

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088  
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

---

---

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

Dipartimento di Fisica e Astronomia

Tesi di Laurea Magistrale

LA SEQUENZA SISMICA DI MIRANDOLA DEL 2012 E  
IL RUOLO DELLA STAZIONE SISMICA NELLE  
REGISTRAZIONI DEGLI EVENTI

Candidato:

Dr.ssa Anna Ferra

Relatore:

Prof.ssa Silvia Castellaro

---

---

Sessione I

Anno Accademico 2019-2020



# Sommario

Premessa.....	5
<b>CAPITOLO 1: LE INSTALLAZIONI SISMICHE .....</b>	<b>7</b>
<b>1.1 STORIA DELL'INSTALLAZIONE SISMICA.....</b>	<b>7</b>
<b>1.2 L'INSTALLAZIONE SISMICA CONTEMPORANEA .....</b>	<b>9</b>
<b>1.3 INSTALLAZIONI SISMOMETRICHE TIPICHE IN ITALIA.....</b>	<b>13</b>
<b>CAPITOLO 2: APPROFONDIMENTO SU VANTAGGI E PROBLEMI DI UNA INSTALLAZIONE SISMICA ENTRO STRUTTURA .....</b>	<b>20</b>
<b>2.1 VANTAGGI.....</b>	<b>20</b>
<b>2.2 SVANTAGGI.....</b>	<b>20</b>
2.2.1 Trasmissione del moto proprio della struttura al terreno circostante.....	21
2.2.2 Riflessione verso il basso delle onde sismiche incidenti dal basso verso l'alto, al raggiungimento della fondazione.....	25
2.2.3 Riflessione indietro delle onde di superficie al raggiungimento della fondazione. ....	26
<b>CAPITOLO 3: IL CASO DI MIRANDOLA 2012 .....</b>	<b>29</b>
<b>3.1 IL TERREMOTO IN EMILIA ROMAGNA.....</b>	<b>29</b>
3.1.1 Le sorgenti dei terremoti .....	33
<b>3.2 MIRANDOLA.....</b>	<b>35</b>
3.2.1 Geologia del territorio .....	35
3.2.2 Le stazioni sismiche .....	39
3.2.3 Eventi registrati .....	47
<b>CAPITOLO 4: ANALISI DEI TERREMOTI REGISTRATI DALLE STAZIONI .....</b>	<b>53</b>
<b>4.1 CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELLA CABINA.....</b>	<b>54</b>
<b>4.2 CONFRONTO TRA LE REGISTRAZIONI DI NAPOLI E DI MRN.....</b>	<b>57</b>
4.2.1 Microtremore.....	57
4.2.2 Terremoti .....	58
4.2.3 Spettri di risposta .....	66
<b>CAPITOLO 5: DISCUSSIONE E CONCLUSIONI .....</b>	<b>73</b>
<b>APPENDICE A .....</b>	<b>81</b>

APPENDICE B .....	88
APPENDICE C .....	89
APPENDICE D .....	108
APPENDICE E .....	109
BIBLIOGRAFIA .....	118
SITOGRAFIA .....	121
RINGRAZIAMENTI .....	122

## Premessa

L'Italia dispone di una fitta rete di stazioni sismiche permanenti gestite dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale, dal CNR e altri enti di ricerca. Dal 1990 tale rete include anche una sottorete mobile, costituita da stazioni sismiche temporanee. Queste vengono installate all'occorrenza in zone specifiche e permettono di affrontare le emergenze legate al verificarsi di un terremoto o di effettuare esperimenti scientifici.

Agli inizi della sismologia le stazioni sismiche venivano installate direttamente su roccia, poiché questa era la condizione geologica più simile alla crosta terrestre, in cui enucleano i terremoti. I terreni sedimentari superficiali, meno rigidi e più comprimibili della roccia, sono terreni nei quali le onde sismiche subiscono importanti fenomeni di amplificazione e smorzamento, che rendono più complesso lo studio del moto sismico prodotto dalla sorgente.

Inoltre, le dimensioni relativamente ingombranti dei sismometri da installazione permanente, il fatto che essi richiedano una batteria esterna e la necessità di livellamento, rendono più agevole il loro funzionamento su terreni artificiali, come ad esempio asfalto, pavimentazione, cemento. Questo, assieme alla necessità di creare un accoppiamento tra mezzi con impedenza simile, ha fatto sì che le installazioni delle stazioni sismiche avvenissero tipicamente per mezzo di getti di calcestruzzo o pilastri di calcestruzzo su roccia dura.

In Italia però la distribuzione dei siti con roccia sana affiorante è limitata all'arco alpino, alla zona del Gran Sasso, ai calcari della Puglia e a pochi altri siti. Questo, per i canoni tradizionali della sismologia, implicherebbe una distribuzione della rete sismica molto disuniforme e quindi con sensibilità molto diverse da punto a punto. Il riconoscimento poi del fatto che i terremoti non riguardino solo i settori montani del Paese e l'importanza degli effetti di sito (ossia delle amplificazioni locali legate alla specificità delle coperture sedimentarie) ha fatto sì che la rete sismica si sia estesa fino a coprire anche i terreni sedimentari di pianura. Per garantire la protezione dalle condizioni ambientali, dagli atti vandalici e facilitare la manutenzione degli strumenti, molte di queste stazioni sismometriche sono poste all'interno di strutture (tipicamente cabine ENEL di 6-7 m d'altezza). È noto però che durante un evento sismico le strutture stesse avranno una risposta dinamica, che sarà trasmessa al terreno e, da questa, al sismometro. Il sismometro installato entro queste strutture pertanto non registrerà solo il moto del terreno ma anche la risposta della struttura trasmessa al terreno, indipendentemente dal fatto che sia isolato o meno dalle fondazioni della struttura. Questo può comportare importanti alterazioni nelle forme d'onda registrate. Un secondo fenomeno riguarda l'attenuazione in ampiezza delle componenti orizzontali del moto sismico dovuta alle fondazioni, più rigide rispetto al terreno circostante. Il problema, come vedremo, riguarda anche i sismometri installati su pilastri "isolati" dalla fondazione in quanto tale isolamento è solo virtuale, poiché pilastro e struttura gravano entrambi sullo stesso terreno, che trasmette il moto tra i due sistemi.

In questo lavoro ci concentriamo sulla sequenza sismica avvenuta nel 2012 in Emilia-Romagna, precisamente nella città di Mirandola. Il primo evento di questa sequenza (20/05/2012, 02:03 UTC, magnitudo Richter 5.9) fu registrato nel campo vicino unicamente dalla stazione IT.MRN (NAPOLI), ubicata all'interno di una cabina ENEL in prossimità del centro cittadino. Questo evento passò alla storia, nella percezione ingegneristica, come un evento caratterizzato da una grandissima e inattesa accelerazione verticale (0.3 g) che sarebbe stata, a detta di alcuni studi, causa dei grandi danni alle strutture e dei fenomeni di liquefazione dei terreni osservati lungo l'alveo del fiume Reno.

Ciò che non è mai stato preso in considerazione in questi studi è il fatto che le registrazioni della stazione permanente di Mirandola potrebbero non essere rappresentative del solo moto sismico ma potrebbero essere contaminate dal moto proprio della cabina ENEL e dall'effetto che le fondazioni circostanti inducono sulle onde di superficie.

In questo lavoro ci poniamo quindi l'obiettivo di studiare se la struttura abbia avuto un ruolo rilevante (alle frequenze di interesse ingegneristico) nel moto sismico registrato e, in caso positivo, cercando di discriminare ciò che è moto della struttura da ciò che è moto caratteristico del terreno, rilevando come questo problema possa essere sottovalutato in un certo numero di stazioni sismiche italiane e non solo italiane.

# CAPITOLO 1: LE INSTALLAZIONI SISMICHE

## 1.1 STORIA DELL'INSTALLAZIONE SISMICA

Nei manuali classici di sismologia osservazionale (NSMOP, 2002) si legge che nel selezionare un sito per l'installazione sismica si deve tener conto di diversi parametri, quali:

- le caratteristiche sismotettoniche della regione di interesse nonché del suo livello di sismicità, desumibile dallo studio dei cataloghi storici dei terremoti;
- per le installazioni in sotterraneo (entro gallerie, miniere, fori appositi), del fatto che maggiore è l'impedenza acustica<sup>1</sup> del substrato roccioso, minore è il rumore sismico e maggiore è la pulizia del segnale acquisibile;
- la topografia: sono preferibili siti in cui la topografia cambia moderatamente. Sono da evitare i rilievi poiché i pendii estremamente ripidi o le valli profonde possono influenzare le forme d'onda e l'ampiezza del segnale sismico e le cime sono più sensibili al rumore sismico generato dal vento, dai fulmini, dalla formazione del ghiaccio;
- l'accessibilità alla stazione, per la manutenzione che deve essere garantita tutto l'anno;
- le fonti di rumore sismico artificiale;
- le condizioni climatiche: le temperature massime e minime per determinare quanto isolamento termico sarà necessario, la possibile formazione di ghiaccio, la frequenza e la quantità di precipitazioni per mantenere asciutte le stazioni e l'esposizione ai fulmini;
- i collegamenti di trasmissione dei dati.

Nelle zone ad elevate escursioni termiche diurne e stagionali, i sismometri a larga-banda<sup>2</sup> vengono tipicamente avvolti con uno strato spesso di materiale termoisolante, che deve essere perfettamente aderente in quanto il sismometro genera calore che può indurre convezione in qualsiasi spazio 'vuoto' all'interno dell'isolamento. Per prevenire o ridurre la corrosione in climi umidi si posiziona un gel essicante all'interno del contenitore. Le piastre di ancoraggio dei sismometri devono essere cementate sul pavimento/terreno di ancoraggio.

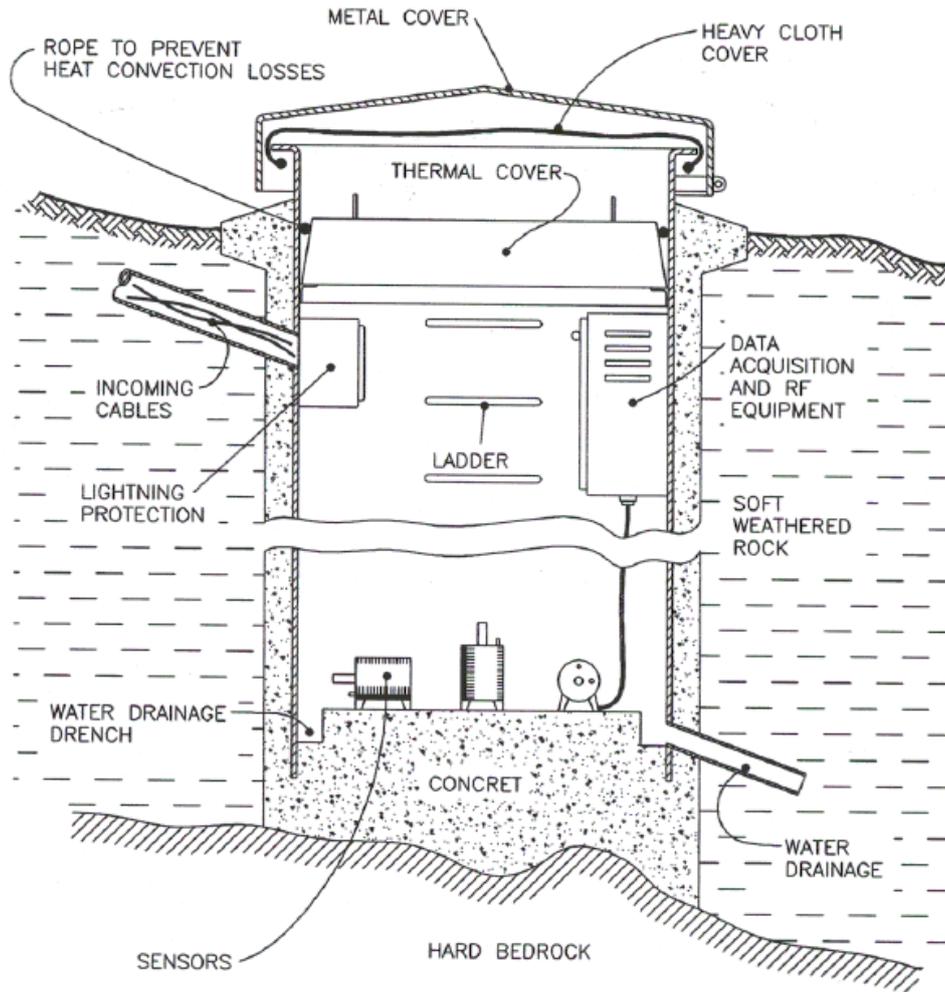
---

<sup>1</sup> L'impedenza sismica è il prodotto della densità del terreno per la velocità di propagazione delle onde sismiche. Varia fra strati differenti di terreno ed è comunemente indicata con  $Z$ . Il contrasto di impedenza sismica fra strati di roccia adiacenti influisce sulle modalità di propagazione dell'energia sismica da un mezzo all'altro.

<sup>2</sup> I sismometri a larga-banda utilizzano un meccanismo di feedback che consiste nel mantenere la massa inerziale ferma con sofisticati meccanismi elettromagnetici. Vengono quindi misurate le forze che sono state necessarie per mantenere ferma la massa per poi ricavarne il movimento del terreno.

Nei manuali classici (NMSOP, 2002) si legge ancora che una stazione sismometrica tipica è costituita da una piattaforma rettangolare o circolare in cemento, parzialmente incastonata nel terreno con una struttura atta a fornire riparo al sismometro. Il sismometro è imbullonato direttamente nella parte superiore della piattaforma o alla parte superiore di un piedistallo cilindrico, che protegge lo strumento dall'umidità dal basso. Secondo Crouse *et al.* (1984) la struttura, per essere comodamente accessibile, ha altezze tipiche di 1-2 m ed è costruita in compensato, mattoni, cemento, rivestimento in vetroresina o alluminio. Per evitare fenomeni importanti di interazione terreno-struttura è necessario minimizzare le dimensioni di tutte le parti accessorie e delle attrezzature di supporto strumentale. Per la maggior parte delle stazioni sarebbe sufficiente una lastra di cemento di 1-2 m e spessa circa 0.2 m. La piattaforma deve essere saldamente incorporata o ancorata nel terreno. Lo strumento deve essere montato al centro della piattaforma: ciò minimizzerà le componenti traslazionali dei movimenti oscillanti e torsionali della piattaforma che lo strumento registrerebbe durante un terremoto. Pertanto, i piedistalli che elevano sostanzialmente lo strumento devono categoricamente essere evitati. Un esempio di questo tipo di installazione è dato in Figura 1.

Già ai tempi delle prime installazioni veniva raccomandato che queste fossero effettuate solo per mezzo di accoppiamento con gettata di cemento o pilastro solo su roccia dura e che la sovrastruttura fosse più leggera possibile (fibra di vetro o alluminio) in quanto era già riconosciuto che questa avrebbe potuto influenzare la risposta della piattaforma.



**Figura 1. Esempio di installazione tradizionale di sismometri su sito in roccia.**  
(NMSOP,2002. Cap. 7, p. 52).

## 1.2 L'INSTALLAZIONE SIMICA CONTEMPORANEA

Anche in Italia, prima degli anni '90, le installazioni sismometriche rispettavano queste regole. Tuttavia, in Italia come nel resto nel mondo, la necessità di avere una rete sismica distribuita in modo omogeneo sul territorio e l'interesse verso gli effetti di sito<sup>3</sup>, hanno portato i sismologi ad installare le stazioni sismiche su ogni tipo di terreno. Il passaggio da installazione tradizionale su roccia dura ad installazione su terreno qualsiasi è avvenuto però conservando alla lettera (e non secondo il significato) le raccomandazioni valide per le installazioni su roccia.

<sup>3</sup>Vanno sotto il nome di effetti di sito tutti i fenomeni di amplificazione/modifica del segnale sismico in ampiezza e durata legati agli strati di copertura.

La prima violazione importante delle buone pratiche della fisica sperimentale che si verifica è relativa al mantenimento di un'impedenza costante tra oggetto misurato e strumento di misura. Quando si chiedeva di creare piattaforme o pilastri di calcestruzzo per alloggiare gli strumenti su roccia, questo serviva a garantire una continuità di impedenza sismica tra i mezzi, consentendo allo stesso tempo una facile livellazione degli strumenti. È evidente che usare piattaforme o pilastri di calcestruzzo come interfacce tra sismometro e terreno, quando questo è collocato su sedimenti di pianura, è del tutto controproducente. Il calcestruzzo ha una impedenza sismica che è almeno un ordine di grandezza maggiore rispetto ai sedimenti di pianura<sup>4</sup> e questo determina una riflessione importante (verso il basso) delle onde che incidono sullo stesso anziché una trasmissione verso l'alto, ossia verso lo strumento di misura. In modo abbastanza inspiegabile, questo fatto è stato ampiamente trascurato quando le installazioni sismiche sono state portate dalla roccia ai sedimenti. Il problema, come vedremo meglio nel seguito, riguarda prevalentemente le alte frequenze del moto registrato (in funzione delle dimensioni della piattaforma di fondazione), tuttavia le alte frequenze sono anche quelle che interessano nelle applicazioni ingegneristiche e nella stima degli effetti di sito. Il problema non si ripercuote invece sulla determinazione dell'ipocentro o delle magnitudo, che si effettuano a frequenze molto basse.

Quando, per ragioni di comodità o di interesse scientifico, le stazioni sismiche sono installate entro strutture, come accade in molti casi, (cabine-torrette ENEL, cimiteri, scuole, ospedali, edifici monumentali) al problema sopra descritto si aggiunge l'interazione tra la struttura e la fondazione su cui è alloggiato lo strumento. Consideriamo il caso illustrato in Figura 2, relativo alla stazione della rete sismica nazionale presso la Certosa di Calci (Pisa). Il sismometro è collocato su un pilastro di calcestruzzo, isolato attraverso un taglio rispetto alla fondazione circostante. Si mostra facilmente (Castellaro e Mulargia, 2009) che tale taglio è di fatto inutile ai fini dell'isolamento tra struttura e sismometro in quanto entrambi sono fondati sullo stesso terreno e questo trasmette il moto dall'uno all'altro senza soluzione di continuità alle frequenze di interesse sismologico ed ingegneristico. Il sismometro (grigio in figura) collocato sulla fondazione ed il sismometro (rosso in figura) collocato sul pilastro registrano esattamente lo stesso moto. Nel caso della Certosa di Calci e di tutte le strutture dotate di fondazioni, possiamo anche attenderci che le onde di superficie che, viaggiando parallelamente alla superficie terrestre incideranno contro il perimetro della fondazione della Certosa, metteranno in oscillazione la Certosa e saranno ampiamente riflesse indietro. Il campo d'onde che investirà il pilastro sismico non sarà quindi rappresentativo del moto che ha investito la struttura anche per questo motivo.

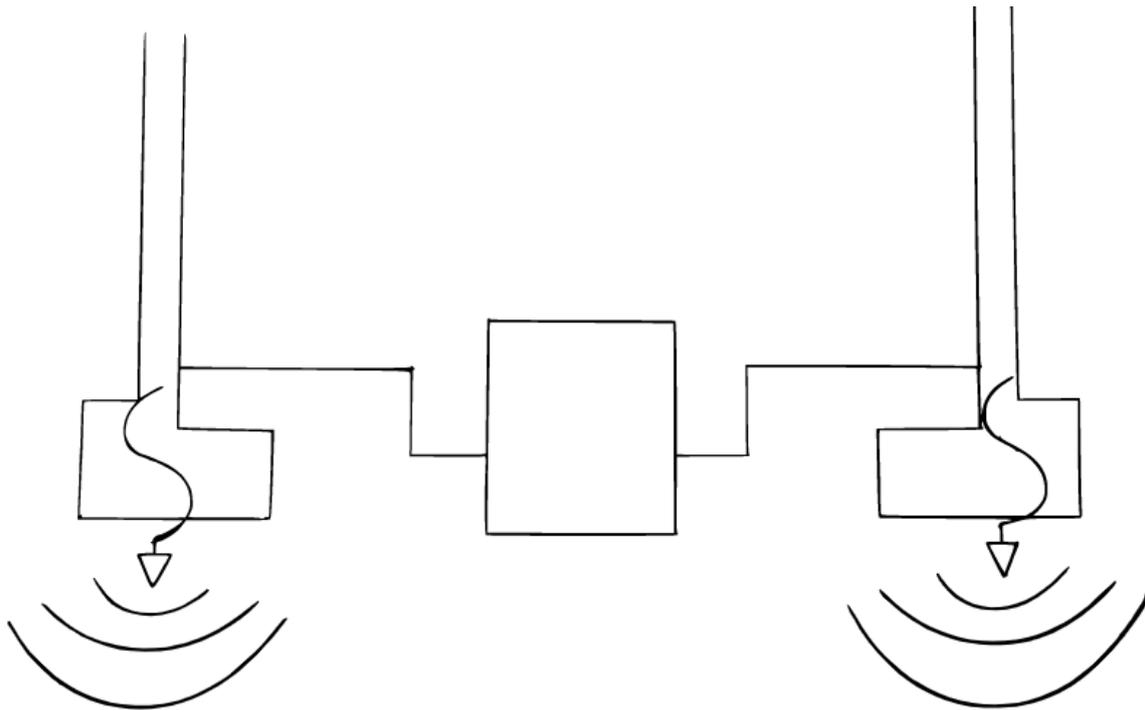
---

<sup>4</sup> L'impedenza, come già descritto nella nota 1, è  $Z = \rho V$  dove  $\rho$  è la densità del mezzo in cui si propagano le onde con velocità  $V$ . Per il calcestruzzo, per esempio, per le onde P l'impedenza è  $Z_P = 1.44 * 10^7 \frac{kg}{m^2 * s}$  mentre per le onde S  $Z_S = 7.2 * 10^5 \frac{kg}{m^2 * s}$ . Nel terreno di pianura invece  $Z_P = 1.02 * 10^6 \frac{kg}{m^2 * s}$  e  $Z_S = 2.55 * 10^5 \frac{kg}{m^2 * s}$ .



**Figura 2. Stazione sismica presso la Certosa di Calci (Pisa).**

L'aver trasportato lo schema classico delle installazioni sismometriche su roccia ai casi di pianura, senza alcuna modifica concettuale, presenta quindi almeno i tre possibili limiti appena descritti, riassunti graficamente in Figura 3, Figura 4, Figura 5.



**Figura 3: Trasmissione del moto proprio della struttura, eccitata dal sisma, al terreno e, di conseguenza, al pilastro, anche quando questo è 'isolato' attraverso un taglio dal resto del pavimento.**

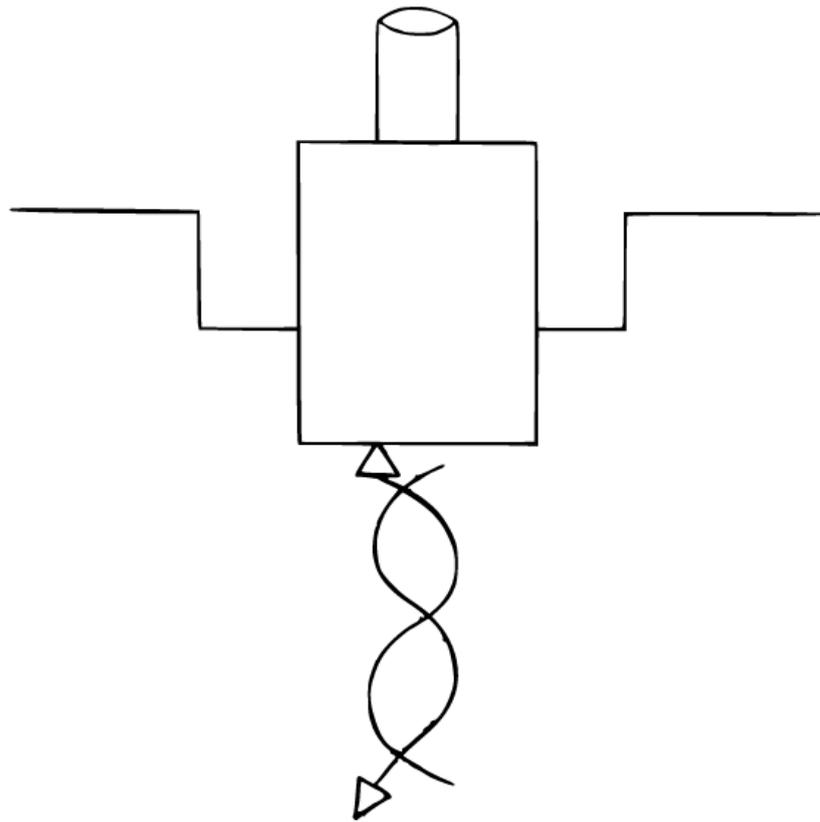


Figura 4: L'onda sismica che colpisce il pilastro lo attraversa solo in parte. In maggior parte essa sarà riflessa verso il basso per via del contrasto di impedenza (Zoeppritz, 1919).

