazioni in Turkey Flat si è deciso di simulare i rapporti spettrali precedenti con delle analisi monodimensionali e bidimensionali. L'analisi 1D lineare viene effettuata sia considerando un semispazio elastico, sia una roccia perfettamente rigida, la simulazione non porta risultati soddisfacenti per bassi periodi. A basse frequenze la frequenza di risonanza è intercettata in modo quasi ottimale ed anche il valore del picco viene bene approssimato. Utilizzando la versione dell'analisi monodimensionale lineare equivalente, quindi introducendo un metodo iterativo al fine di trovare modulo di taglio e fattore di smorzamento compatibili con il livello deformativo del materiale, si ricavano risultati caratterizzati da una evidente difficoltà nel simulare i dati reali ad alte frequenze. Come ultima simulazione 1D si effettua una analisi non lineare, in questo caso si osserva

una buona approssimazione della frequenza di risonanza e del valore del picco per i rapporti  $V1/R1$  e  $V1/D3$ , simile all'analisi lineare equivalente.

Inoltre si è voluta affrontare un'analisi bidimensionale utilizzando il software SPEED 2D, quindi si è adottata una sezione trasversale della valle, ricavata dalle indagini di caratterizzazione di sito effettuate nel 1987, si è dovuta discretizzare tale sezione suddividendola in strati con proprietà differenti e realizzare una mesh di elementi spettrali che soddisfi il teorema di Nyquist al fine di evitare il fenomeno di aliasing. Per prima cosa si sono confrontate le storie di accelerazione nei punti superficiali, ottenendo risultati soddisfacenti, ma cosa più importante si vogliono osservare i risultati in termini di rapporti spettrali. La comparazione è soddisfacente fino a frequenze di 15 Hz, importante aspetto riguarda il rapporto tra le due stazioni su roccia affiorante disposte agli estremi opposti della valle, ovvero il rapporto dei registrati mostra evidenti diversità in termini di frequenza, questo porta a dire che le caratteristiche della roccia arenaria devono essere forzatamente differenti tra i due punti R1 ed R2. Un altro particolare di rilievo riguarda la deamplificazione in corrispondenza di 2 Hz rilevata per i rapporti interessanti i dati registrati in riferimento alla stazione R1, questa non viene evidenziata dalle simulazioni 1D e 2D. Tale fatto mette in risalto la difficoltà di simulare correttamente e nei particolari un evento sismico in mancanza di informazioni approfondite sulla geometria, sulla topografia e sulla litologia del sito da esaminare.

Confrontando infine l'accuratezza delle simulazioni 1D e 2D si vede che sicuramente la modellazione bidimensionale permette una accuratezza migliore, anche grazie alla possibilità di definire la topografia del sito e non limitarsi a una successione di strati piano-paralleli.

Si può concludere quindi dicendo che la letteratura in materia sismologica fornisce un ampio spettro di metodi e modelli per predire con ragionevole approssimazione lo scuotimento del suolo nell'intorno dell'epicentro, a seguito di una attenta indagine stratigrafica e topografica. Importante inoltre tenere in considerazione gli effetti di sito, che possono portare ad effetti di amplificazione importanti e provocare danni ingenti al territorio.

Ulteriori estensioni di tale studio possono consistere in un'analisi ad elementi spettrali nelle tre dimensioni, nella quale si dovrà ricostruire la geometria del territorio, migliorando dunque gli aspetti riguardanti la topografia e la morfologia del terreno e si dovrà immettere nel software l'informazione riguardante la posizione della faglia e dell'ipocentro. Si potrebbero inoltre ripetere le simulazioni modificando i parametri utilizzati al fine migliorare le prestazioni in termini predittivi.

## APPENDICE 1

In questa appendice si riportano le mappe di distribuzione spaziale di PGV e PGA del terremoto di Parkfield del 28 settembre 2004 ottenute dall'analisi dei dati registrati, per tutte e 45 le stazioni CGS. Nella Tabella A1.1 si riportano i valori delle quantità esaminate in termini di PGV.

Tabella A1. 1

Stazione	PGV(FN)	PGV(FP)	PGV(UP)	PGV(FN/FP)	PGV(V/H)
36415	8.46	7.48	2.58	1.13	0.32
36416	10.29	10.47	3.44	0.98	0.33
36414	20.13	11.12	4.89	1.81	0.33
36408	19.61	29.09	11.51	0.67	0.48
36421	7.43	7.52	4.09	0.99	0.55
36420	16.56	15.67	4.60	1.06	0.29
36454	20.92	13.09	4.99	1.60	0.30
36431	18.00	20.05	7.30	0.90	0.38
36449	16.35	14.73	8.78	1.11	0.57
36433	12.04	6.97	3.09	1.73	0.34
36439	8.33	10.10	2.21	0.82	0.24
36529	8.96	16.90	4.66	0.53	0.38
36520	4.68	10.01	3.70	0.47	0.54
36419	29.46	40.56	15.86	0.73	0.46
36519	5.10	7.88	3.88	0.65	0.61
36422	14.84	4.74	4.18	3.13	0.50
36518	3.27	8.03	4.49	0.41	0.88
36407	69.71	47.52	9.84	1.47	0.17
36453	11.32	26.30	9.66	0.43	0.56
36437	12.19	5.76	2.81	2.12	0.34
36443	11.21	25.05	3.49	0.45	0.21
36434	6.67	6.07	2.68	1.10	0.42
36138	17.61	57.81	9.60	0.30	0.30
36452	21.97	52.23	10.10	0.42	0.30
36228	50.55	47.93	14.75	1.05	0.30
36410	15.13	44.73	9.75	0.34	0.37
36230	14.03	23.42	5.55	0.60	0.31
36411	24.16	37.55	10.18	0.64	0.34
36450	18.43	34.31	5.42	0.54	0.22
36456	54.08	80.99	23.38	0.67	0.35
36412	23.07	20.57	4.08	1.12	0.19
36227	12.40	17.60	7.01	0.70	0.47
36432	5.63	2.29	2.28	2.46	0.63
36451	14.07	19.95	5.46	0.71	0.33
36445	23.48	27.23	11.32	0.86	0.45
36448	10.39	20.50	6.01	0.51	0.41
36447	14.78	28.88	6.72	0.51	0.33
36455	22.03	33.83	12.96	0.65	0.47
36176	25.29	20.33	8.67	1.24	0.38
36446	7.94	7.70	3.45	1.03	0.44
36440	11.40	7.15	4.26	1.59	0.47
36177	18.16	22.49	8.56	0.81	0.42
36229	5.96	3.85	2.85	1.55	0.59
36441	10.40	5.00	3.48	2.08	0.48
36510	5.61	7.43	2.65	0.76	0.41

Nella Tabella A1.2 si riportano i valori delle quantità esaminate in termini di PGA.

Tabella A1. 2

Stazione	PGA(FN)	PGA(FP)	PGA(UP)	PGA(FN/FP)	PGA(V/H)
36415	0.10	0.14	0.07	0.71	0.58
36416	0.27	0.18	0.09	1.50	0.41
36414	0.16	0.11	0.07	1.45	0.53
36408	0.36	0.35	0.37	1.03	1.04
36421	0.14	0.19	0.09	0.74	0.55
36420	0.49	0.46	0.16	1.07	0.34
36454	0.15	0.20	0.11	0.75	0.64
36431	0.22	0.26	0.14	0.85	0.59
36449	0.38	0.56	0.25	0.68	0.54
36433	0.36	0.35	0.08	1.03	0.23
36439	0.15	0.17	0.06	0.88	0.38
36529	0.16	0.21	0.06	0.77	0.31
36520	0.22	0.33	0.06	0.67	0.22
36419	0.69	0.89	0.30	0.78	0.38
36519	0.26	0.20	0.06	1.30	0.26
36422	0.20	0.14	0.12	1.43	0.72
36518	0.05	0.14	0.06	0.38	0.68
36407	0.77	0.49	0.26	1.57	0.42
36453	0.55	0.84	0.41	0.65	0.60
36437	0.17	0.19	0.04	0.89	0.22
36443	0.11	0.15	0.07	0.73	0.54
36434	0.18	0.21	0.05	0.86	0.26
36138	0.17	0.38	0.13	0.45	0.51
36452	0.31	0.36	0.24	0.86	0.72
36228	0.53	0.44	0.18	1.20	0.37
36410	0.30	0.48	0.16	0.63	0.42
36230	0.53	0.37	0.18	1.43	0.41
36411	0.43	0.57	0.14	0.75	0.28
36450	0.48	0.63	0.24	0.76	0.44
36456	1.32	0.99	0.55	1.33	0.48
36412	0.35	0.17	0.11	2.06	0.45
36227	0.22	0.21	0.17	1.05	0.79
36432	0.11	0.06	0.08	1.83	0.98
36451	0.23	0.41	0.11	0.56	0.36
36445	0.19	0.22	0.13	0.86	0.64
36448	0.18	0.12	0.12	1.50	0.82
36447	0.29	0.60	0.12	0.48	0.29
36455	0.36	0.24	0.17	1.50	0.58
36176	0.33	0.33	0.25	1.00	0.76
36446	0.11	0.09	0.07	1.22	0.70
36440	0.16	0.15	0.15	1.07	0.97
36177	0.28	0.24	0.09	1.17	0.35
36229	0.11	0.07	0.04	1.57	0.46
36441	0.12	0.09	0.09	1.33	0.87
36510	0.09	0.11	0.03	0.79	0.31

Di seguito si riportano in Figura A1.1 e Figura A1.2 le componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali sia in termini di PGV che in termini di PGA.

Nella Figura A1.3 si riportano le mappe dei valori di rapporto FN/FP, ovvero tra la componente normale alla faglia e la componente parallela alla faglia.

Nella Figura A1.4 si mostrano le mappe facenti riferimento al rapporto tra le componenti verticali e la media delle componenti orizzontali, FN e FP.

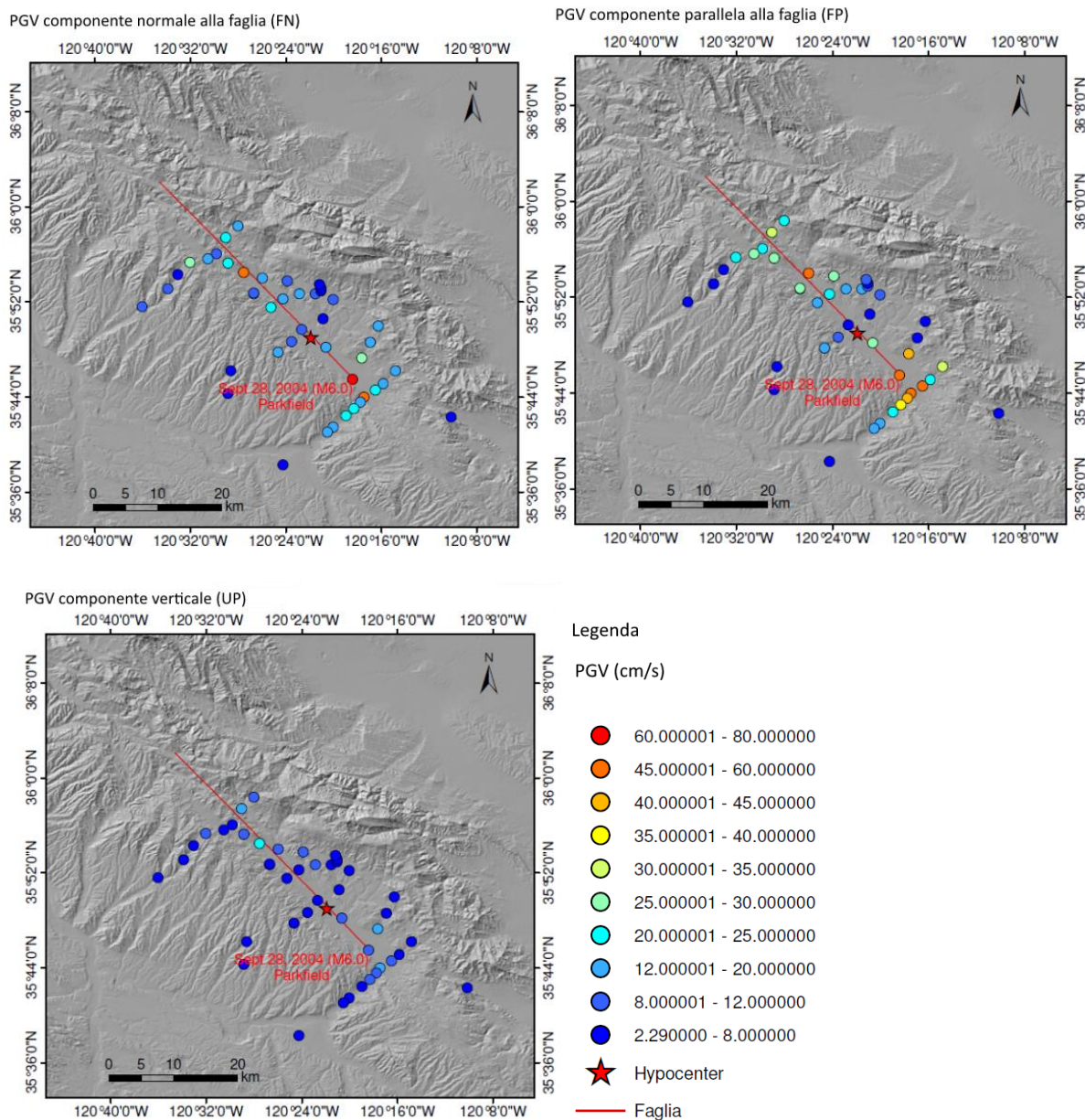


Figura A1. 1 Componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali in termini di PGV



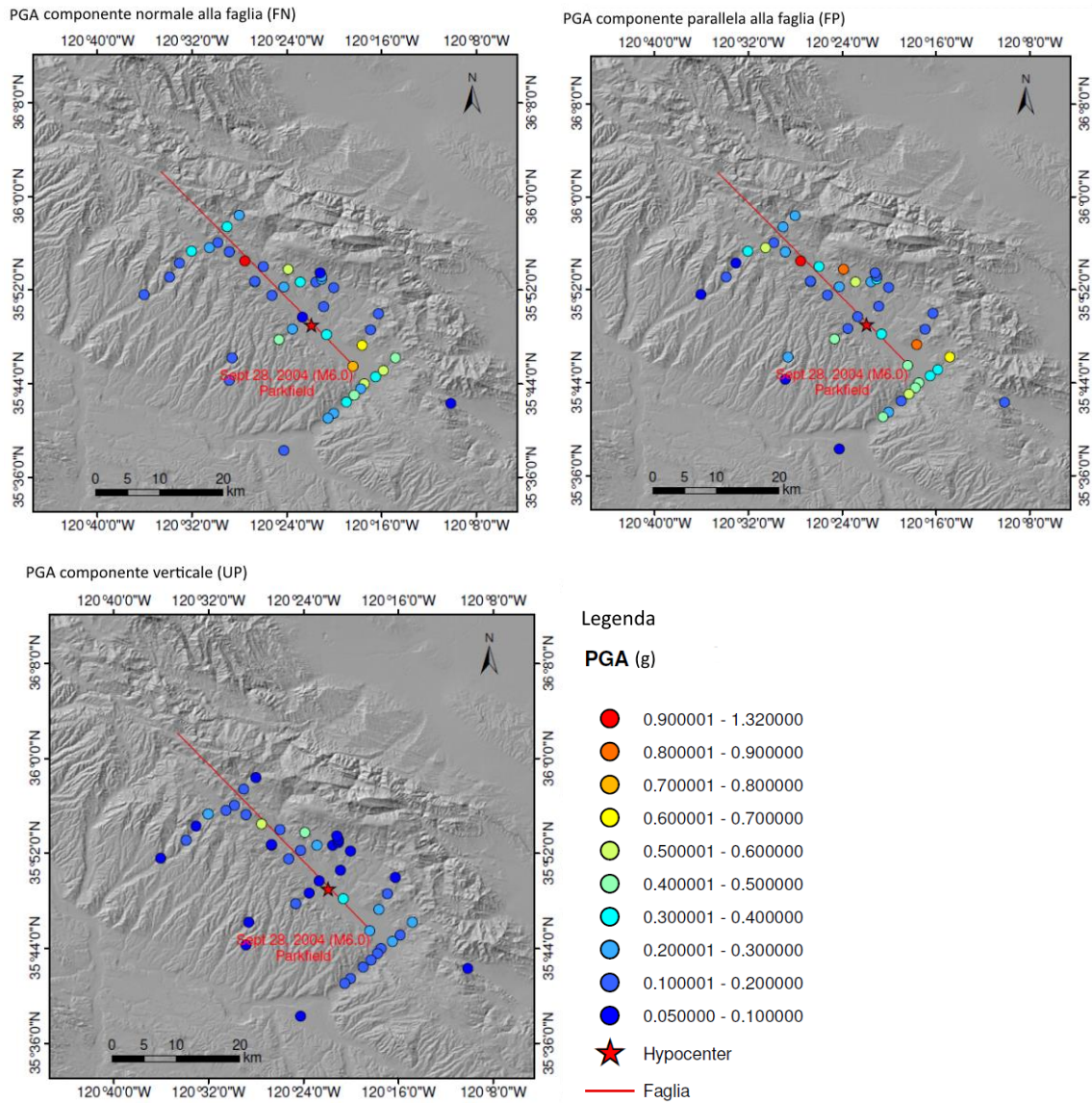
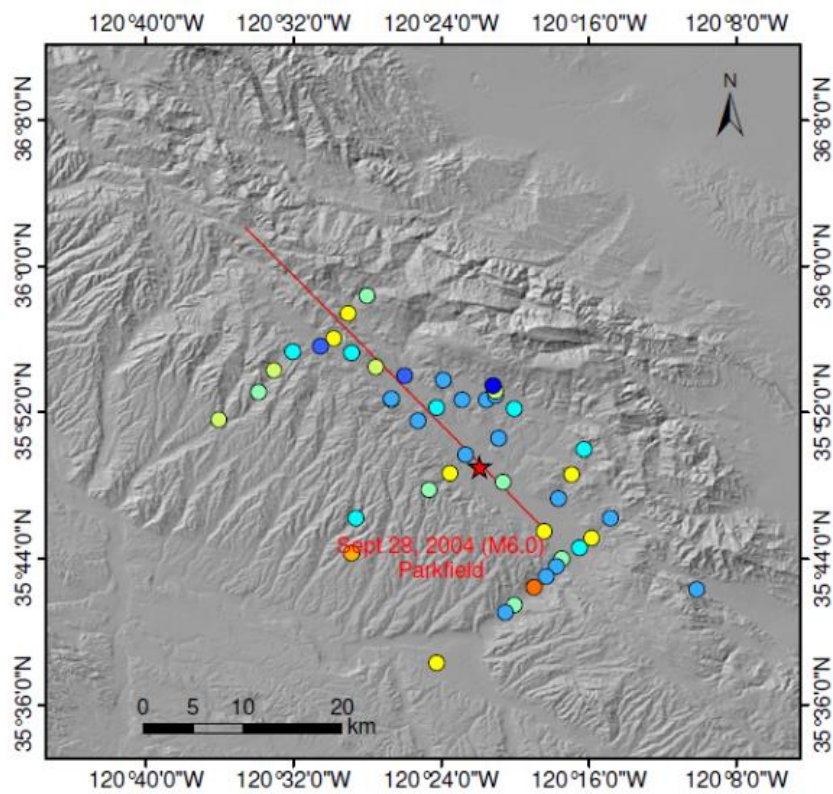


Figura A1. 2 Componenti normali alla faglia, parallele alla faglia e verticali in termini di PGA

PGA rapporto tra componente normale e parallela alla faglia (FN/FP)



PGV rapporto tra componente normale e parallela alla faglia (FN/FP)

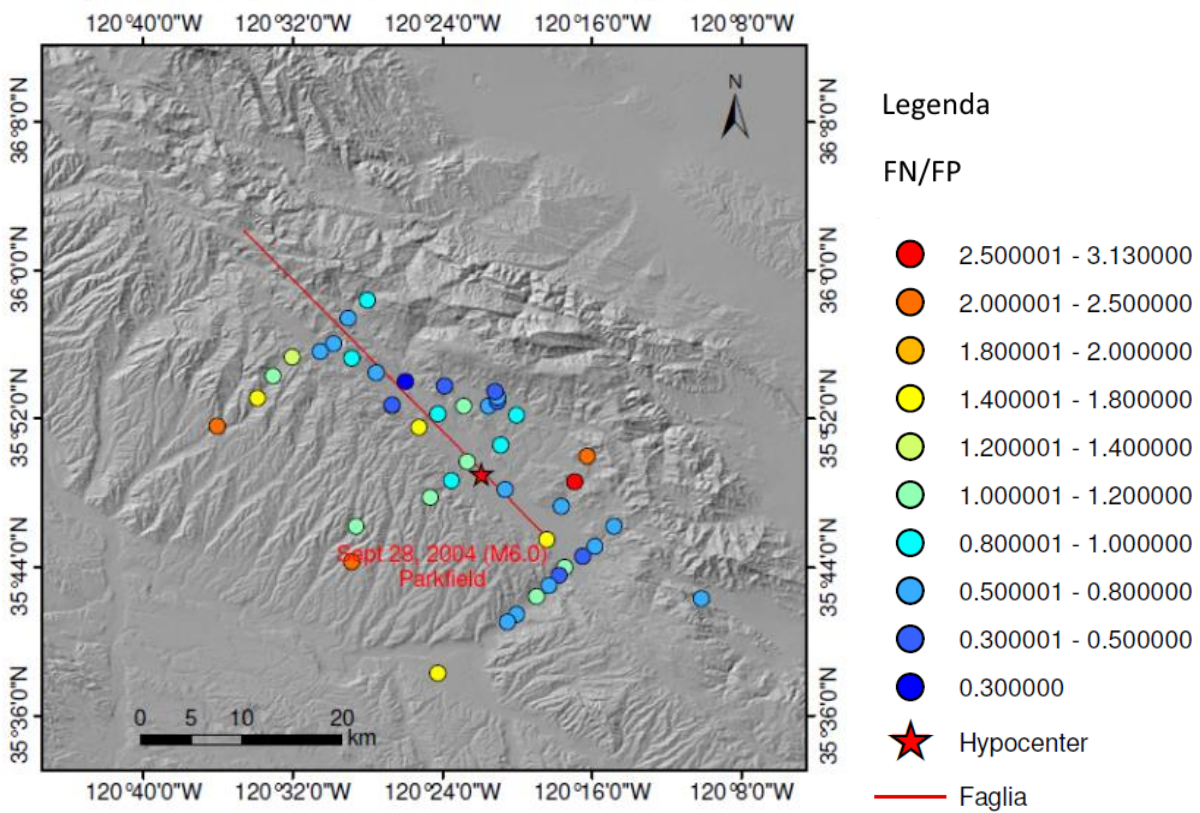


Figura A1. 3 Rapporto tra la componente normale alla faglia e la componente parallela alla faglia, sia in termini di PGA che in termini di PGV

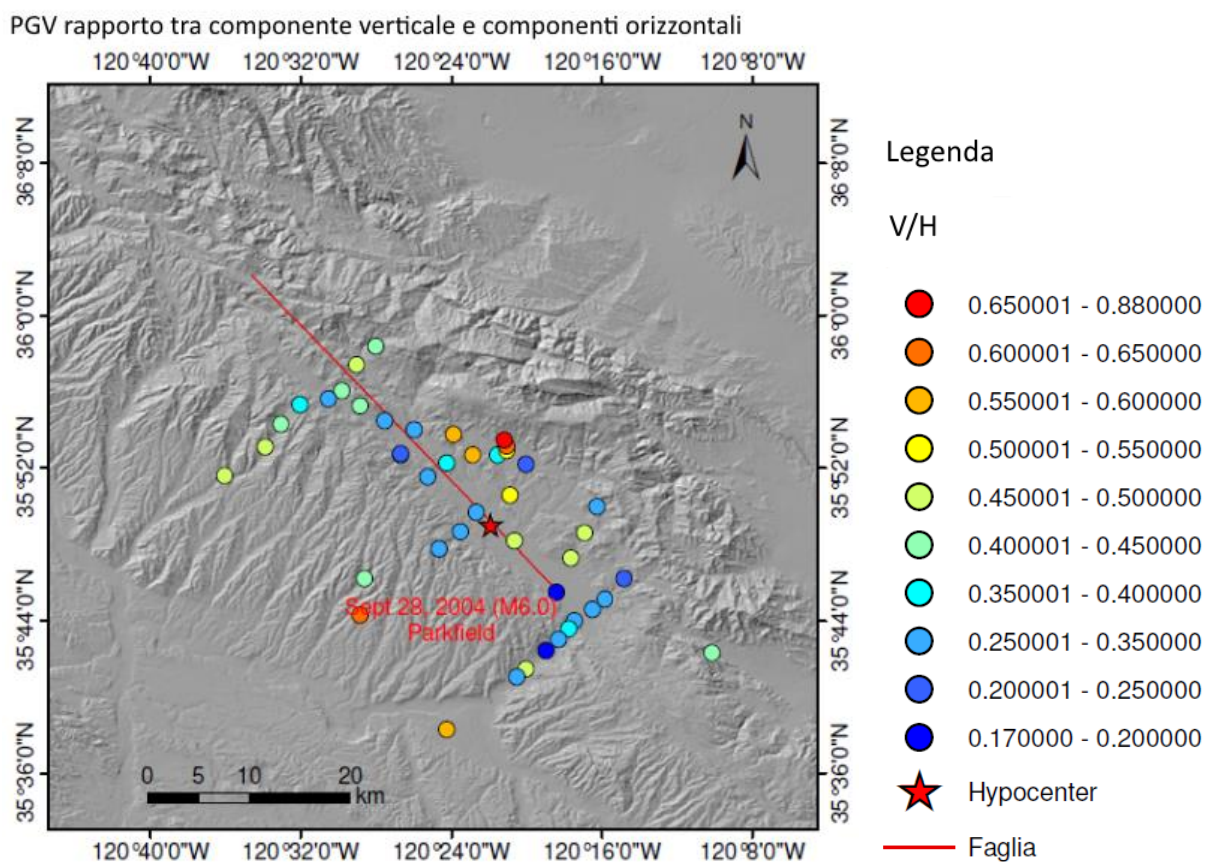
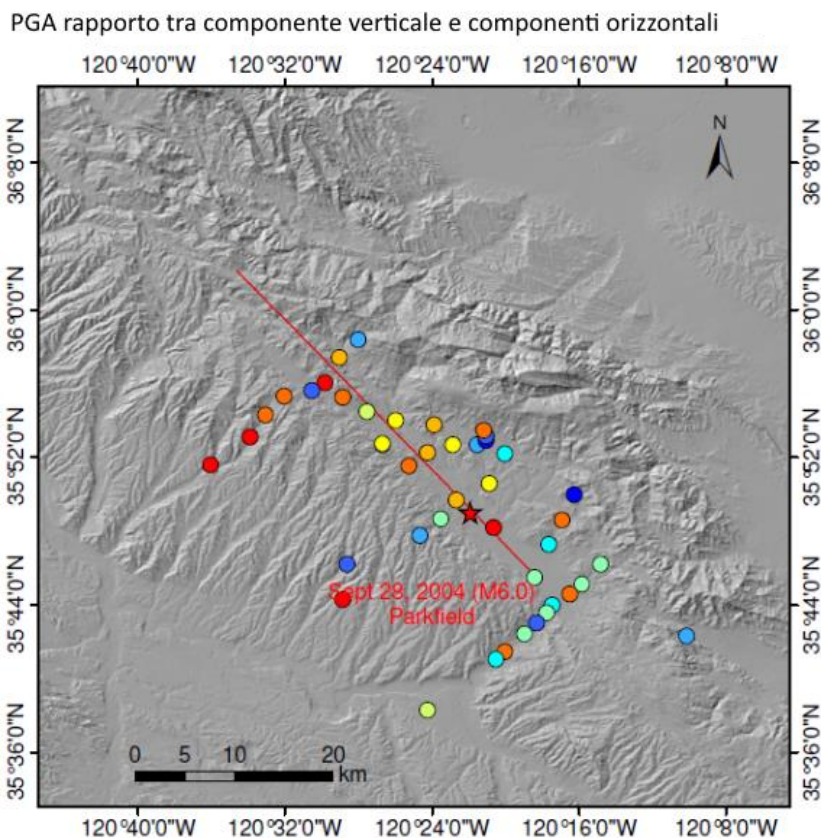


Figura A1. 4 Rapporto tra la componente verticale e la media delle componenti orizzontali, sia in termini di PGA che di PGV

## APPENDICE 2

In questa appendice si riportano i grafici di comparazione tra le simulazione del terremoto di Parkfield del 28 settembre 2004 ottenute attraverso l'uso del programma Hisada e i dati registrati, per tutte e 45 le stazioni CGS. Le stazioni analizzate sono mostrate in Figura A2.1.