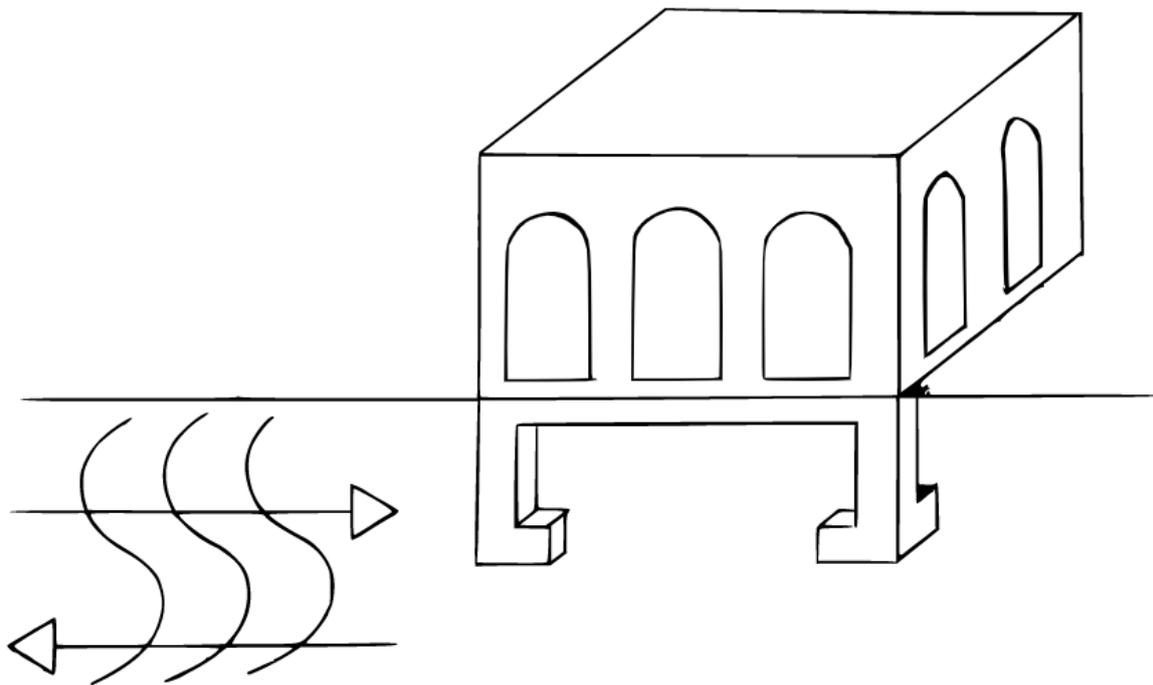


Figura 5: Le onde di superficie sono riflesse indietro dalla fondazione.

### 1.3 INSTALLAZIONI SISMOMETRICHE TIPICHE IN ITALIA

In Italia ora si dispone di una rete sismica distribuita in modo omogeneo su tutto il territorio. La Rete Sismica Nazionale (RSN, rete di monitoraggio dell'INGV) nasce e prende forma all'inizio degli anni '80, a seguito del terremoto dell'Irpinia del 23/11/1980. Inizialmente la rete era esclusivamente di tipo analogico e comprendeva circa 70 stazioni. Solo pochi siti avevano anche i due sensori orizzontali, la maggior parte disponeva esclusivamente del sensore verticale. La trasmissione del segnale sismico avveniva attraverso un amplificatore del segnale proveniente dal sensore ed un modulatore per la trasmissione su linea telefonica che collegava la stazione remota con la sala operativa di Roma.

Con l'avanzamento della tecnologia, verso gli anni '90, ci sono stati dei cambiamenti radicali nella RSN (Delladio, 2010): si è passati a sensori a tre componenti, si è estesa la banda di frequenza, si è passati a sistemi di acquisizione digitali. Questo ha eliminato gli errori e le incertezze dovute alla trasmissione del segnale analogico permettendo di definire con maggior precisione la magnitudo.

Ad oggi la RSN consta di circa 500 stazioni sparse sul territorio nazionale tutte teletrasmesse alla Sala Sismica dell'INGV. La maggior parte delle stazioni è gestita direttamente dal personale delle varie sedi dell'INGV, ma grazie alle attuali possibilità di comunicazione fornite dalle nuove tecnologie e da Internet, la RSN viene arricchita dalle stazioni di varie altre reti italiane ed estere. Contribuiscono alla RSN le seguenti organizzazioni:

- la rete dell'Italia Nord Occidentale Lunigiana e Garfagnana, gestita dal Dipartimento di Scienze della Terra, dell'Ambiente e della Vita dell'Università di Genova (DISTAV, codice di rete GU);
- la rete a larga banda dell'Italia Nord Orientale gestita dal Centro Ricerche Sismologiche (CRS) dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale (OGS- CRS, Codice di rete OX);
- le reti regionali del Trentino (codice di rete ST) e dell'Alto Adige (codice di rete SI);
- la rete della Regione Marche;
- la rete dell'Alta Val Tiberina (progetto TABOO);
- la rete di Lardarello;
- la rete dell'Irpinia;
- la rete dell'Università della Calabria.

La RSN è costituita da una rete nazionale permanente alla quale si è aggiunta una rete mobile, ovvero delle stazioni temporanee che vengono installate in supporto alle strumentazioni fisse durante una crisi sismica. Queste consentono di migliorare la localizzazione e l'identificazione di un terremoto in corso. Sono importanti per valutare come gestire l'emergenza, ma forniscono dati preziosi anche per la pericolosità e la natura degli eventi sismici. La rete mobile dell'INGV viene solitamente installata quando si verificano

terremoti con magnitudo locale superiore a 5. Le stazioni sismiche temporanee sono a disposizione anche per sostenere la ricerca sismologica, per studi sulla struttura e sui processi all'interno della Terra (INGV,2014).

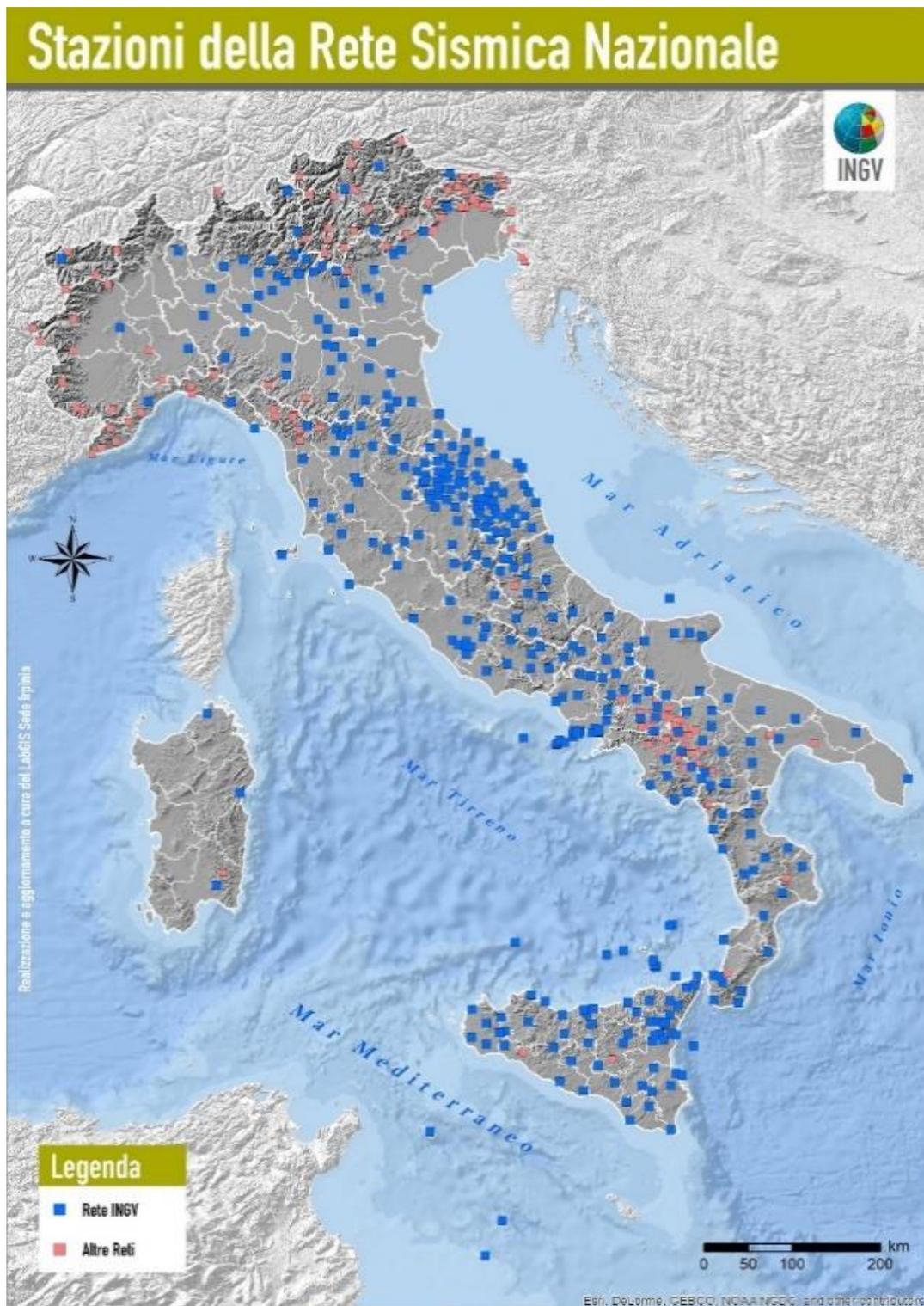


Figura 6: Mappa della RSN dell'INGV (aggiornata ad ottobre 2010; elaborazione LabGIS1).

Alla rete sismica nazionale si affianca la Rete Accelerometrica Nazionale (RAN) che registra la risposta del territorio al terremoto in termini di accelerazione del suolo. Mentre i valori di velocità forniti dalla RSN sono più sensibili alle basse frequenze e quindi più utili agli studi di sismologia classica, i dati in accelerazione acquisiti dalla RAN sono di minor pregio dal punto di vista strumentale<sup>5</sup> ma di maggior utilità per le applicazioni ingegneristiche. La RAN è gestita dal personale del Servizio Rischio Sismico, Ufficio Attività Tecnico-Scientifiche per la previsione e prevenzione dei rischi del dipartimento della Protezione Civile. La RAN è stata sviluppata dall'ENEL a partire dagli anni '70 ed è stata acquisita dal Servizio Sismico Nazionale (SSN) nel 1997 (Alessandrini *et al.*, 2004).

La RAN (Figura 7) attualmente è costituita da 580 postazioni digitali, permanenti e temporanee. Di queste, 204 sono inserite all'interno di cabine di trasformazione elettrica dell'ENEL e 376 sono posizionate su terreni di proprietà pubblica (i dati sono aggiornati a settembre 2018). Le cabine ENEL possono essere classificate in tre principali categorie (Ditomaso e Mucciarelli, 2009):

1. cabine in muratura;
2. cabine in cemento armato;
3. cabine prefabbricate in cemento armato.

Possono avere da uno a due piani ed hanno dimensioni relativamente piccole rispetto agli edifici abitativi ma le altezze non sono trascurabili, raggiungendo talvolta i 10 m. La maggior parte di queste cabine presenta un foro circolare o quadrato praticato sulla piastra di fondazione all'interno del quale è alloggiato un pilastrino a sezione circolare o quadrata infisso parzialmente nel terreno per almeno 1 m. Il diametro del pilastrino è minore del diametro del foro praticato nella fondazione. La stazione accelerometrica è ubicata, in tutti i casi, sulla sommità libera del pilastrino. Alcuni esempi di installazione entro cabina sono dati in Figura 8.

Solo un centinaio di stazioni sono poste su campo libero all'interno di piccole cabine di plastica o fibra di vetro (Figura 10). Le rimanenti sono poste all'interno di "minihouses" (strutture in cemento armato o muratura di piccole dimensioni) oppure all'interno di veri e propri edifici, come ospedali o palazzi storici. In Tabella 1 è data la numerosità delle stazioni accelerometriche secondo i diversi tipi di alloggiamento.

Delle rimanenti 124 stazioni accelerometriche non riportate in Tabella 1 non si hanno informazioni sull'ubicazione.

---

<sup>5</sup> Gli accelerometri sono strumenti meno sensibili (più rumorosi) rispetto ai velocimetri (o sismometri) ma sono anche molto meno costosi e più semplici da installare, pertanto sono ampiamente impiegati nelle applicazioni in cui sono necessari tanti dati, pur se di minore qualità.

Tabella 1. Numerosità delle stazioni sismiche italiane divise per tipologia.

Tipo di installazione	Numero
Cabina ENEL	204
Edificio	15
Minihouse	106
Campo libero	131
<b>totale</b>	<b>456</b>

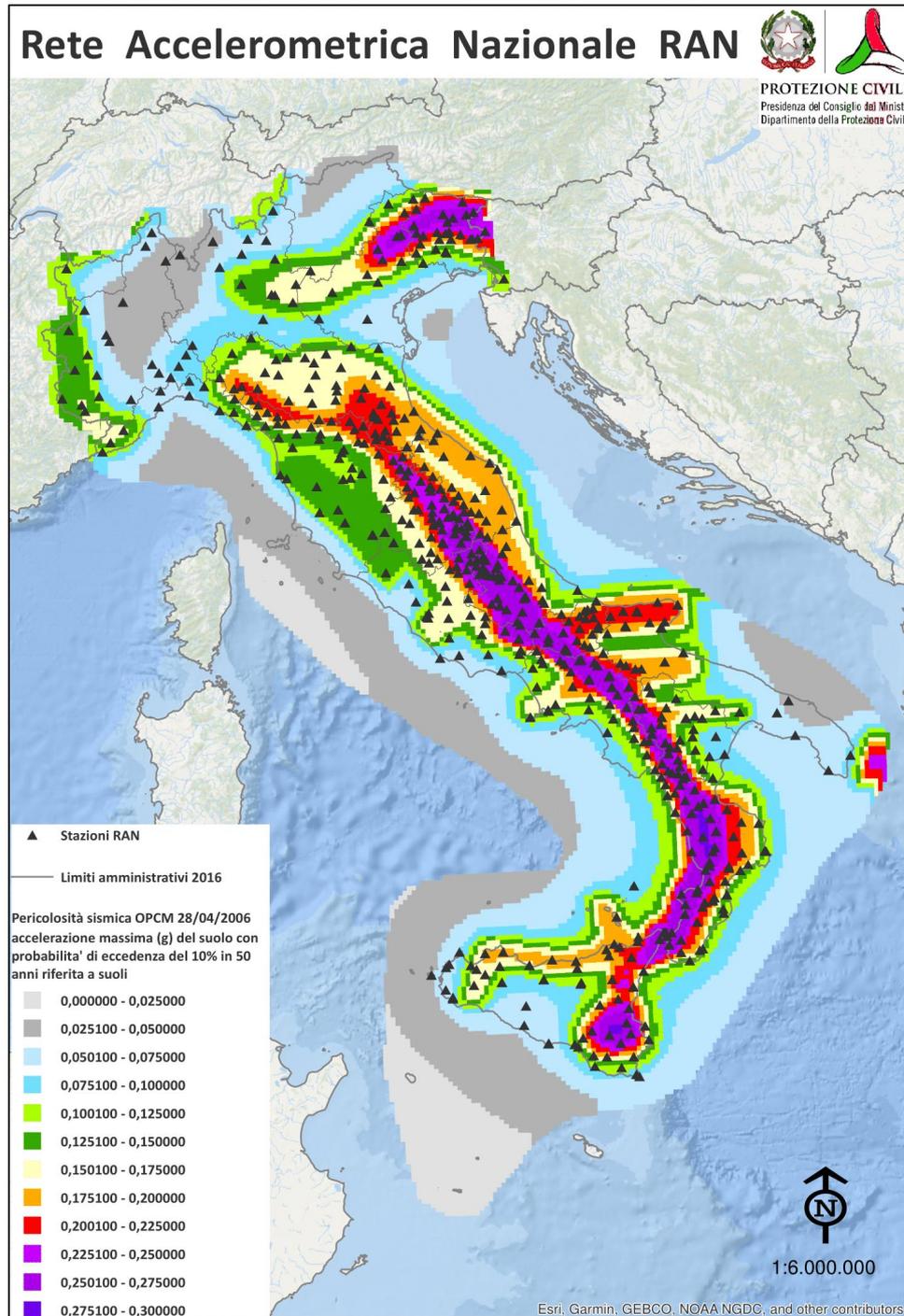


Figura 7: La rete accelerometrica Nazionale (maggio 2019, Dipartimento della Protezione Civile).



**Figura 8: Esempi di cabine ENEL entro le quali sono alloggiate le stazioni accelerometriche.**  
 A destra: stazione di Alfonsine (RA). A sinistra: stazione di Gubbio (PG). Al centro in alto: stazione a Novellara (RE). Al centro in basso: stazione di Roccamonfina (CE).



**Figura 9: A sinistra un esempio di cabina ENEL in muratura (stazione di Aprica, SO), a destra un esempio di cabina ENEL prefabbricata in cemento armato (stazione di Augusta, SR).**



**Figura 10: Esempi di stazioni poste su campo libero in cabine di plastica o fibra di vetro.**

**A destra: stazione di Santa Croce di Magliano (CB). In alto a sinistra: stazione di Termoli (CB). In basso a sinistra: stazione di Gioiosa Marea (ME). In basso al centro: stazione di Partina (AR). In alto al centro: stazione di Striano di Lucania (PZ).**



**Figura 11: Esempi di stazioni di tipo "minihouses".**

**In alto a destra: stazione di Fabriano (AN). In basso a destra: stazione di Lentini (SR). A sinistra: stazione di Carolei (CS).**



**Figura 12: Esempi di stazioni poste all'interno di edifici.  
A sinistra: stazione di Antrodoco (RI). A destra: stazione di Fiamignano (RI).**

# CAPITOLO 2: APPROFONDIMENTO SU VANTAGGI E PROBLEMI DI UNA INSTALLAZIONE SISMICA ENTRO STRUTTURA

## 2.1 VANTAGGI

Il vantaggio primario di un'installazione sismica entro struttura sta nella protezione, principalmente dagli eventi atmosferici: i sismometri non risentono del vento, il quale rappresenta un'importante fonte di rumore diretto sugli strumenti e non entrano a contatto con l'acqua o la neve delle precipitazioni. Si ha protezione anche da animali, ladri e atti vandalici. Fondamentale per una buona stazione è che vi sia spazio sufficiente per un facile accesso atto a garantire la manutenzione degli strumenti.

La rete accelerometrica nazionale (RAN) è gestita a livello logistico e di manutenzione da ENEL che, fino a tempi molto recenti, ha collocato le stazioni sismiche all'interno delle esistenti cabine di trasformazione elettrica.

In un numero inferiore di casi le stazioni sono state collocate all'interno di edifici monumentali, col preciso intento di registrare lo scuotimento a cui questi vengono assoggettati. Tuttavia, ricordiamo che uno strumento posto su una fondazione non registra lo scuotimento della fondazione ma la risposta della fondazione allo scuotimento, che sono due concetti diversi. Per avere un'informazione realistica sullo scuotimento in ingresso nell'edificio, gli strumenti andrebbero collocati immediatamente al di fuori (o immediatamente al di sotto) delle fondazioni dell'edificio stesso.

## 2.2 SVANTAGGI

Nel 1978, Bycroft descriveva l'interazione terreno-struttura dal punto di vista del moto che subiva la struttura stessa per effetto delle onde incidenti. Riconosceva l'esistenza di due tipi di meccanismi di interazione suolo-struttura. Per quanto riguarda il primo, sosteneva che le onde che si propagano verso la superficie del suolo fanno muovere all'unisono tutti i punti della superficie su un'area maggiore della fondazione di qualsiasi struttura proposta. Se, al di sopra della fondazione, non ci fosse la struttura, la fondazione (nel suo caso considerava una fondazione relativamente rigida rispetto al suolo) si sposterebbe con lo stesso moto del suolo. La presenza della struttura altera, invece, il moto della fondazione a causa delle sollecitazioni generate dal moto della struttura ed esercitate sulla fondazione stessa. Queste sollecitazioni vengono trasmesse al terreno al di sotto della struttura alterando il moto di campo libero (ovvero il moto di un punto del suolo non influenzato da alcuna struttura) nelle vicinanze della struttura stessa.

Oggi l'interazione terreno-struttura è studiata più diffusamente e nel capitolo precedente abbiamo già elencato i limiti principali di una installazione sismica entro struttura. Essi si possono riassumere in:

1. trasmissione del moto sismico proprio vibrazionale dalla struttura al terreno (Figura 3),
2. riflessione verso il basso delle onde sismiche incidenti dal basso verso l'alto al raggiungimento della fondazione (Figura 4),
3. riflessione indietro delle onde di superficie al raggiungimento della fondazione (Figura 5),

e vanno sotto il nome generico di interazione terreno-struttura. Nel seguito descriviamo i tre fenomeni in maggior dettaglio.

### 2.2.1 Trasmissione del moto proprio della struttura al terreno circostante

La presenza di una struttura modifica il moto del terreno nel campo libero circostante. Quando una sollecitazione sismica colpisce un edificio, infatti, questo entra in oscillazione forzata e tale oscillazione si ri-trasmette al terreno, col risultato che nel terreno circostante si può misurare il moto della struttura. Pertanto se posizioniamo un sismometro su un pilastro all'interno di una struttura, anche se il pilastro è isolato tutt'intorno dalla fondazione attraverso un taglio sulla soletta, esso risulta comunque fondato sullo stesso terreno su cui è fondata la struttura. Le oscillazioni forzate trasmesse dalla struttura al terreno vengono quindi registrate anche dallo strumento sul pilastro, poiché si propagano attraverso il terreno che è comune. La registrazione di un sensore posto all'interno di una cabina ENEL, o di strutture simili, non è quindi puro terremoto, ma terremoto e risposta della struttura al terremoto.

Capire fino a quale distanza una struttura irradia il suo moto proprio al terreno circostante è un problema classico in sismologia e in geofisica applicata. Attraverso una serie di campagne sperimentali, Castellaro e Mulargia (2013) hanno trovato che alcune torri storiche italiane rimandano al terreno i loro modi propri di vibrare fino anche a 12 m di distanza, in condizioni di microtremore ambientale. Tale distanza può anche essere superiore quando vi sia coincidenza di risonanza tra edifici e terreno. L'ampiezza spettrale del movimento dell'edificio trasmesso al suolo decade esponenzialmente con la distanza secondo un esponente che va -0.5 a -0.3. Questa radiazione influenza sia le componenti orizzontali che verticali del moto del suolo. Lo studio ha riguardato ad esempio la Torre di Pisa (primo modo flessionale a 1 Hz che coincide con una risonanza secondaria del suolo). In questo caso gli spettri registrati al suolo a diverse distanze dalla torre mostravano un risentimento legato al primo modo di vibrare della torre stessa, in tutte le componenti (orizzontali e verticale) fino ad una distanza di circa 10 m, che corrisponde approssimativamente alla larghezza della base della torre e a circa  $\frac{1}{4}$  dell'altezza della stessa. Il decadimento dell'ampiezza del picco spettrale risulta essere una funzione di  $\sqrt{x}$ , con  $x$  distanza dalla torre, in accordo con il fattore di

attenuazione geometrica delle onde di superficie. Il risentimento è maggiore, nelle componenti orizzontali, dal lato verso cui la torre pende. Va osservato che il decadimento anelastico di un'onda con la distanza dipende anche dalla sua lunghezza d'onda. Maggiore la lunghezza d'onda, e quindi minore la frequenza dell'onda, minore lo smorzamento dell'onda stessa con la distanza, a parità di terreni (e quindi parità di velocità di propagazione). In altri termini, più grande è la struttura in cui è racchiuso lo strumento, minore le frequenze a cui trasmette onde al terreno e maggiori le distanze di tale risentimento.

In un successivo esperimento, Castellaro e Mulargia (2013) hanno mostrato gli stessi fenomeni per un edificio residenziale a Bologna, concludendo anche che il moto si irradia ad una distanza maggiore dalla struttura quando questa abbia una frequenza propria prossima a quella dei terreni. Infatti, confrontando due edifici posti sullo stesso terreno ma con frequenze proprie diverse, hanno osservato che l'edificio i cui modi propri coincidevano con quelli del terreno irradiava il suo movimento al suolo circostante in modo apprezzabile. Per contro l'altro edificio, caratterizzato da frequenze naturali più basse di quelle del terreno, trasmetteva al terreno un moto che veniva risentito a distanze molto minori. L'esempio in questione è riportato in Figura 13, in cui si osserva il decadimento dell'ampiezza del moto del terreno alla frequenza propria degli edifici per la struttura in risonanza col terreno (B) e per quella non in risonanza col terreno (A).

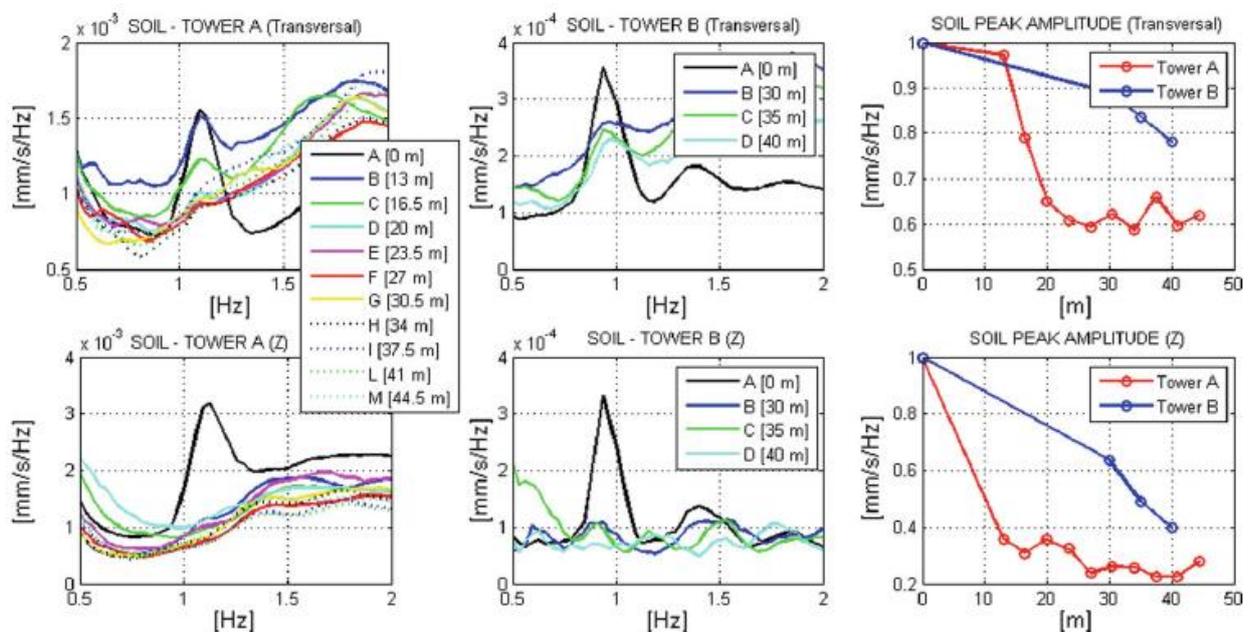
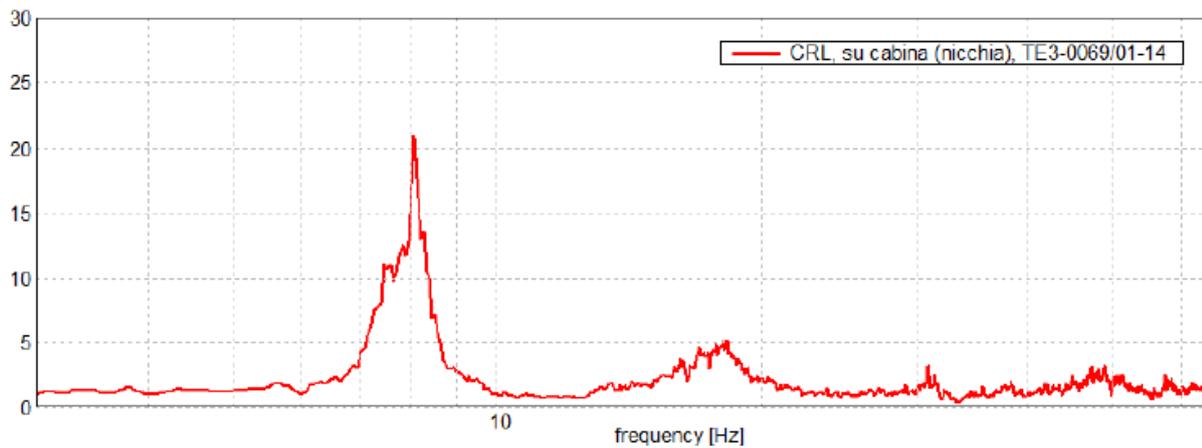
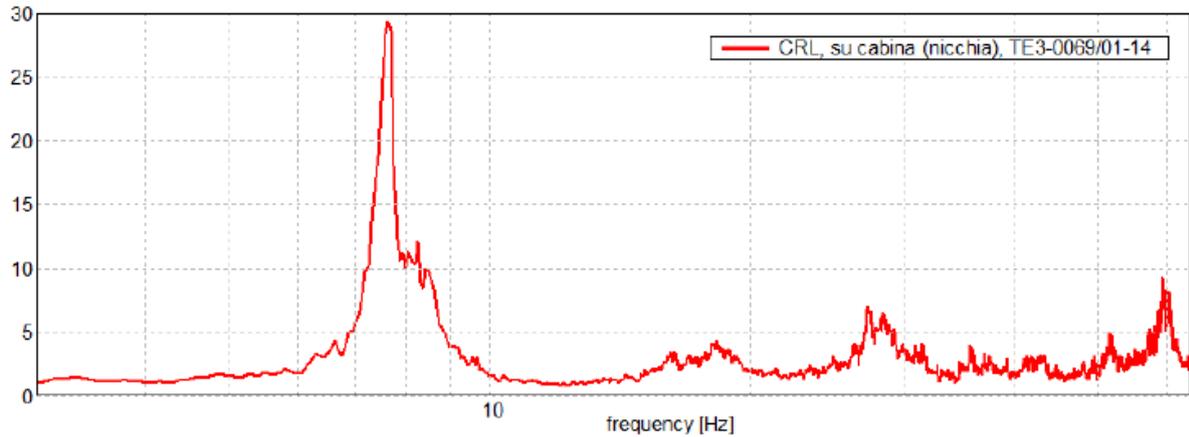


Figura 13: Nella colonna a sinistra: spettri orizzontali (in alto) e verticali (in basso) registrati sul terreno a diverse distanze dalla torre A nell'esempio di Castellaro e Mulargia (2013). Nella colonna centrale: lo stesso per la torre B. Nella colonna di destra: decadimento dell'ampiezza spettrale del picco indotto dal movimento della torre sul terreno alla frequenza del primo modo di vibrare della torre. Il decadimento è molto più evidente per la torre A che per la torre B, a causa della coincidenza di risonanza di quest'ultima con il terreno.

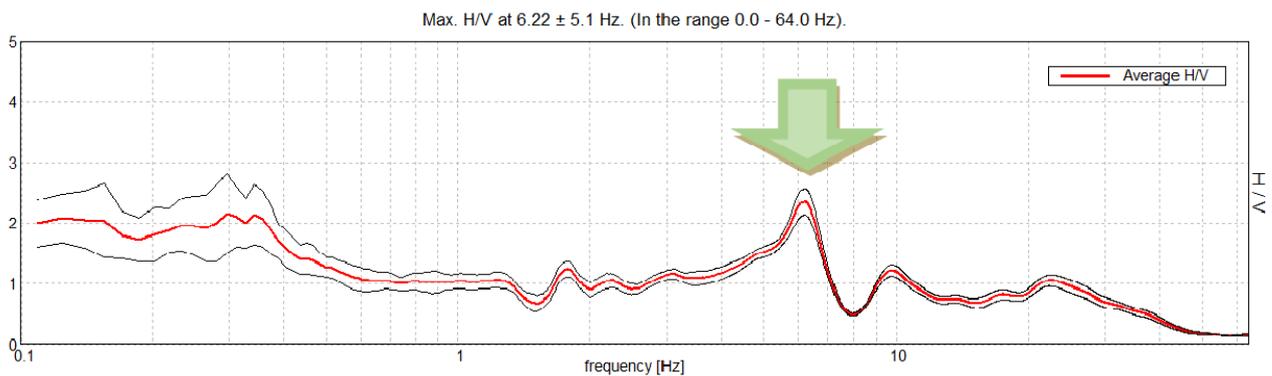
Nell'ambito del progetto DPC-INGV S2, nel 2014, Castellaro *et al.* hanno effettuato la caratterizzazione dinamica di diversi siti, sedi di stazioni sismiche, nelle regioni Sicilia ed Emilia-Romagna, evidenziando le interazioni tra terreni e strutture. A titolo di esempio si riporta il caso della stazione sismica di Corleone (Palermo). Gli spettri del microtremore registrati dal sismometro, sito in una cabina ENEL di circa 8 m di altezza (Figura 14), mostrano un chiaro picco a 6-8 Hz, che è il modo proprio di vibrare della cabina. Questo è stato verificato effettuando una misura sulla parete esterna della cabina (riquadro rosso in Figura 14). Nonostante (oppure grazie al fatto che) la stazione sismica sia collocata su terreno di ottime qualità meccaniche (Calcareniti di Corleone, arenaria ben cementata che rappresenta sedimenti marini poco profondi datati al Miocene intermedio), esiste una efficace trasmissione del moto dalla struttura allo strumento. Contro questa trasmissione, che avviene attraverso il terreno, nulla può l'aver creato un taglio tra pilastro e fondazione, poiché il passaggio si verifica comunque attraverso la base di incastro del pilastro.



**Figura 14: a) Sede della stazione sismica di Corleone, cabina ENEL "San Michele"; b) Sensori sismici installati a Corleone (Castellaro *et al.*, 2014).**



**Figura 15: Modi propri trasversali (in alto) e longitudinali (in basso) della cabina ENEL mostrata in Figura 14. I grafici rappresentano il rapporto tra gli spettri di segnale nella parte superiore e alla base della torre; l'asse verticale è quindi adimensionale (Castellaro *et al.*, 2014).**



**Figura 16: Rapporti spettrali tra componenti orizzontali e verticali del microtremore sismico (H/V) acquisiti dal gruppo S8-2014 UR8 nel settembre 2014 nella stazione di Corleone, vicino al pilastro del sismometro (Castellaro *et al.*, 2014).**

Da ultimo rileviamo che il pilastro stesso su cui è collocato lo strumento di misura è un oggetto che vibra secondo i suoi modi propri. Stante il fatto che generalmente i pilastri sono tozzi e molto rigidi, l'effetto è atteso solo a frequenze alte. Tuttavia, da un punto di vista strettamente concettuale posizionare uno

strumento di misura su una mensola tozza (pilastrino) incastrata alla base, non è un accoppiamento corretto. Gli strumenti vanno collocati a diretto contatto con gli oggetti che si vogliono misurare, non su interfacce che vibrano in modo indipendente.

### 2.2.2 Riflessione verso il basso delle onde sismiche incidenti dal basso verso l'alto, al raggiungimento della fondazione

Una fondazione, tipicamente realizzata come getto di conglomerato cementizio armato, si configura come uno strato ad altissima impedenza sismica (la velocità di propagazione delle onde di compressione,  $V_p$ , nel calcestruzzo è di 5-6000 m/s), più alta di qualsiasi terreno naturale superficiale.

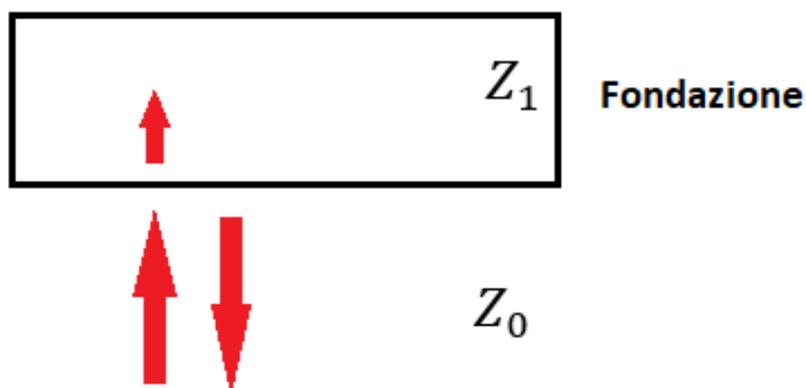
Cosa accade alle onde quando colpiscono una interfaccia tra mezzi a diversa impedenza, è stato studiato da diversi autori. Quello che accade in termini di angoli, ad esempio, è stato studiato dall'astronomo e matematico olandese Snell nel 1621. Quel che accade in termini di ampiezza delle onde, invece, è stato studiato da Knott (1899) e da Zoeppritz (1919). Secondo quest'ultimo autore, nel caso di un'onda con incidenza verticale, dal basso verso l'alto e in assenza di qualsiasi fenomeno di dispersione o conversione all'interfaccia, i coefficienti di trasmissione e riflessione sismica sono dati da:

$$\frac{A_T}{A_0} = \frac{2Z_0}{Z_0 + Z_1} \quad \frac{A_R}{A_0} = \frac{Z_1 - Z_0}{Z_0 + Z_1}$$

Equazione 1

Dove  $A_0$  è l'ampiezza dell'onda incidente,  $A_T$  dell'onda trasmessa,  $A_R$  dell'onda riflessa,  $Z_0$  è l'impedenza dello strato al di sotto dell'interfaccia mentre  $Z_1$  quella dello strato al di sopra dell'interfaccia. La loro somma, nelle ipotesi sopra descritte, sarà  $\frac{A_T}{A_0} + \frac{A_R}{A_0} = 1$ .

Immaginiamo ora delle onde di volume del campo d'onde di un terremoto che incidono dal basso verso l'alto, ad esempio sulle fondazioni della struttura che ospita la stazione sismica. Si trovano quindi all'interfaccia tra uno strato ad impedenza  $Z_0$  (il terreno) e una zona ad impedenza  $Z_1$  (la fondazione) molto maggiore della precedente. In questa situazione i coefficienti di Zoeppritz si riducono a  $\frac{A_T}{A_0} \rightarrow 0$  e  $\frac{A_R}{A_0} \rightarrow 1$ : l'onda viene quasi totalmente riflessa nel terreno mentre quella trasmessa, quindi che attraversa la fondazione rigida, risulta essere molto più piccola dell'onda incidente sulla struttura ed è quella che viene effettivamente registrata dal sismometro (assieme al movimento che tale onda ha trasmesso alla struttura). Il moto registrato dallo strumento al di sopra della fondazione risulta essere una piccola frazione del moto reale del terreno.



**Figura 17: Riflessione di un'onda incidente verticalmente su fondazioni con impedenza molto maggiore del terreno circostante. Detta  $A_i$  l'ampiezza dell'onda incidente, l'ampiezza dell'onda trasmessa tende a zero e l'ampiezza dell'onda riflessa tende ad essere pari a quella incidente  $A_i$ .**

### 2.2.3 Riflessione indietro delle onde di superficie al raggiungimento della fondazione.

Il campo d'onde di un terremoto è costituito solo in parte da onde di volume che incidono dal basso verso l'alto, come descritto nella sezione precedente. Esiste infatti una considerevole percentuale di onde di superficie, che si creano una volta che le onde di volume hanno raggiunto la superficie, e che si propagano secondo fronti d'onda cilindrici, per l'appunto, lungo la superficie terrestre. Come indicato in Figura 5, quando queste onde incidono su uno strato rigido esteso, come ad esempio le fondazioni di un edificio, vengono prevalentemente riflesse indietro (stavolta, a differenza del caso precedentemente descritto, lungo la superficie terrestre). Esse metteranno chiaramente in oscillazione la struttura contro cui hanno impattato ma il moto sismico che registrerà uno strumento collocato all'interno di questa struttura non sarà il moto sismico del terreno: sarà nuovamente la risposta della struttura a detto input sismico. Questo implica che in una registrazione del tremore sismico (o di un evento sismico) effettuata all'interno di una struttura, mancherà una frazione di onde di superficie.

Questo rappresenta il secondo tipo di interazione suolo-struttura descritto da Bycroft nel 1978 il quale riteneva che, se la lunghezza delle fondazioni fosse molto maggiore della lunghezza d'onda dell'onda incidente orizzontalmente, il moto che si registra sulla fondazione risulta minore rispetto al moto reale del suolo.

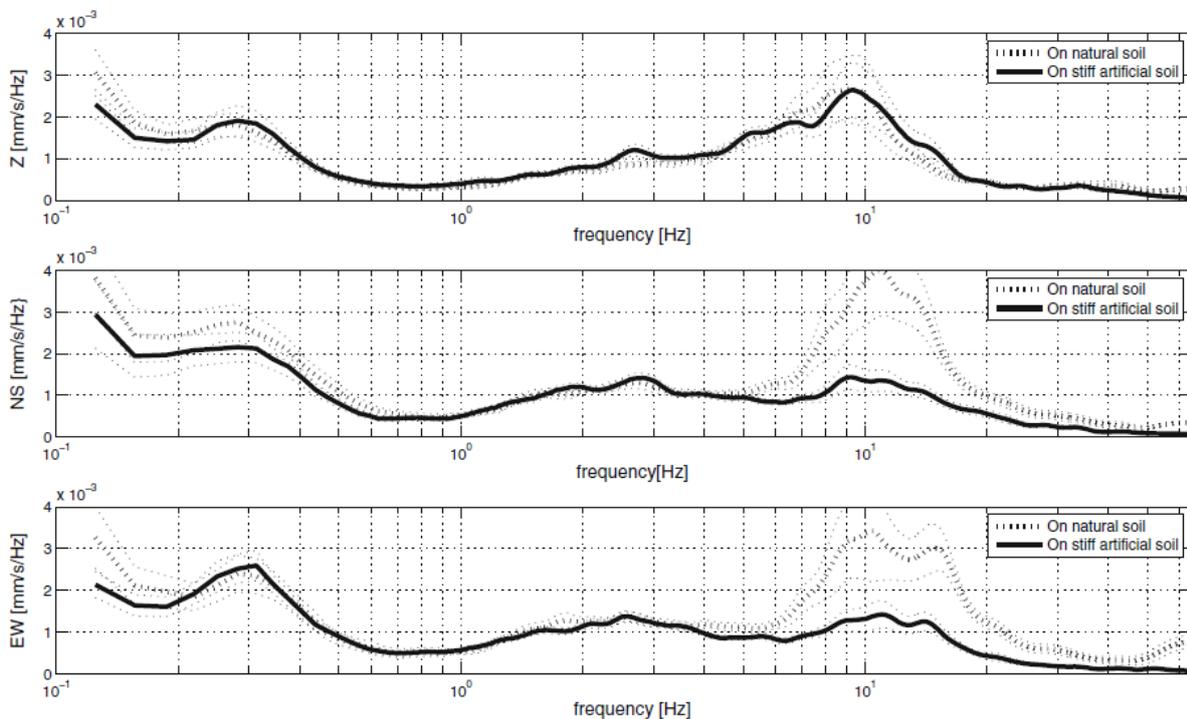
Castellaro e Mulargia (2009) hanno studiato questo fenomeno. Se si effettua una misura di tremore sismico su un terreno naturale sedimentario tenero e si effettua un'altra misura di tremore sismico su una piattaforma artificiale rigida posta su questo terreno (quale può essere un marciapiedi, una strada, una pavimentazione artificiale, una fondazione), si osserva una differenza in termini di contenuto spettrale alle

alte frequenze (che dipendono dall'estensione della fondazione), anche quando le due registrazioni sono fatte a pochissima distanza l'una dall'altra.

In particolare, le componenti orizzontali del tremore risultano deamplificate di diverse volte nella misura su terreno artificiale rigido rispetto alle corrispondenti componenti su terreno naturale. La componente verticale è meno affetta. Questo, nei rapporti spettrali tra componenti orizzontali e verticali (H/V) che si usano normalmente per studiare le proprietà amplificative dei terreni, si traduce in un abbattimento del rapporto H/V.

Un esempio è dato in Figura 18, dove è riportato il caso di una registrazione effettuata su terreno naturale (curva a tratteggio) immediatamente all'esterno di una stazione sismica e confrontato con una registrazione effettuata sul sottile strato artificiale che costituisce la piattaforma di appoggio dei sismometri della stazione sismica (Castellaro e Mulargia, 2009). Dall'immagine è evidente la sovrapposizione degli spettri delle componenti verticali ed un abbattimento di 3-4 volte dell'ampiezza delle componenti spettrali orizzontali da circa 6 Hz in su.

Il problema è comune a tante installazioni sismiche ed è tanto più importante in termini di frequenza coinvolte quanto più estesi sono questi strati artificiali rigidi (fondazioni).



**Figura 18: Confronto tra le singole componenti spettrali registrate sul terreno naturale (tratteggio) rispetto al terreno artificiale rigido (linea continua) contemporaneamente in due siti a meno di 2 m di distanza (Castellaro e Mulargia, 2009).**

In conclusione, nel presente capitolo abbiamo osservato che le installazioni sismiche entro edifici o strutture portano ad una alterazione del moto del terreno registrato alle medio-alte frequenze, dove il limite inferiore è dettato dalla dimensione laterale delle fondazioni e dall'altezza della struttura in cui è installato il sensore. Ciò non comporta alcun problema nella stima della magnitudo del terremoto, che si effettua alle basse frequenze, né nell'ubicazione degli epicentri che si effettua sui primi arrivi. Risulta invece essere un problema nella stima degli effetti di sito e quindi per le implicazioni ingegneristiche. Gli effetti di sito in sismologia sono tutti quei fenomeni, che discuteremo a partire dal prossimo capitolo, che concorrono ad alterare in superficie la forma d'onda di un terremoto e sono di fondamentale importanza per valutare le azioni sismiche sulle costruzioni.

## CAPITOLO 3: IL CASO DI MIRANDOLA 2012

### 3.1 IL TERREMOTO IN EMILIA ROMAGNA

La sequenza sismica che ha colpito l'Emilia-Romagna nel maggio-giugno 2012 ha avuto inizio il 20 maggio 2012 con il terremoto delle 02:03 UTC di magnitudo locale 5.9. L'epicentro del sisma è stato localizzato nel territorio comunale di Finale Emilia (MO) di coordinate 44.89550° N, 11.26350° E, a 6.3 km di profondità. La scossa è stata preceduta da un evento di magnitudo locale 4.1 circa nella stessa zona alle 23:13 UTC del 19 maggio. L'evento principale è stato seguito durante tutta la giornata da terremoti con magnitudo maggiore di 4 tra cui, il più energetico, l'evento di magnitudo 5.1 alle 13:18 UTC. Una nuova forte scossa è stata avvertita il 29 maggio 2012 alle 07:00 UTC di magnitudo locale 5.8 che ha interessato la parte più a ovest dell'area colpita dalla sequenza precedente, con epicentro situato nella zona compresa tra Mirandola, Medolla e San Felice sul Panaro (MO) di coordinate 44.84170° N, 11.06570° E e profondità 8.1 km. Ad esso, nelle 24 ore successive, sono seguiti più di 150 terremoti, di cui 16 con magnitudo locale maggiore di 4. Il mese di giugno, fino al giorno 20, è stato caratterizzato da una progressiva diminuzione della sismicità ad eccezione dell'evento del 3 giugno alle 19:20 UTC di magnitudo locale 5.1 (INGV, 2013).

La zona colpita da questa sequenza sismica si trova nella Pianura Padana, un bacino sedimentario che copre un'area di circa 50000 km<sup>2</sup> caratterizzato da sedimenti con spessore variabile da diversi chilometri a decine di metri. Nella Pianura Padana, l'intrappolamento e la conversione delle onde di volume nei sedimenti provoca la generazione delle onde superficiali, che dominano i segnali sismici a periodi più lunghi di 2 s (Luzi *et al.*, 2013). A distanze superiori a 30 km, in generale, si verificano picchi di velocità e spostamento nelle serie dei tempi in corrispondenza delle onde di superficie e si può osservare un allungamento estremo dei segnali. L'evento sismico del 29/05/2012 (evento IT11) registrato dalla stazione permanente di Mirandola (NAPOLI), che si trova ad una distanza epicentrale di 4.1 km, ha una durata di una decina di secondi, nella stazione di Modena (MODE), che si trova ad una distanza epicentrale di 25.3 km, ha una durata di circa 30 s (come si può vedere in Figura 19). Analogamente accade per l'evento IT10 sempre del 29/05/2012, come possiamo vedere in Figura 20.

Luzi *et al.* (2013) hanno osservato anche che la stazione permanente di Mirandola (NAPOLI) in occasione del primo mainshock ha registrato una PGA (Peak Ground Acceleration) molto più alta rispetto alle altre stazioni in entrambe le componenti del moto orizzontale e verticale (a Mirandola si è registrata una PGA orizzontale di 0.264 g e verticale di 0.303 g, nelle altre stazioni la PGA non supera 0.051 g). Questo è stato spiegato nei termini di distanza dalla faglia: la stazione di Mirandola si trovava ad una distanza di 1.3 km, tutte le altre erano a distanze maggiori di 20 km.

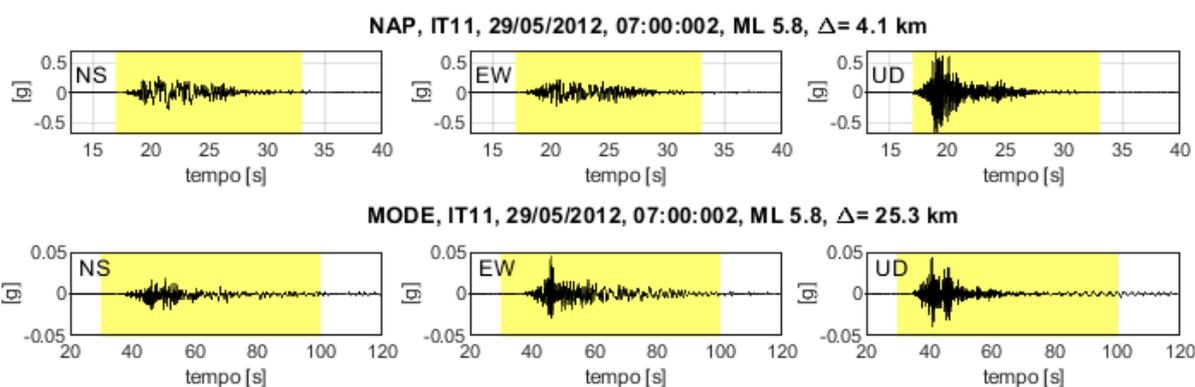


Figura 19: In alto l'accelegramma del mainshock del 29/05/2012 registrato dalla stazione di Mirandola (NAPOLI). In basso registrato dalla stazione di Modena (MODE). Si osservi la differenza di un fattore 10 nelle scale verticali e di un fattore 3 nelle scale orizzontali (dei tempi) tra la stazione NAP e MODE.