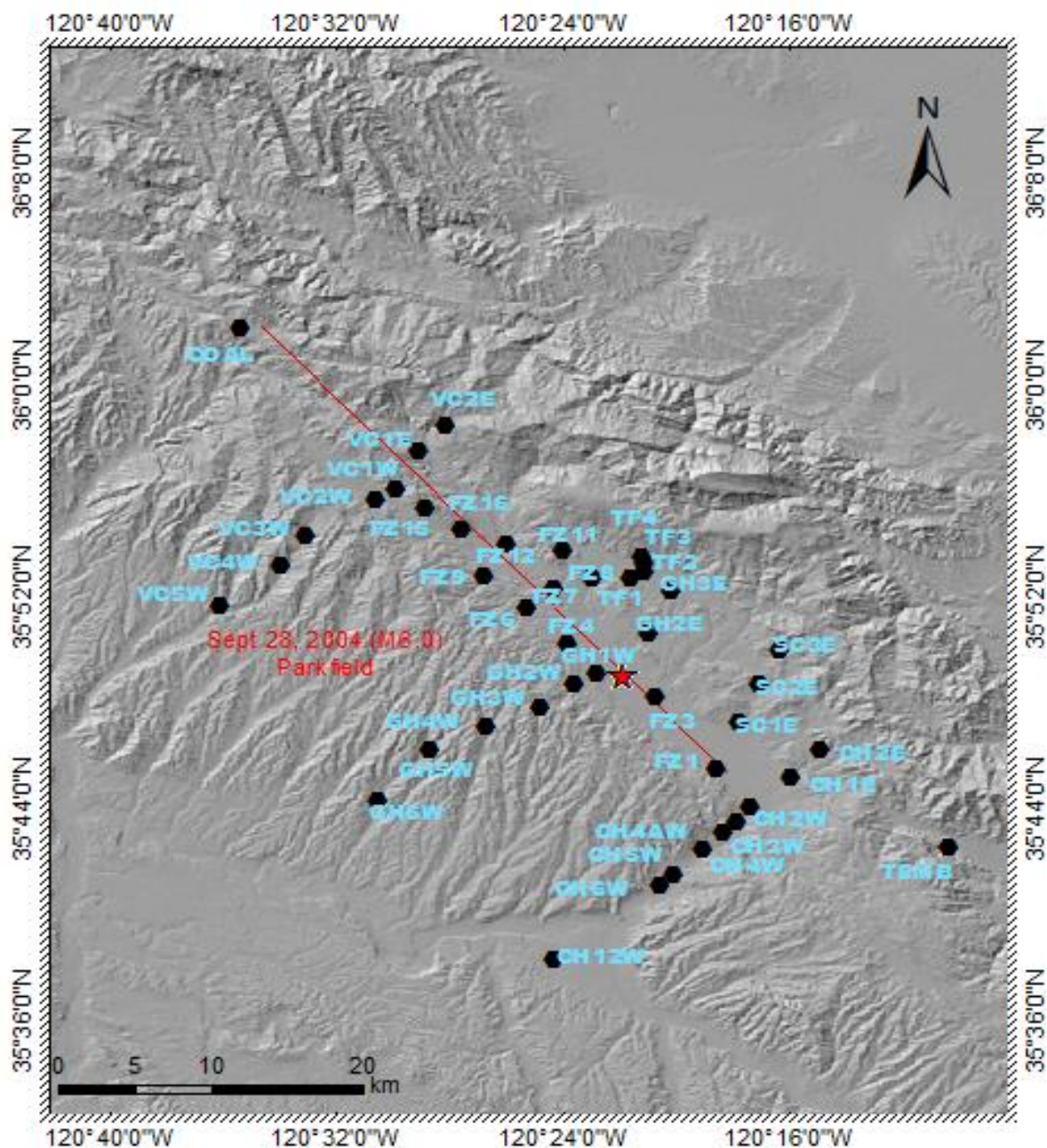


Figura A2. 1 Mappa delle stazioni CGS analizzate

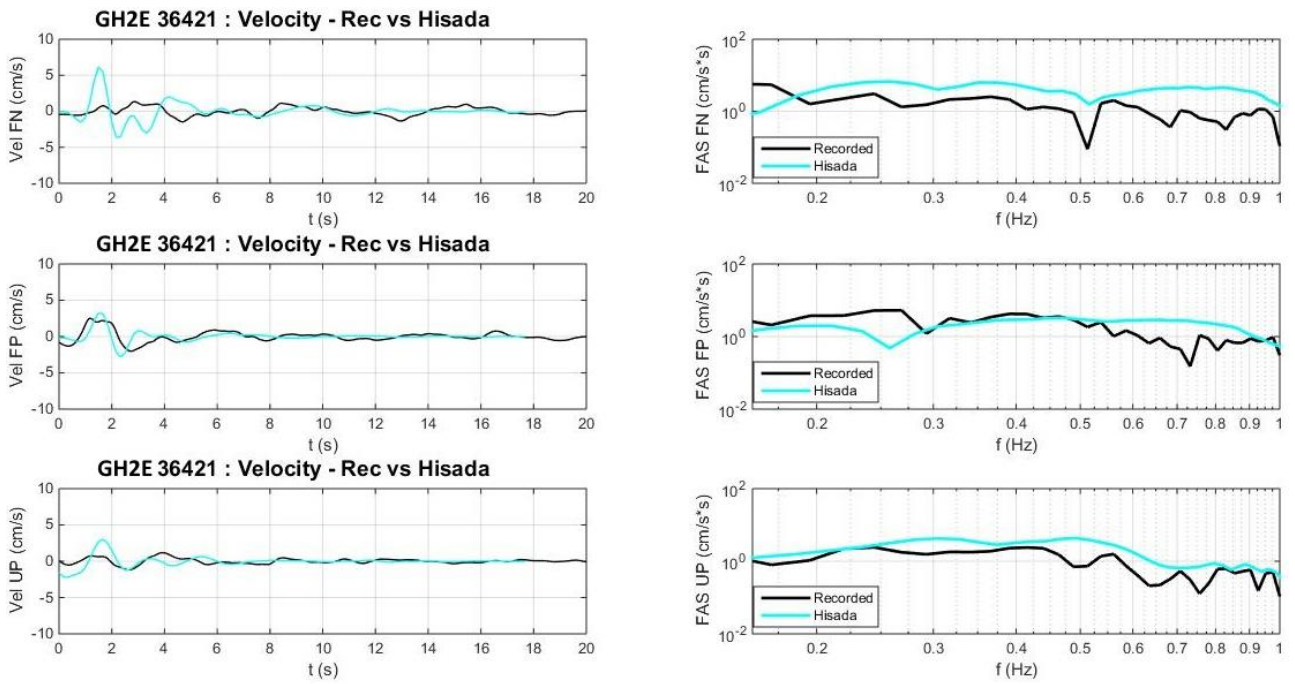


Figura A2. 2 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH2E (36421)

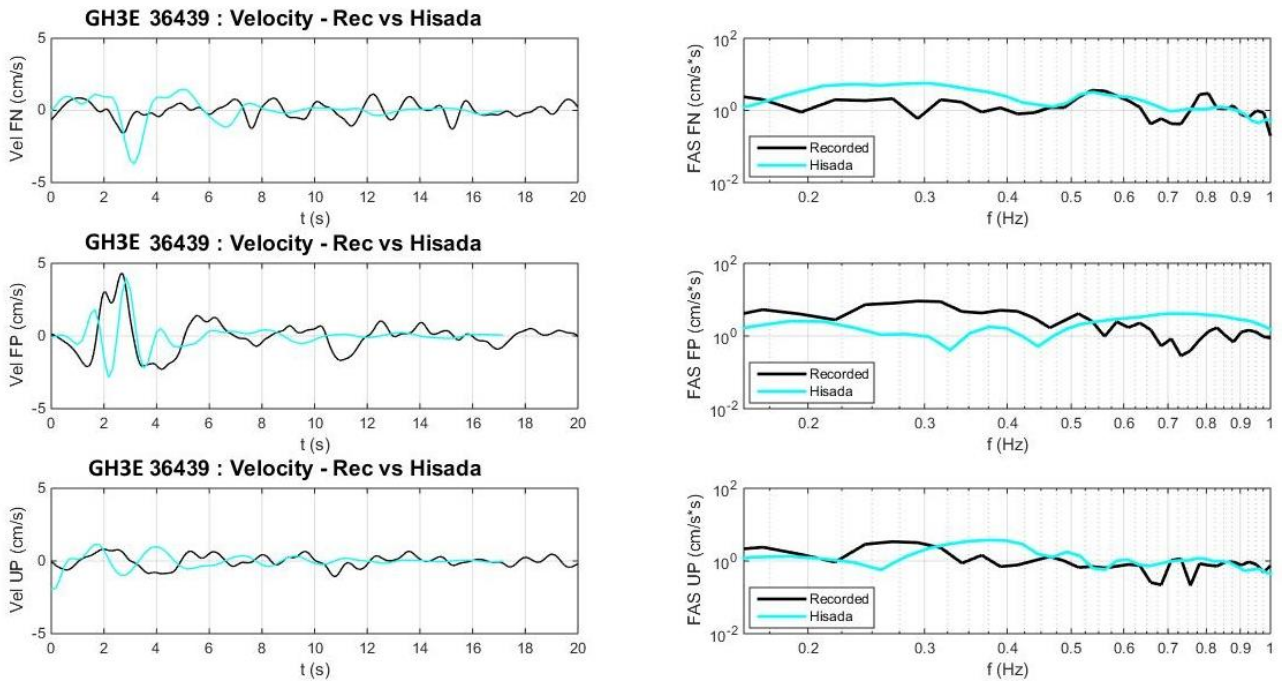


Figura A2. 3 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH3E (36439)

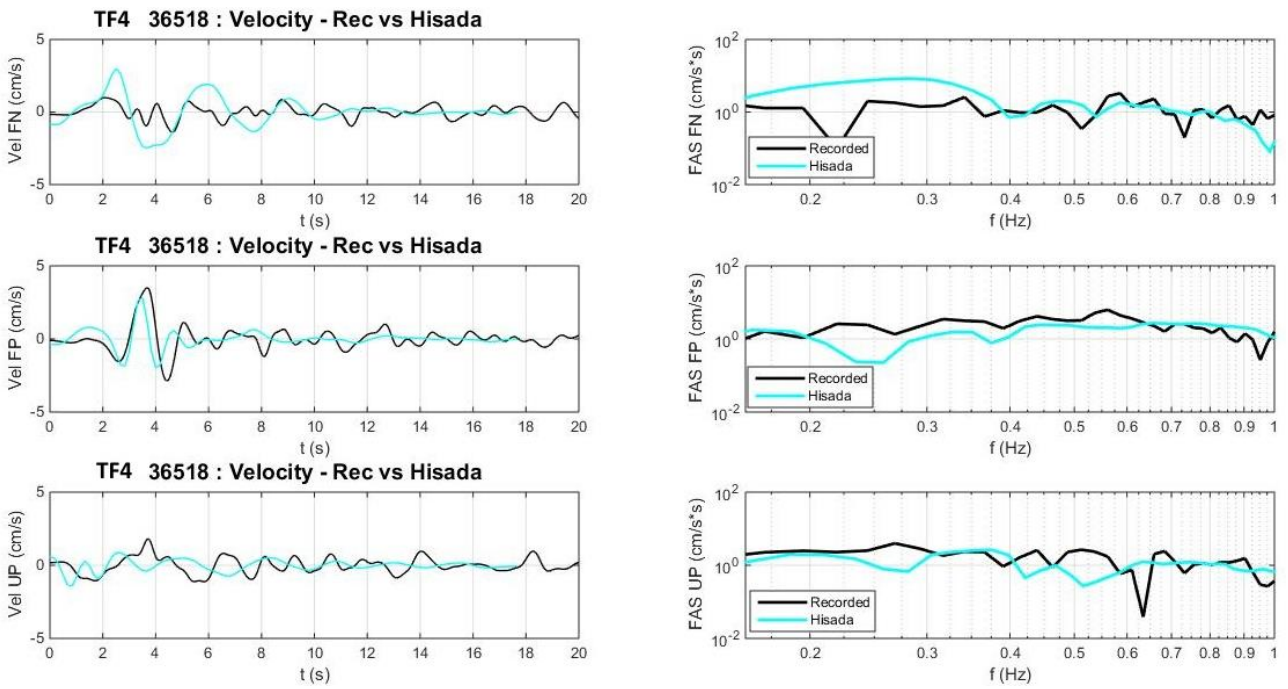


Figura A2. 4 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TF4 (36518)

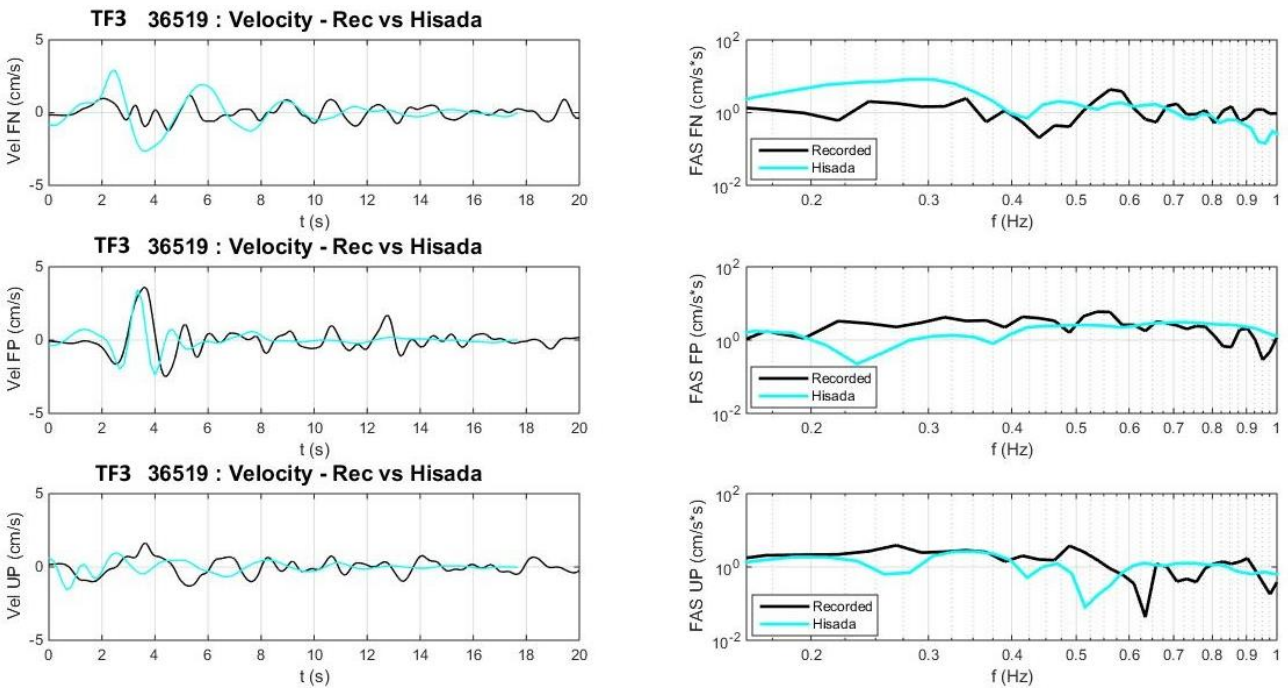


Figura A2. 5 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TF3 (36519)

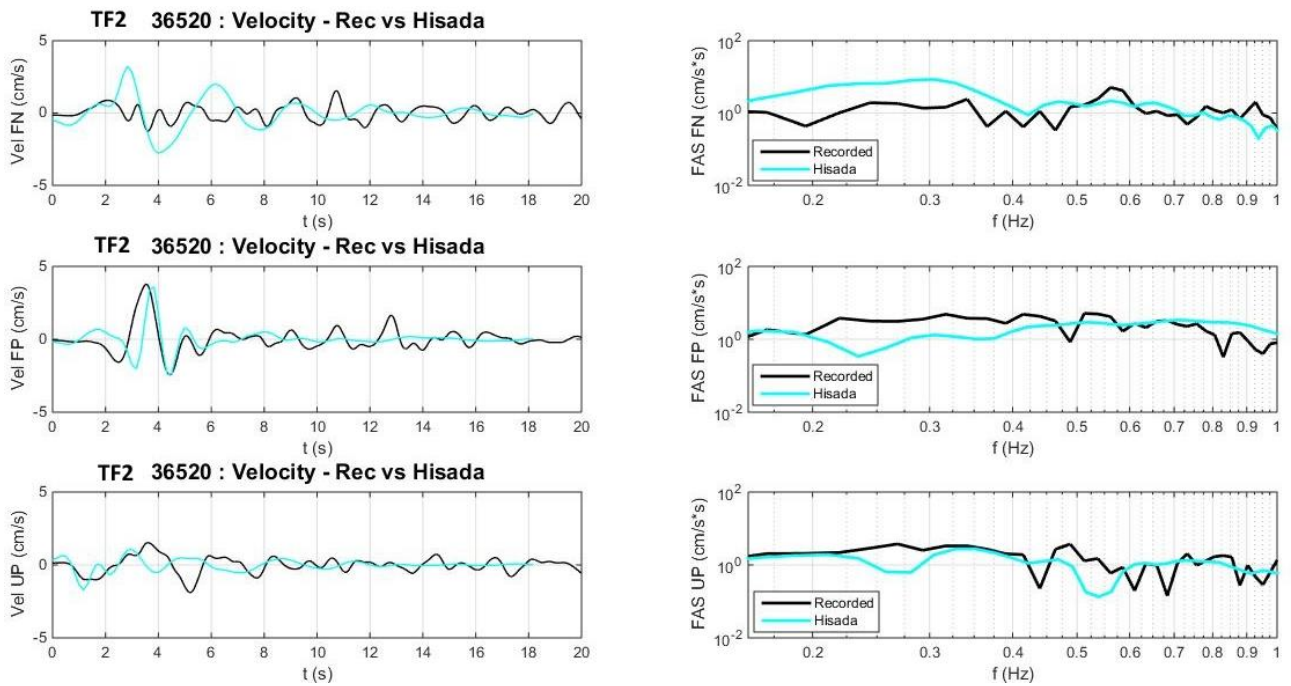


Figura A2. 6 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TF2 (36520)

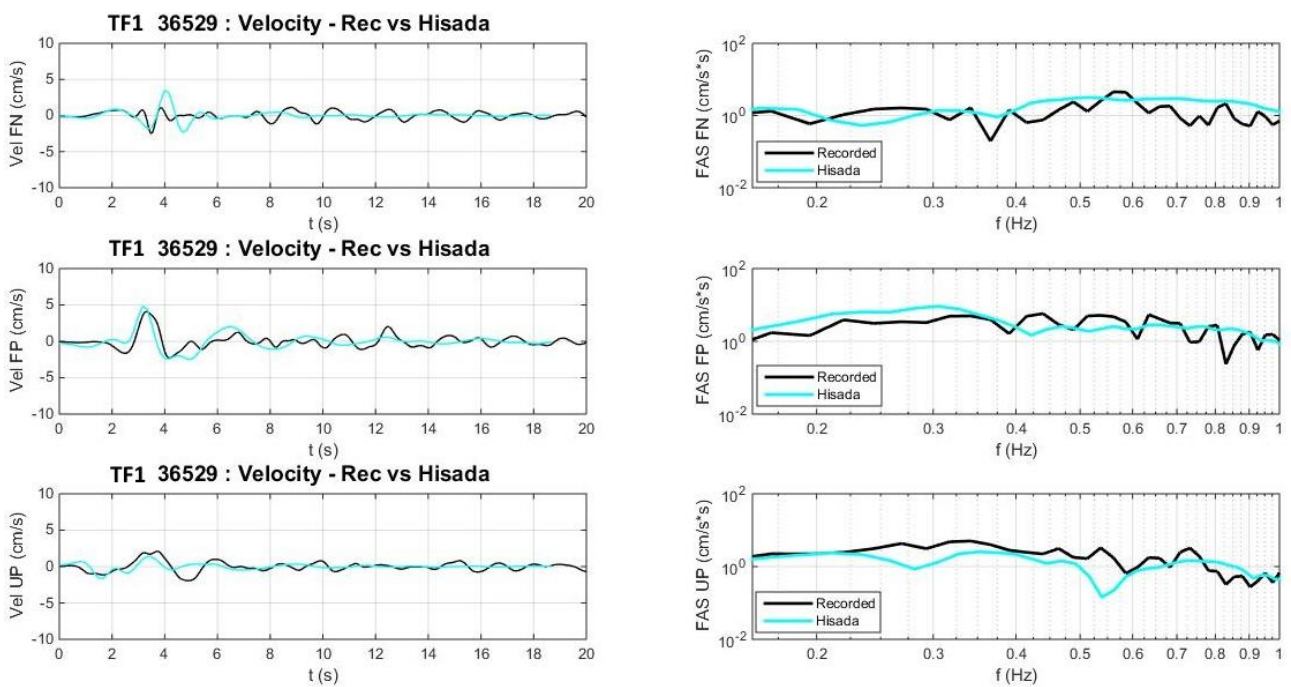


Figura A2. 7 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TF1 (36529)

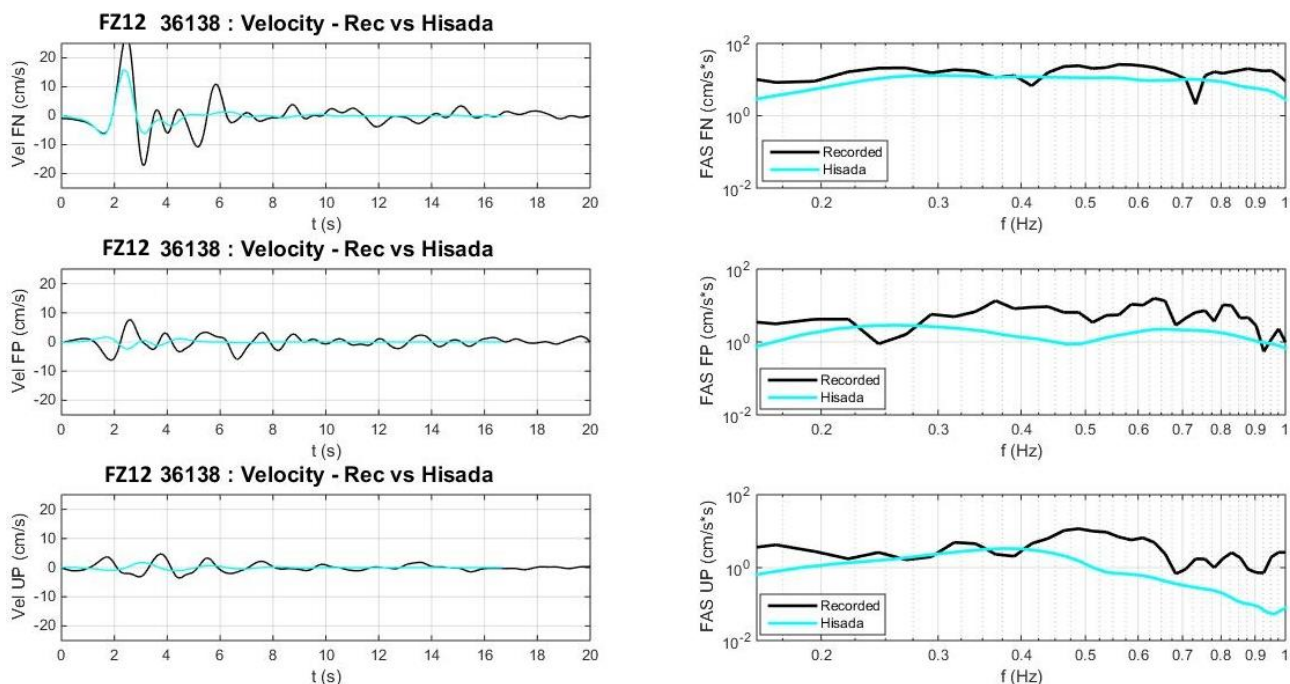


Figura A2. 8 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ12 (36138)

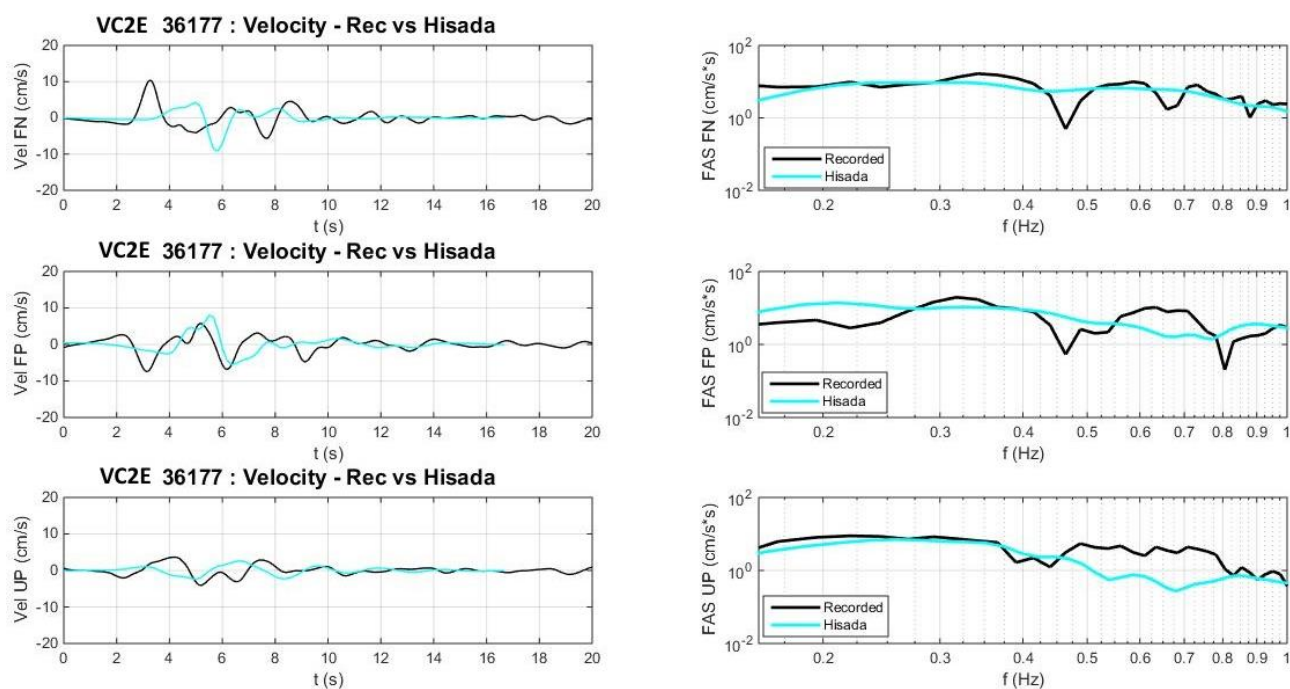


Figura A2. 9 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC2E (36177)