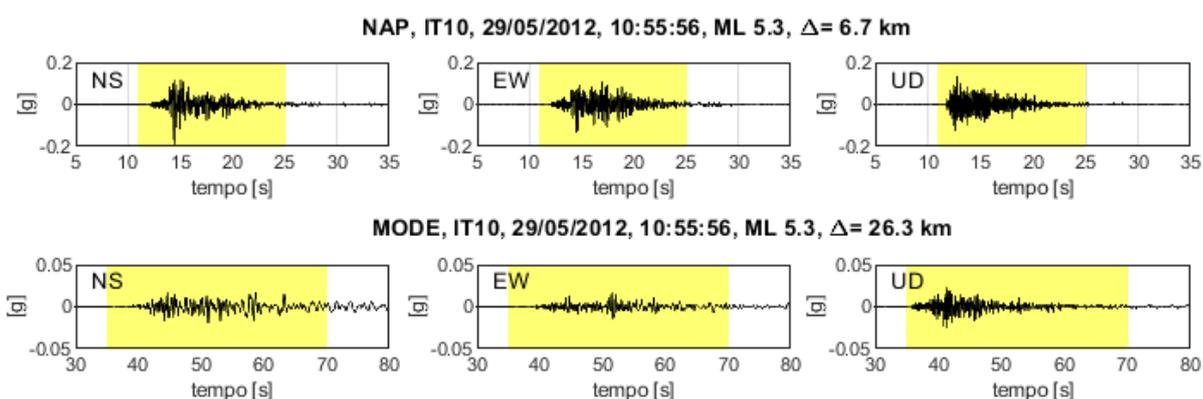
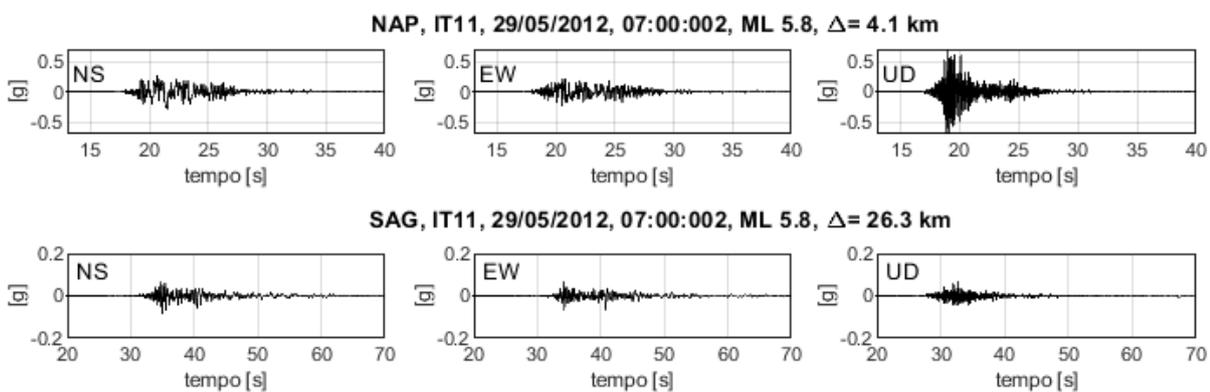


Figura 20: In alto l'accelegramma dell'evento IT10 del 29/05/2012 registrato dalla stazione di Mirandola (NAPOLI). In basso registrato dalla stazione di Modena (MEDO). Si osservi la differenza di un fattore di circa 10 sia nella scala verticale che nella scale orizzontali (dei tempi) tra la stazione NAP e MODE.

L'evento principale del 20/05/2012 ha causato fenomeni di liquefazione su vaste aree della regione, con maggiori effetti a San Carlo (frazione di Sant'Agostino) e a Mirabello, in provincia di Modena. Tali fenomeni sono stati poi riattivati dall'evento principale del 29/05/2012 dei quali non si ha però documentazione diretta in quanto i due insediamenti erano stati parzialmente evacuati. Una liquefazione così estesa rappresenta un caso eccezionale nella letteratura sismica italiana in quanto, anche durante i più grandi terremoti italiani, il danno era generalmente molto limitato. I fenomeni di liquefazione sono stati osservati principalmente lungo l'argine di un letto abbandonato del fiume Reno caratterizzato da sabbie interditate a strati più fini di argille e limo. A San Carlo, infatti, le case più danneggiate si trovano in cima all'ex argine del fiume Reno.

Vannucchi *et al.* (2012) ritengono che molti fattori abbiano contribuito a generare questa liquefazione, tra cui l'alto picco di accelerazione della componente verticale (0.303 g) registrato nella stazione di Mirandola (NAPOLI) durante l'evento principale del 20/05/2012 alle 02:03 (evento IT8). Romeo (2012) osserva che non si dispone di registrazioni del mainshock nell'area maggiormente colpita dalla liquefazione ma che il secondo plausibile mainshock (29/05/2012) è stato rilevato sia dalla stazione permanente di Mirandola (NAPOLI), sia dalla stazione temporanea di Sant'Agostino (SAGO) (evento IT11). È, a suo avviso, il caso di sottolineare l'insolito andamento della componente verticale in entrambe le registrazioni sismiche. Mentre a Mirandola la componente verticale ha superato di gran lunga quelle orizzontali alle alte frequenze, a Sant'Agostino la componente verticale è stata più elevata alle basse frequenze, vicine a quelle di risonanza, intorno a 0.8-1 Hz (si vedano gli accelerogrammi in Figura 21).



**Figura 21: In alto l'accelerogramma del mainshock del 29/05/2012 registrato dalla stazione di Mirandola (NAPOLI). In basso registrato dalla stazione di Sant'Agostino.**

Altri associano questa grande accelerazione verticale ai disastrosi danni subiti da alcune tipologie di strutture durante il sisma e che supererebbero i livelli massimi noti dagli eventi storici in Emilia Romagna (terremoto del 1570 e del 1796). Ercolino *et al.* (2016) sostengono che il danneggiamento degli edifici prefabbricati ad un solo piano durante i terremoti del 2012 sia stato significativamente influenzato dall'azione verticale del sisma. Tali autori hanno condotto uno studio simulando il comportamento strutturale di un prefabbricato danneggiato durante il terremoto. L'edificio in questione è un prefabbricato situato a Mirandola, progettato e costruito nel 1990. Presenta le caratteristiche tipiche delle strutture a pilastri: è costituito da un assemblaggio di pilastri-prefabbricati in calcestruzzo armato, scollegati dalla fondazione. L'edificio ha subito gravi danni durante l'evento sismico del 29/05/2012: i pilastri prefabbricati hanno subito significative rotazioni alla base e le travi principali hanno subito piccoli spostamenti rispetto ai pilastri portanti (l'ampiezza degli spostamenti non ha superato la superficie di contatto delle travi dunque non si è verificata alcuna perdita di supporto da parte dei pilastri a seguito dei due eventi sismici). Il danno più significativo riguarda gli elementi del tetto i quali hanno subito spostamenti relativi maggiori rispetto alle travi principali di

supporto e alcuni elementi sono crollati a causa della perdita del supporto. Gli autori ritengono che la causa dei seguenti danni sia, appunto, la forte azione sismica in direzione verticale in quanto, nelle analisi in cui si è trascurata la componente verticale del terremoto, gli spostamenti relativi delle connessioni tetto-trave registrati risultano sempre minori di 5 cm a dispetto degli spostamenti registrati considerando tutte e tre le componenti che superano i 15 cm.

Andreini *et al.* (2016) accusano le alte componenti orizzontali a bassa frequenza del moto sismico dell'evento principale del 29/05/2012 dei danni e dei crolli di numerosi edifici. Sottolineano, però, che il danno è stato aumentato dalla significativa componente verticale del movimento del suolo, che ha raggiunto un picco di 0.92 g nello spettro di risposta. Alcune modalità di danno evidenziano la forte influenza dello scuotimento verticale: in molti crolli i detriti erano piuttosto vicini a quelli della costruzione originale, osservata da Decanini *et al.* (2012a, b) nel caso della Rocca Estense, fortezza di Finale Emilia.

Carydis *et al.* (2012) ritengono che le registrazioni delle componenti orizzontali disponibili non siano adeguate a spiegare in modo razionale ed affidabile il grave danno subito da molti edifici. Gli autori hanno concluso che il motivo principale del danno era lo scuotimento verticale del terreno estremamente elevato (dell'ordine di 1 g nello spettro di risposta) in combinazione con i movimenti orizzontali moderati. Ad esempio, durante il primo evento a Mirandola (20 maggio 2012), a una distanza epicentrale di 14 km, nello spettro di risposta è stato osservato un rapporto di accelerazione tra verticale e orizzontale di circa 1 con un picco di accelerazione in entrambe le direzioni di circa 0.3 g. Durante il secondo evento (29 maggio 2012), a una distanza epicentrale di 2 km, è stato osservato un rapporto di accelerazione tra verticale e orizzontale di quattro volte con un picco di accelerazione verticale approssimativamente uguale a 0.9 g. A causa di questo altissimo valore del movimento verticale sono stati osservati fenomeni di impatto e perdita totale o parziale di attrito dovuta alla riduzione delle forze gravitazionali.

Nella città di Mirandola il danno a seguito di questa sequenza sismica, per quanto riguarda il centro storico, risulta omogeneamente distribuito come si può osservare in Figura 22.

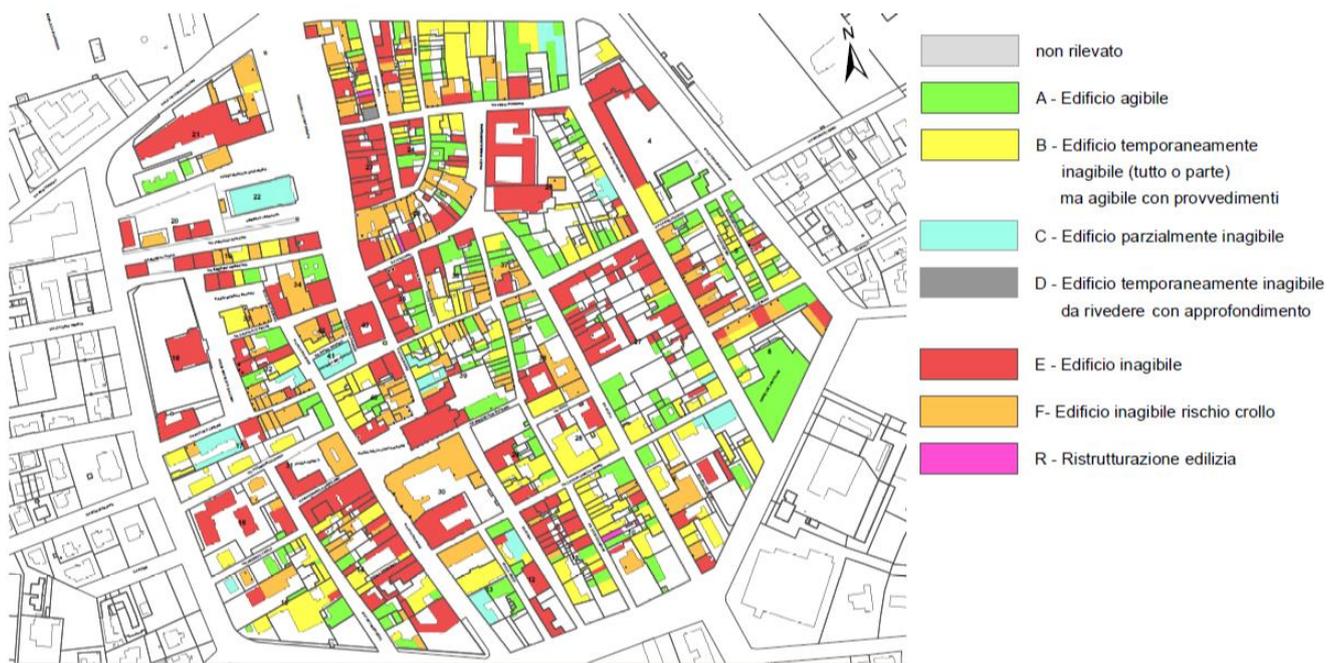


Figura 22: Rilievo del danno in seguito del sisma 2012 nel centro storico, scala 1:1000 (Comune di Mirandola, 2015).

### 3.1.1 Le sorgenti dei terremoti

La sismicità nella provincia di Modena è data prevalentemente dall'attività delle faglie compressive delle Pieghe Ferraresi o Dorsale Ferrarese (Pieri e Groppi, 1981). Si tratta di un sistema di pieghe-faglie che hanno dato origine a due dorsali sepolte che nell'insieme descrivono un arco vergente verso nord, esteso tra Reggio Emilia e la costa adriatica, che spinge fino ed oltre il Po, tra Ferrara e Occhiobello (RO). Sono distinguibili una dorsale più interna che ha il massimo sollevamento tra Novi di Modena e Medolla, nota come alto strutturale di Mirandola, e una più esterna che ha il culmine tra Bondeno e Ferrara. La strutturazione di queste dorsali sepolte è il risultato dell'attività di faglie inverse<sup>6</sup> la cui attività è iniziata nel Pliocene medio-superiore, con vergenza settentrionale e piano di scorrimento verso sud.

I terremoti del maggio-giugno 2012 hanno attivato le strutture geologiche appartenenti alla Dorsale Ferrarese (Figura 23, Camassi *et al.*, 2012). Il Database delle Sorgenti Sismogenetiche Italiane (DISS Working group, 2010) la suddivide in cinque diverse sorgenti composite (sistemi di faglia estesi), quattro più interne: ITCS049 Reggio Emilia-Rolo, ITCS051 Novi-Poggio Renatico, ITCS012 Malalbergo-Ravenna, ITCS011 Mordano-Guarniera e una più esterna: ITCS050, Poggio Rusco-Migliarino. Questi cinque sistemi di faglia sono caratterizzati da faglie inverse, basso angolo di inclinazione e tassi di scorrimento relativamente bassi (0.1-

<sup>6</sup> La faglia è una frattura che si genera entro un volume di roccia della crosta terrestre che mostra evidenze di movimento relativo tra le due masse rocciose da essa suddivise. Una faglia inversa è una frattura con superficie inclinata in cui la crosta di una delle due parti a contatto con la frattura si muove verso l'alto, lungo il piano della frattura stessa.

0.5 mm/anno). La profondità delle sorgenti interne varia tra 2 e 10 km mentre per quella più esterna tra 1 e 8 km. Alla Dorsale Ferrarese appartengono anche tre sorgenti individuali (associate ad un determinato evento sismico e rappresentate da un piano di faglia semplificato): a est la sorgente Bagnacavallo (ITIS100), associata al terremoto di Cotignola-Bagnacavallo dell'11 aprile 1688; a nord la sorgente Ferrara (ITIS090), associata al terremoto di Ferrara del novembre 1570, e a ovest la sorgente Mirandola (ITIS107) non associata ad alcun terremoto (fino al terremoto del 2012) ma ipotizzata sulla base del controllo esercitato dall'attività delle strutture appartenenti alla dorsale sulla geometria del drenaggio superficiale, con una magnitudo momento massima di 5.9.

La sequenza sismica del maggio-giugno 2012 si è sviluppata a cavallo delle sorgenti composite Poggio Rusco-Migliarino e Novi-Poggio Renatico; le scosse più intense del 29/05/2012 sono avvenute in prossimità della sorgente individuale Mirandola.

I meccanismi focali di questa sequenza sismica sono di tipo compressivo con assi di massima compressione orientati NS (Pondrelli *et al.*, 2012) in accordo con la struttura tettonica compressiva della zona.

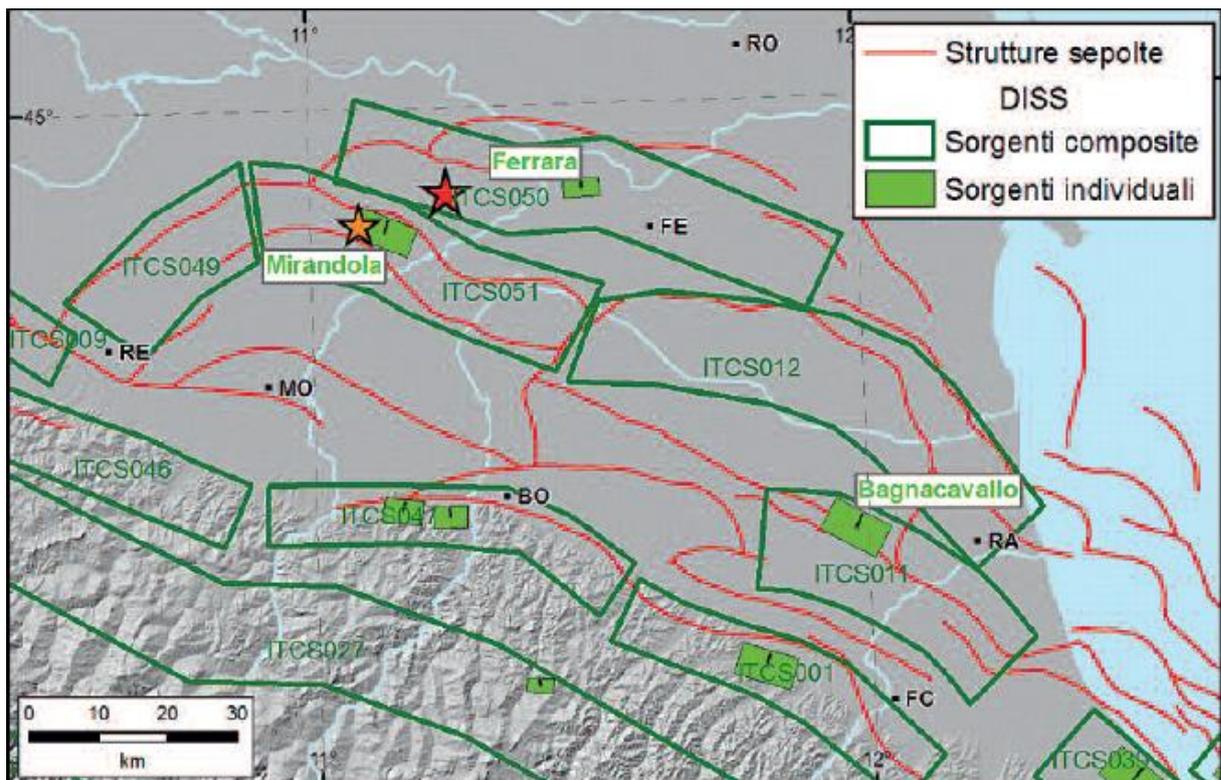


Figura 23: Dorsale Ferrarese (Camassi *et al.*, 2012).

## 3.2 MIRANDOLA

### 3.2.1 Geologia del territorio

Il territorio del comune di Mirandola si sviluppa nell'area di bassa pianura modenese. Il contesto geologico in cui si colloca è quello del Bacino Padano che strutturalmente rappresenta un'area di avanfossa che si è originata per la subduzione<sup>7</sup> della microplacca padano-adriatica al di sotto dell'orogene appenninico (Dondi e D'Andrea, 1986). Mirandola si trova al di sopra della Dorsale Ferrarese (descritta nel paragrafo precedente) che presenta qui una zona di alto strutturale conosciuta come l'alto di Mirandola.

Uno studio geologico condotto da Martelli e Molinari (2008) rivela che i primi 105 metri del sottosuolo sono costituiti da sedimenti di origine alluvionale (Quaternario continentale), costituiti da un'alternanza di sabbie e limi depositati dal Po e dai suoi affluenti a partire dal Pleistocene medio. Al di sotto dei depositi continentali si trovano circa 20 m di depositi fini ancora di età quaternaria ma di origine marine (Quaternario marino). I successivi 80 metri sono composti da argille e marne di età Pliocene inferiore riferibili alla formazione delle Argille del Santerno (note anche come Argille azzurre). Dalla profondità di 205-210 m inizia un'alternanza di sabbie e ghiaie debolmente cementate e limi, un deposito poroso-permeabile, di età riferibile al Pliocene inferiore, noto come Formazione di Porto Garibaldi. Lo spessore di questo deposito è di circa 250 m. Dai 450 m di profondità si ha una successione prevalentemente pelitica spessa circa 1600 m di età Miocene superiore, nota come Formazione a Colombacci. Al suo interno sono presenti intercalazioni di sabbie poco cementate che localmente costituiscono buoni acquiferi. Tra la profondità di 2050 e 2800 m si trovano prevalentemente marne con intercalazioni di arenarie di età comprese tra l'Eocene superiore e il Miocene superiore, note come Marne di Gallare. Da circa 2800 a circa 3030 m sono presenti 150 m di marne calcaree di età compresa tra il Cretaceo superiore e l'Eocene medio e circa 90 m di marne calcaree di età compresa tra l'Aptiano e il Cenomaniano superiore, note come Marne del Cerro. Dai 3030 m inizia la successione carbonatica mesozoica: i primi 60 m costituiti da 30 m di Maiolica (età Giurassico terminale-Cretaceo inferiore), da pochi metri di Calcari ad Aptici (Giurassico superiore) e da calcari a Posidonomia (Giurassico medio). Questa successione carbonatica mesozoica è quasi interamente costituita dai Calcari di Noriglio, di età Giurassico inferiore, che arrivano fino alla profondità di 3850 m dove sono in contatto con le Marne di Gallare di età Eocenica. La presenza delle Marne di Gallare al di sotto dei Calcari di Noriglio è spiegabile con un contatto per faglia che ha permesso il sovrascorrimento della successione mesozoica su terreni più recenti.

Una tecnica che può fornire indicazioni di carattere stratigrafico del sottosuolo è il metodo H/V proposto da Nakumara (1989, Horizontal to Vertical Spectral Ratio, HVRS) il quale sostiene l'idea che i picchi H/V siano

---

<sup>7</sup>La subduzione è un processo attivo lungo margini convergenti di zolle litosferiche che consiste nello sprofondamento di una zolla al di sotto di quella immediatamente adiacente.

dovuti alla risonanza delle onde SH. Una serie di osservazioni empiriche e modelli numerici (Castellaro, 2016) hanno suggerito che i picchi H/V possano essere spiegati in termini di onde di Rayleigh. In questo caso, ad una frequenza vicina alla frequenza di risonanza dell'onda SH, la componente spettrale verticale si annulla. I picchi H/V sono definiti di origine stratigrafica quando sono associati ad un minimo locale nella componente spettrale verticale (comportamento inaspettato per una risonanza). Infatti, secondo questa interpretazione, i picchi H/V sono solo indicatori indiretti delle risonanze: indicano la frequenza di risonanza che un'onda SH avrebbe su un sottosuolo lateralmente infinito di spessore corrispondente alla profondità del substrato roccioso nel sito in cui si effettua la misurazione, ma non mostrano necessariamente una risonanza esistente delle onde SH. Al di là dell'interpretazione in termini di onde di superficie o di volume, i picchi H/V vengono ricondotti a discontinuità stratigrafiche e permettono quindi di ricostruire una stratigrafia sismica.

Mascandola *et al.* (2018) hanno suddiviso l'area della Pianura Padana in quattro macro-aree, sulla base delle caratteristiche di risonanza individuate attraverso la prova H/V (vedi Figura 24):

1. La prima corrisponde alla zona compresa tra i piedi delle Alpi (a nord) e degli Appennini (a sud) e mostra un solo picco di risonanza a circa 0.2 Hz.
2. La seconda zona ricopre la maggior parte del settore centrale della Pianura Padana e mostra due picchi di risonanza: il primo a circa 0.2 Hz ed il secondo a circa 0.7 Hz.
3. La terza zona comprende le anticline di Mirandola, Casaglia e San Colombano. In corrispondenza di Mirandola e Casaglia, l'H/V mostra un picco tra 0.7 Hz e 1.0 Hz, in corrispondenza dell'anticline sepolta. San Colombano è invece caratterizzata da un H/V piatto.
4. La quarta zona si estende dalla parte orientale del bacino verso il mare Adriatico e mostra un picco a 0.15 Hz, uno tra 0.3 Hz e 0.5 Hz (con frequenza decrescente verso la costa) e un picco tra 0.8 Hz e 1.5 Hz.

Tarabusi e Caputo (2015) hanno condotto uno studio per la mappatura dell'anticlinale di Mirandola utilizzando la tecnica H/V tramite misure di sismica passiva utilizzando un tromografo digitale che registra il rumore di fondo allo scopo di ricavare le frequenze di risonanza dei terreni. Gli autori hanno lavorato lungo una sezione a distanza massima di 200 m dalla sezione geologica ricostruita ad opera di Martelli e Molinari (2008) come si può osservare in Figura 25.

Si nota una buona concordanza tra la ricostruzione della geometria del sottosuolo dei corpi sedimentari pliocenici e quaternari e la posizione dei picchi nelle curve H/V. Si nota in particolare che, in corrispondenza della parte superiore dell'anticlinale Mirandola, le curve mostrano un picco marcato, localmente alto fino a 5.8, progressivamente decrescente in ampiezza sia verso nord che verso sud. Da un punto di vista sismologico queste variazioni potrebbero essere dovute ad un contrasto di impedenza variabile lateralmente e correlato

ad un aumento di rigidezza del corpo sedimentario al di sotto dell'interfaccia più superficiale in corrispondenza dell'anticlinale.

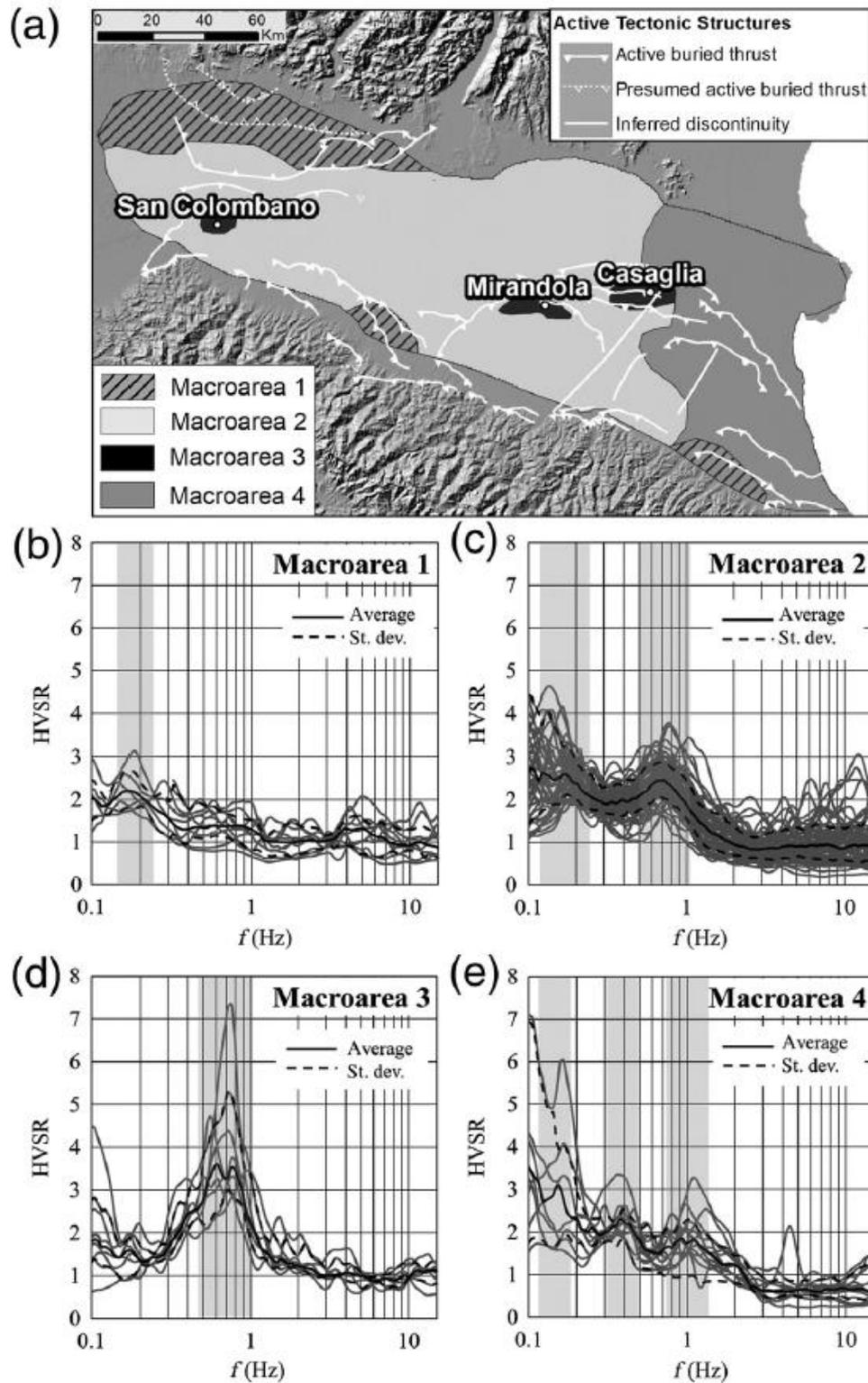


Figura 24: (a) Mappa delle macroaree. (b-e) Traccia delle curve H/V delle macroaree (Mascandola *et al.* 2018).

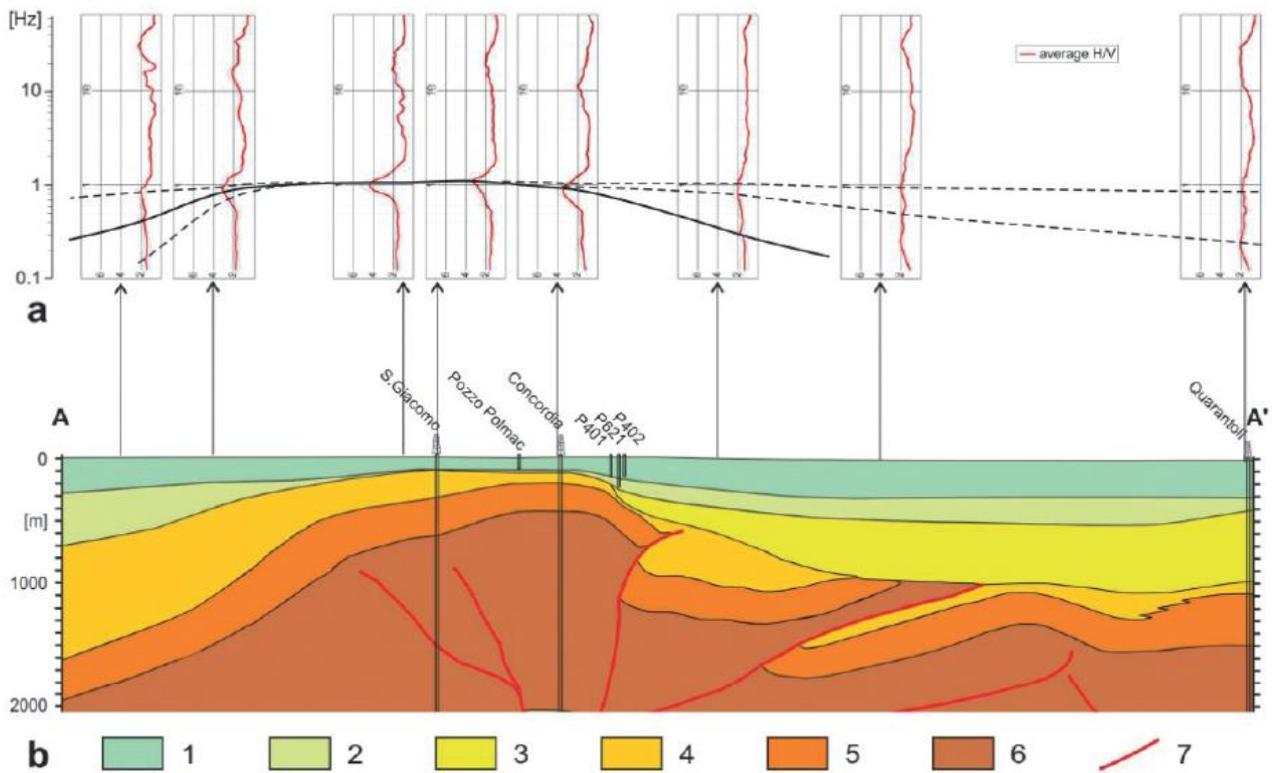


Figura 25: a) curve H/V ottenute da siti indagati in un raggio di 200 m dal profilo che attraversa l'anticlinale Mirandola.  
 b) Sezione geologica ottenuta da Martelli e Molinari (2008). Legenda: 1) depositi continentali del Quaternario Medio-Superiore; 2) depositi marini del Pliocene Superiore-Pleistocene Inferiore; 3) Pliocene Medio; 4) Formazione del Santerno; 5) Formazione di porto Garibaldi; 6) Formazione a Colombacci; 7) Faglie principali (Tarabusi e Caputo, 2015).

### 3.2.2 Le stazioni sismiche

L'evento principale del 20/05/2012 della sequenza sismica che ha colpito l'Emilia-Romagna nel maggio-giugno 2012 è stato registrato, presso Mirandola, da una sola stazione, denominata Mirandola Napoli (d'ora in poi NAPOLI, Figura 28). Successivamente sono state installate due stazioni temporanee, denominate Mirandola MRN (d'ora in poi MRN, Figura 33) e Mirandola temporanea (d'ora in poi TEMPO, Figura 28).

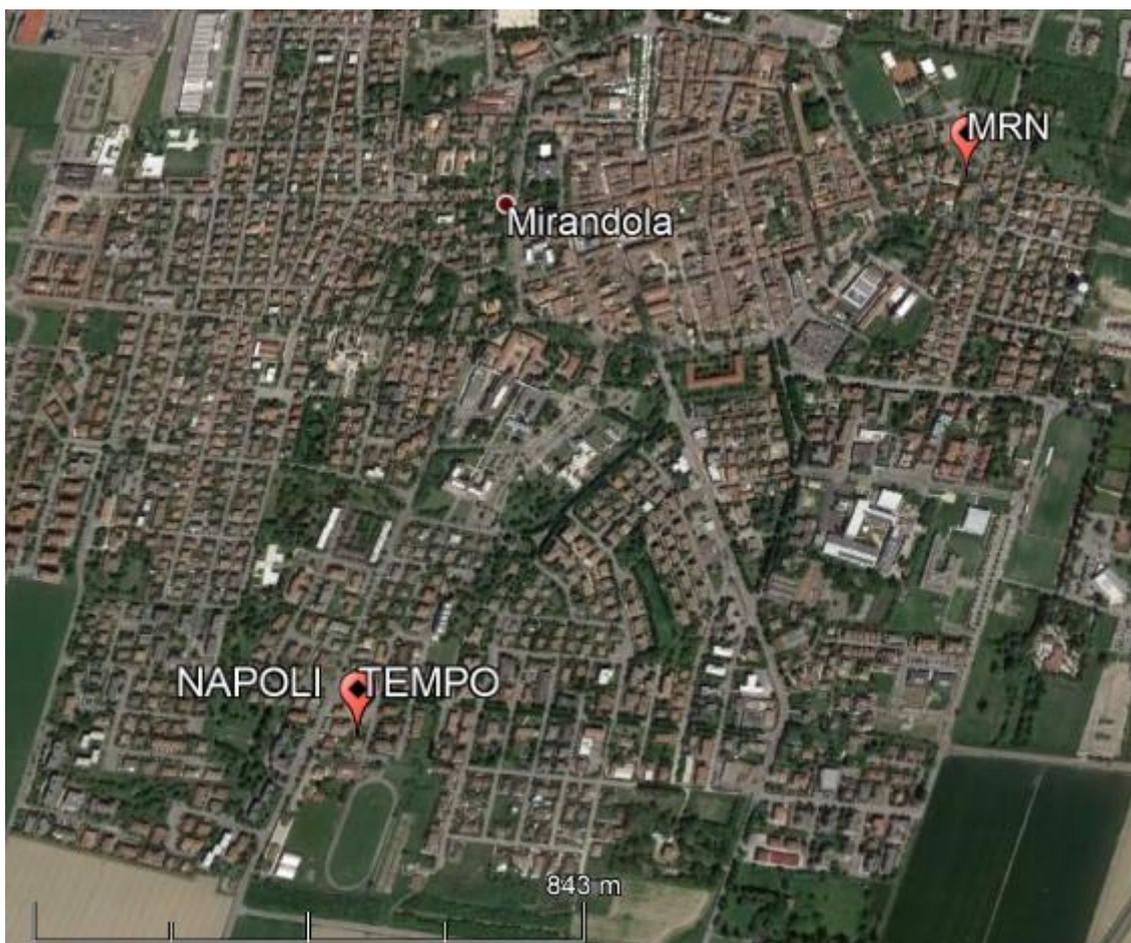


Figura 26: Posizione delle stazioni di Mirandola.

La stazione NAPOLI è stata installata il 18/09/1975 all'interno della cabina ENEL n. 531154 denominata NAPOLI. Si trova a Mirandola (MO) in via Napoli 18, alle coordinate 44.87823°N e 11.06174°E. Il suo codice di rete e stazione è IT.MRN. La stazione è ubicata su superficie pianeggiante e la velocità delle onde di taglio in uno strato omogeneo equivalente a 30 m di spessore è  $V_{s30} = 310$  m/s, valore che la colloca in categoria sismica di sito C secondo le Norme Tecniche sulle Costruzioni (2008 e revisione 2018). Le dimensioni della cabina che ospita la stazione sono 3.5 \* 4 \* 4.5 m e la fondazione è 4 \* 4.5 m (le misure qui riportate sono state ricavate dal Google Earth in quanto ci si sarebbe dovuti recare sul luogo nel mese di marzo ma ciò non

è stato possibile a causa del Covid-19). All'interno della cabina il sensore è posto in cima ad un pilastro. Lo strumento di questa stazione, che ha registrato gli eventi sismici della sequenza del 2012, è il sismometro MS2007 della Syscom (Figura 27), un accelerometro analogico triassiale (FBA) a bilanciamento della forza. L'intervallo di registrazione è  $\pm 2$  g mentre il range delle frequenze va da 0.1 a 80 Hz.



**Figura 27: Accelerometro MS2007 (Syscom).**



**Figura 28: Cabina ENEL che ospita la stazione NAPOLI e che ha ospitato per circa cinque mesi la stazione TEMPO (Castellaro, 2019).**

La caratterizzazione di sito della zona in cui si trova questa stazione è stata effettuata sul giardino di fronte alla cabina e nella fondazione della cabina: le registrazioni sono state prese a circa un metro di distanza come si può vedere in Figura 29.



**Figura 29: Posizione dei dispositivi con cui si è registrato il microtremore presso la stazione NAPOLI (Castellaro, 2019).**

Sono state effettuate due misurazioni in entrambe le posizioni ottenendo gli H/V che riportiamo di seguito (le misure che riportiamo sono state registrate da Castellaro S. nell'ottobre del 2019, non disponiamo di misure più recenti a causa del Covid-19 che non ci ha permesso di recarci in loco come era previsto). Si osserva che la frequenza di risonanza del sito secondo la curva H/V è circa a 0.9 Hz ma questo pattern è determinato da un minimo sulla componente spettrale verticale (componente rossa in Figura 31). La vera risonanza di sito appare essere a 0.3 Hz, dove esiste un picco marcato sulle componenti spettrali orizzontali (e, in misura

minore, anche sulle verticali, Figura 31). Dopo i 9 Hz, si può osservare un netto abbattimento del rapporto H/V sulla fondazione, come descritto a pagina 28 e come sarà studiato meglio nel capitolo successivo.

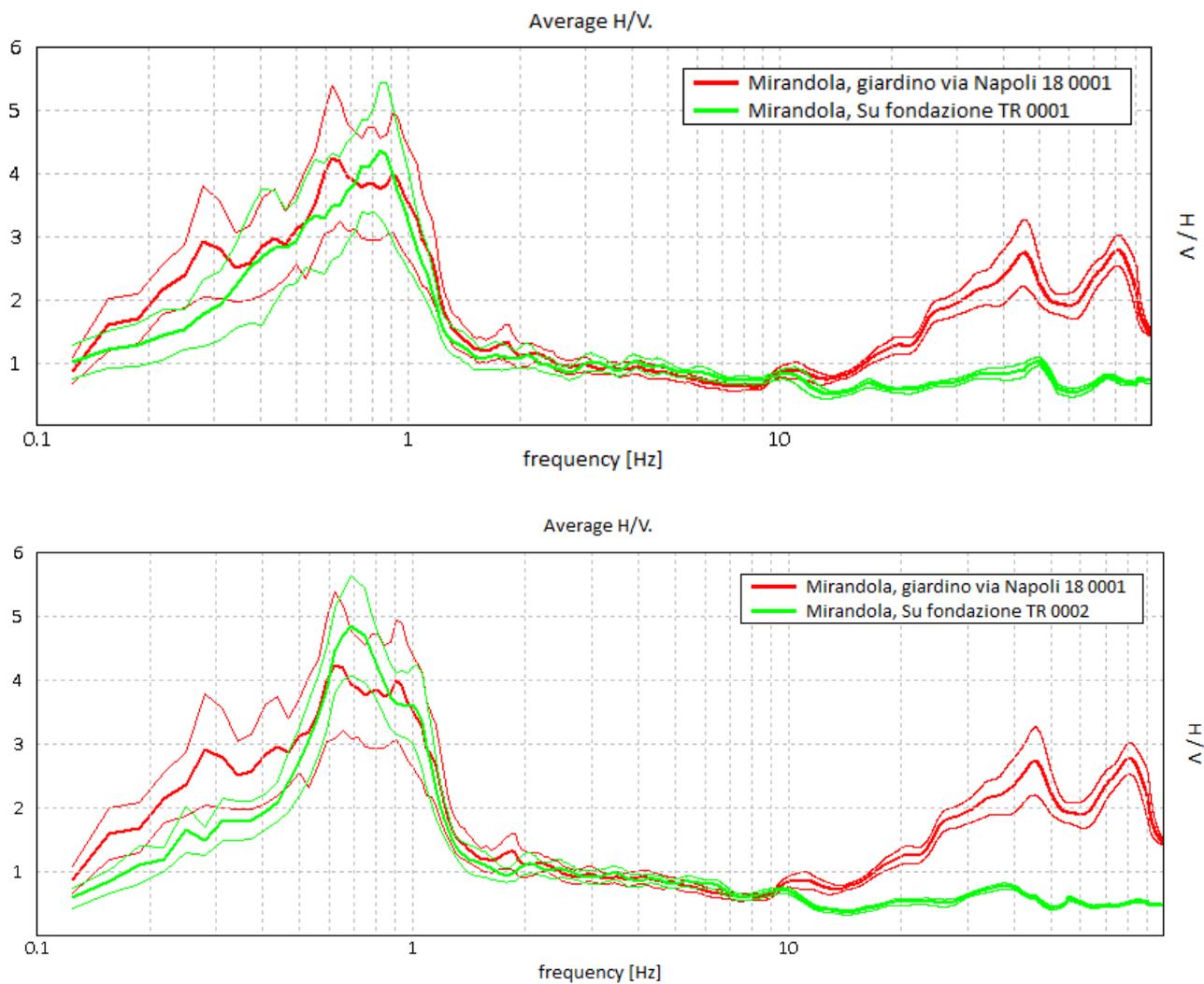


Figura 30: Confronto degli H/V ottenuto dalle misurazioni prese presso il giardino di fronte la stazione NAPOLI e nella fondazione della stessa. Si osserva l'abbattimento del rapporto H/V da circa 9 Hz.

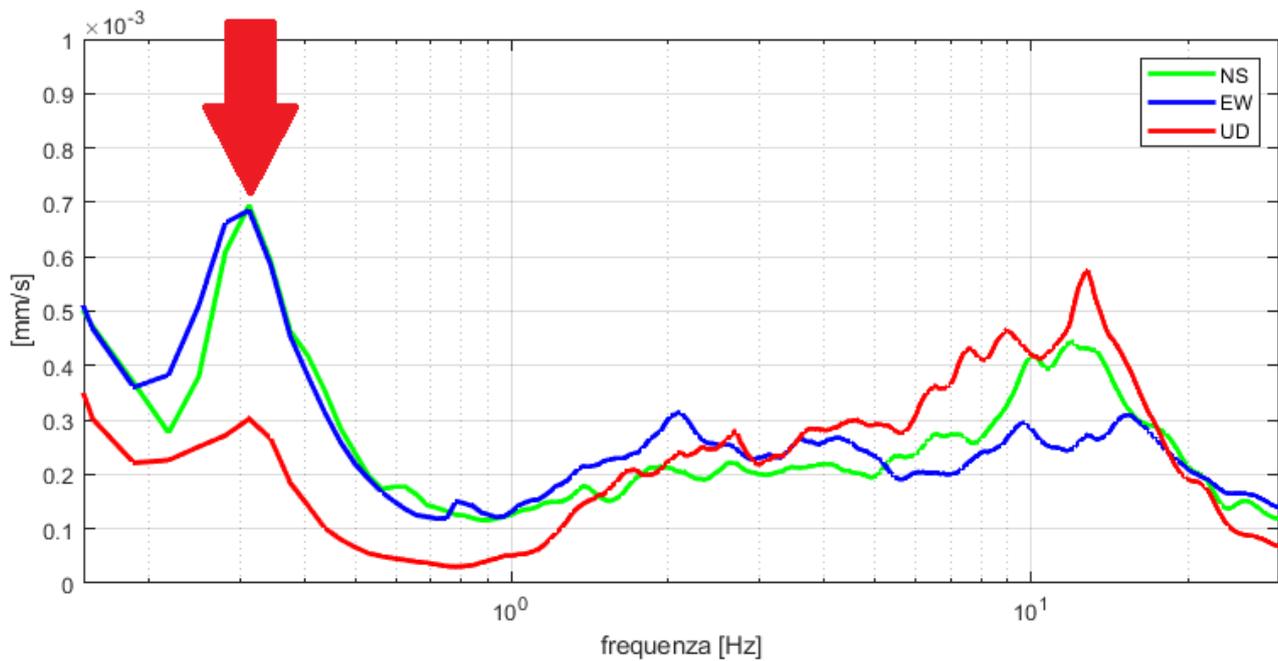


Figura 31: Spettri registrati sul giardino della stazione NAPOLI. Si osservi il picco a 0.3 Hz ben marcato per le componenti orizzontali.

A seguito della sequenza sismica che ha colpito l'Emilia-Romagna nel 2012, il 22/05/2012 è stata installata la stazione temporanea MRN sempre a Mirandola in via Antonio Ligabue 19, di coordinate 44.88695°N e 11.07320°E, ad una distanza da NAPOLI di 1.39 km in linea d'aria, su superficie pianeggiante con  $V_{s30} = 340$  m/s (categoria sismica di suolo sempre C, secondo NTC 2018). La stazione è stata successivamente rimossa il 15/09/2012 dopo aver registrato 23 eventi. Lo strumento utilizzato in questa stazione è l'accelerometro Episensor FBA ES-T (Figura 32), composto da tre sensori Episensor installati ortogonalmente. L'intervallo di registrazione va da  $\pm 0.25$  g a  $\pm 4$  g e la frequenza di campionamento è di 200 Hz.



Figura 32: Accelerometro Episensor FBA ES-T.



**Figura 33: Stazione di Mirandola MRN ([itaca.mi.ingv.it](http://itaca.mi.ingv.it)).**

La caratterizzazione di sito della zona in cui si trova questa stazione ci è stata fornita da Gabriele Tarabusi, geologo che ha realizzato la microzonazione sismica del comune di Mirandola poco prima degli eventi sismici del 2012. Sono state analizzate le misure prese nei siti H001 e H004 indicati in Figura 34 ottenendo l'H/V in Figura 35. La frequenza di risonanza del sito si trova tra 0.8 e 0.9 Hz ed appare molto meno marcata che nel sito NAPOLI. Anche per la stazione MRN si osserva un picco 0.3 Hz (freccia rossa in Figura 36) che rappresenta la vera risonanza di sito.

La stazione TEMPO è stata invece installata il 29/05/2012 all'interno della stessa cabina ENEL in cui è alloggiata la stazione NAPOLI. Lo strumento utilizzato per le registrazioni è l'accelerometro Episensor FBA ES-T, lo stesso della stazione MRN (Figura 32). Questa è stata rimossa il 09/10/2012 dopo aver registrato 4 eventi.



Figura 34: Punti di registrazione di microtremore per la stazione MRN (Tarabusi, 2012).