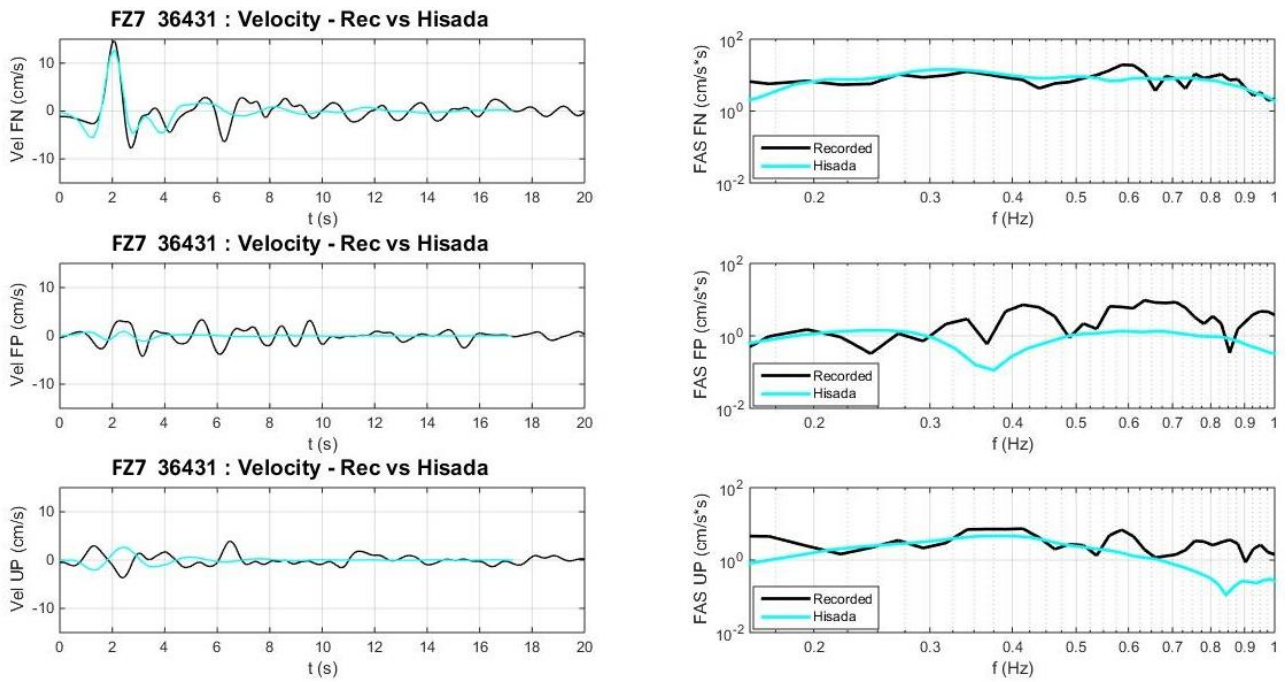


Figura A2. 10 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ7 (36431)

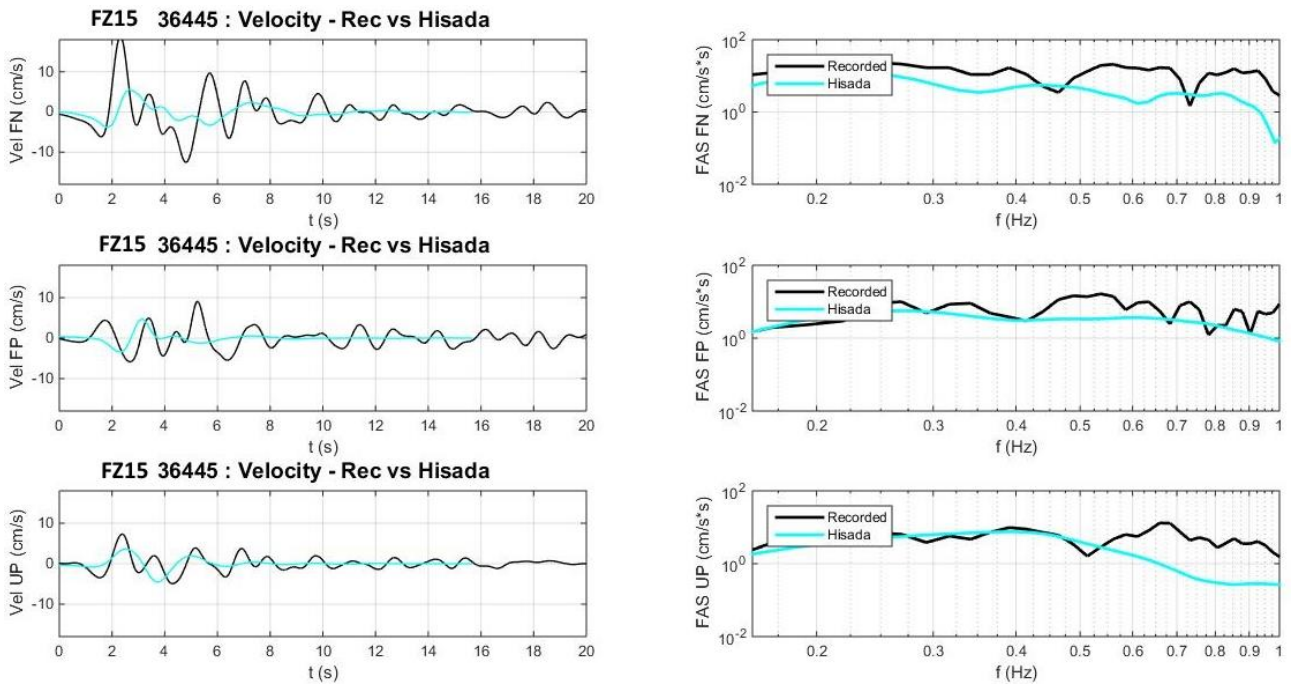


Figura A2. 11 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ15 (36445)

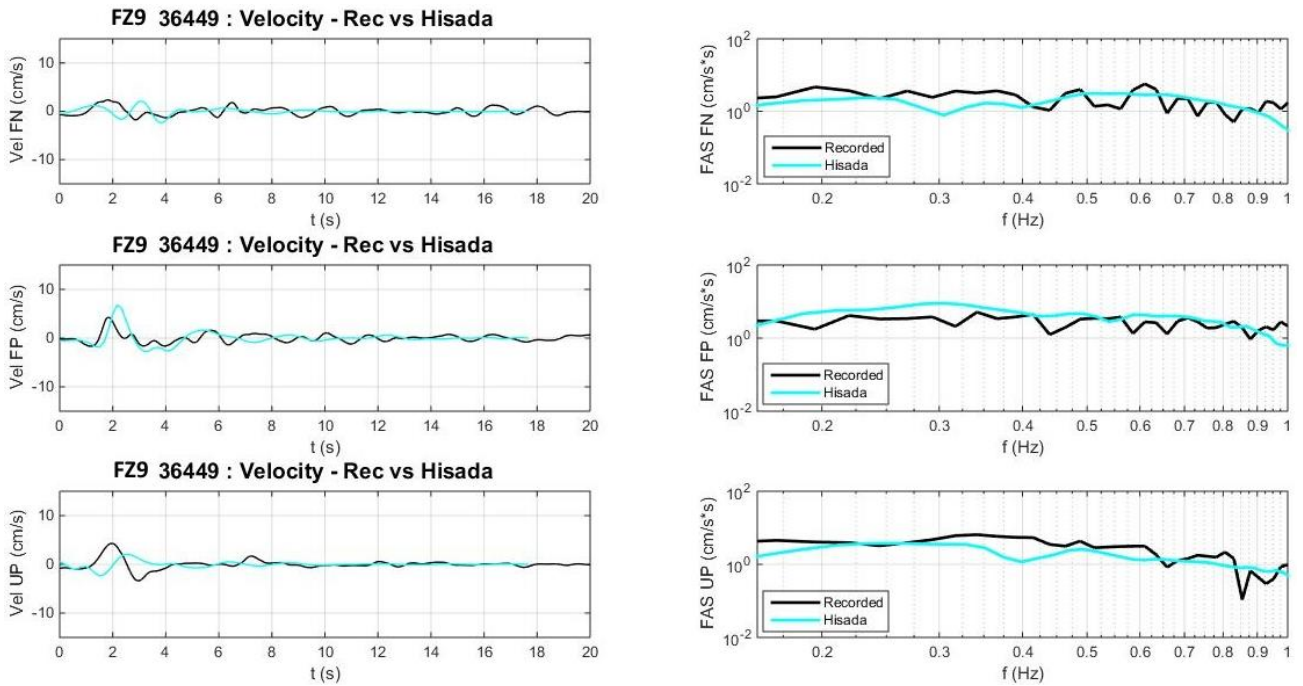


Figura A2. 12 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ9 (36449)

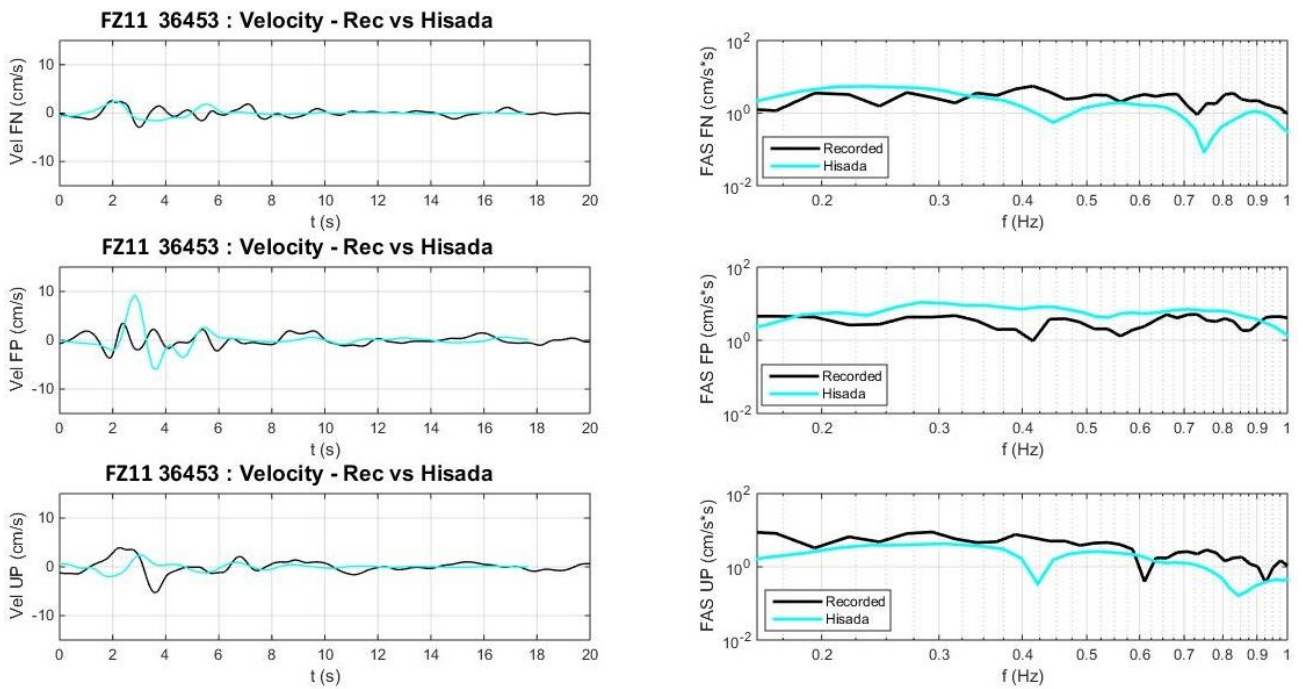


Figura A2. 13 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ11 (36453)

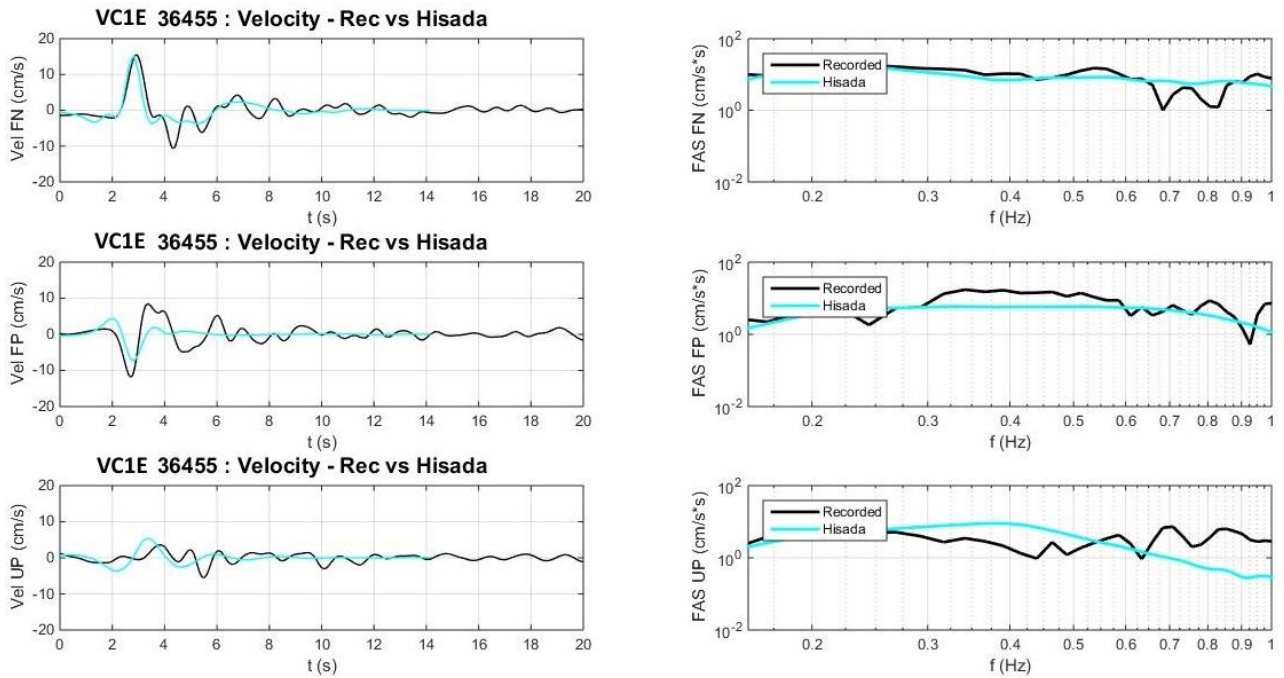


Figura A2. 14 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC1E (36455)

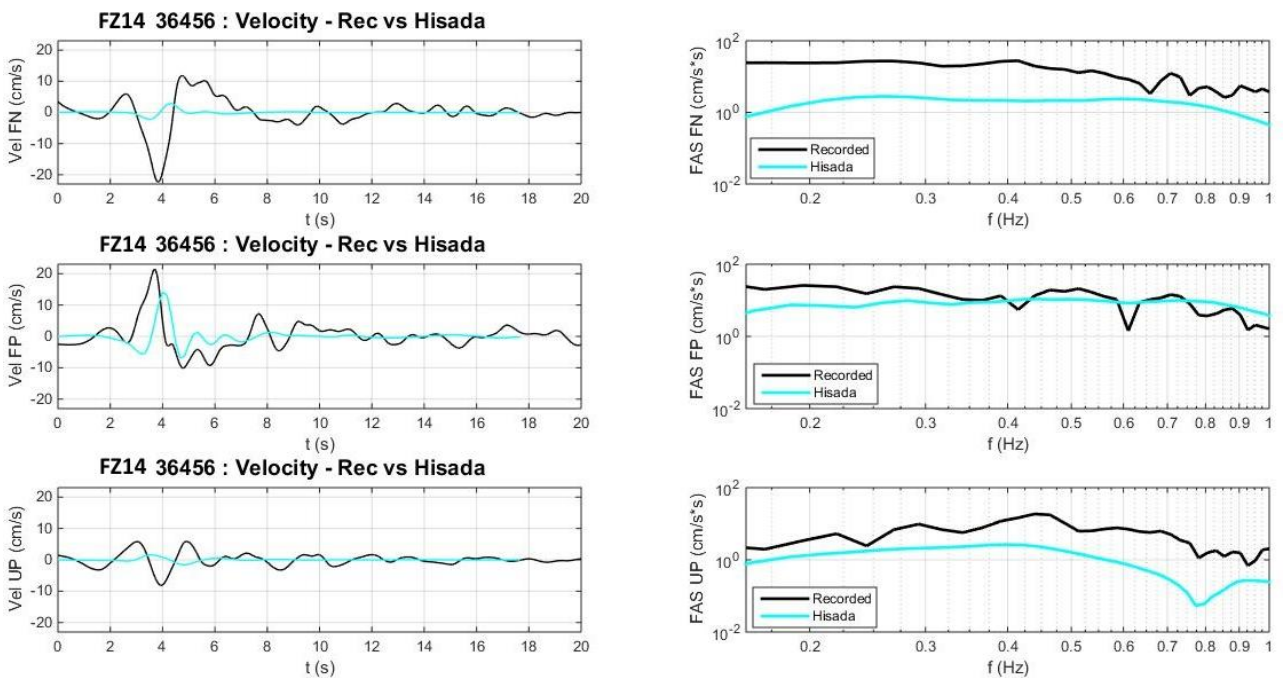


Figura A2. 15 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ14 (36456)

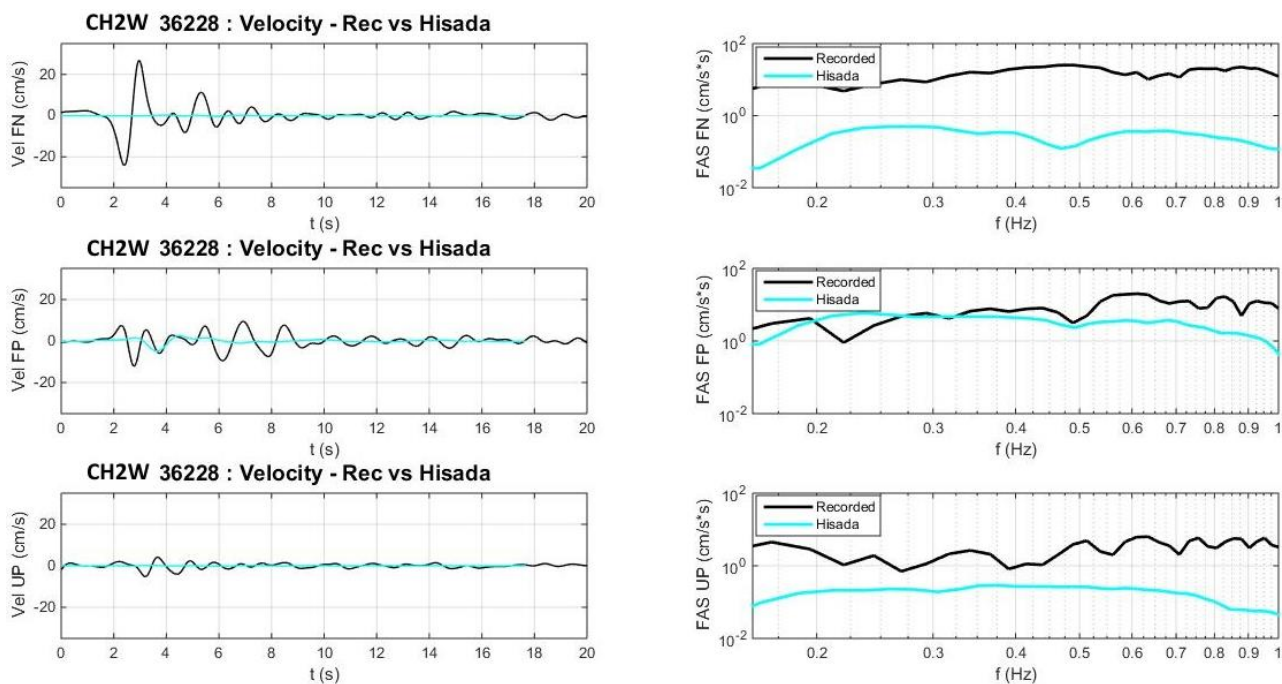


Figura A2. 16 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH2W (36228)

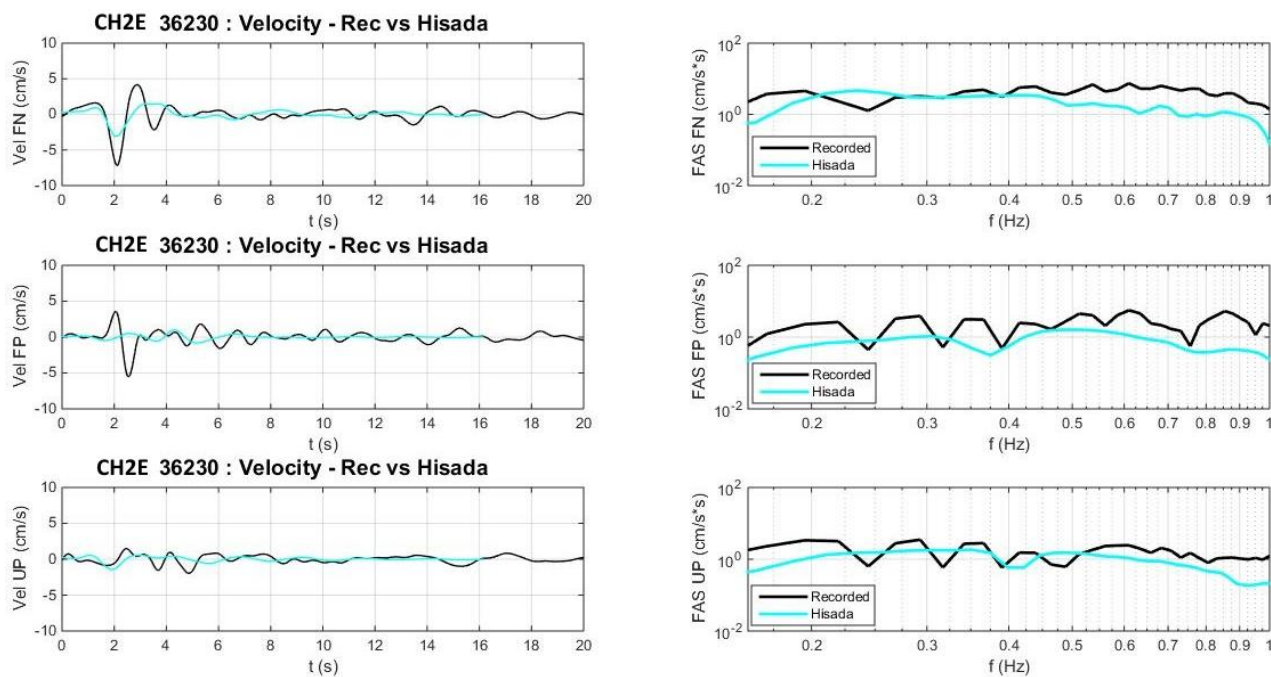


Figura A2. 17 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH2E (36230)

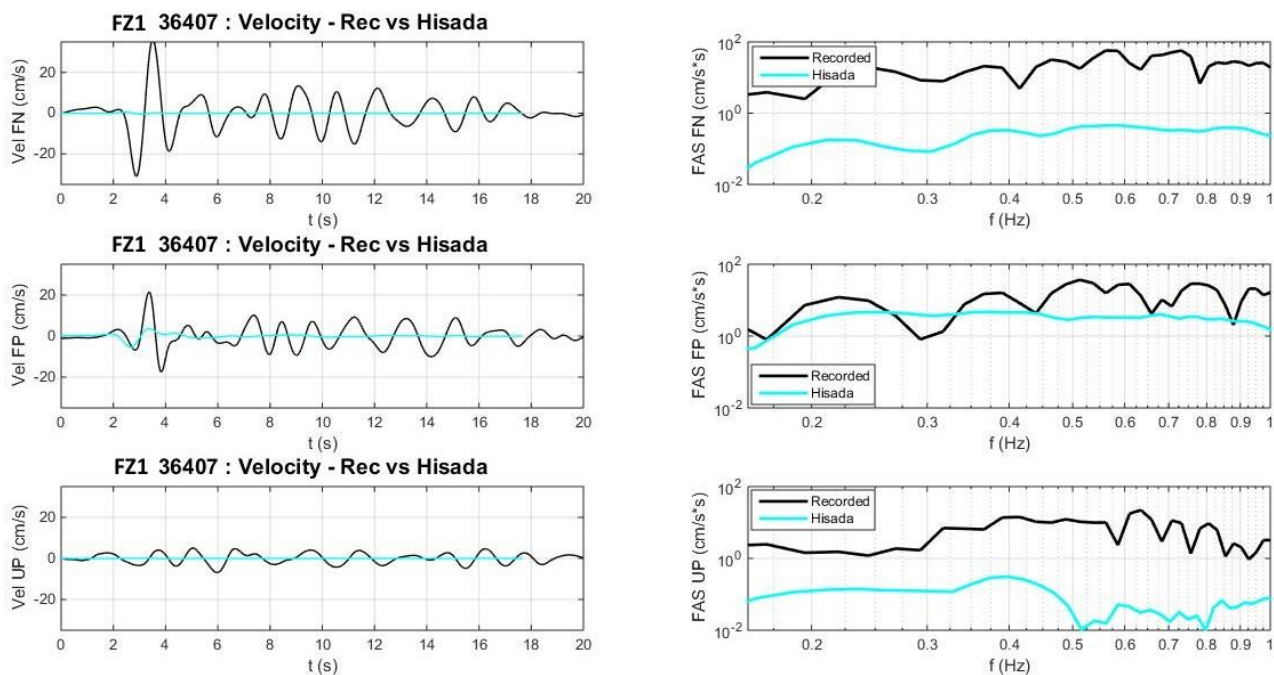


Figura A2. 18 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ1 (36407)