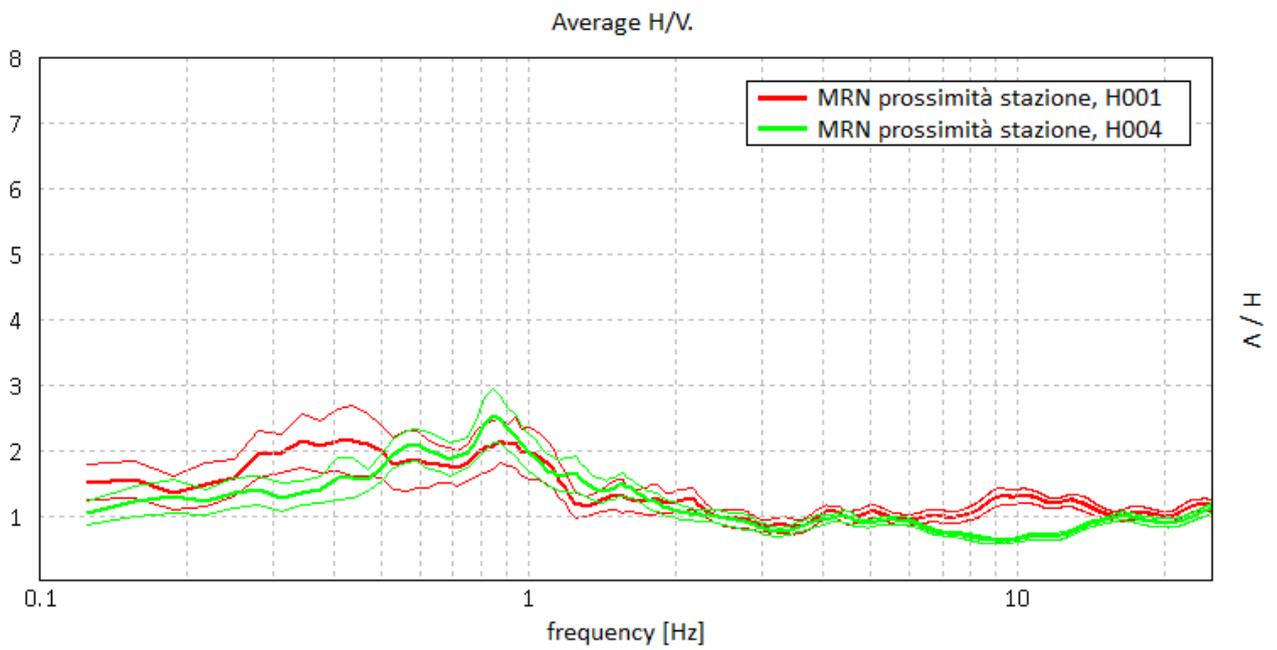


Figura 35: H/V ottenuto dalle misurazioni in H001 e H004.

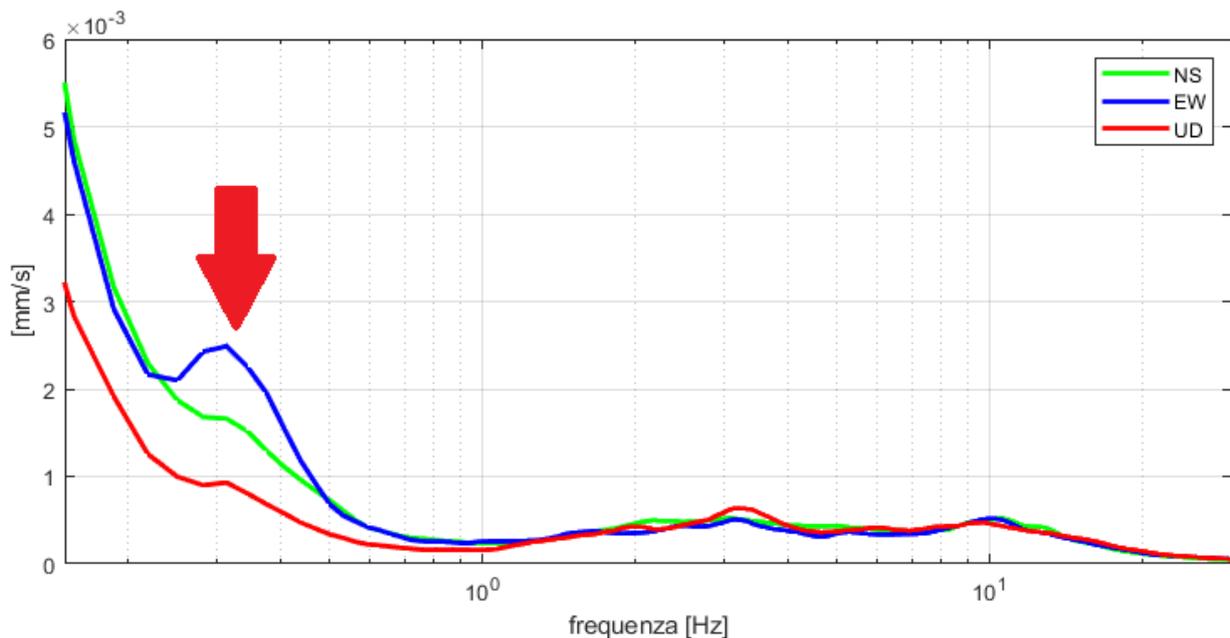


Figura 36: Spettri registrati sul sito H001 (Figura 34) in prossimità della stazione MRN.

Rispetto alla carta delle frequenze di risonanza prodotta per la microzonazione sismica del territorio comunale (Figura 37), le stazioni sismiche in esame si trovano in corrispondenza delle stelline sovrainpresse. Si osserva che le frequenze di risonanza rinvenute durante la campagna di indagini per la microzonazione sismica sono le stesse prodotte dalle nostre misure (0.8-0.9 Hz).

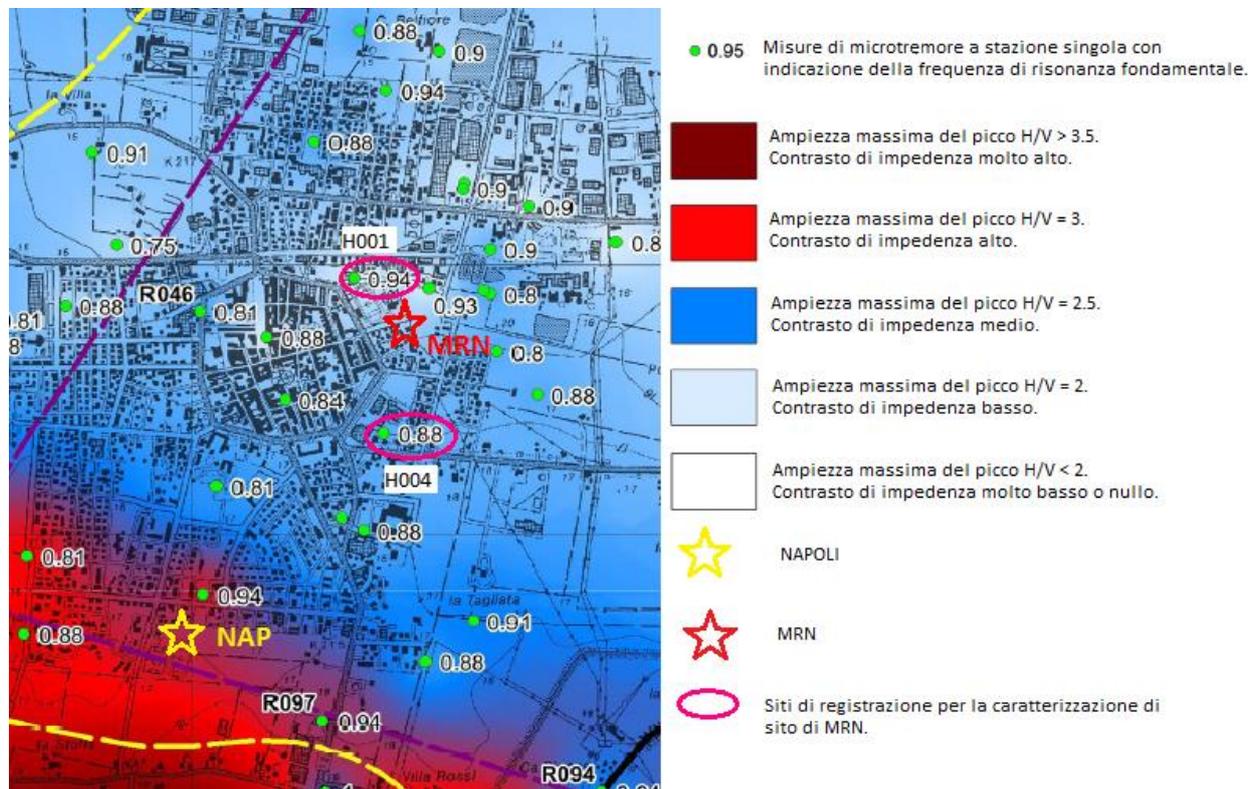


Figura 37: Carta delle frequenze naturali dei terreni e contrasti di impedenze del comune di Mirandola, scala 1:25000 (Comune di Mirandola, 2015)

### 3.2.3 Eventi registrati

Tutti gli eventi registrati dalle tre stazioni sono disponibili nel sito ITACA dell'INGV. In totale, le su menzionate stazioni hanno registrato 37 eventi, riportati in Tabella 2.

Tabella 2: Eventi registrati dalle stazioni presenti a Mirandola durante la sequenza sismica del 2012 (Itaca.mi.ingv.it).

NOME EVENTO	ID ITACA	DATA e ORA UTC	ML (Magnitudo Locale)	EPICENTRO	PROFONDITA' [km]
IT6	IT-2012-0006	20/05/2012, 13:18:01	5.1	44.81350°N 11.44070°E	3.4
IT7	IT-2012-0007	20/05/2012, 17:37:14	4.6	44.86530°N 11.30500°E	5.4
IT8	IT-2012-0008	20/05/2012, 02:03:50	5.9	44.89550°N 11.26350°E	9.5
IT9	IT-2012-0009	20/05/2012, 03:02:47	5	44.85970°N 11.15200°E	9.1
IT10	IT-2012-0010	29/05/2012, 10:55:56	5.3	44.86520°N 10.97950°E	4.4
IT11	IT-2012-0011	29/05/2012, 07:00:02	5.8	44.84170°N 11.06570°E	8.1
IT12	IT-2012-0012	03/06/2012, 19:20:43	5.1	44.88600°N 10.95020°E	8.7
IT18	IT-2012-0018	20/05/2012, 09:13:18	4.2	44.86820°N 11.23620°E	7.2
IT23	IT-2012-0023	21/05/2012, 16:37:31	4.1	44.86570°N 11.30550°E	3.6
IT25	IT-2012-0025	23/05/2012, 21:41:18	4.3	44.84260°N 11.24380°E	8.7
IT26	IT-2012-0026	25/05/2012, 10:31:22	3.9	44.84120°N 11.22200°E	8.9
IT27	IT-2012-0027	25/05/2012, 13:14:05	4	44.86880°N 11.09050°E	4.0
IT28	IT-2012-0028	27/05/2012, 18:18:45	4	44.87070°N 11.16420°E	6.0
IT29	IT-2012-0029	29/05/2012, 08:27:22	4.6	44.88320°N 11.04150°E	6.0
IT30	IT-2012-0030	29/05/2012, 08:40:57	4.2	44.86950°N 10.96630°E	4.1
IT31	IT-2012-0031	29/05/2012, 09:30:21	4.3	44.86000°N 11.09300°E	5.9

IT32	IT-2012-0032	29/05/2012, 11:00:22	5.1	44.86600°N 10.97630°E	7.2
IT33	IT-2012-0033	31/05/2012, 14:58:21	4	44.86630°N 10.87400°E	8.2
IT34	IT-2012-0034	31/05/2012, 19:04:04	4.2	44.88120°N 10.98430°E	6.8
IT35	IT-2012-0035	06/06/2012, 05:08:31	4.5	44.39950°N 12.32220°E	31.1
IT36	IT-2012-0036	12/06/2012, 01:48:36	4.9	44.89080°N 10.92180°E	8.3
IT64	IT-2012-0064	19/05/2012, 23:13:25	4.1	44.91070°N 11.24720°E	9.3
IT65	IT-2012-0065	20/05/2012, 02:21:50	4.1	44.89030°N 11.11520°E	4.9
IT66	IT-2012-0066	29/05/2012, 08:25:51	5	44.86470°N 10.94750°E	7.9
IT67	IT-2012-0067	20/05/2012, 02:06:26	4.8	44.90520°N 11.16500°E	4.3
IT68	IT-2012-0068	20/05/2012, 02:07:28	5	44.87370°N 11.27030°E	6.1
IT69	IT-2012-0069	20/05/2012, 02:11:45	4.3	44.86030°N 11.34120°E	10.9
IT70	IT-2012-0070	20/05/2012, 02:12:40	4.3	44.87000°N 11.21900°E	6.7
IT72	IT-2012-0072	20/05/2012, 02:39:07	4	44.88130°N 11.22700°E	6.6
IT73	IT-2012-0073	20/05/2012, 13:21:05	4.1	44.83320°N 11.65130°E	8.3
IT74	IT-2012-0074	29/05/2012, 07:07:20	4	44.84630°N 10.99020°E	3.5
IT75	IT-2012-0075	29/05/2012, 07:09:54	3.6	44.86380°N 11.10170°E	7.7
IT76	IT-2012-0076	29/05/2012, 11:00:01	5	44.85580°N 10.94100°E	8.7
IT77	IT-2012-0077	29/05/2012, 11:07:04	4	44.89300°N 11.03330°E	7.9
EMSC5	EMSC- 20120609_0000005	09/06/2012, 02:04:56	4.4	46.18030°N 12.48820°E	6.9
EMSC81	EMSC- 20120522_0000081	27/05/2012, 20:25:42	3.8	44.85680°N 11.16780°E	4.5
EMSC138	EMSC- 20120529_0000138	29/05/2012, 14:39:40	3.9	44.89070°N 11.02780°E	7.9

La stazione permanente di Mirandola (NAPOLI) ha registrato 29 eventi dal 19/05/2012 al 12/06/2012. Questi sono riportati in Tabella 3 con la relativa Peak Ground Acceleration (PGA), ovvero la massima accelerazione del suolo indotta dal terremoto, registrata dalla stazione e la distanza epicentrale ( $\Delta$ ).

Tabella 3: Eventi registrati da NAPOLI (Itaca.mi.ingv.it).

NOME EVENTO	PGA [g]	$\Delta$ [km]
IT6	0.0187	30.8
IT7	0.0461	19.3
IT8	0.264	16.1
IT9	0.209	7.4
IT10	0.202	6.7
IT11	0.294	4.1
IT12	0.199	8.9
IT18	0.0396	13.8
IT23	0.0175	19.3
IT25	0.00780	14.8
IT27	0.0672	2.5
IT28	0.0317	8.1
IT30	0.0253	7.6
IT31	0.0512	3.2
IT32	0.257	6.9
IT33	0.0126	14.9
IT34	0.0912	6.1
IT36	0.0659	11.1
IT64	0.0339	15.1
IT65	0.0840	4.4
IT67*		8.7
IT68*		16.5
IT69*		22.2
IT70*		12.5
IT72	0.012	13.1
IT73*		23.4
IT74*		6.7
IT76*		9.9
IT77	0.0599	2.8

\*I dati di questi eventi non sono disponibili in quanto il segnale è di cattiva qualità.

La stazione temporanea MRN ha registrato invece 23 eventi a partire dal 23/05/2012 i quali sono riportati in Tabella 4.

**Tabella 4: Eventi registrati dalla stazione MRN (Itaca.mi.ingv.it).**

<b>NOME EVENTO</b>	<b>PGA [g]</b>	<b>Δ [km]</b>
EMSC5	0.000258	181.3
EMSC81	0.0243	8.2
EMSC138*		3.6
IT10	0.131	7.8
IT11	0.235	5.1
IT12	0.107	9.7
IT25	0.0144	14.2
IT26	0.0174	12.8
IT27	0.108	2.4
IT28	0.0370	7.4
IT29	0.180	2.5
IT30	0.0266	8.7
IT31	0.515	3.4
IT32	0.127	8.0
IT33	0.0135	15.9
IT34	0.0583	7.1
IT35	0.00349	112.9
IT36	0.0434	12.0
IT66	0.0337	10.0
IT74*		8.0
IT75*		3.4
IT76	0.0647	11.0
IT77	0.0625	3.2

\*I dati di questi eventi non sono disponibili in quanto il segnale è di cattiva qualità.

La stazione TEMPO ha invece registrato solamente quattro eventi riportati in Tabella 5.

**Tabella 5: Eventi registrati dalla stazione TEMPO (Itaca.mi.ingv.it).**

<b>NOME EVENTO</b>	<b>PGA [g]</b>	<b>Δ [km]</b>
IT12	0.206	8.9
IT33	0.0131	14.9
IT34	0.0965	6.1
IT36	0.0689	11.2

In APPENDICE A sono riportati gli accelerogrammi dei singoli eventi registrati dalle tre stazioni. Come esempio riportiamo gli accelerogrammi (Figura 38) dell'evento IT12 del 03/06/2012 di  $M_L = 5.1$  che è stato registrato da tutte e tre le stazioni. Si osserva che gli accelerogrammi di NAPOLI e TEMPO sono identici appunto perché i due strumenti di misura si trovano all'interno della stessa cabina. Questi ultimi presentano un valore di PGA (peak ground acceleration) più elevato in tutte e tre le direzioni rispetto a MRN, in particolar modo nella componente EW dove si osserva una PGA di 0.2 g a NAPOLI e di circa 0.1 g a MRN. Il segnale a MRN risulta essere più compatto mentre a NAPOLI e TEMPO più impulsivo.

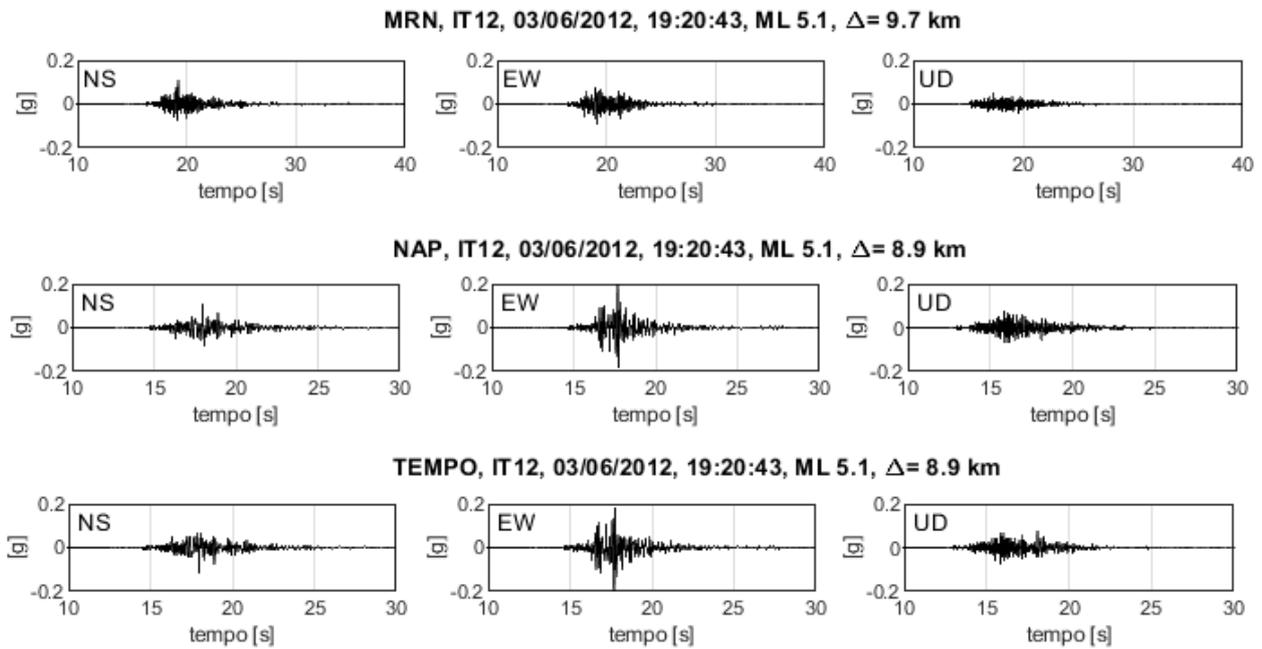


Figura 38: Accelerogrammi dell'evento IT12 del 03/06/2012 registrato da tutte e tre le stazioni sopra citate.

Di seguito riportiamo la disposizione degli epicentri dei singoli eventi (Figura 39 e Figura 40) e la distribuzione degli eventi per magnitudo (Figura 41).

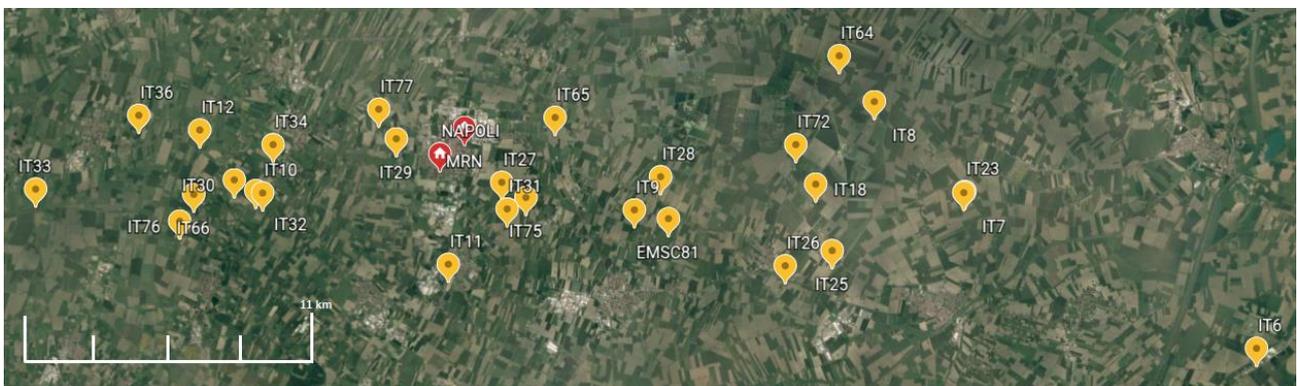


Figura 39: Distribuzione epicentri dei singoli eventi ad esclusione di EMSC5 e IT35 per l'elevata distanza epicentrale (sono riportati solo gli eventi di cui sono disponibili i dati).

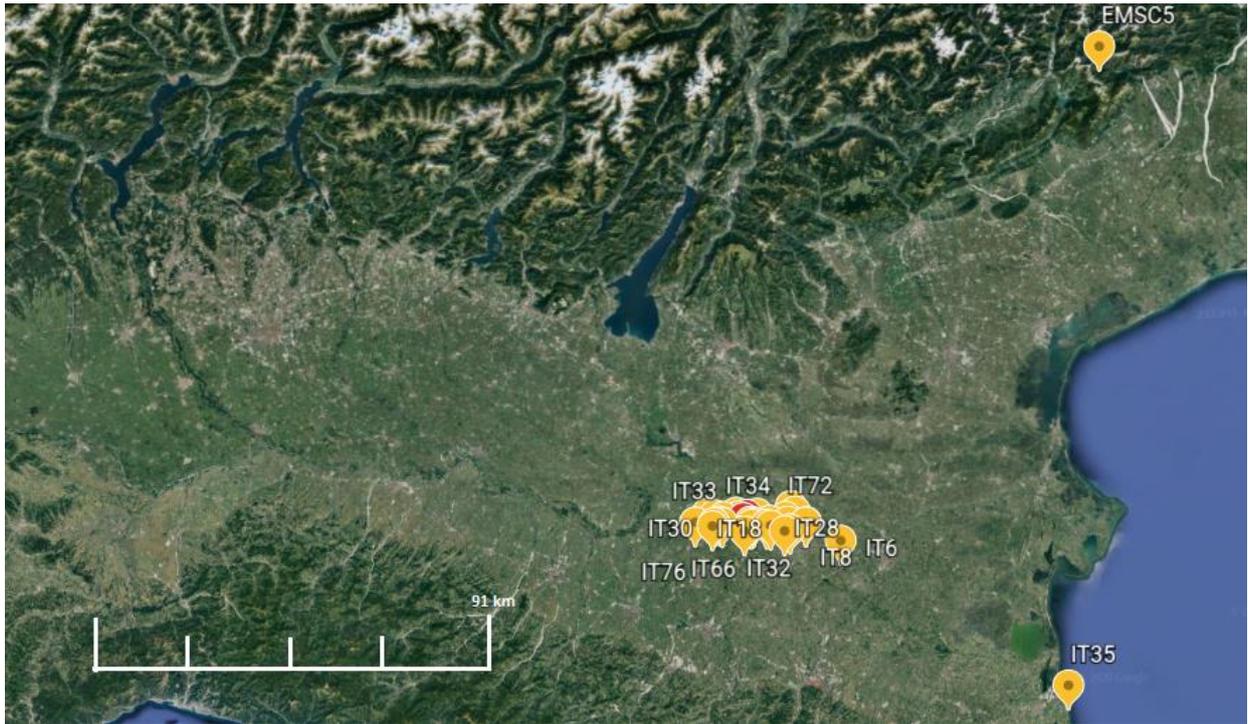


Figura 40: : Distribuzione epicentri dei singoli eventi registrati dalle stazioni (sono riportati solo gli eventi di cui sono disponibili i dati).