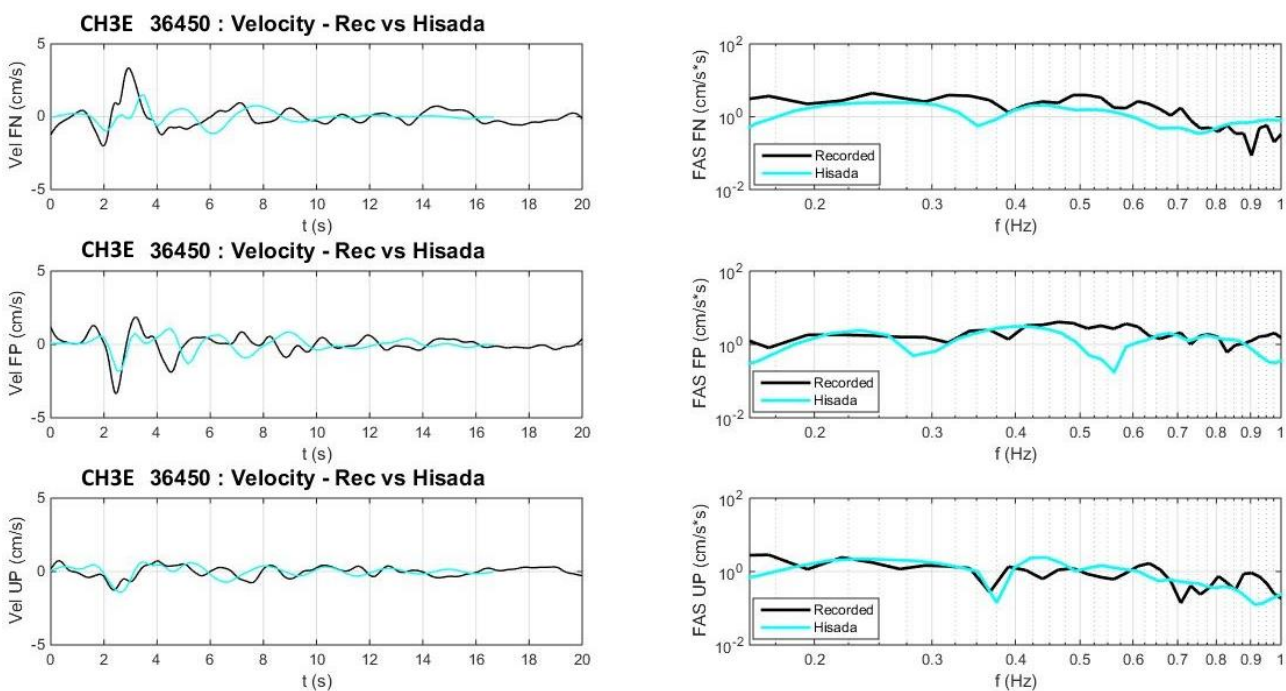


Figura A2. 19 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH3E (36450)

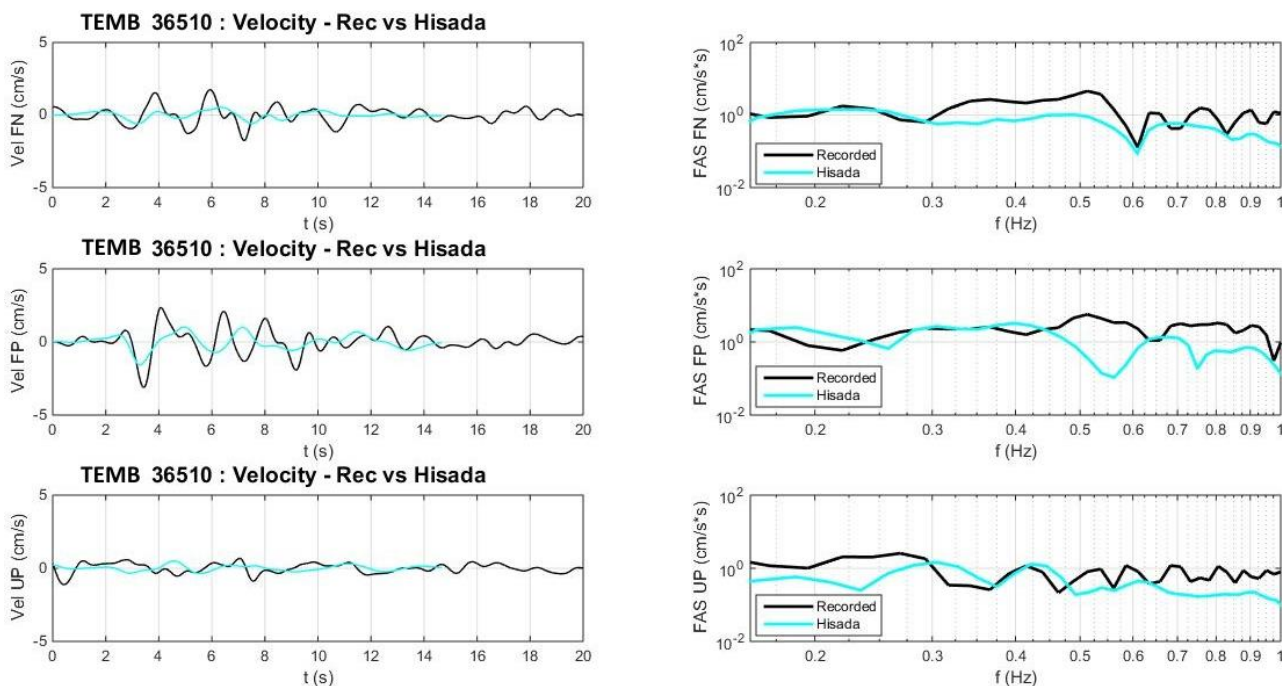


Figura A2. 20 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TEMB (36510)

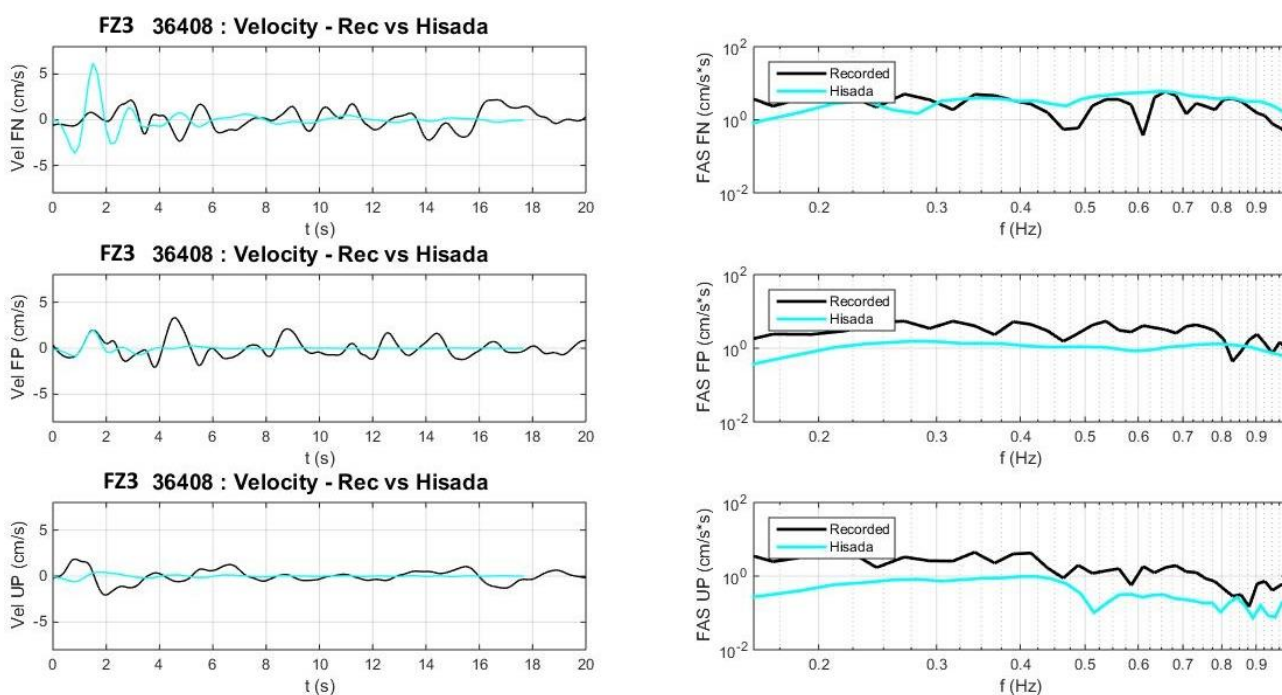


Figura A2. 21 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ3 (36408)

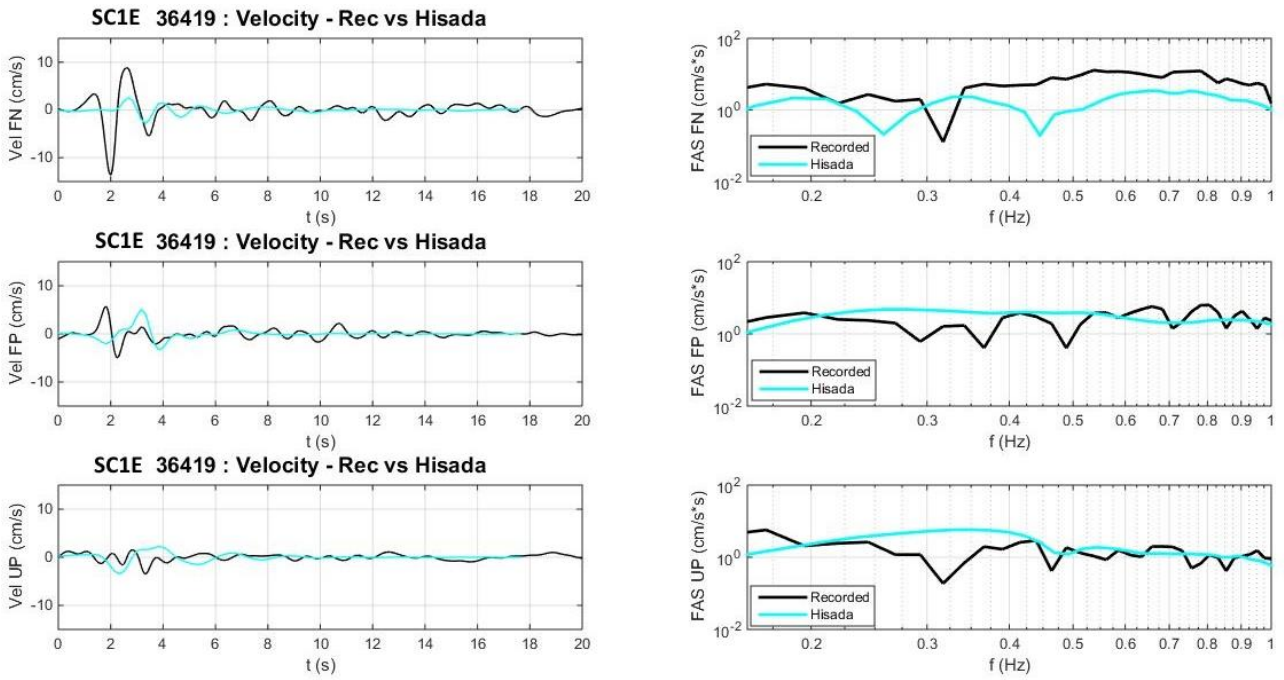


Figura A2. 22 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione SC1E (36419)

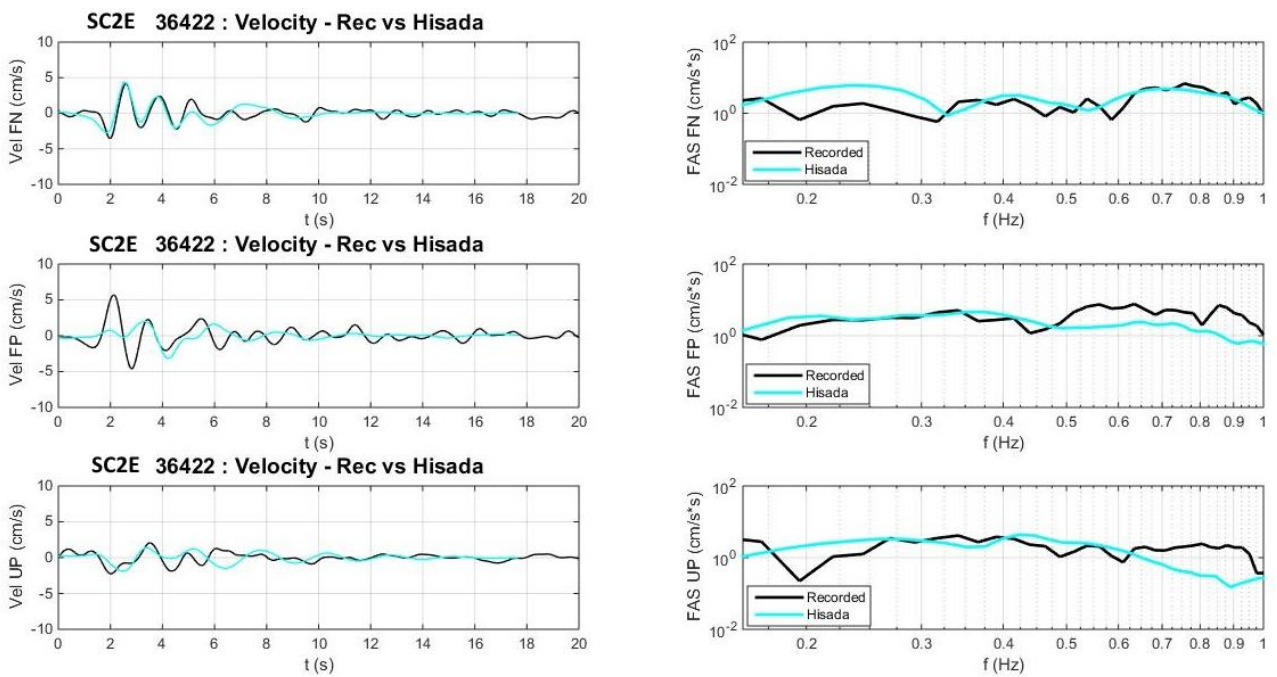


Figura A2. 23 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione SC2E (36422)

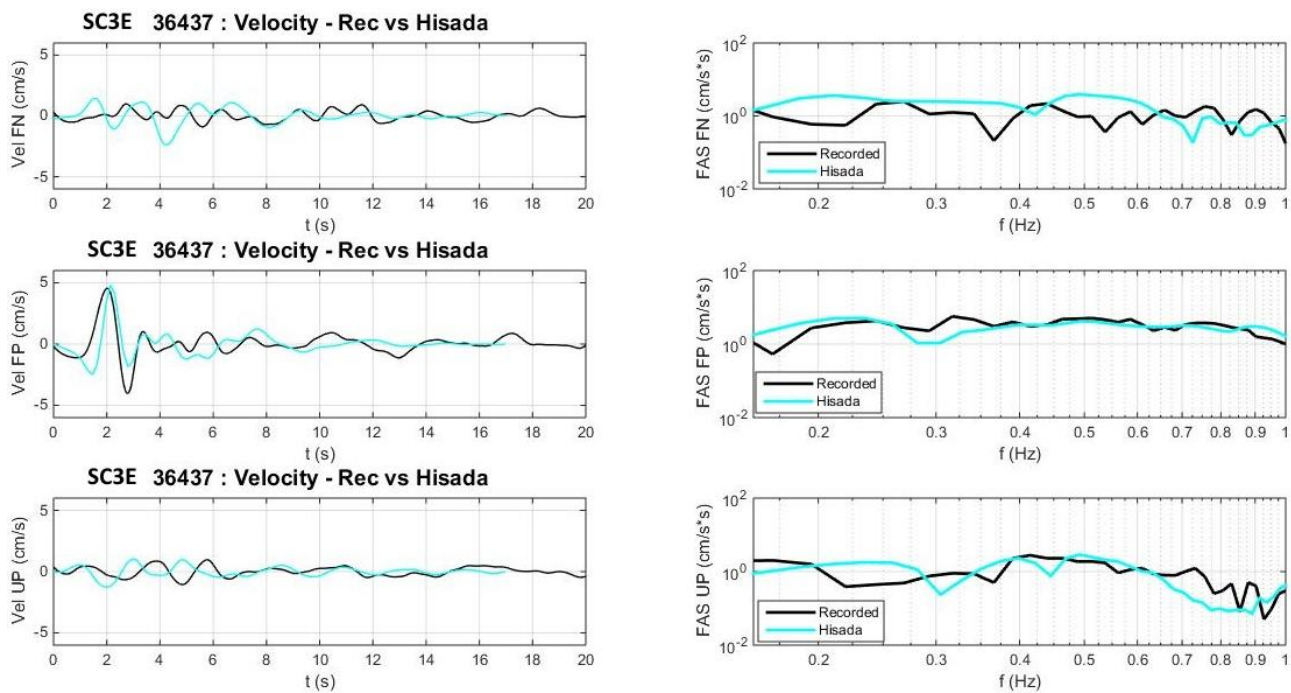


Figura A2. 24 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione SC3E (36437)

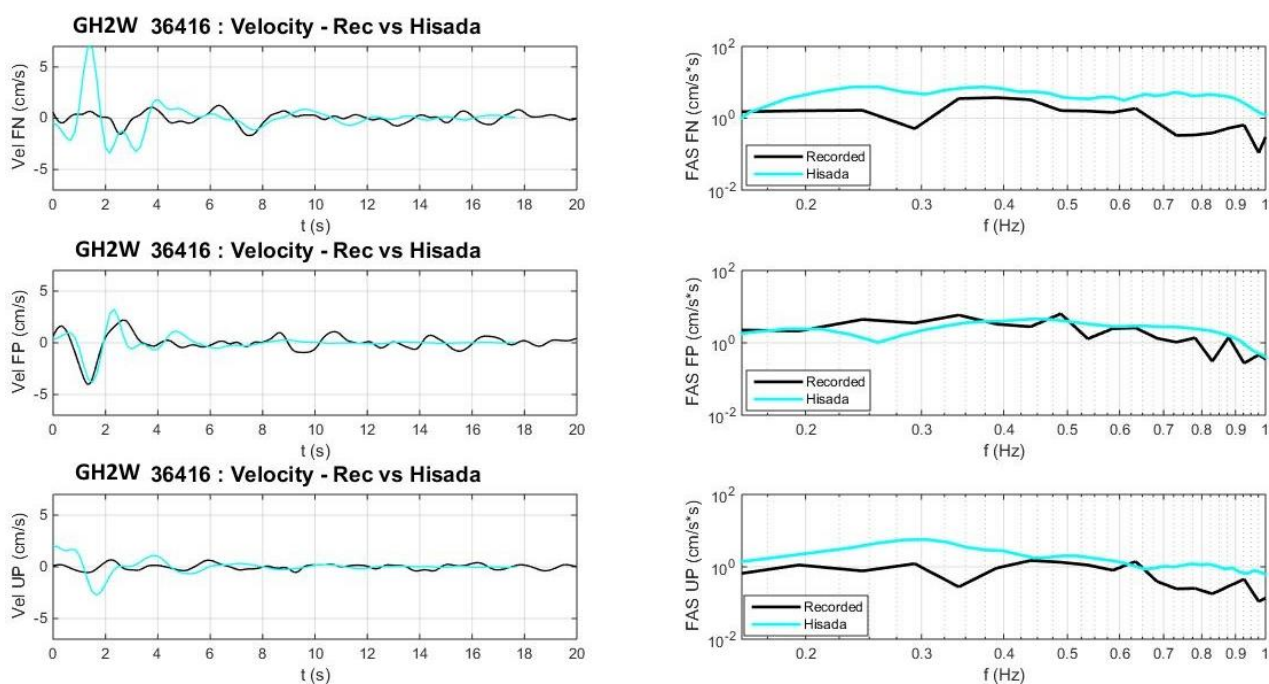


Figura A2. 25 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH2W (36416)



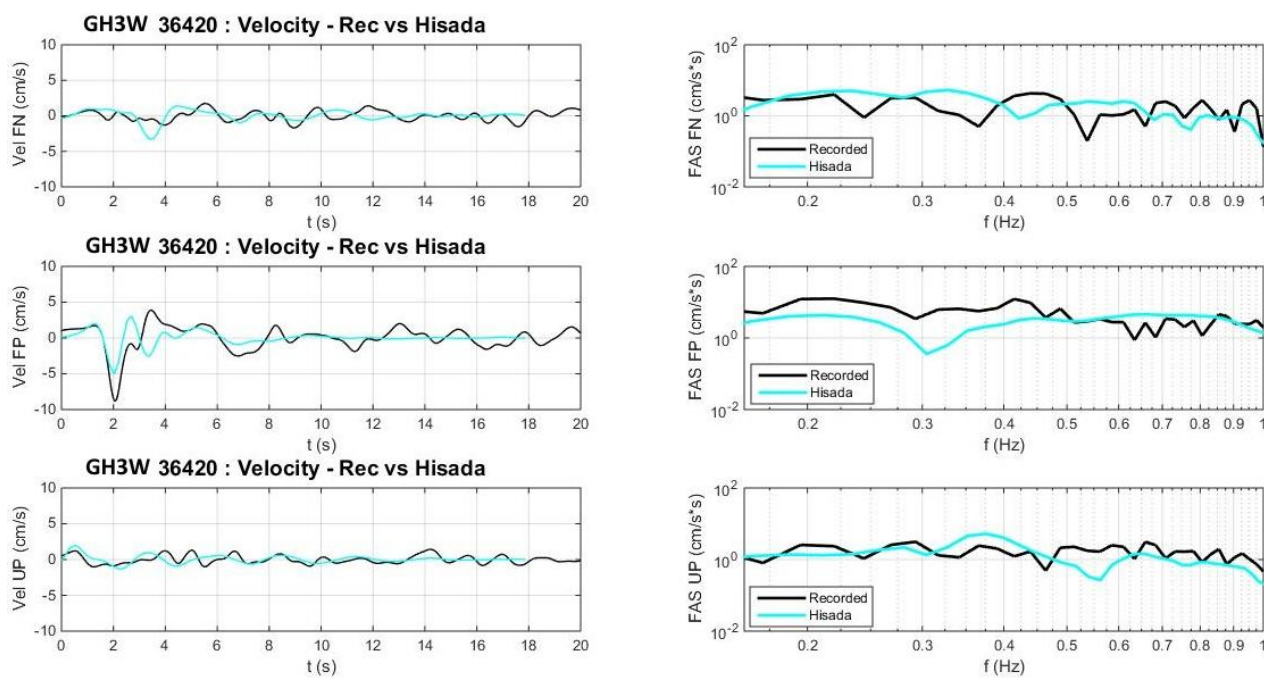


Figura A2. 26 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH3W (36420)

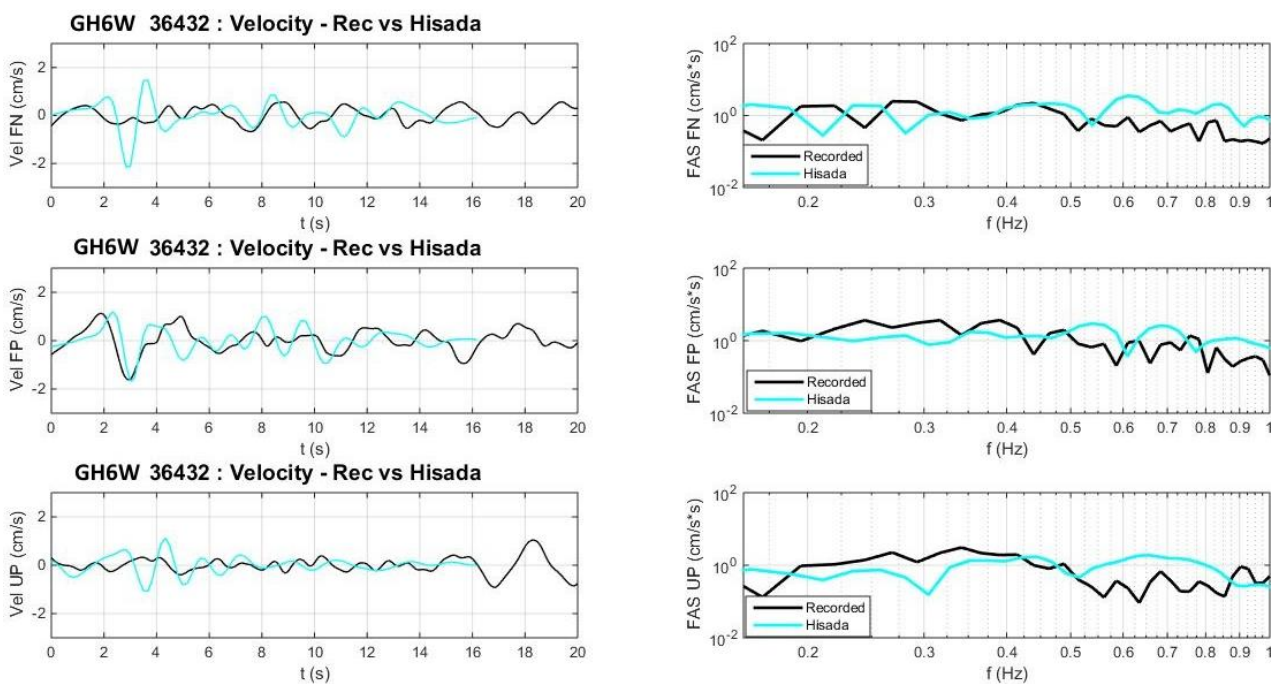


Figura A2. 27 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH6W (36432)

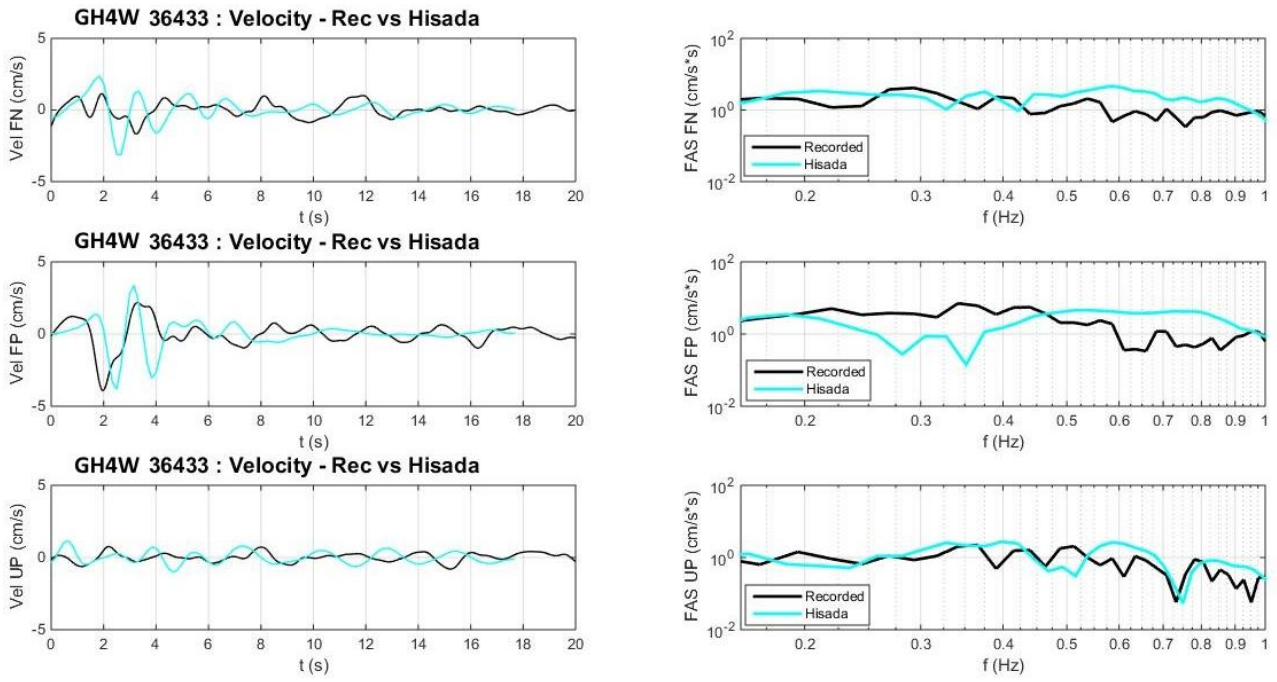


Figura A2. 28 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH4W (36433)

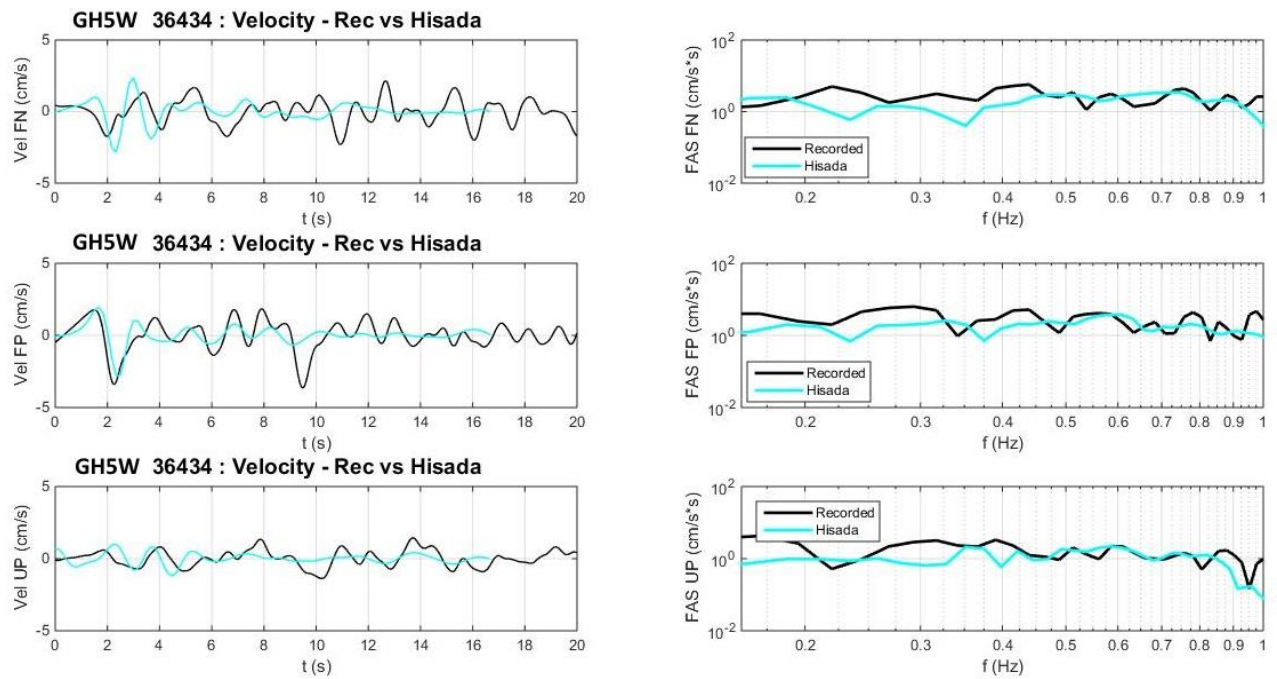


Figura A2. 29 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH5W (36434)

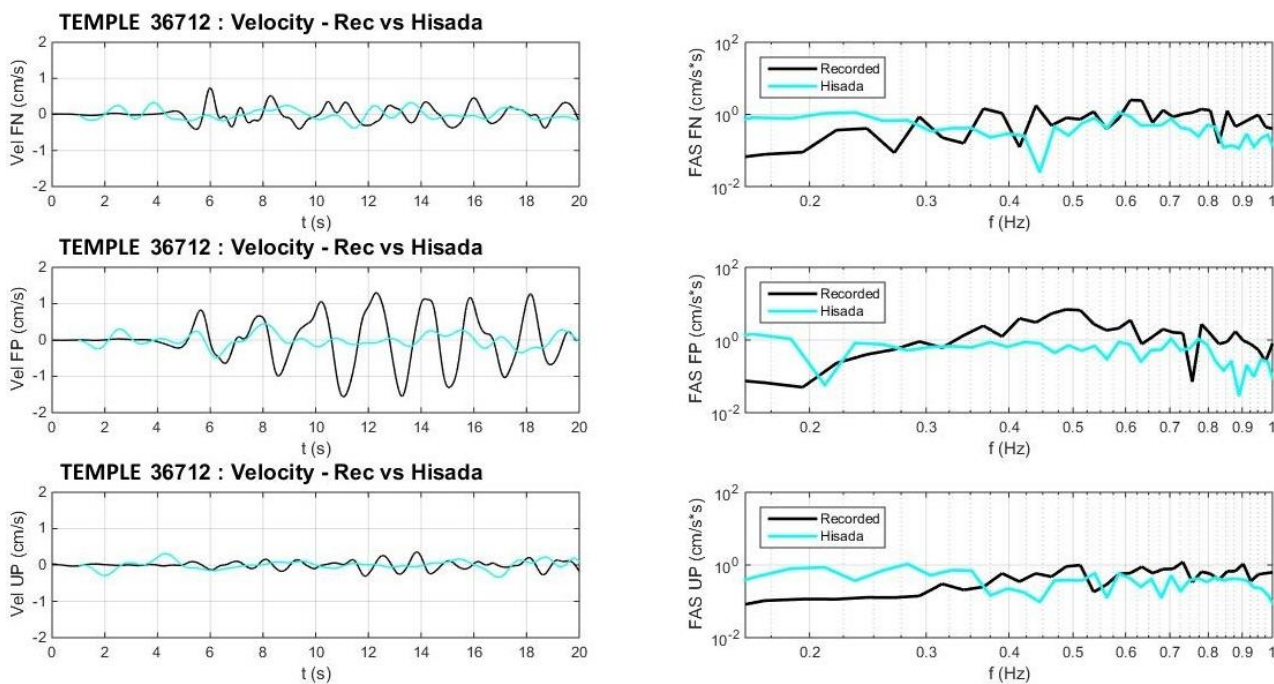


Figura A2. 30 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione TEMPLE (36712)

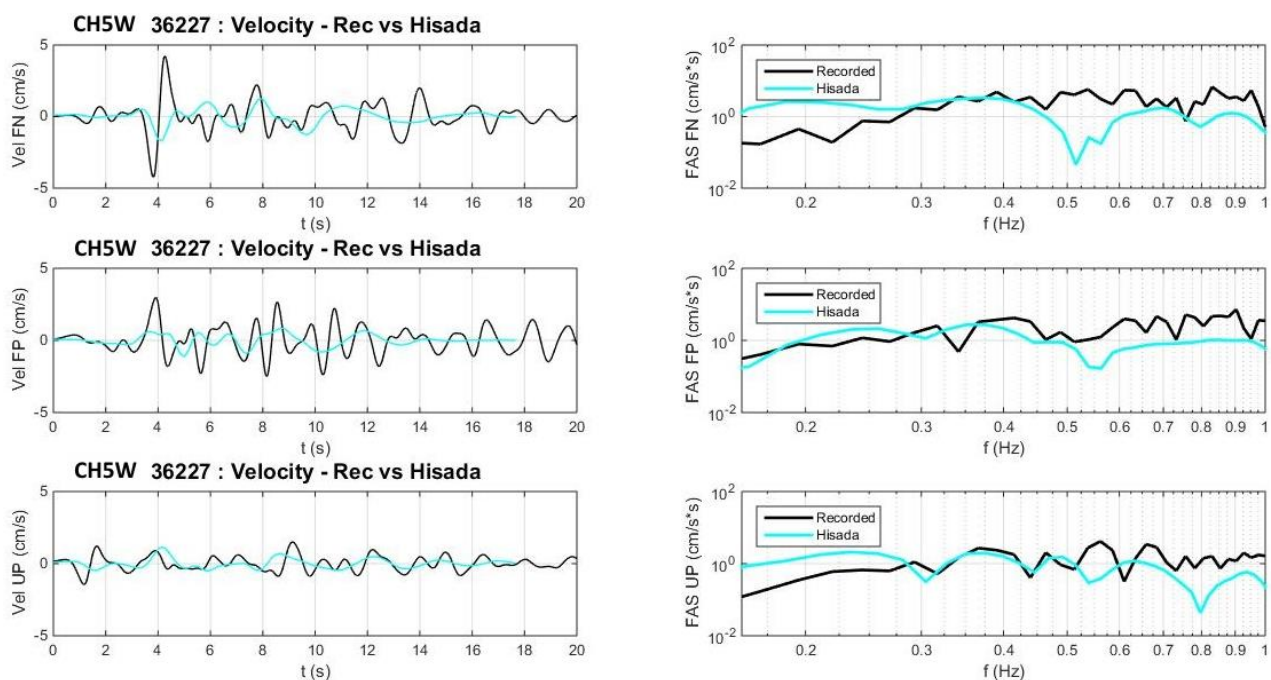


Figura A2. 31 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH5W (36227)

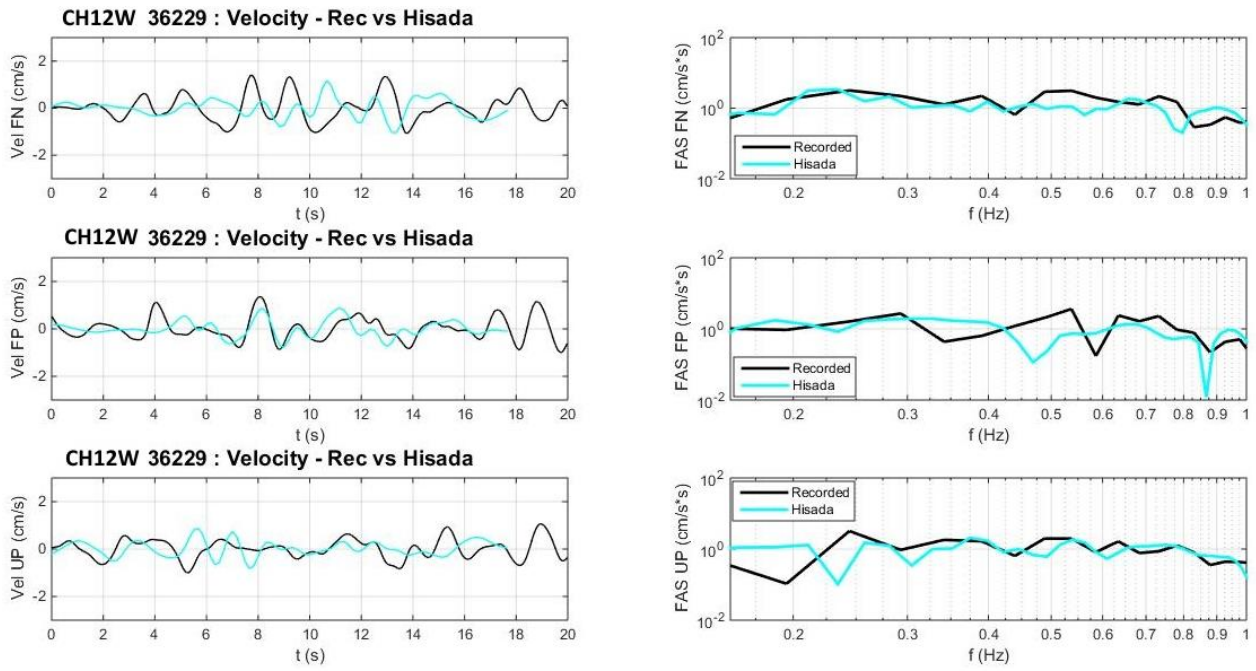


Figura A2. 32 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH12W (36229)

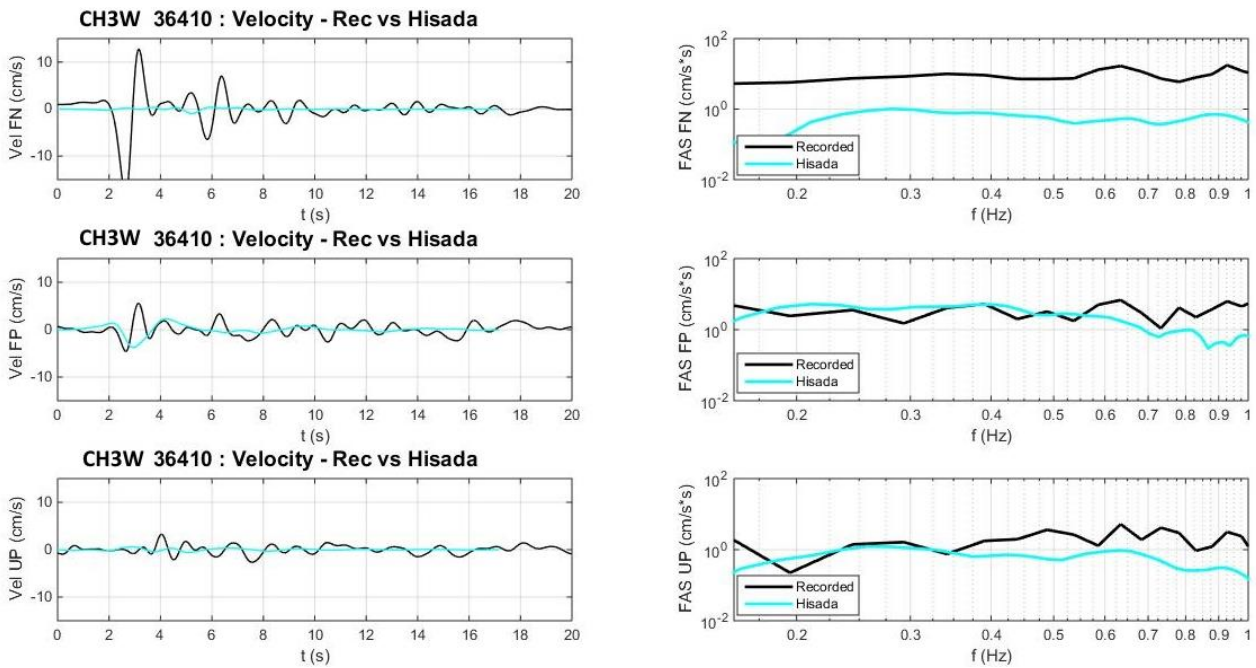


Figura A2. 33 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH3W (36410)

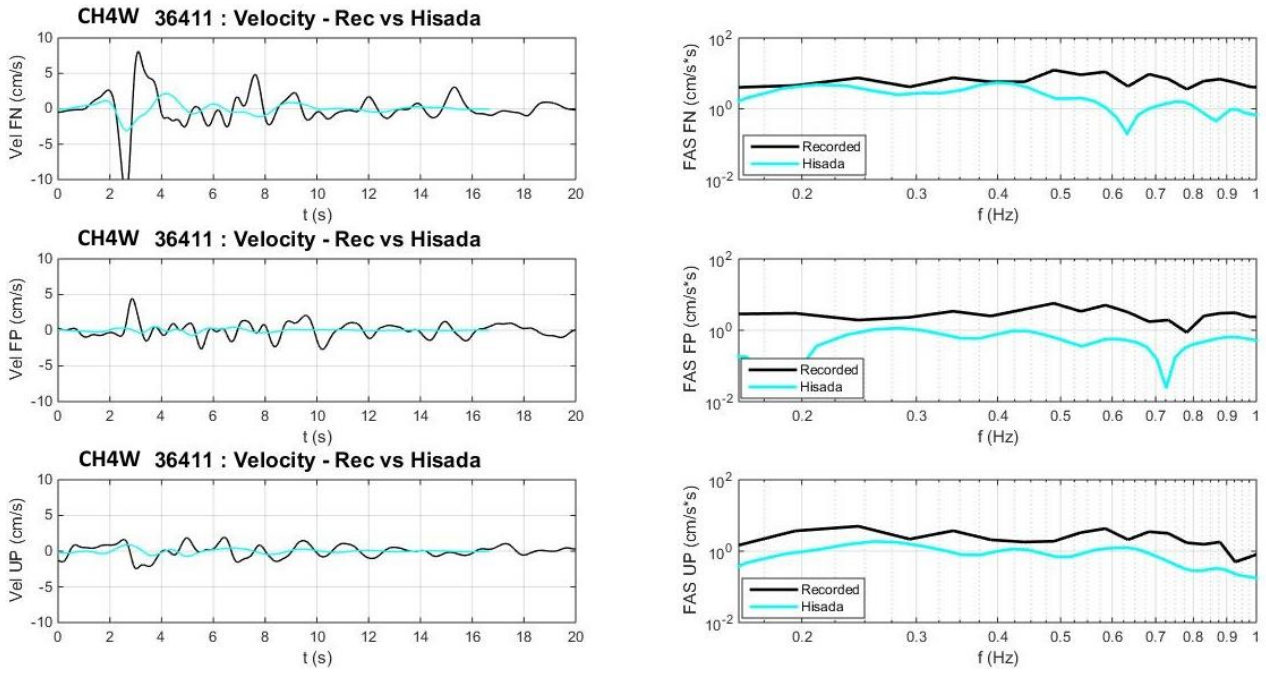


Figura A2. 34 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH4W (36411)

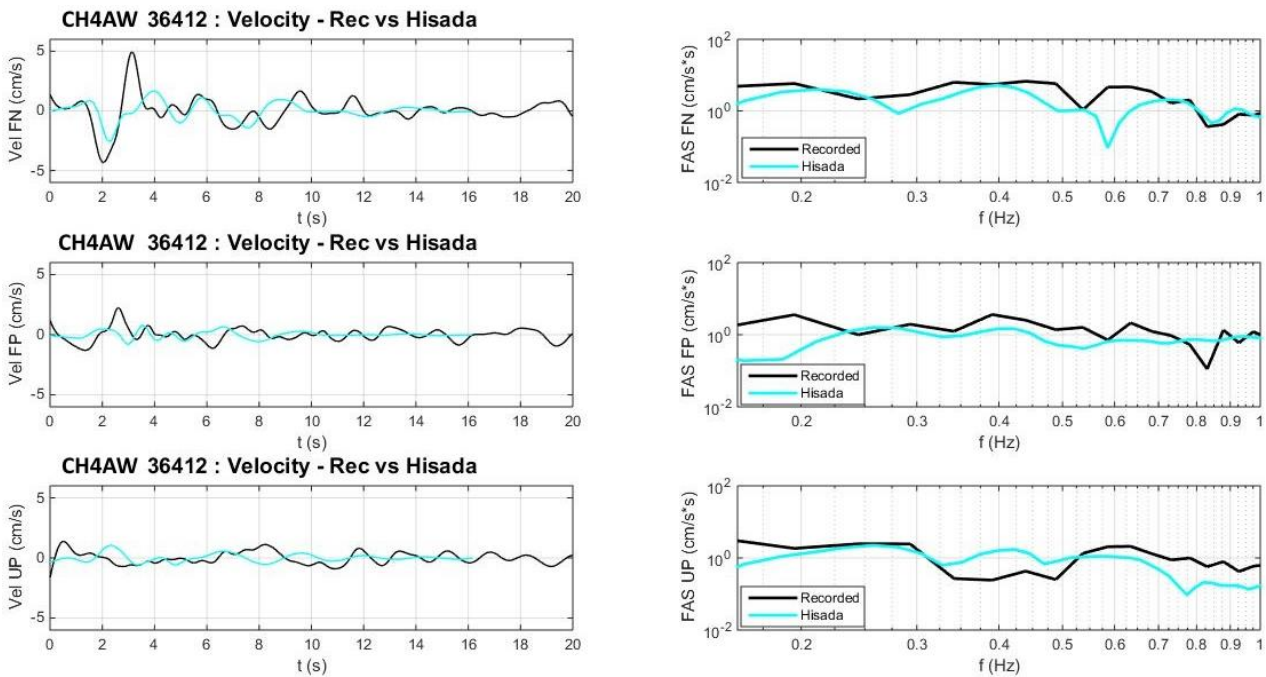


Figura A2. 35 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH4AW (36412)

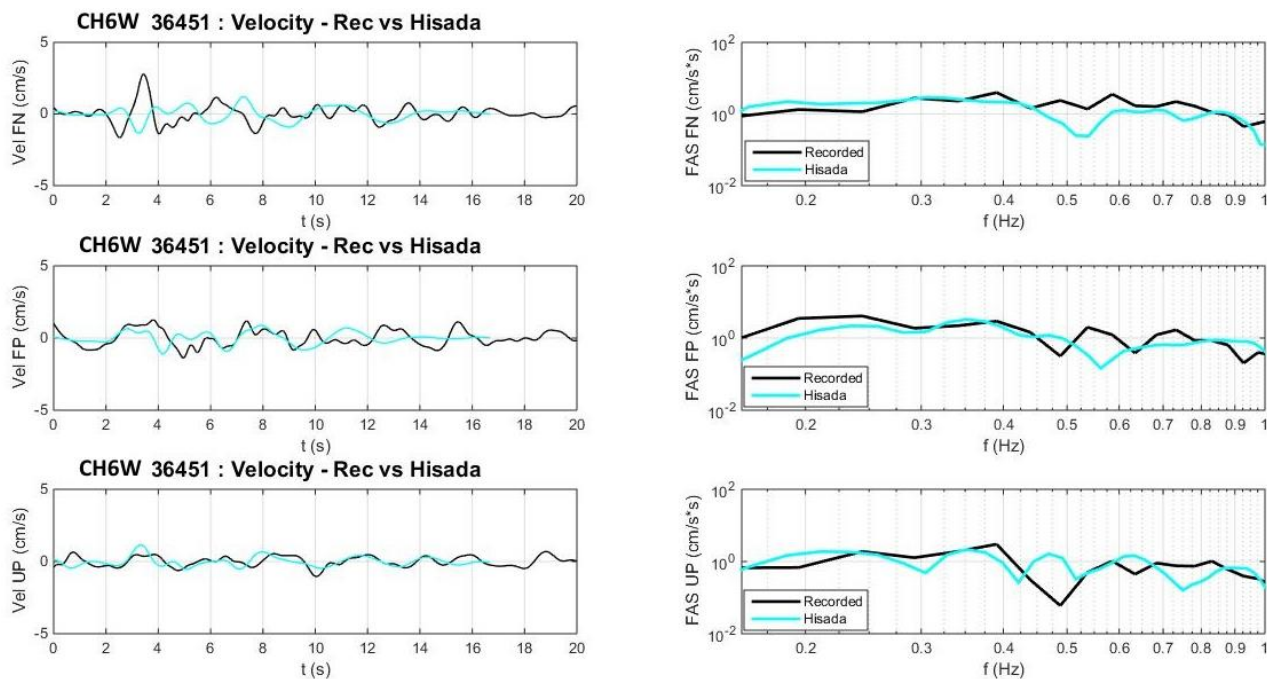


Figura A2. 36 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione CH6W (36451)

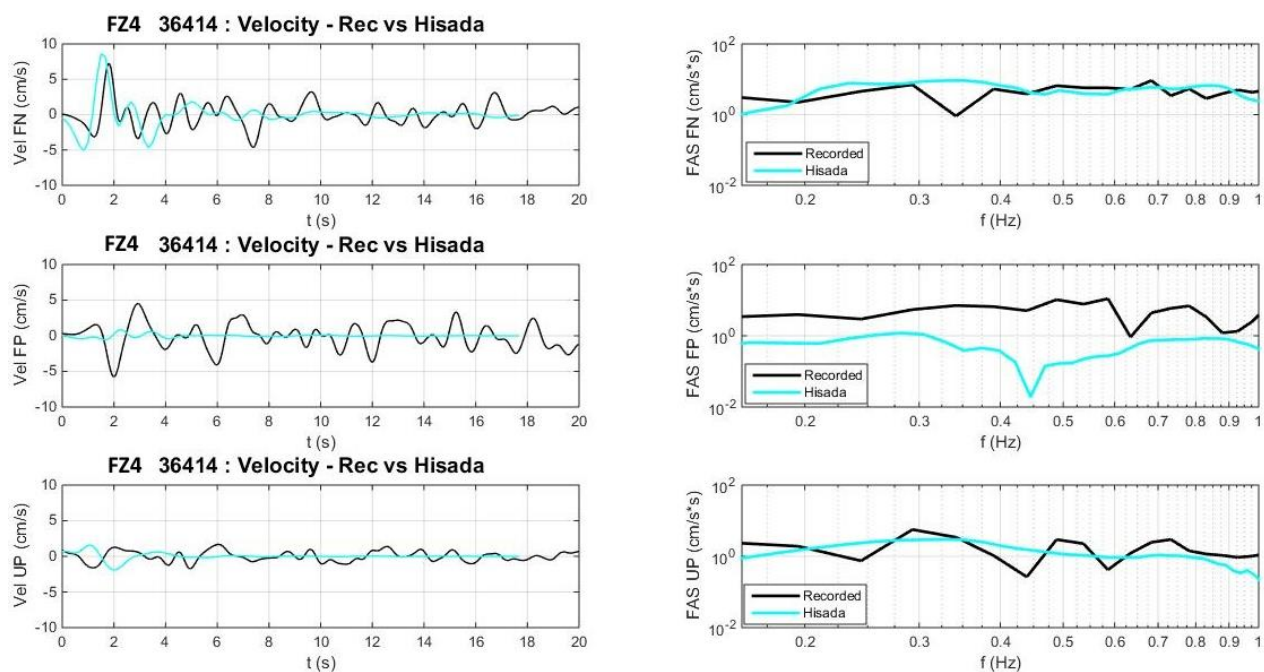


Figura A2. 37 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ4 (36414)

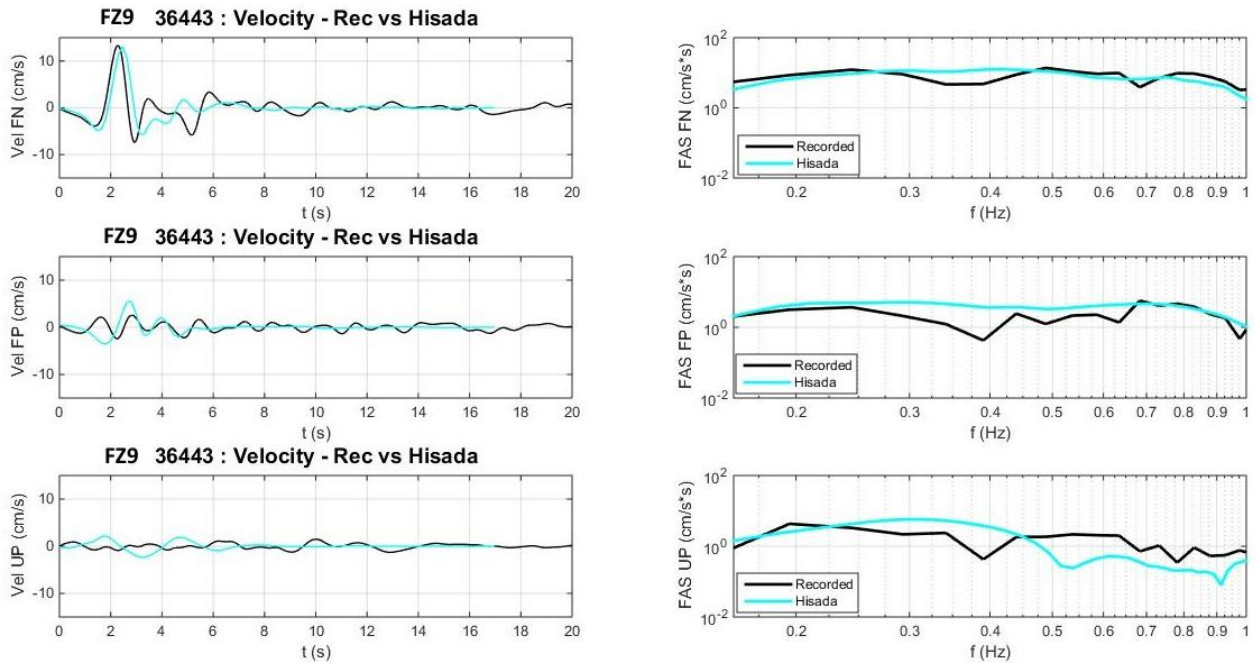


Figura A2. 38 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ9 (36443)