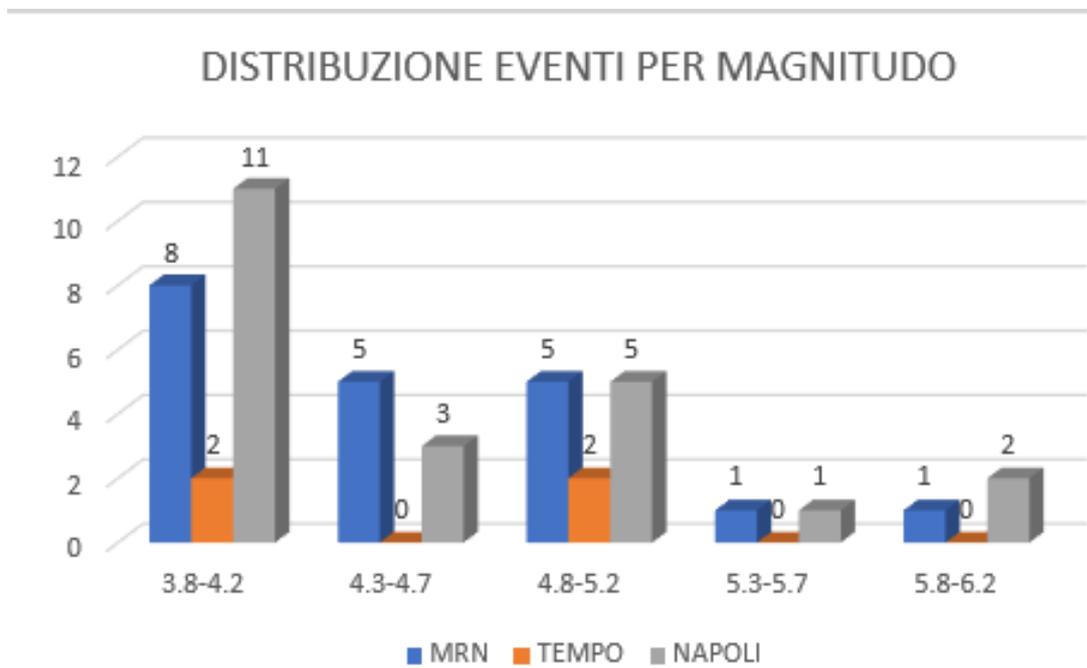


Figura 41: Distribuzione degli eventi per magnitudo locale (sono riportati solo gli eventi di cui sono disponibili i dati).

## CAPITOLO 4: ANALISI DEI TERREMOTI REGISTRATI DALLE STAZIONI

In questo capitolo vogliamo studiare se la differenza tra le registrazioni sismiche relative alla crisi sismica del 2012 effettuate dalle stazioni NAPOLI e MRN, che distano 1.39 km, è imputabile solo ad effetti locali di sito oppure se possano essere intervenuti effetti legati alla struttura, nel caso della stazione NAPOLI (Figura 28).

Nel capitolo precedente abbiamo presentato il confronto tra le registrazioni effettuate nello stesso intervallo di tempo sulla soletta della stazione sismica (F1, F2) e quelle su terreno naturale immediatamente antistante (G1, G2) ed abbiamo osservato che la soletta di fondazione comporta una deamplificazione delle componenti orizzontali del moto da 9 Hz in su.

Per questo studio avevamo scelto la città di Mirandola in quanto risultava esserci una stazione temporanea (TEMPO) installata in prossimità di NAPOLI. Usando le coordinate ufficiali presenti per questa stazione nel sito ITACA di INGV, la stazione temporanea risultava ubicata nel giardino (quindi in campo libero) della palazzina antistante la stazione sismica entro cabina ENEL. Questa collocazione sarebbe stata ideale in quanto avrebbe permesso di confrontare le registrazioni degli stessi eventi a pochissimi metri di distanza, uno in campo libero ed uno in struttura. Purtroppo, una volta scaricati ed analizzati i dati della stazione temporanea, ci siamo accorti che erano identici a quelli della stazione permanente (Figura 42) e che in realtà anche lo strumento della stazione temporanea era stato collocato sullo stesso pilastrino di quello della stazione permanente. Le coordinate geografiche riportate su ITACA erano state troncate dopo un numero non sufficiente di decimi di grado e ne risultava così un'ubicazione imprecisa. Purtroppo questo è emerso a lavoro inoltrato e quindi abbiamo dovuto considerare come stazione in campo libero la più vicina disponibile, ossia MRN, che però dista 1.39 km da NAPOLI.

Come si può notare in Figura 42 per due terremoti campione, gli spettri delle stazioni MRN e NAPOLI sono sensibilmente diversi e proveremo a capire se tale diversità possa essere attribuita anche alla struttura in cui è ospitata la stazione NAPOLI.

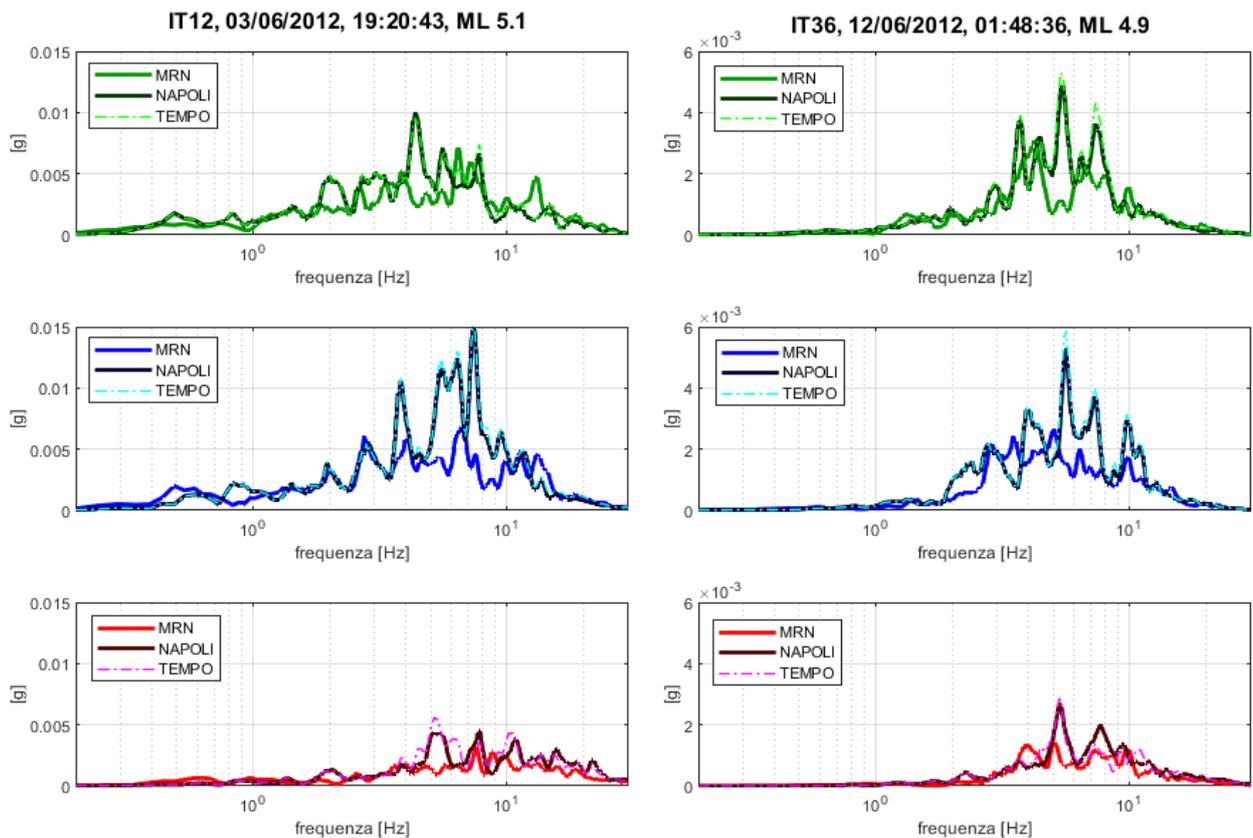


Figura 42: Spettri di terremoto di due eventi registrati da tutte e quattro le stazioni. In verde le componenti NS, in blu le componenti EW e in rosso le verticali.

#### 4.1 CARATTERIZZAZIONE DINAMICA DELLA CABINA

Nell'ambito di questo lavoro era previsto che conducessimo una caratterizzazione dinamica sperimentale della cabina ENEL ospitante la stazione NAPOLI ed avevamo appuntamento con i gestori della cabina il 9 marzo 2020 per effettuare il lavoro, che però è stato sospeso a causa dell'emergenza da Covid-19. Siamo quindi stati costretti ad usare le registrazioni effettuate nel mese di ottobre 2019 sulla soletta di fondazione della cabina e a cercare di capire in quelle registrazioni quali siano i modi di vibrare propri dell'edificio sovrastante.

Abbiamo quindi effettuato una analisi spettrale su finestre di 30 secondi di durata (e su una registrazione di 15 minuti), dopo aver rimosso la linea di base, applicato un tapering con finestra di Bartlett e un liscio ridotto (1% della frequenza centrale, di tipo triangolare). L'aver segmentato il segnale originale in finestre di 30 s ha permesso di ottenere degli spettri medi e di monitorarne la deviazione standard, al fine di interpretare solo caratteri significativi.

Gli spettri risultanti sono dati in Figura 43 rispettivamente per la componente longitudinale alla cabina e per quella trasversale. Esiste una differenza di circa 0.5 m nelle dimensioni della cabina secondo i due assi (Figura 44).

Non conoscendo la distribuzione degli elementi strutturali interni, non possiamo fare ipotesi sulla rigidità strutturale se non quelle derivanti dalla geometria, per cui ci aspettiamo che la rigidità sia maggiore in direzione trasversale che in direzione longitudinale. Questo è in effetti verificato poiché il primo modo flessionale secondo il lato corto (trasversale) appare a 10 Hz mentre il primo modo secondo il lato lungo (longitudinale) appare a 13 Hz (freccie rosse in Figura 43).

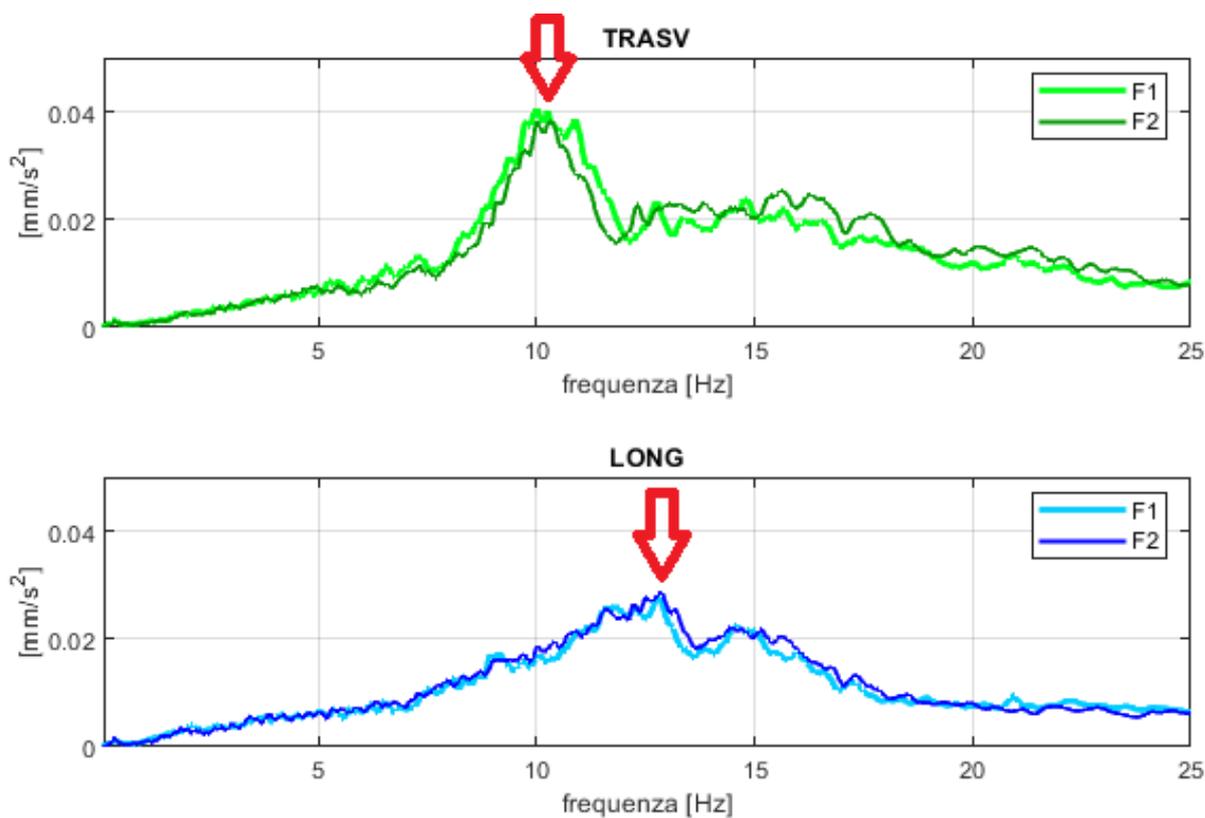


Figura 43: Modi propri trasversali (in alto) e longitudinali (in basso) della cabina ENEL che ospita la stazione NAPOLI (Figura 28).



Figura 44: Foto dall'alto della cabina ENEL sita a Mirandola in via Napoli 18 ricavata da Google Earth in cui si apprezzano le diverse dimensioni nelle due direzioni.

Nonostante questa cabina sia relativamente piccola rispetto alla media (cfr. ad es. le cabine descritte nel primo capitolo, Figura 8), le sue frequenze proprie sono comunque prossime a quelle che interessano gli edifici di 1-2 piani fuori terra. Ciò ci permette di concludere che anche stazioni sismometriche poste all'interno di strutture di piccola dimensione possono risentire del moto della stessa contaminando le registrazioni del segnale che non sarà più una rappresentazione del solo moto del suolo.

In Figura 45 confrontiamo le curve H/V acquisite sulla fondazione della cabina (F1 e F2) ed immediatamente al suo esterno (G1 e G2), per evidenziare l'effetto che la fondazione ha sopra la frequenza di 10 Hz. Questo significa che la fondazione della cabina altera tutte le onde che abbiano lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) inferiore a circa 25 m (essendo  $\lambda = \frac{v_s}{f}$  ed essendo  $v_s \approx 250 \text{ m/s}$  in questa zona).

Le curve H/V, come anche gli spettri da cui esse derivano, sono state ottenute segmentando i tracciati originari in finestre di 30 secondi (al fine di visualizzare l'andamento medio e di sincerarsi che la deviazione standard sia piccola), lisciate secondo una finestra triangolare di ampiezza pari al 10% della frequenza centrale.

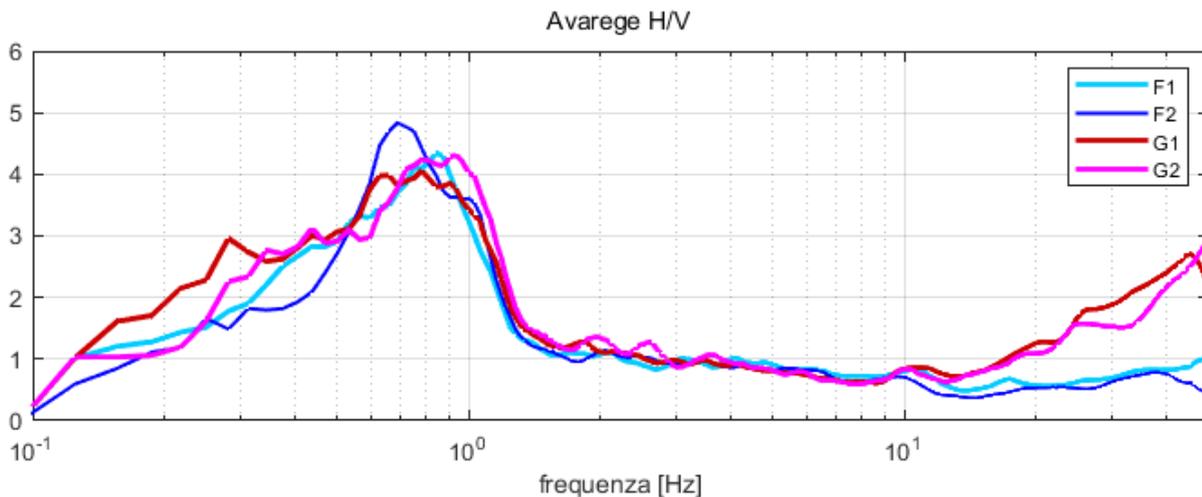


Figura 45: H/V registrati a NAPOLI, due sulle fondazioni della cabina, due sul giardino di fronte.

In Figura 46 confrontiamo stavolta gli spettri delle singole componenti del moto acquisiti su fondazione e su terreno libero. A livello spettrale è visibile – ancor meglio che a livello di curva H/V – l'entità delle differenze nei due casi sulle componenti orizzontali: si osserva una deamplificazione di un fattore 1.5. La componente verticale risulta meno affetta.

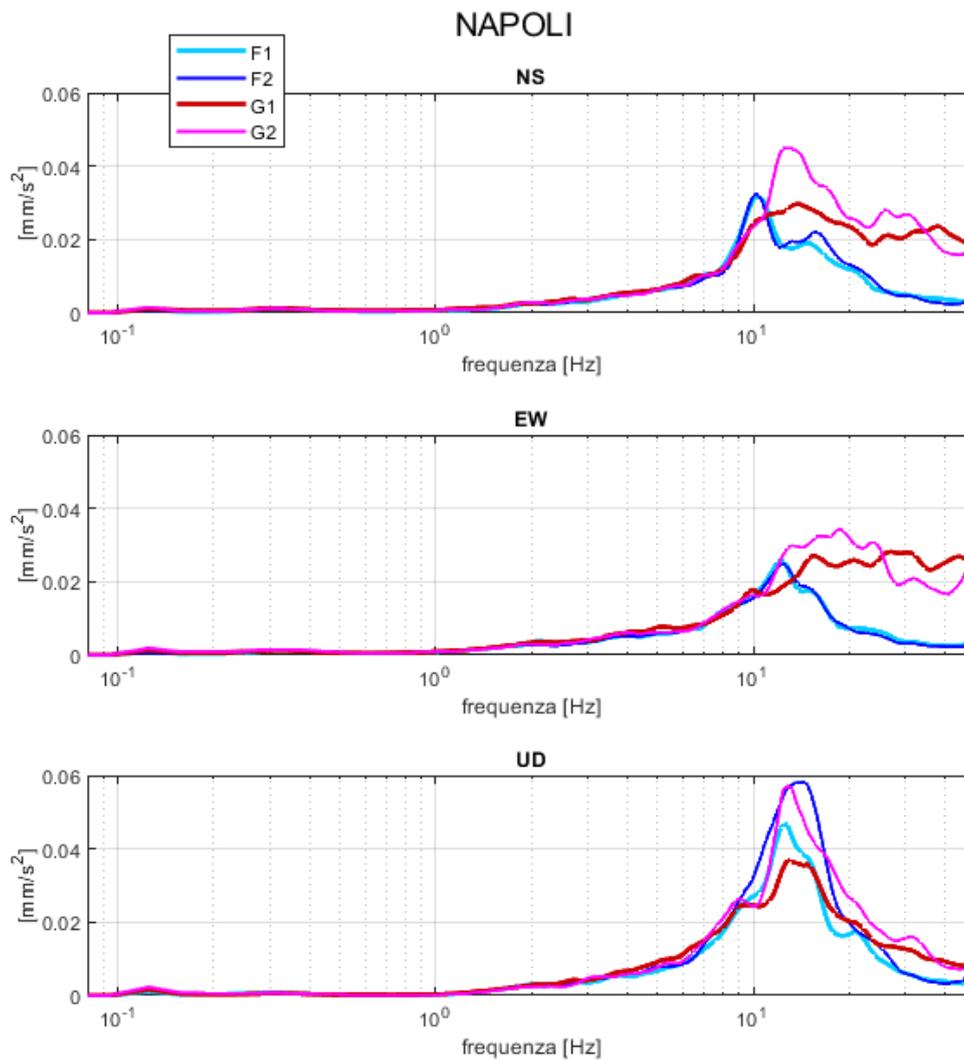


Figura 46: Spettri del microtremore presso la stazione NAPOLI.

## 4.2 CONFRONTO TRA LE REGISTRAZIONI DI NAPOLI E DI MRN

### 4.2.1 Microtremore

Il primo confronto tra le stazioni NAPOLI e MRN è presentato in Figura 47 sui rapporti spettrali del microtremore (curve H/V). Entrambi i siti mostrano una amplificazione del rapporto H/V attorno a 0.7-0.9 Hz ma con ampiezze molto maggiori per il sito NAPOLI rispetto al sito MRN.

Emerge anche una amplificazione attorno a 0.3 Hz, che è piuttosto tipica in tutta la pianura padana orientale e che abbiamo descritto nel capitolo precedente come frequenza fondamentale di sito e vera frequenza di

risonanza. Poiché le curve H/V sono comunemente interpretate come frequenze di risonanza dei siti e le loro ampiezze come proporzionali (sebbene non linearmente) con l'amplificazione sismica, vedremo se questi pattern saranno osservabili anche nelle registrazioni dei terremoti delle stazioni stesse.

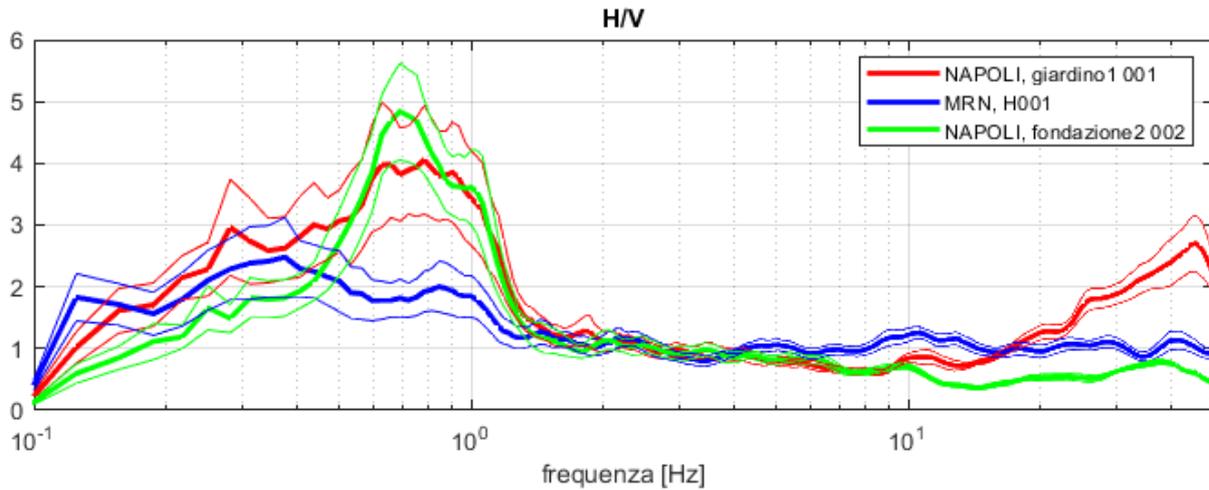


Figura 47: Rapporti spettrali medi del microtremore (H/V) di NAPOLI e MRN.

#### 4.2.2 Terremoti

Abbiamo selezionato gli eventi con magnitudo locale maggiore o uguale a 5 registrati dalle stazioni NAPOLI e MRN. Con riferimento alla Tabella 2 del capitolo precedente, si tratta degli eventi IT6, IT8, IT9, IT10, IT11, IT12, IT32, IT66 e IT76. Di questi eventi abbiamo calcolato lo spettro di Fourier lavorando su finestre di 10 s e applicando un liscio secondo finestre triangolari con ampiezza pari al 5% del valore centrale. Abbiamo cercato di suddividere tutti i terremoti in due parti: una finestra di 10 s che comprendesse la prima parte dell'evento (le onde di volume) ed una finestra di 10 s che comprendesse la parte più propriamente di onde di superficie e la coda degli eventi sismici. Il ritaglio delle porzioni di tracciato è stato effettuato in modo da analizzare il più possibile gli stessi intervalli di terremoto per i due siti. Un esempio della segmentazione del file in finestre di 10 secondi è dato in Figura 48 e Figura 49. Sotto alla serie dei tempi sono riportati gli spettri di ampiezza in accelerazione per ciascuna componente del moto, per le stazioni di MRN e NAPOLI. Nel caso dell'esempio in questione (relativo alla scossa di  $M_L = 5.1$  del 29 maggio 2012), si osserva già visivamente che l'accelerogramma della stazione NAPOLI presenta un valore di picco della accelerazione (PGA) maggiore su tutte e tre le componenti rispetto alla stazione MRN. In generale, poi, il moto sembra più ampio in valore assoluto ma più concentrato nel tempo (più impulsivo) presso NAPOLI rispetto a MRN. Le forme di questi due accelerogrammi ricordano molto gli effetti di direttività descritti ad es. in Anderson (2007): come a dire che la stazione NAPOLI si trova nel verso di propagazione della rottura di faglia, mentre la stazione MRN si troverebbe dal lato opposto. Gli spettri del moto dicono che l'ampiezza spettrale di questo evento è stata

maggiore presso la stazione di MRN rispetto alla stazione NAPOLI e l'ampiezza spettrale è condizionata da quanto detto sopra: nella stazione MRN la banda dello spettro è più larga rispetto alla stazione NAPOLI. La coda del terremoto (i secondi 10 s, Figura 49) presenta un'ampiezza maggiore, nelle serie dei tempi, in MRN rispetto a NAPOLI. L'ampiezza spettrale invece, anche se di molto poco, si osserva essere maggiore a NAPOLI.