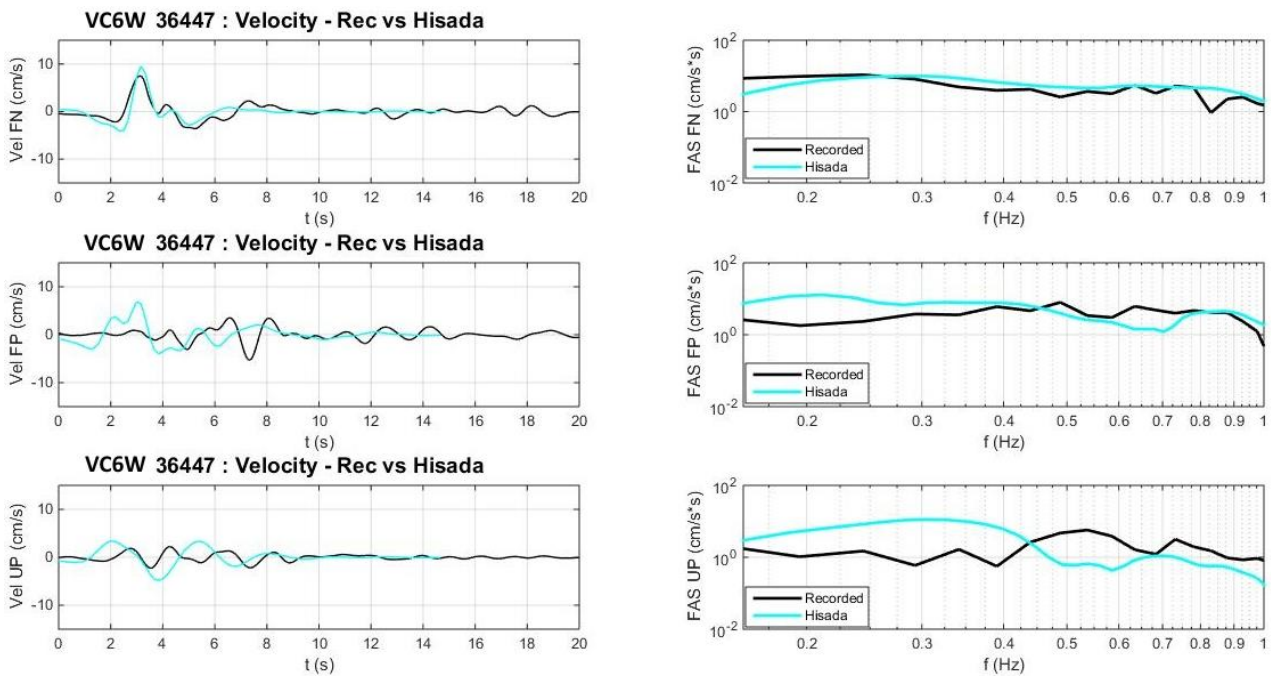


Figura A2. 39 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC6W (36447)

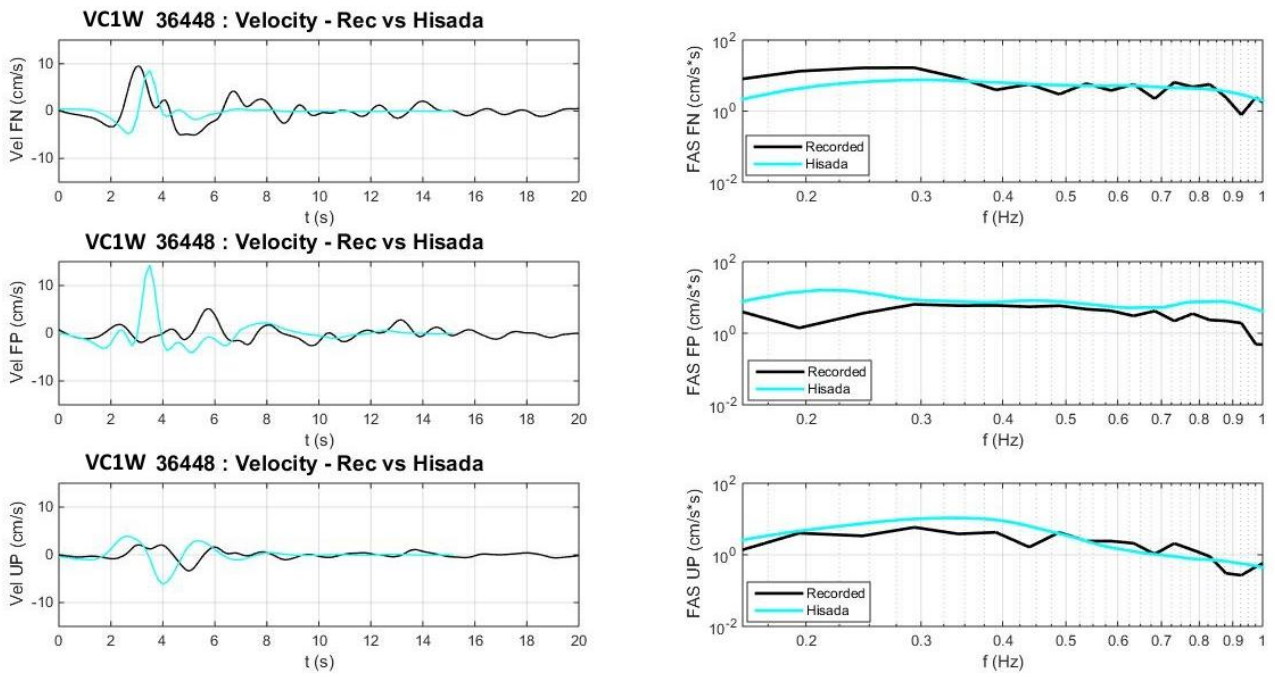


Figura A2. 40 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC1W (36448)

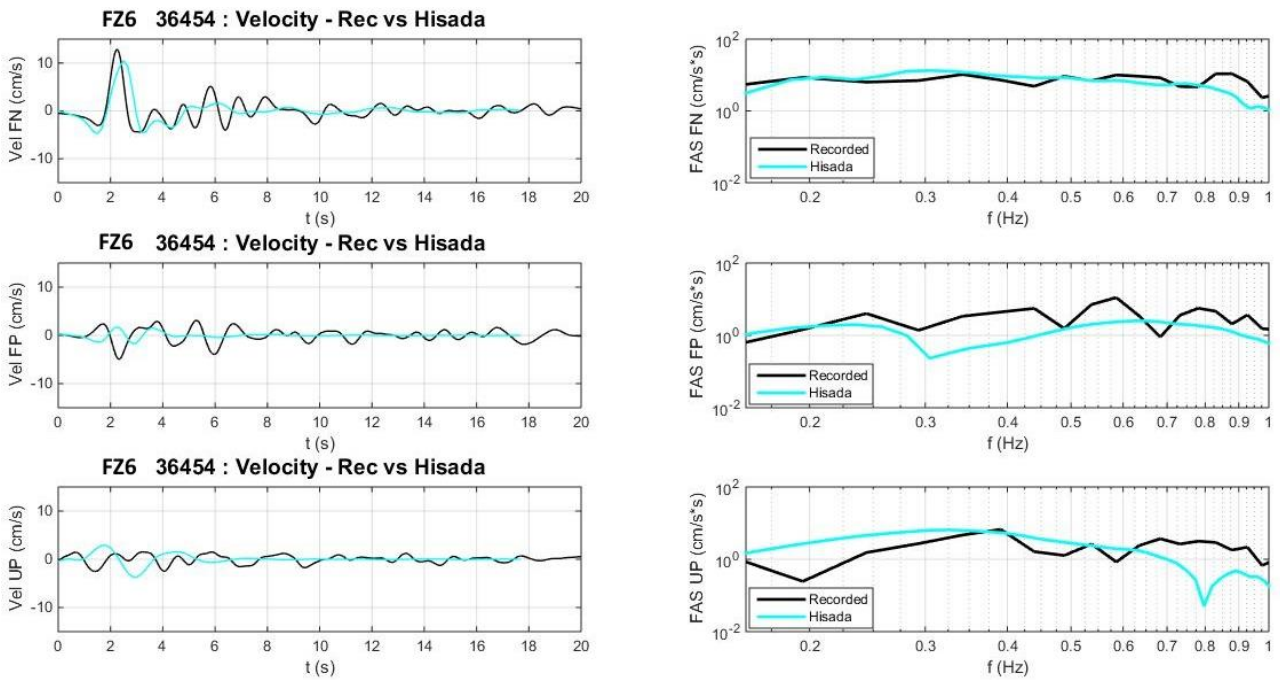


Figura A2. 41 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione FZ6 (36454)



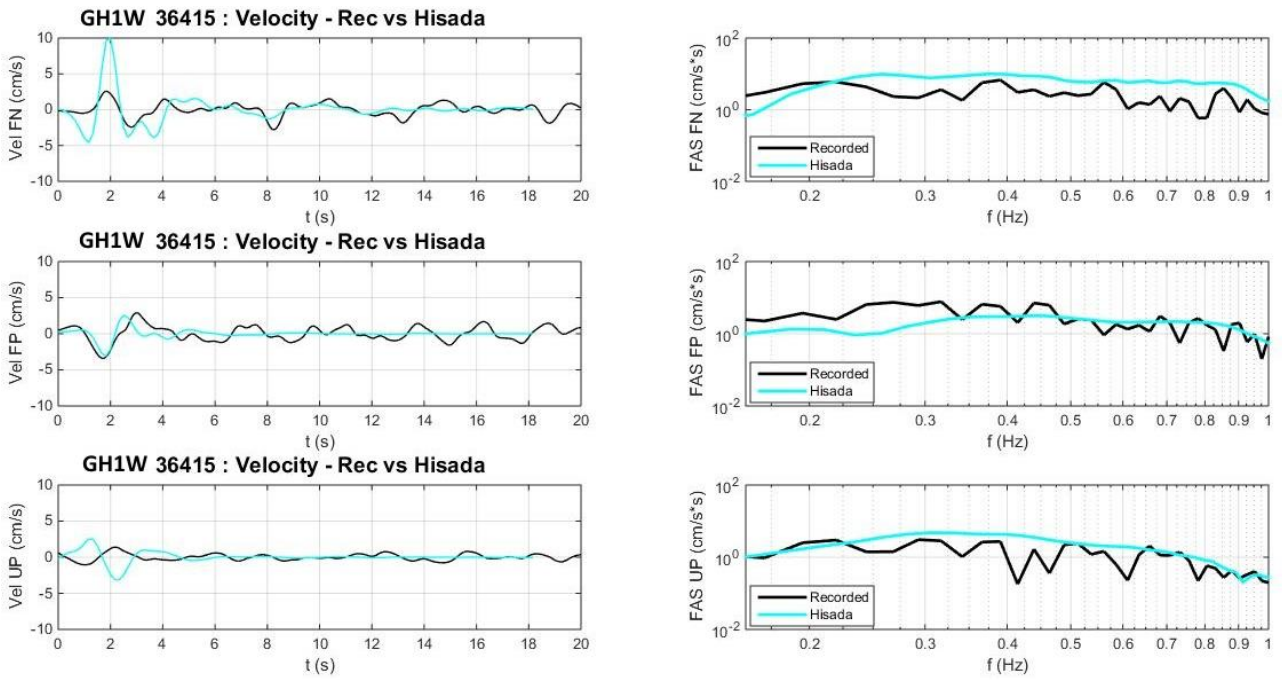


Figura A2. 42 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione GH1W (36415)

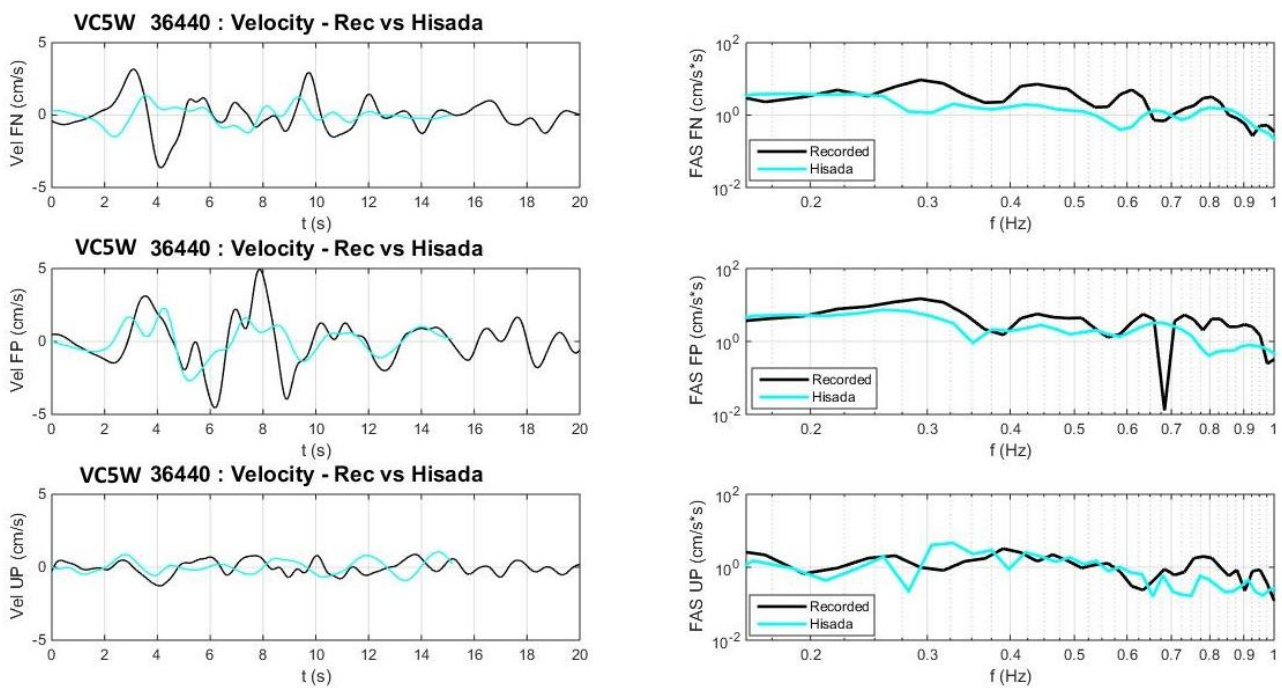


Figura A2. 43 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC5W (36440)

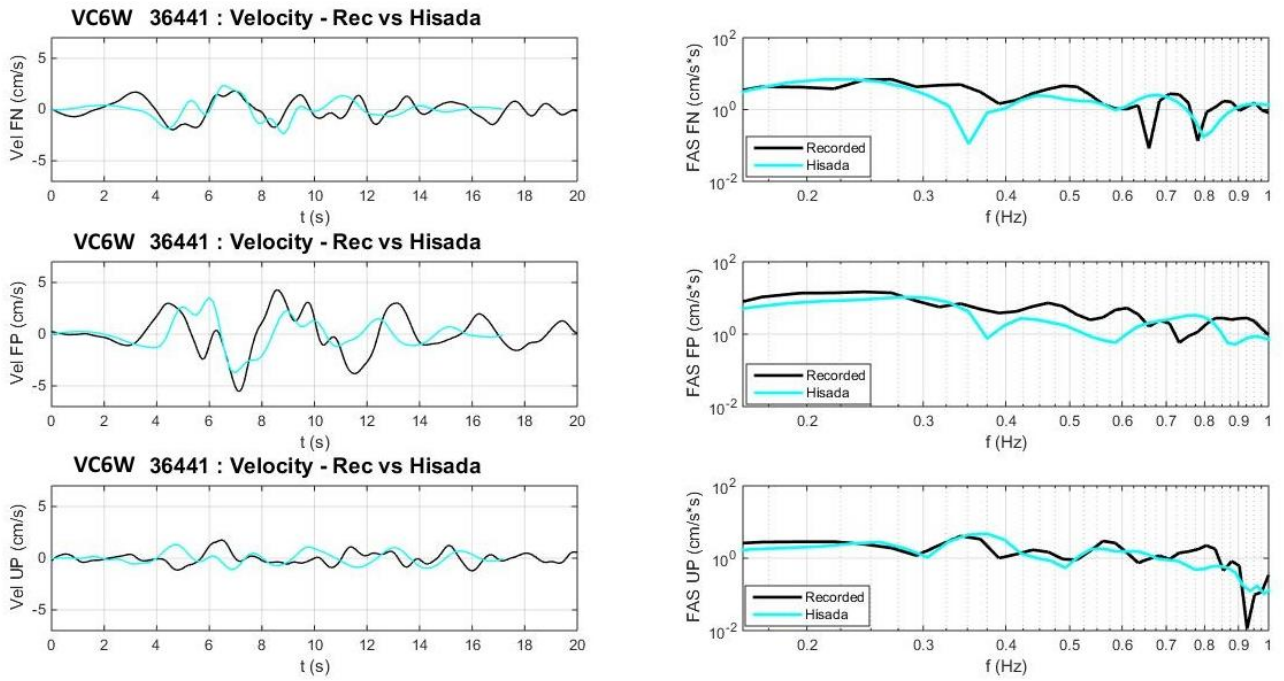


Figura A2. 44 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC6W (36441)

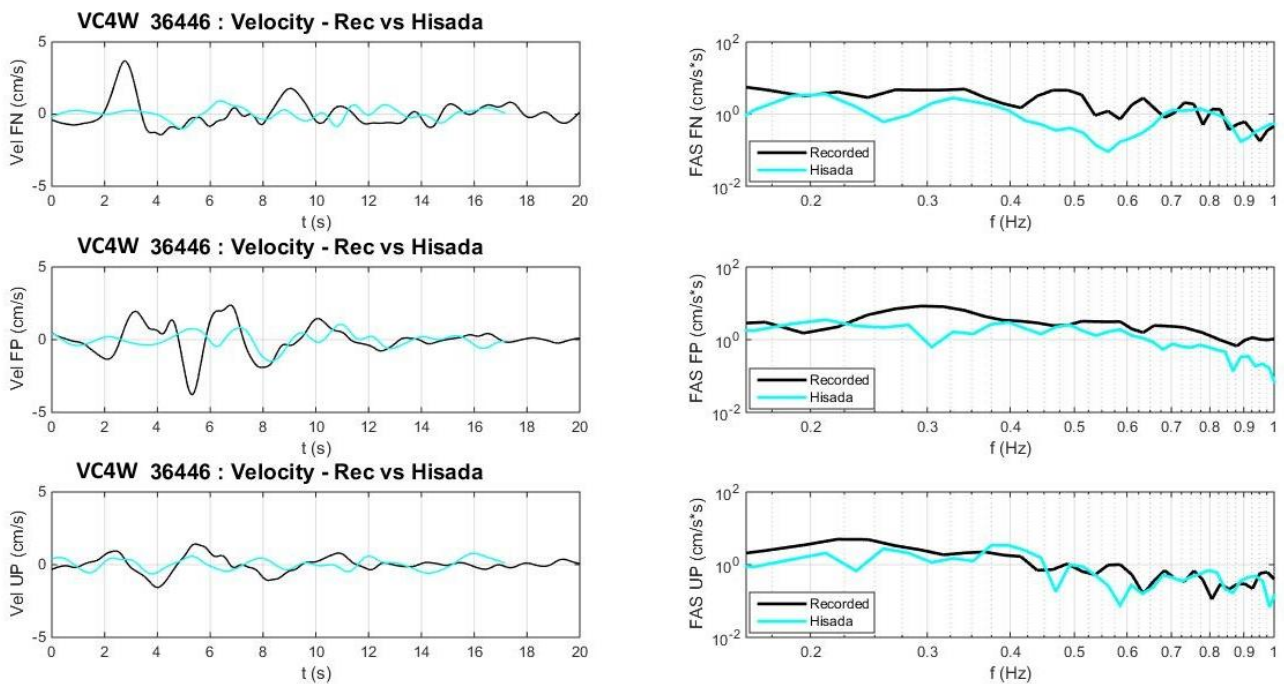


Figura A2. 45 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione VC4W (36446)

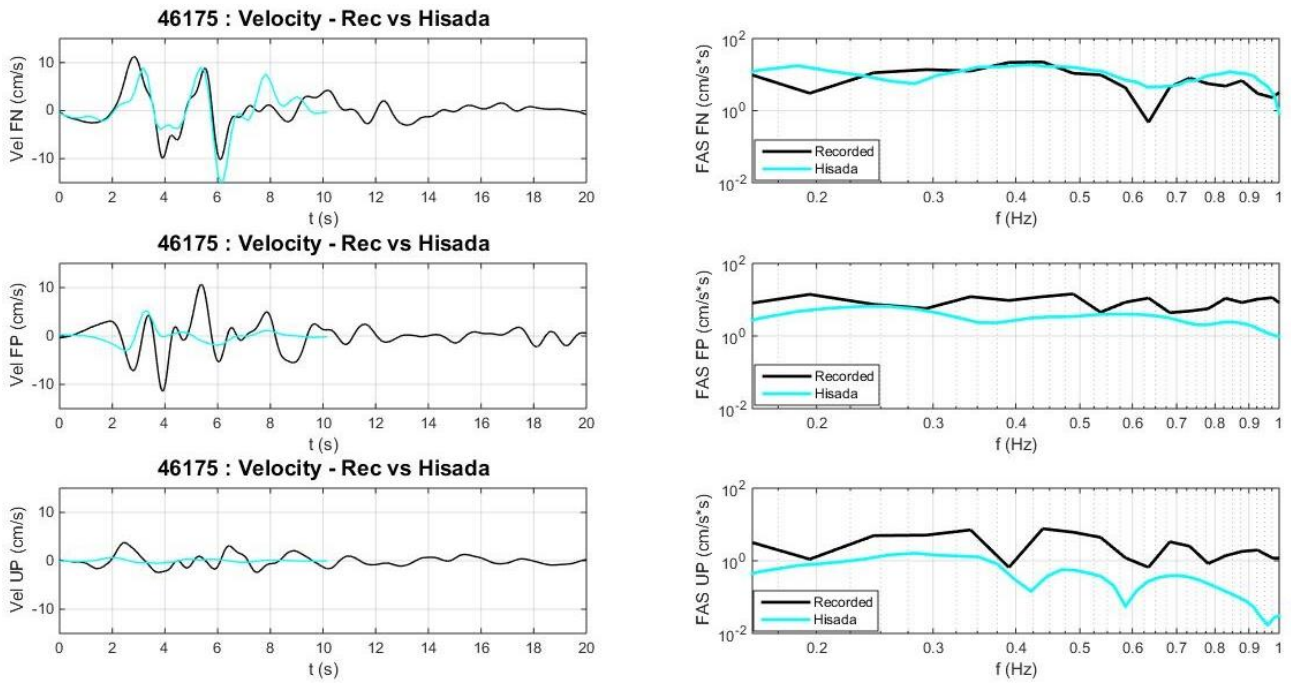


Figura A2. 46 Comparazioni in termini di velocità e rispettivo spettro di Fourier per la stazione Coalinga Canyon (46175)

## APPENDICE 3

In questa appendice si riportano le mappe di distribuzione del moto ricavate dalla simulazione del terremoto di Parkfield del 28 settembre 2004, attraverso l'uso del programma Hisada. Le componenti del moto sono riportate in direzione Est-Ovest, Nord-Sud, Up-Down, Fault Parallel e Fault Normal.

In Figura A3.2 vengono riportati i valori di PGD, in Figura A3.3 si riportano invece le mappe di PGV. Le Figure A3.4, A3.5, A3.6, A3.7, A3.8 comprendono le mappe in termini di  $S_a$ , ovvero di Accelerazione Spettrale, ricavate per i periodi  $T=0.5, 0.75, 1.0, 2.0, 5.0$  s.

Le Figure A3.9, A3.10, A3.11, A3.12, A3.13 riportano le mappe in termini di  $S_d$ , Spostamento Spettrale, calcolati per i periodi  $T=0.5, 0.75, 1.0, 2.0, 5.0$  s.

I valori ricavati sono stati calcolati in corrispondenza delle 1250 stazioni che sono mostrate in Figura A3.1.

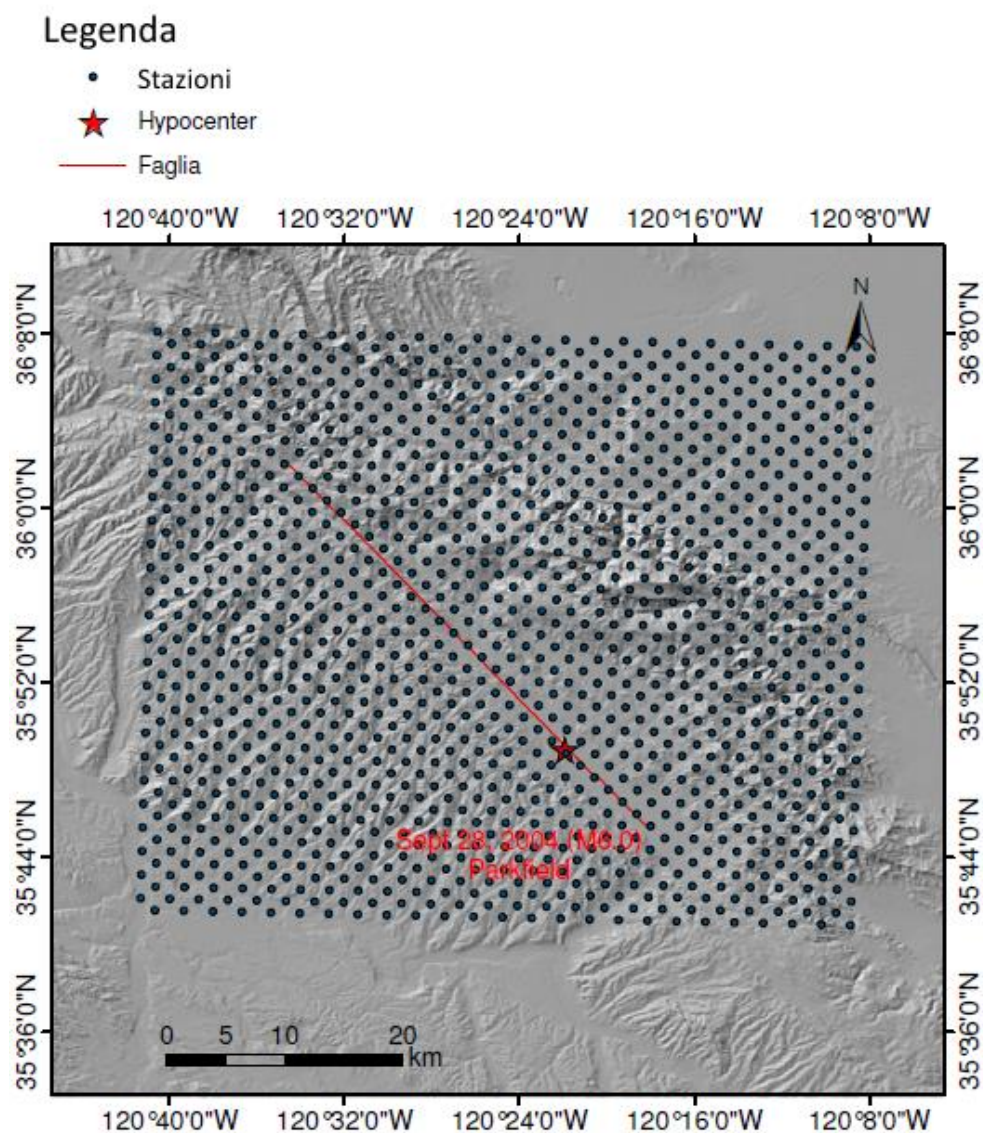


Figura A3. 1 Le 1250 stazioni usate per la creazione delle mappe di scuotimento

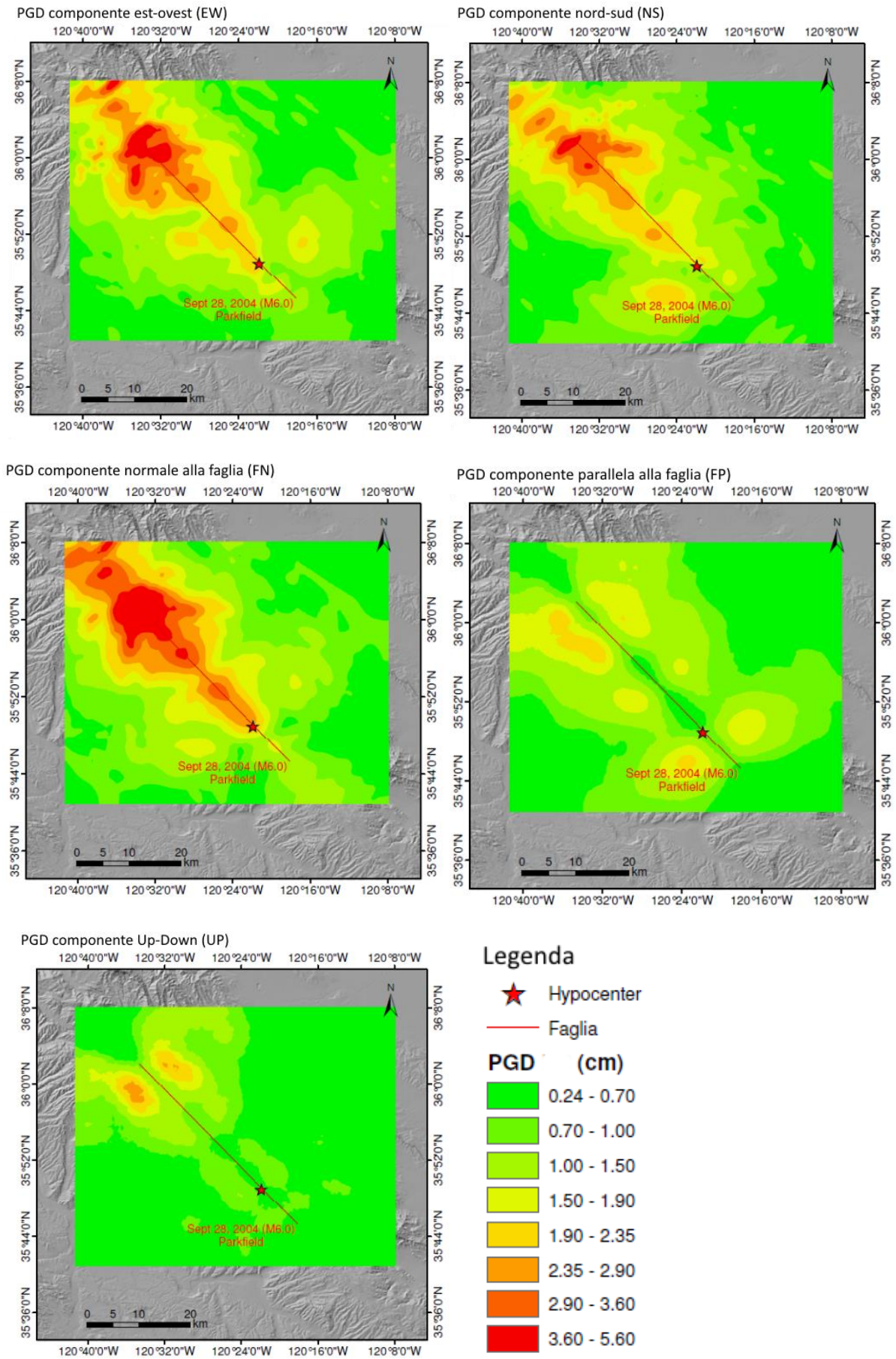


Figura A3. 2 Mappe di distribuzione di Peak Gound Displacements (PGD)

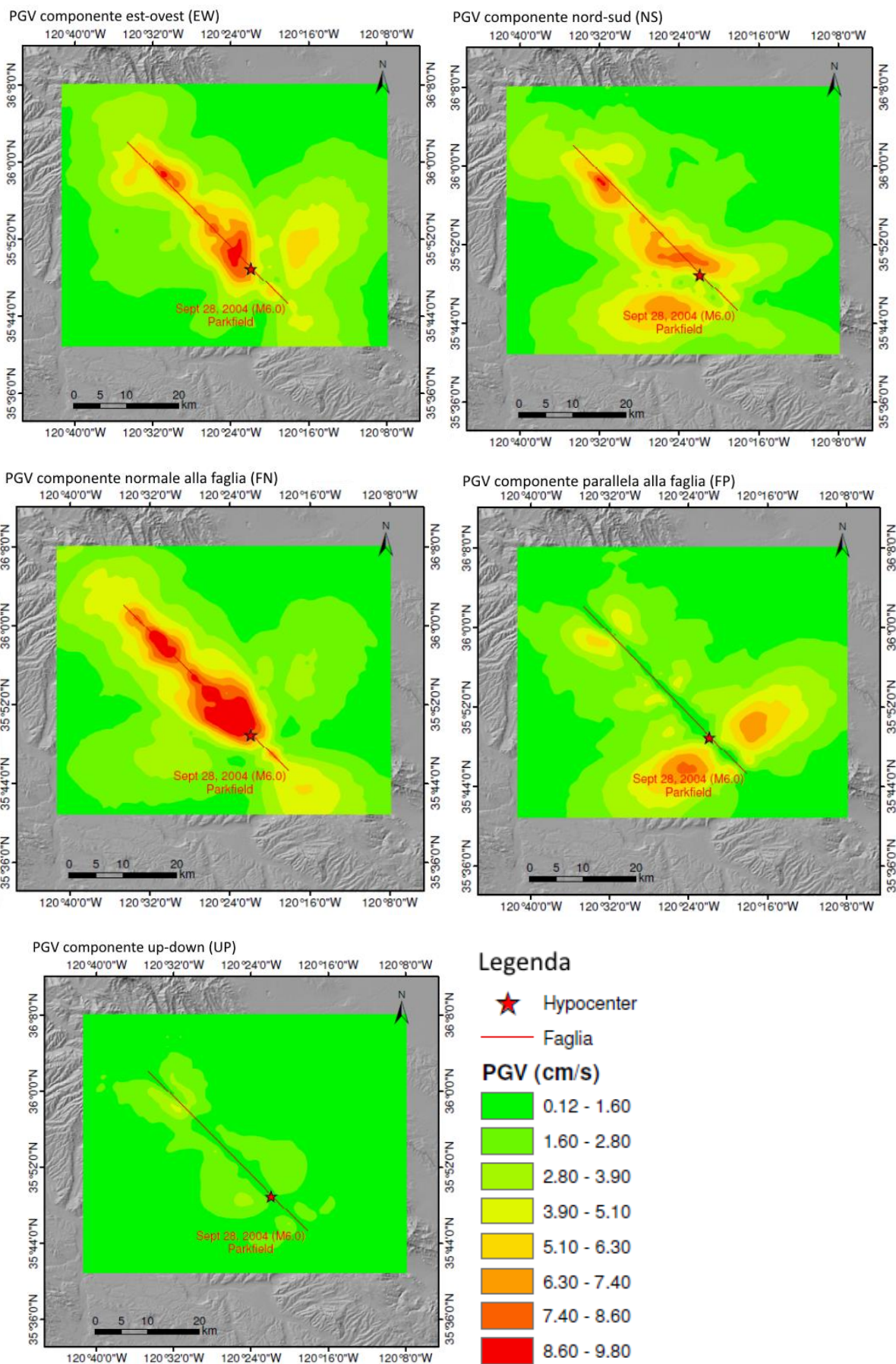


Figura A2. 47 Mappe di distribuzione di Peak Gound Velocities (PGV)

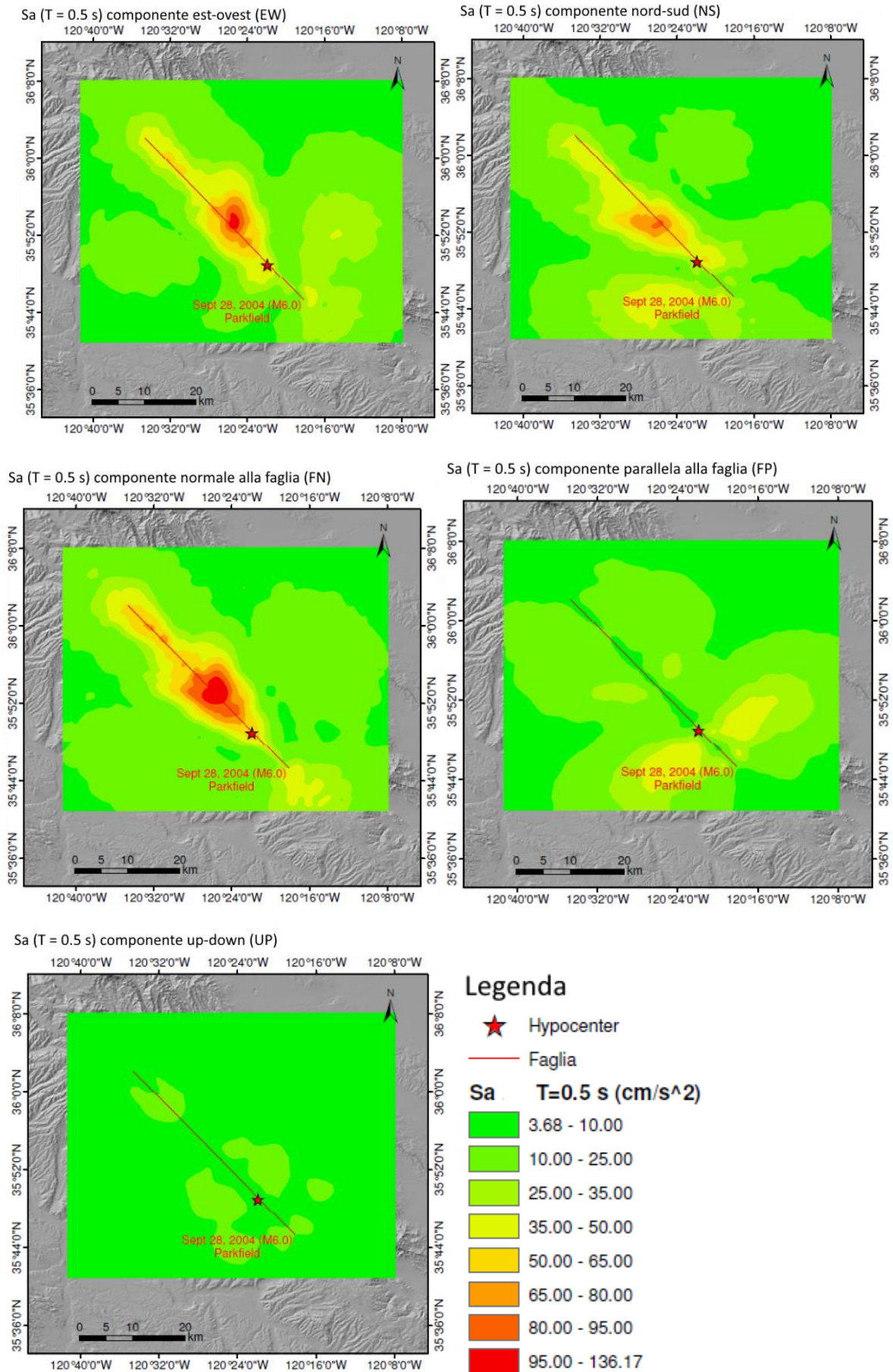


Figura A3. 3 Mappe di distribuzione Accelerazione Spettrale a periodo  $T = 0.5$  s

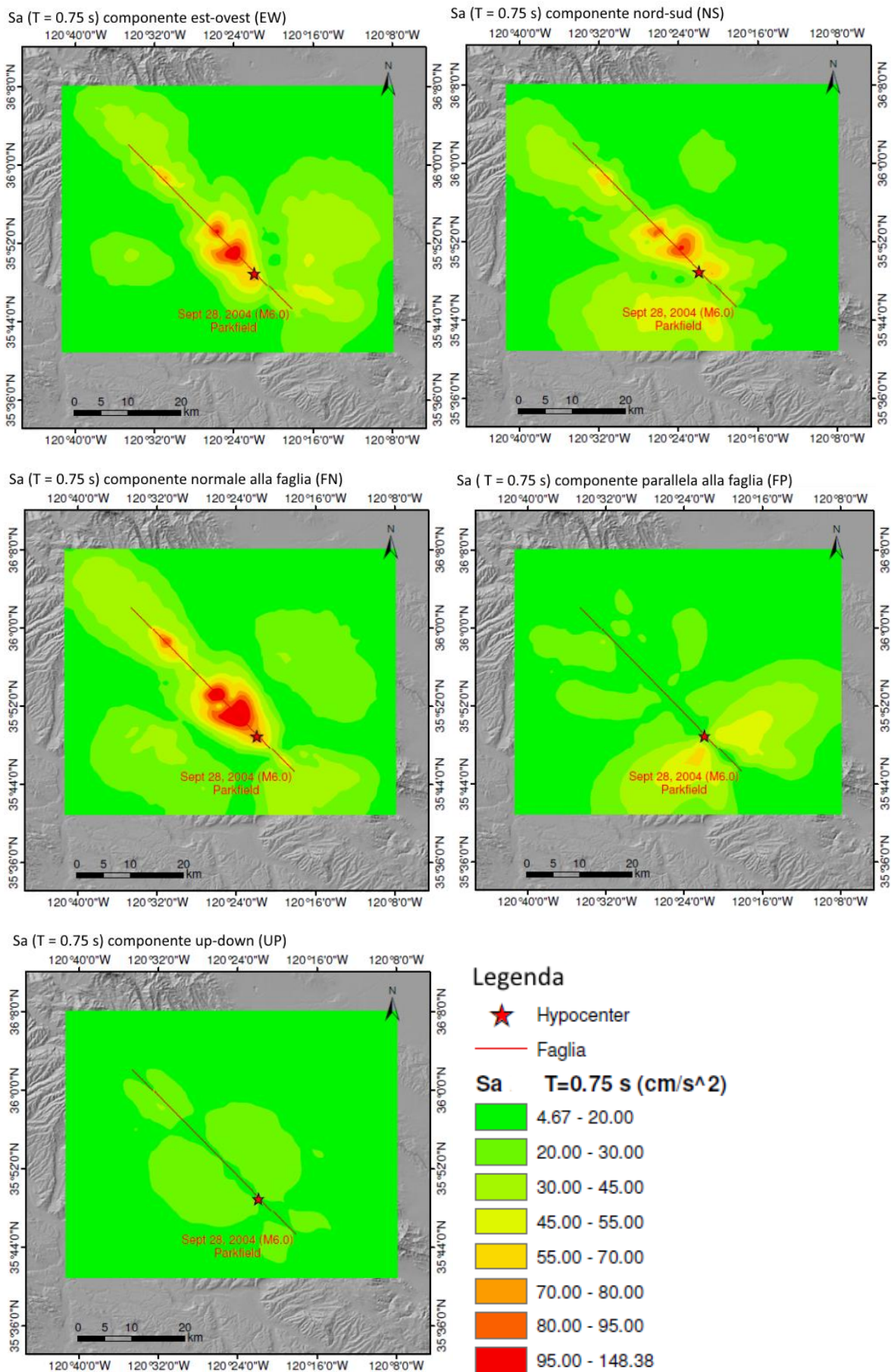


Figura A3. 4 Mappe di distribuzione Accelerazione Spettrale a periodo T = 0.75 s



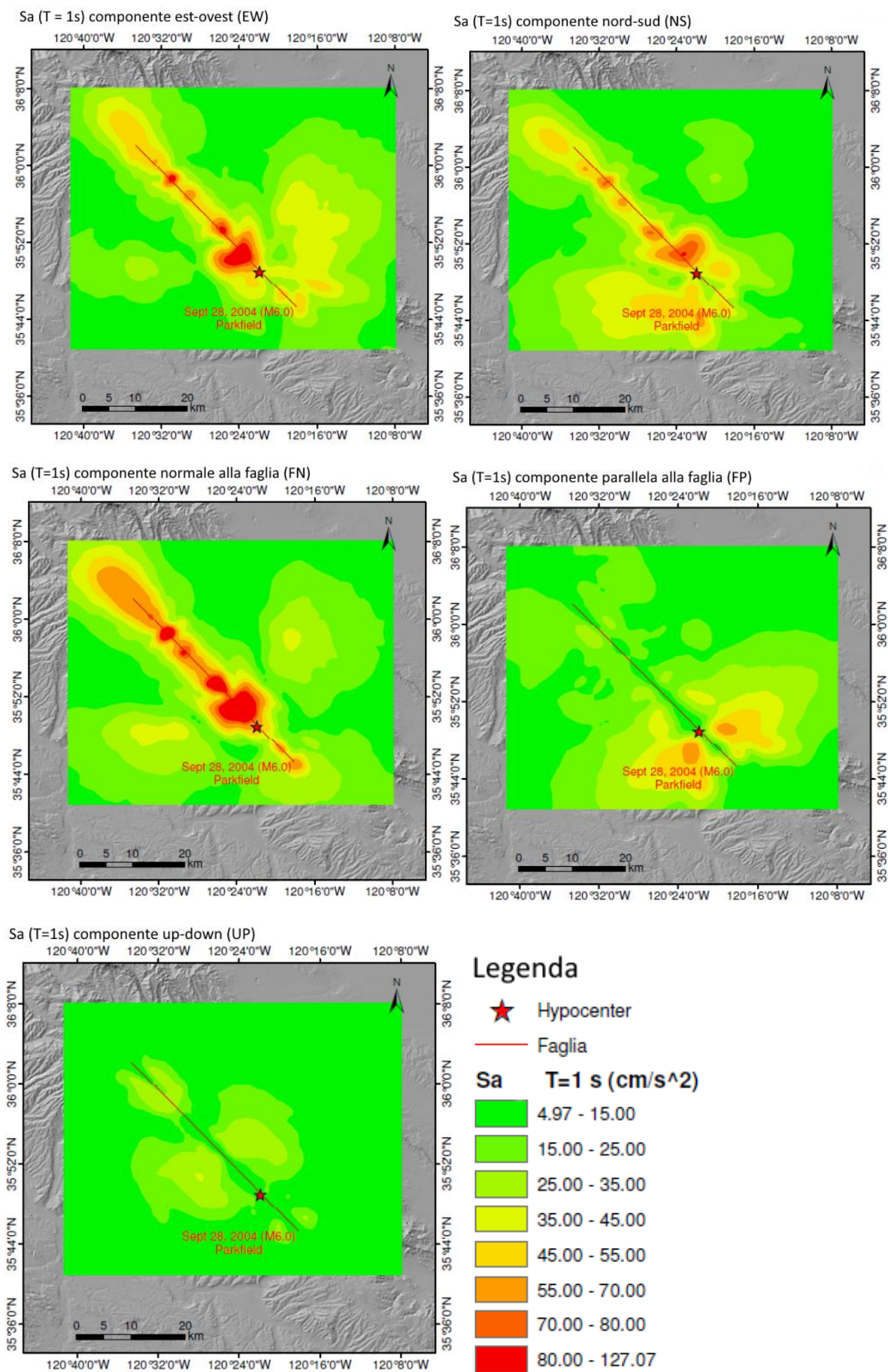


Figura A3. 5 Mappe di distribuzione Accelerazione Spettrale a periodo  $T = 1$  s

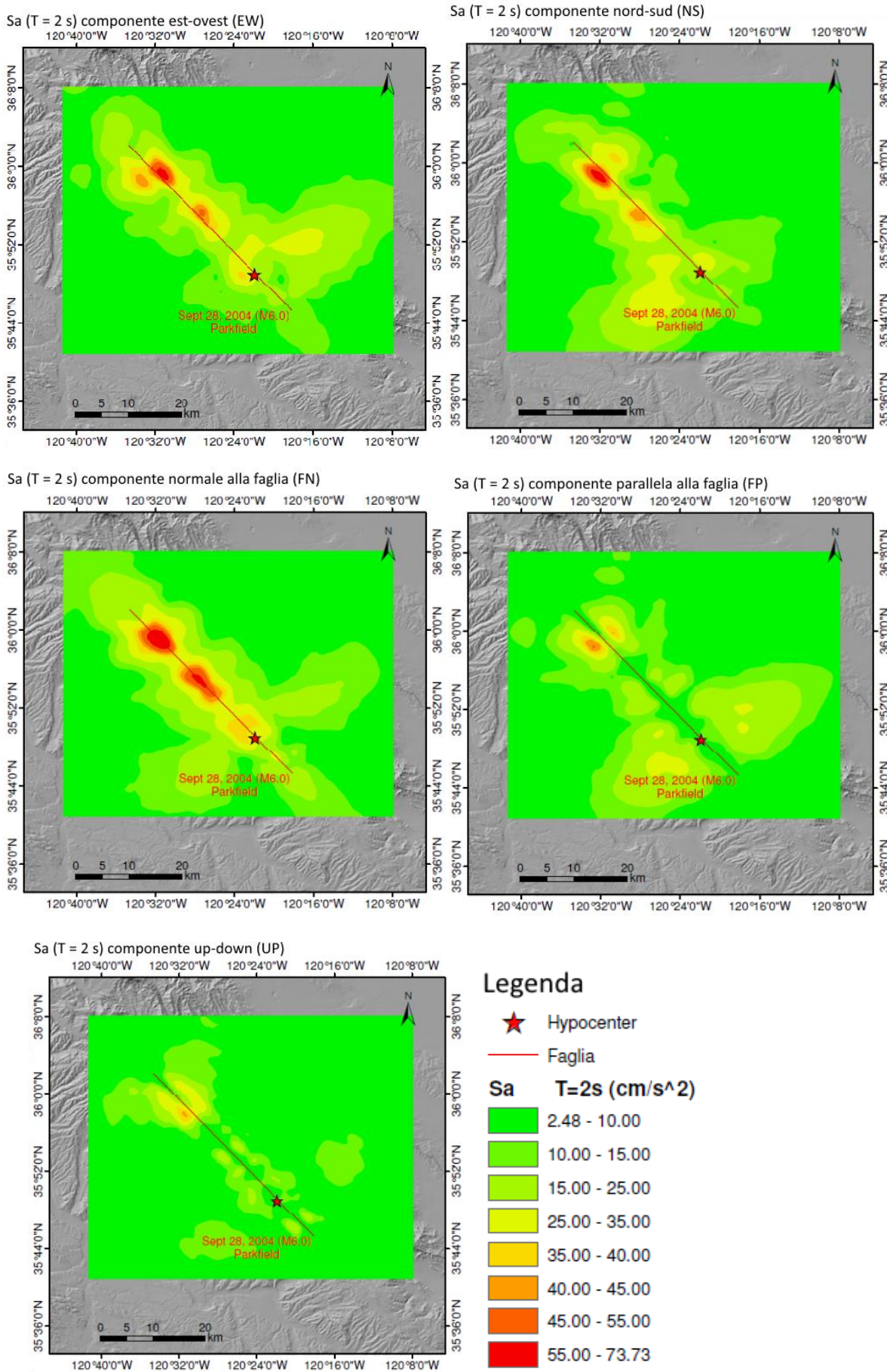


Figura A3. 6 Mappe di distribuzione Accelerazione Spettrale a periodo  $T = 2$  s

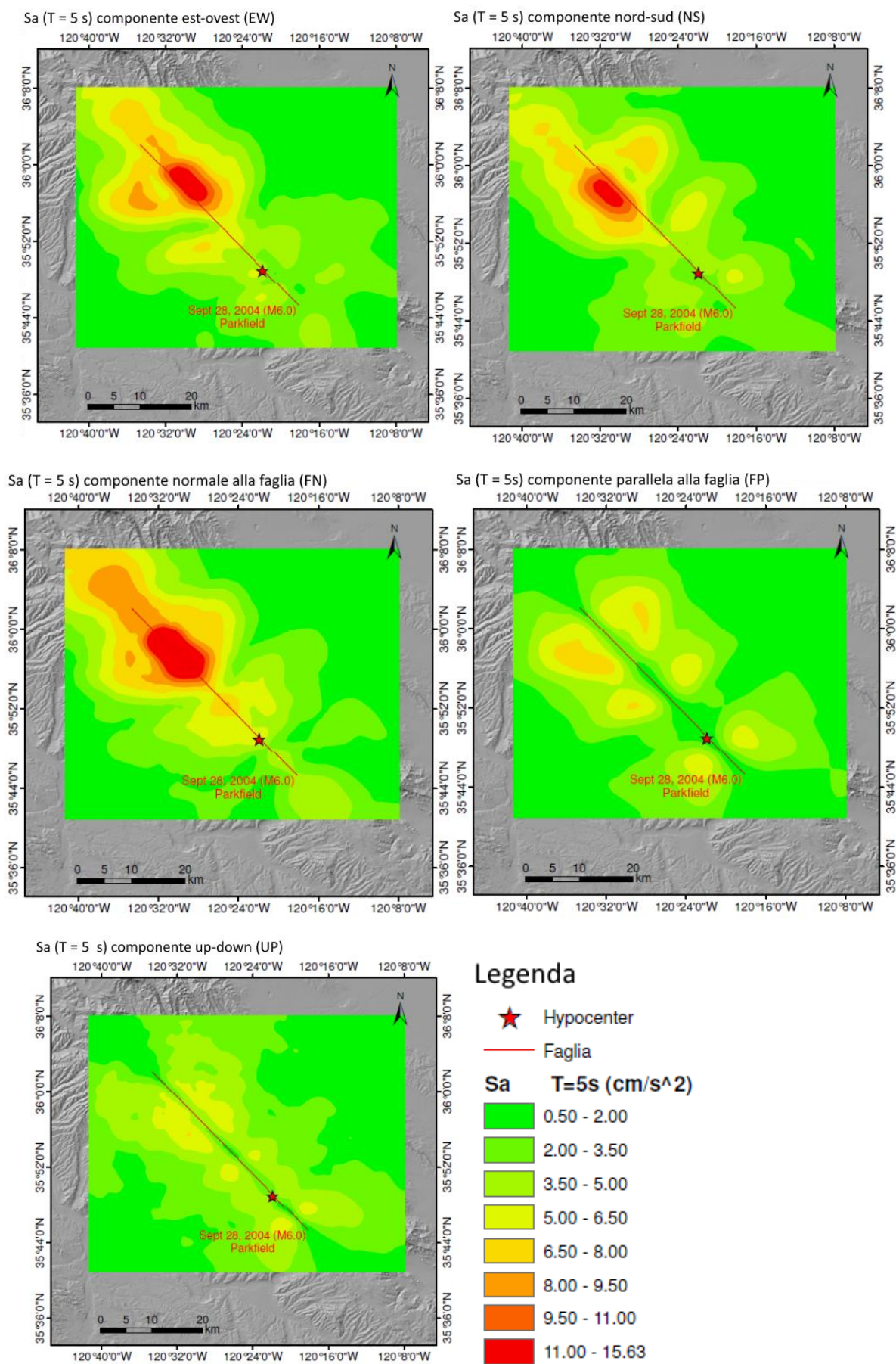


Figura A3. 7 Mappe di distribuzione Accelerazione Spettrale a periodo T = 5 s

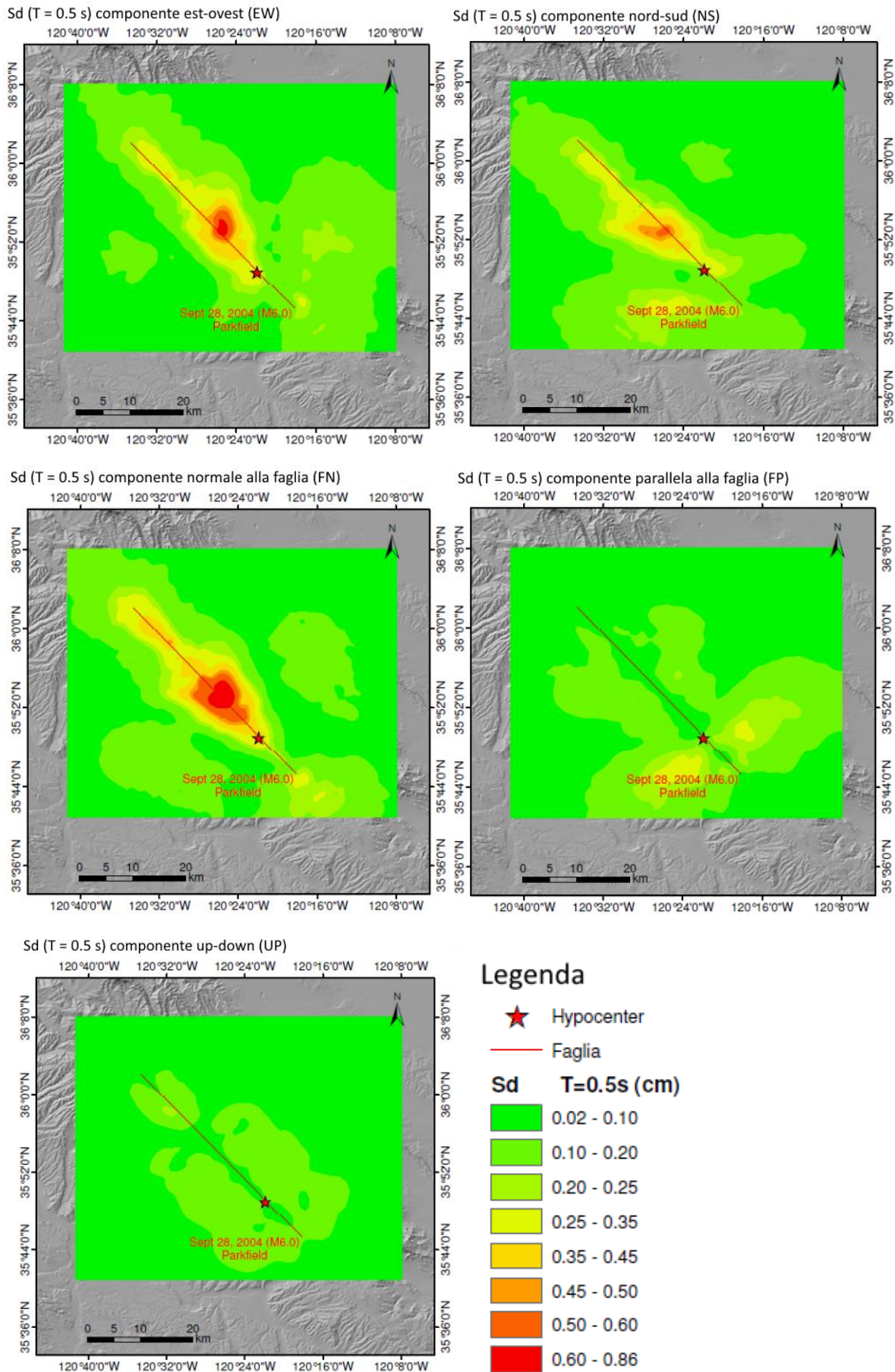


Figura A3. 8 Mappe di distribuzione Spostamento Spettrale a periodo  $T = 0.5 s$

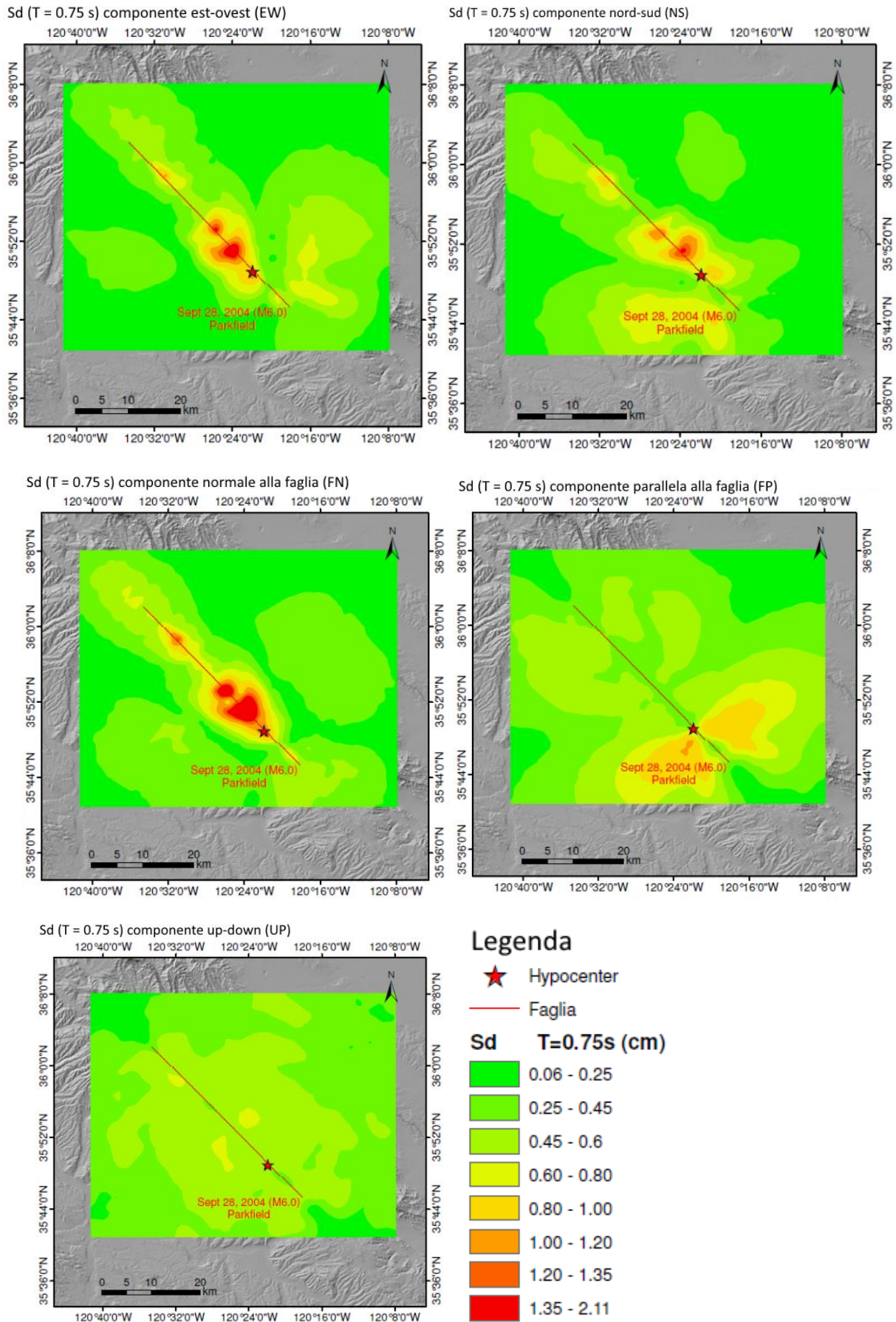


Figura A3. 9 Mappe di distribuzione Spostamento Spettrale a periodo  $T = 0.75 s$

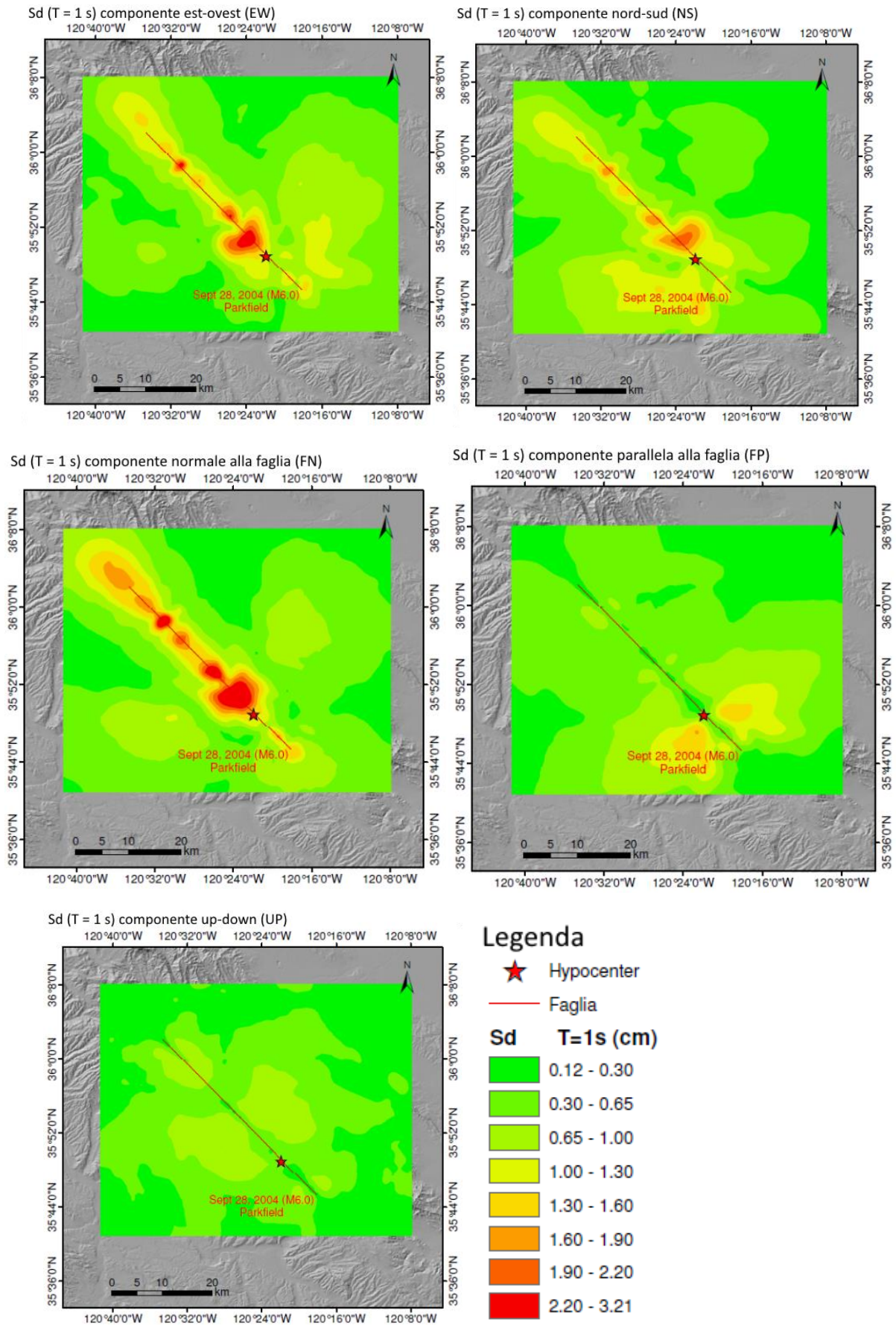


Figura A3. 10 Mappe di distribuzione Spostamento Spettrale a periodo  $T = 1$  s

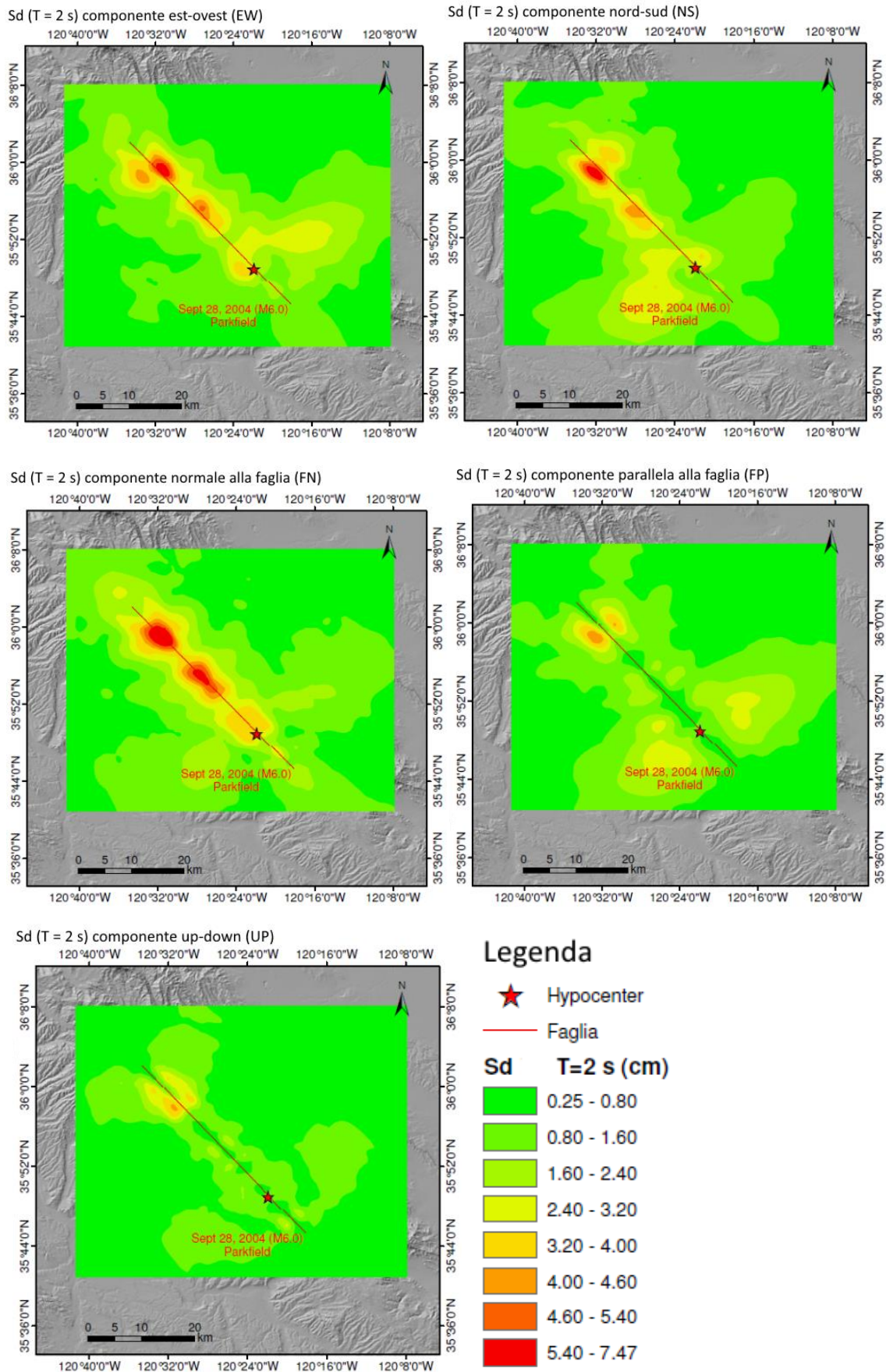


Figura A3. 11 Mappe di distribuzione Spostamento Spettrale a periodo  $T = 2$  s

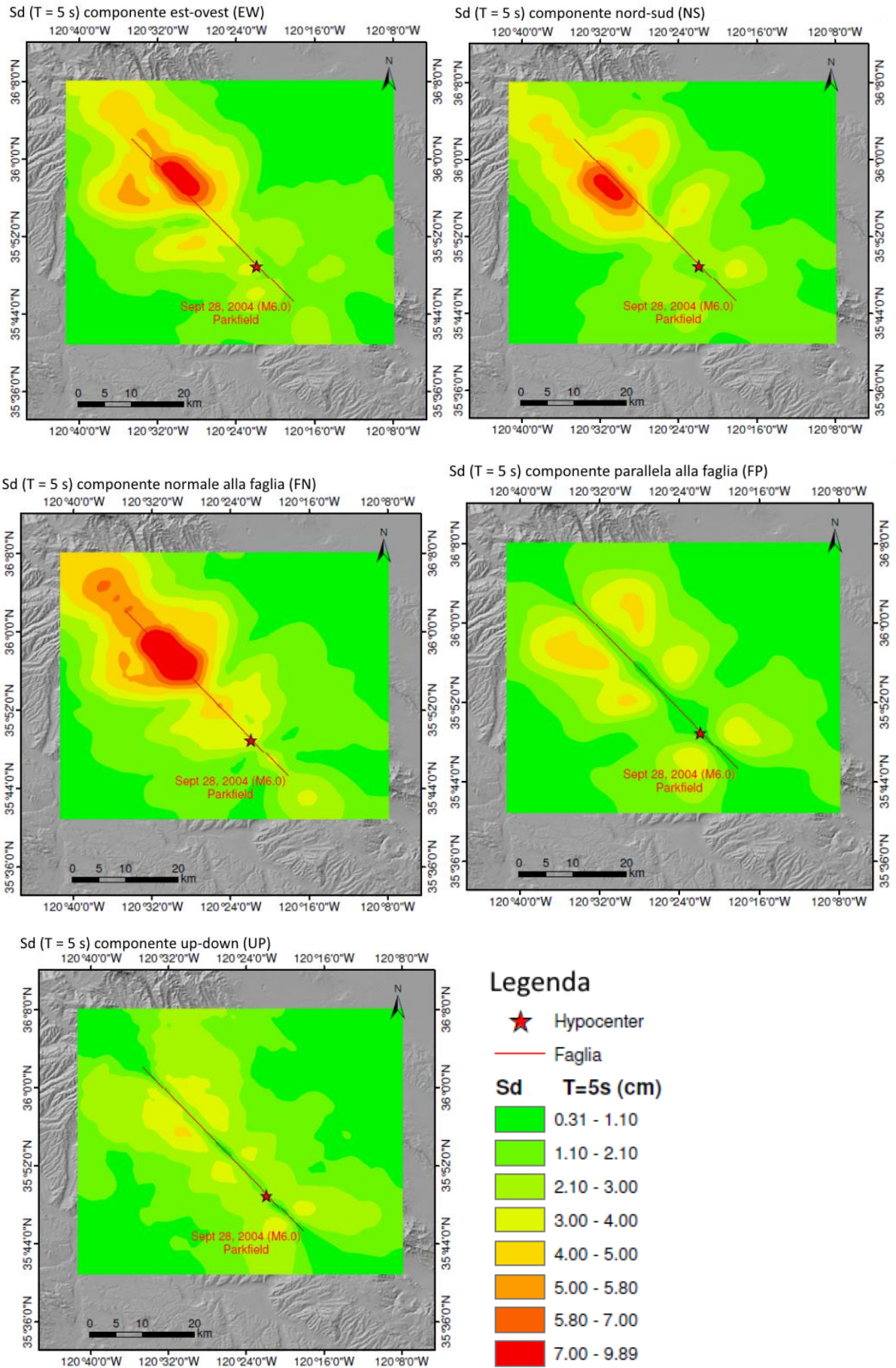


Figura A3. 12 Mappe di distribuzione Spostamento Spettrale a periodo  $T = 5$  s



## Bibliografia

- Steven L. Kramer [1996] “*Geotechnical Earthquake Engineering*”, by Prentice-Hall, Inc.
- Stephen H. Hartzell [1978] “*Earthquake Aftershocks as Green’s Functions*”, Geophysical research letters, Institute of Geophysics and Planetary Physics, University of California, San Diego, La Jolla, California
- Jhon Douglas and Hideo Aochi [2008] “*A Survey of Techniques for Predicting Earthquake Ground Motion for Engineering Purposes*” Springer Science+Business Media B.V. 2008
- Kojiro Irikura [1983] “*Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes*”, Kyoto University, Vol.33, Part 2, No 288.
- F.E.M.A. [2015] “*NEHRP Recommended Seismic Provisions for New Buildings and Other Structures*”, Building Seismic Safety Council, Washington D.C.
- Bindi et al. [2013] “*Pan-European ground-motion prediction equations for the average horizontal component of PGA, PGV, and 5% damped PSA at spectral periods up to 3.0s using the RESORCE dataset*”, Springer Science+Business Media Dordrecht
- M. Abdullah Sandikkaya et al. [2013] “*A Nonlinear Site-Amplification Model for the Next Pan-European Ground-Motion Prediction Equations*”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 103, No. 1, pp 19-32.
- David M. Boore and Gail M. Atkinson [2008] “*Ground-Motion Prediction Equations for the Average Horizontal Component of PGA, PGV, and 5%-Damped PSA at Spectral Periods between 0.01 s and 10.0 s*”, Earthquake Spectra, Volume 24, No. 1, pages 99-138.
- Paul Spudich [2013] “*Final Report of the NGA-West2 Directivity Working Group*”, Pacific Earthquake Engineering Research Center.
- Yoshiaki Hisada [1994] “*An Efficient Method for Computing Green’s Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths*”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 84, No. 5, pp. 1456-1472.
- Yoshiaki Hisada [1995] “*An Efficient Method for Computing Green’s Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2)*”, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 85, No. 4, pp. 1080-1093.
- Yoshiaki Hisada and Jacopo Bielak [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, pp. 1154-1168.
- Susana Custódio et al. [2005] “*The 2004 Mw6.0 Parkfield, California, earthquake: Inversion of near-source ground motion using multiple data sets*”, Geophysical Research Letters, Vol. 32.
- Douglas S. Dreger et al. [2005] “*Rapid Finite-source Analysis and Near-fault Strong Ground Motions: Application to the 2003 Mw6.5 San Simeon and 2004 Mw6.0 Parkfield Earthquakes*”, Berkeley Seismological Laboratory

- Justin L. Rubinstein [2011] *“Nonlinear Site Response in Medium Magnitude Earthquakes near Parkfield, California”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 101, No. 1, pp. 275-286.
- Steven L. Kramer [2011] *“Near Surface Geology and the Turkey Flat Ground Motion Prediction Experiment - Lessons Learned and Implications for the Practice”*, 4° IASPEI/IAEE International Symposium.
- Youssef M. A. Hashash [2010] *“Recent Advances in Non-Linear Site Response Analysis”*, Fifth International Conference on Recent Advances in Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics.
- Eugenio Chioccarelli e Iunio Iervolino [2006] *“Diretività e azione sismica: discussione per l'evento de L'Aquila”*, Dipartimento di Ingegneria Strutturale, Università degli Studi di Napoli Federico II.
- Chris H. Cramer [2008] *“Comparing Weak-and Strong-Motion Spectral Ratios at the Turkey Flat Site Effects Test Area, Parkfield, California: Possible Nonlinear Soil Behavior”*, Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics IV.
- Mehmet Baris Darendeli [2001] *“Development of a new family of normalized modulus reduction and material damping curves”*, Dissertation for the Degree of Doctor of Philosophy, The University of Texas at Austin.
- Hamid R. Haddadi et al. [2008] *“The Turkey Flat Blind Prediction Experiment for September 28, 2004 Parkfield Earthquake: Comparison with other Turkey Flat Recordings”*, Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics IV.
- Youssef M.A. Hashash et al. [2008] *“Nonlinear Ground-Response Analysis of Turkey Flat Shallow Stiff-Soil Site to Strong Ground Motion”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 98, No. 1, pp. 331-343.
- W. H. Bakun et al. [2005] *“Implications for prediction and hazard assessment from the 2004 Parkfield earthquake”*, Nature, Vol. 437, 13 October 2005.
- D. D. Jackson and Y. Y. Kagan [2008] *“The 2004 Parkfield Earthquake, the 1985 Prediction, and Characteristic Earthquakes: Lessons for the Future”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 96, No. 48, pp. S397-S409.
- Charles R. Real [2008] *“The Turkey Flat Blind Prediction Experiment for the September 28, 2004 Parkfield Earthquake: General Overview and Models Tested”*, Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics IV.
- Charles R. Real [2008] *“The Turkey Flat Blind Prediction Experiment for the September 28, 2004 Parkfield Earthquake: General Overview and Models Tested”*, Geotechnical Earthquake Engineering and Soil Dynamics IV.
- Jonathan P. Stewart and Robert Pyke [2006] *“Utilizing Nonlinear Seismic Ground Response Analysis Procedures For Turkey Flat Blind Predictions”*, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France.

- A.F. Shakal [1994] *“The Turkey Flat, California Site Response Experiment”*, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France.
- Charles R. Real [2006] *“Turkey Flat, U.S.A. Site Effects Test Area: Anatomy of a Blind Ground-Motion Prediction Test”*, Third International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion, Grenoble, France.
- Chiara Smerzini, Roberto Paolucci, Marco Stupazzini [2011] *“Comparison of 3D, 2D and 1D numerical approaches to predict long period earthquakes ground motion in the Gubbio plain, Central Italy”*, Springer Science+Business Media B. V.
- Jacobo Bielak and Yoshiaki Hisada [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, pp. 817-824.
- Jacobo Bielak and Yoshiaki Hisada [2003] *“Domain Reduction Method for Three-Dimensional Earthquake Modeling in Localized Regions, Part II: Verification and Application”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 93, No. 2, pp. 825-840.
- I.Mazzieri, M.Stupazzini, R.Guidotti and C. Smerzini [2013] *“SPEED: Spectral Elements in Elastodynamics with Discontinuous Galerkin: a non-conforming approach for 3D multi-scale problems”*, International Journal For Numerical Methods in Engineering.