### IT32, 29/05/2012, 11:00:22, $M_L$ 5.1

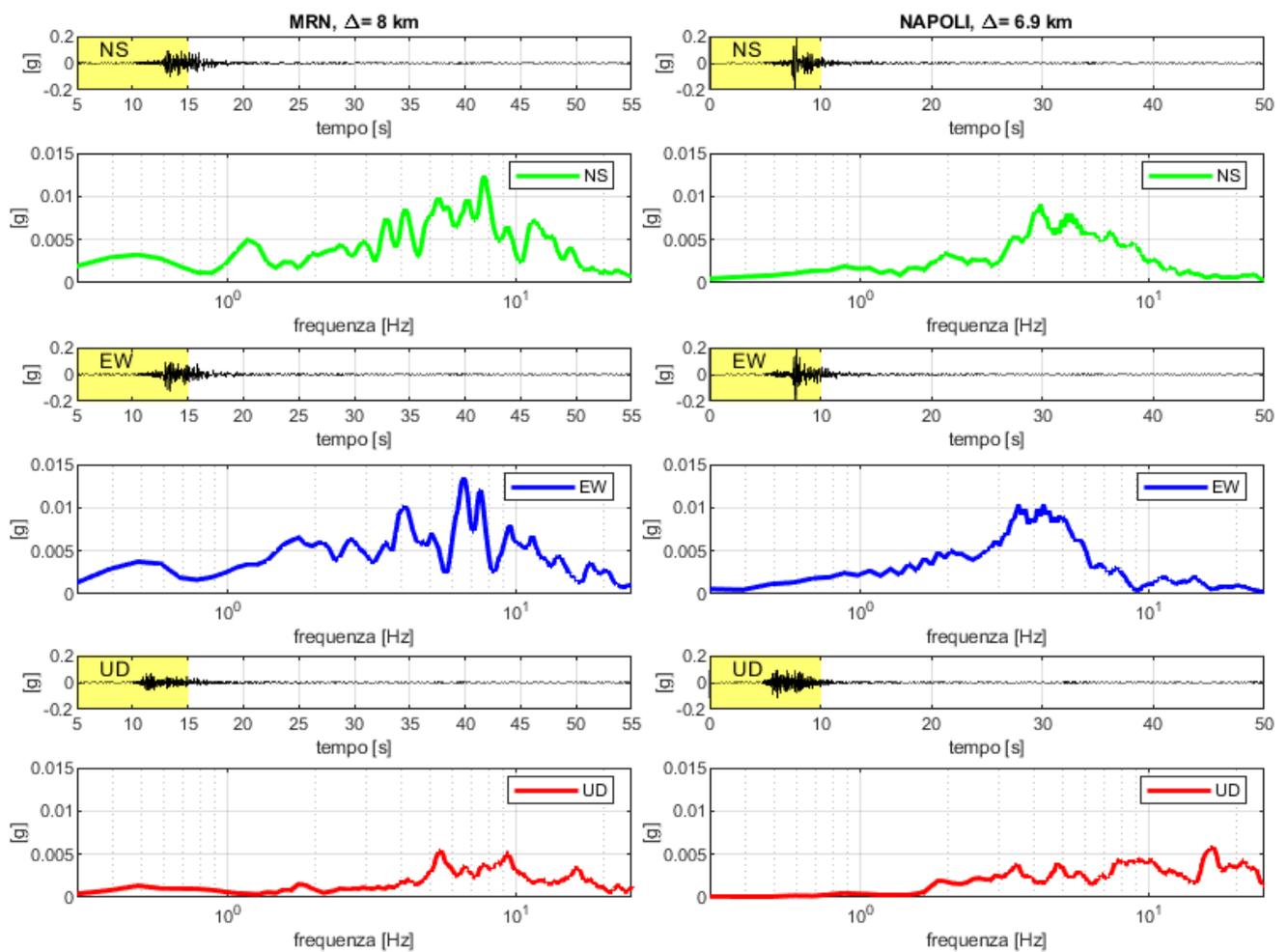


Figura 48: Primi 10 s dell'evento di  $M_L = 5.1$  del 29 maggio 2012.

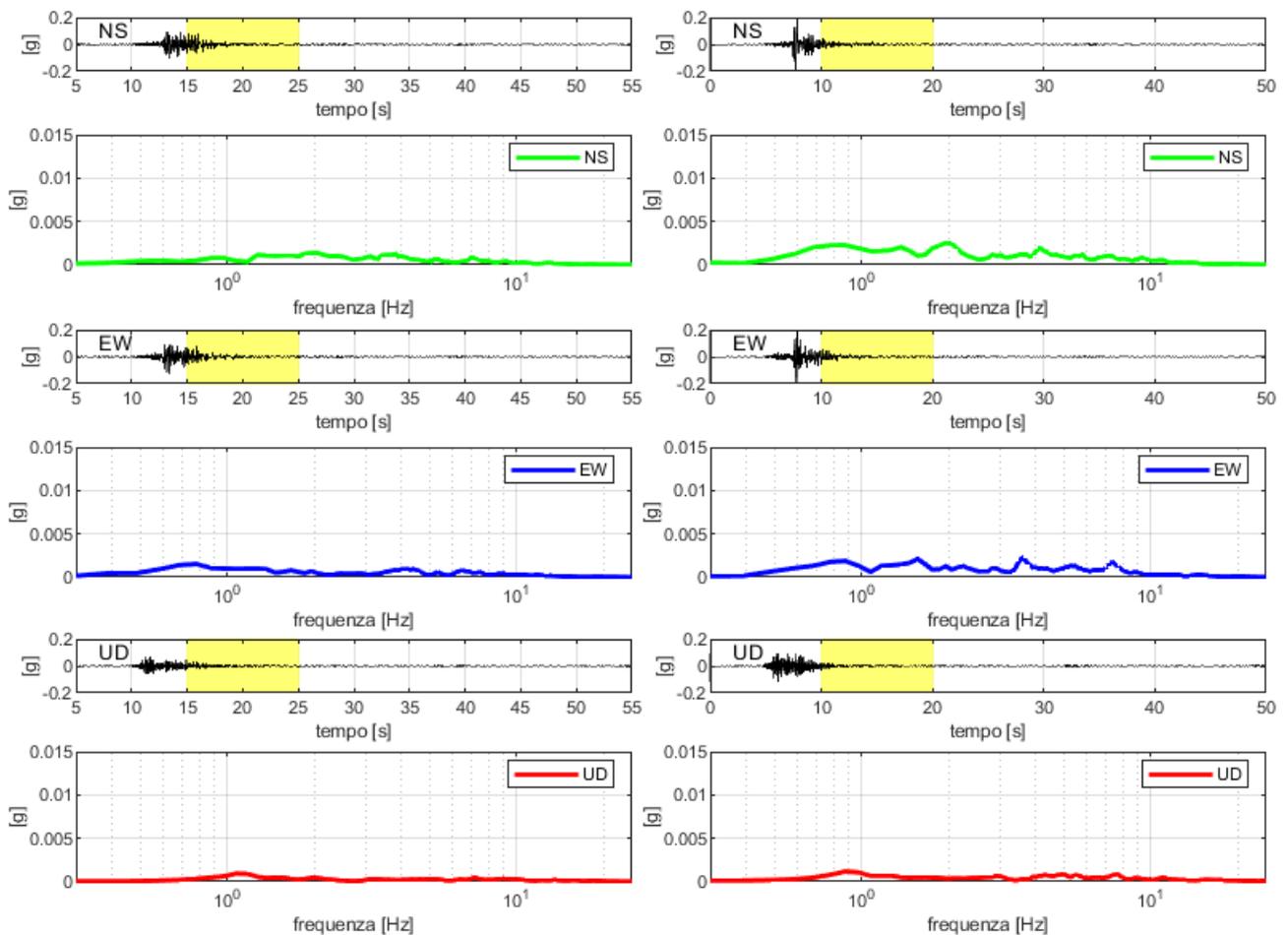


Figura 49: Secondi 10 s dell'evento di  $M_L = 5.1$  del 29 maggio 2012. Nella colonna di destra si trovano gli spettri relativi alla stazione NAPOLI, in quella di sinistra gli spettri relativi alla stazione MRN.

Come secondo esempio trattiamo il mainshock del 29/05/2012 di  $M_L = 5.8$  (evento IT11) presentato in Figura 50 e in Figura 51. Nella parte iniziale della scossa l'accelerogramma della stazione NAPOLI presenta una PGA maggiore specialmente nella componente verticale che raggiunge gli 0.7 g a differenza di MRN dove raggiunge gli 0.4 g, mentre le componenti orizzontali non mostrano grosse differenze. Dall'analisi spettrale si osserva un'ampiezza maggiore nelle componenti orizzontali, prevalentemente nella componente NS, di NAPOLI rispetto ad MRN alle basse frequenze mentre alle alte frequenze (da circa 10 Hz) MRN sembra essere maggiore di NAPOLI. Accade il contrario per la componente verticale: alle alte frequenze NAPOLI supera di gran lunga MRN mentre alle basse frequenze è MRN ad essere maggiore di NAPOLI. Nella coda del terremoto gli accelerogrammi sembrano essere abbastanza uniformi per entrambe le stazioni. Nell'analisi spettrale si osserva che le componenti orizzontali di NAPOLI sono maggiori di quelle di MRN, mentre le verticali risultano pressoché uguali. Queste differenze, come vedremo in seguito, sono dovute alla presenza della cabina nella

stazione NAPOLI che per le componenti orizzontali le amplifica alle basse frequenze e le deamplifica alle alte frequenze mentre per la componente verticale amplifica alle alte frequenze.

### IT11, 29/05/2012, 07:00:02, ML 5.8

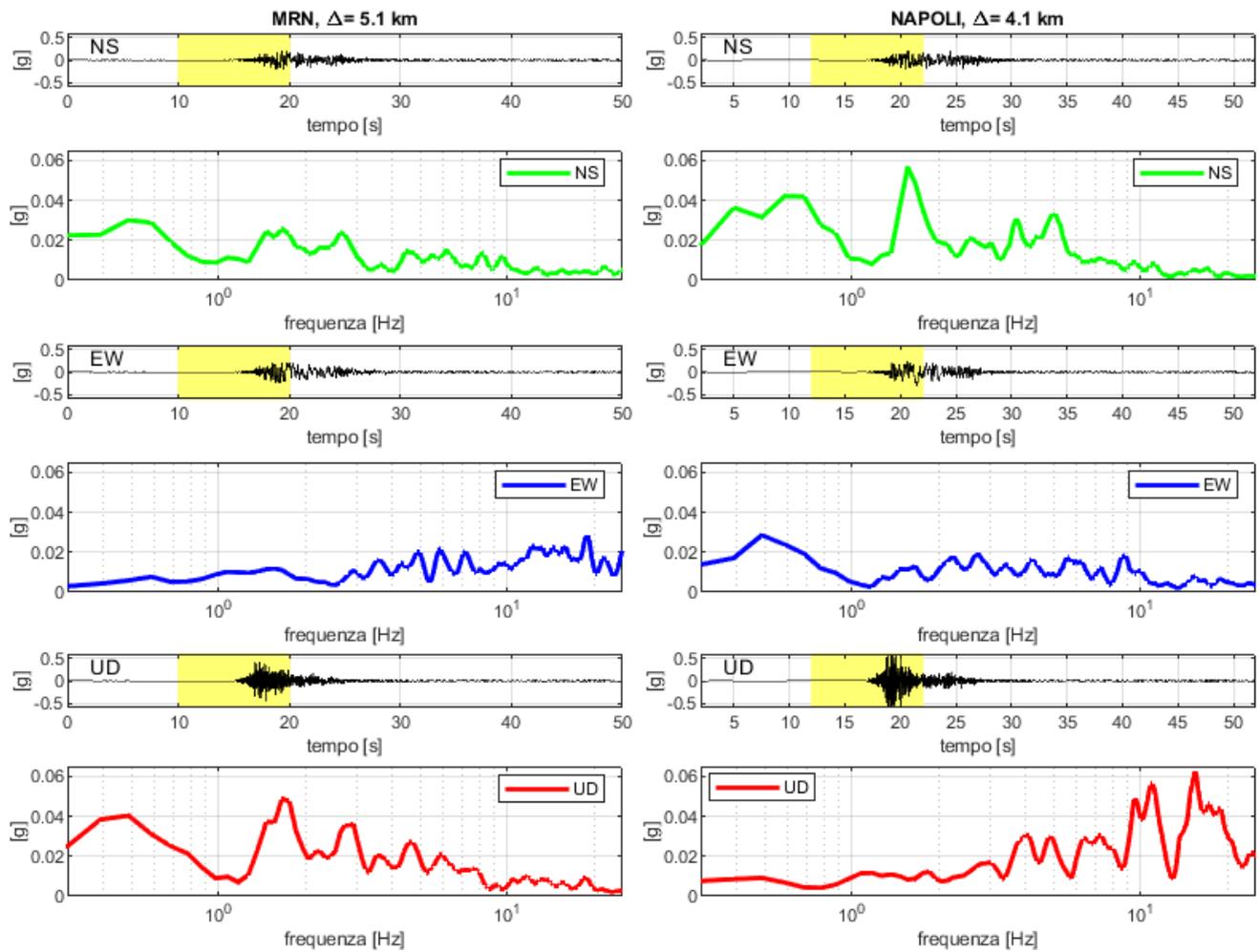


Figura 50: Primi 10 s dell'evento di  $M_L = 5.8$  del 29 maggio 2012.

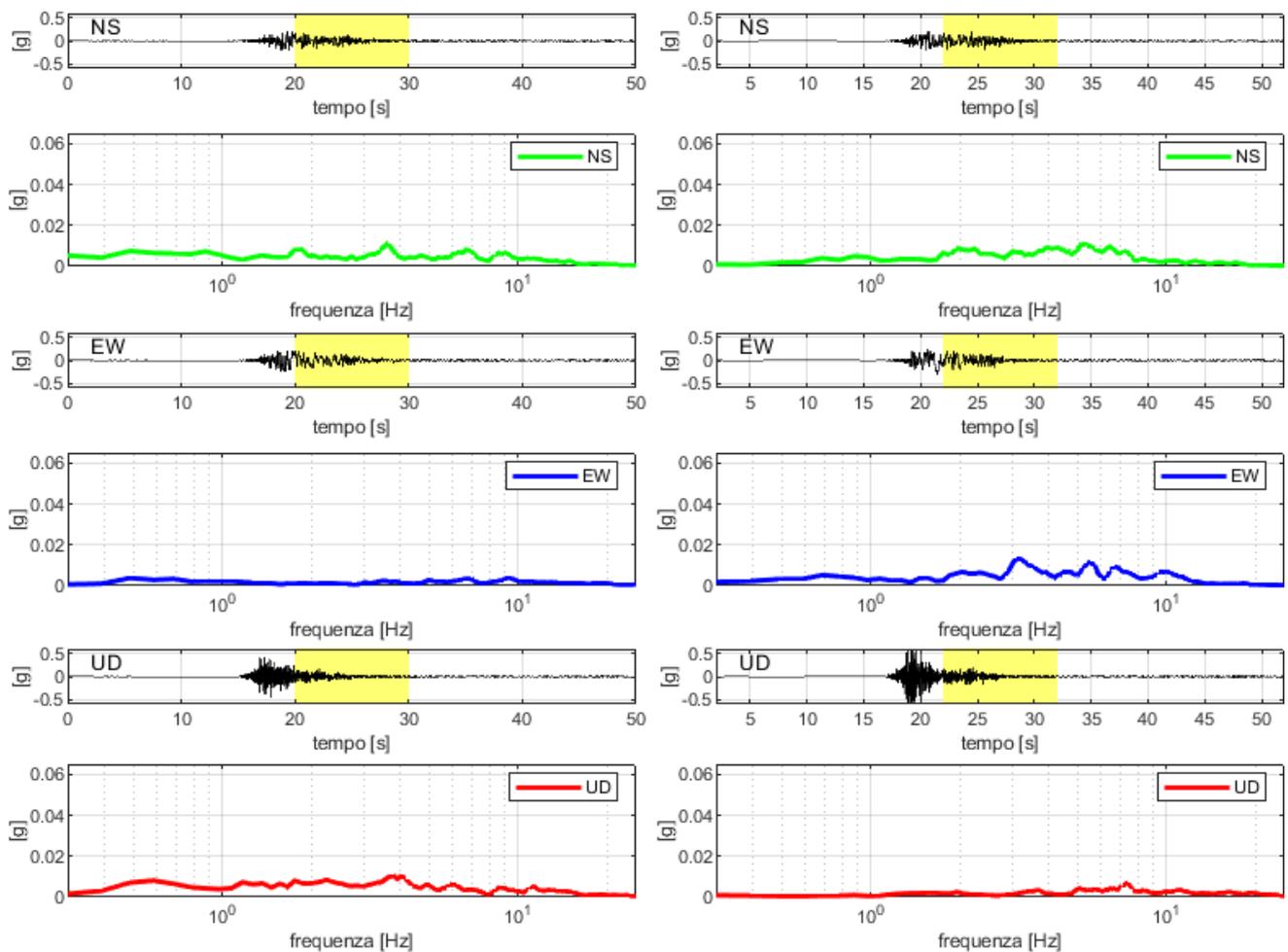


Figura 51: Secondi 10 s dell'evento di  $M_L = 5.8$  del 29 maggio 2012. Nella colonna di destra si trovano gli spettri relativi alla stazione NAPOLI, in quella di sinistra gli spettri relativi alla stazione MRN.

Gli spettri relativi a tutte le epoche selezionate per i 9 terremoti di  $M_L \geq 5$  e per le due stazioni sismiche considerate sono dati nell'APPENDICE C.

La media degli spettri relativi alle fasi iniziali (onde di volume prevalenti) e alle fasi finali (onde di superficie prevalenti) dei 9 eventi con  $M_L \geq 5$  nelle due stazioni sismiche è data in Figura 52 con la deviazione standard ed in Figura 53 senza deviazione standard, per permetterne una maggiore leggibilità.

La deviazione standard è ovviamente larga, perché disponiamo di solo 9 eventi per effettuare i calcoli e perché eventi di magnitudo diversa nel campo vicino alla sorgente possono differire molto sia per fenomeni di direttività che (e questo vale sempre) per le particolari condizioni di sito. Nonostante questo, osserviamo dalla Figura 53 che gli spettri della stazione NAPOLI, a parità di evento, sono mediamente maggiori di quelli della stazione MRN per le componenti orizzontali da 0.3 a 7-8 Hz. La componente verticale è invece mediamente superiore di un fattore da 6 Hz in su.

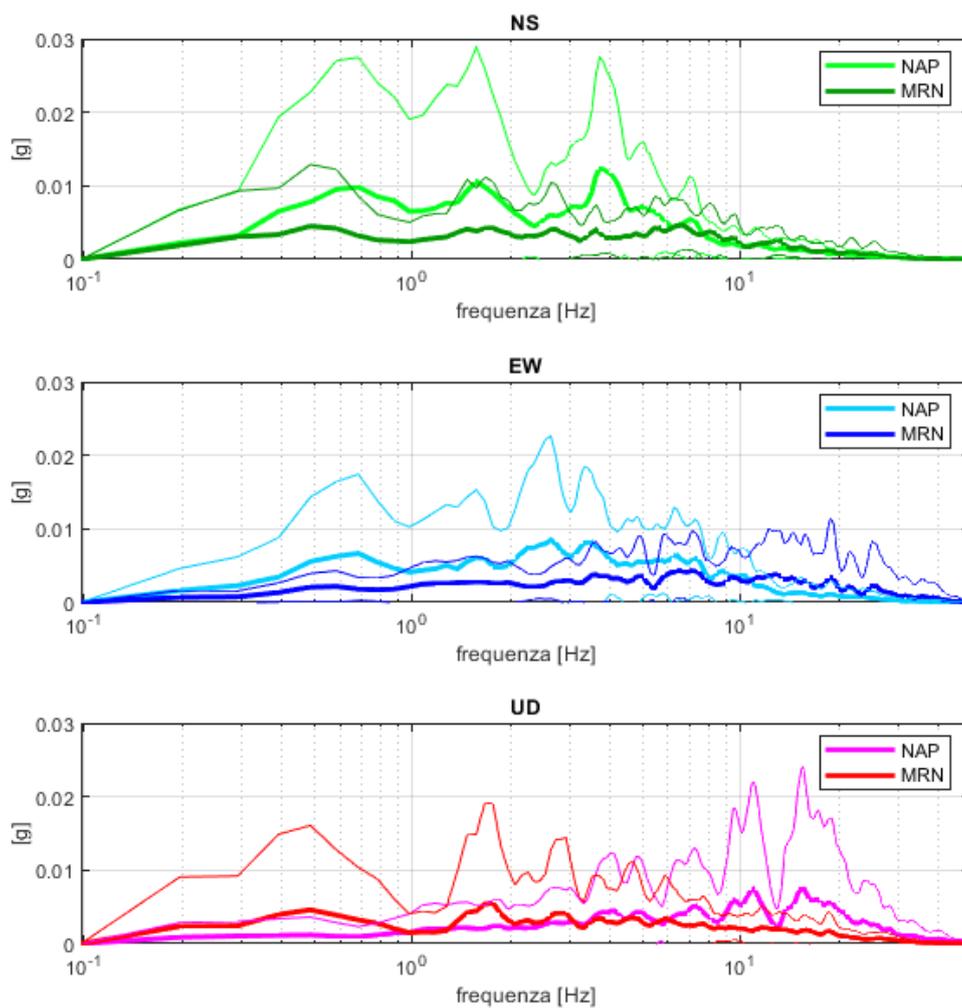
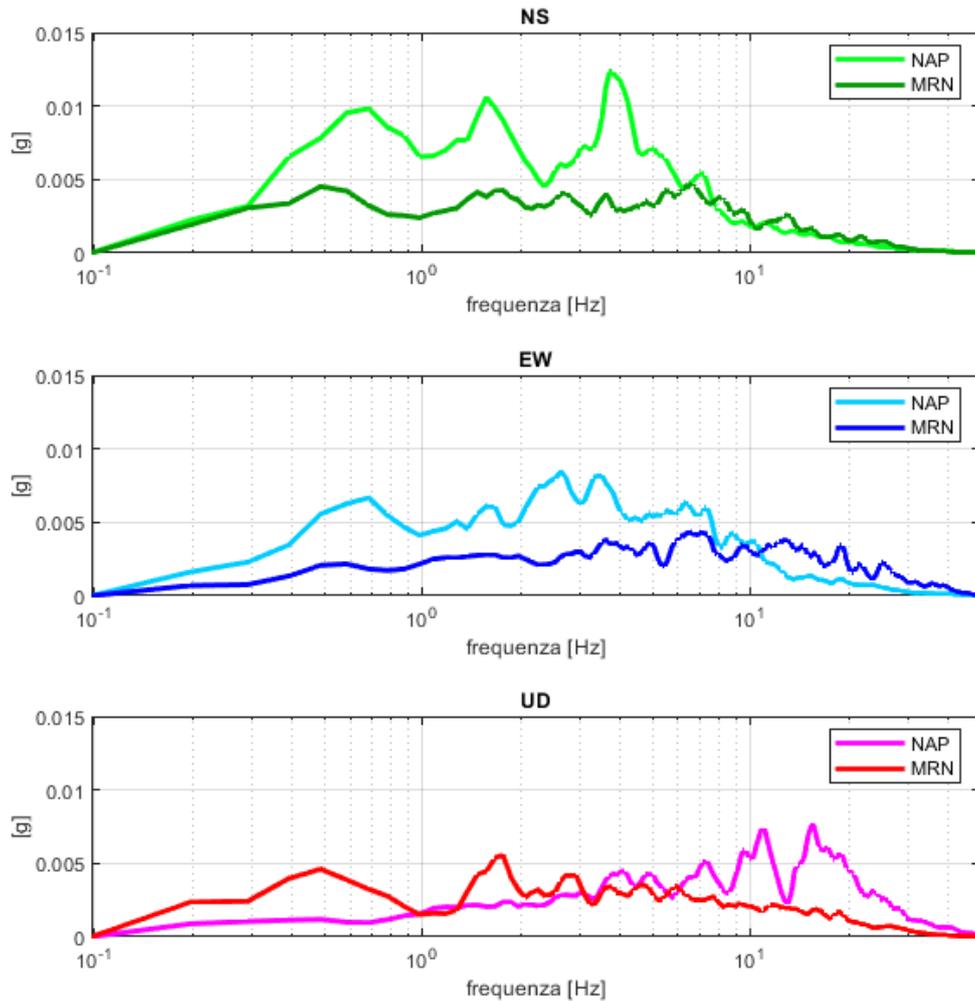


Figura 52: Media degli spettri di terremoto con deviazione standard delle fasi centrali degli eventi registrati da NAPOLI con  $M_L \geq 5$  a confronto con gli spettri di terremoto della media delle fasi centrali degli eventi registrati da MRN.



**Figura 53: Media degli spettri di terremoto delle fasi centrali degli eventi registrati da NAPOLI con  $M_L \geq 5$  a confronto con gli spettri di terremoto della media delle fasi centrali degli eventi registrati da MRN.**

Per comprendere l'entità del fenomeno, in Figura 54 sono riportati i rapporti tra gli spettri di NAPOLI e di MRN. In questo grafico possiamo leggere che gli spettri orizzontali registrati a NAPOLI sono fino a tre volte più ampi di quelli di MRN fino alla frequenza di circa 10 Hz (maggiormente visibile nella direzione EW) dalla quale si osserva una deamplificazione di circa 0.5. Nella componente verticale si osserva un'amplificazione di NAPOLI a partire dai 6 Hz di un fattore che aumenta all'aumentare della frequenza.

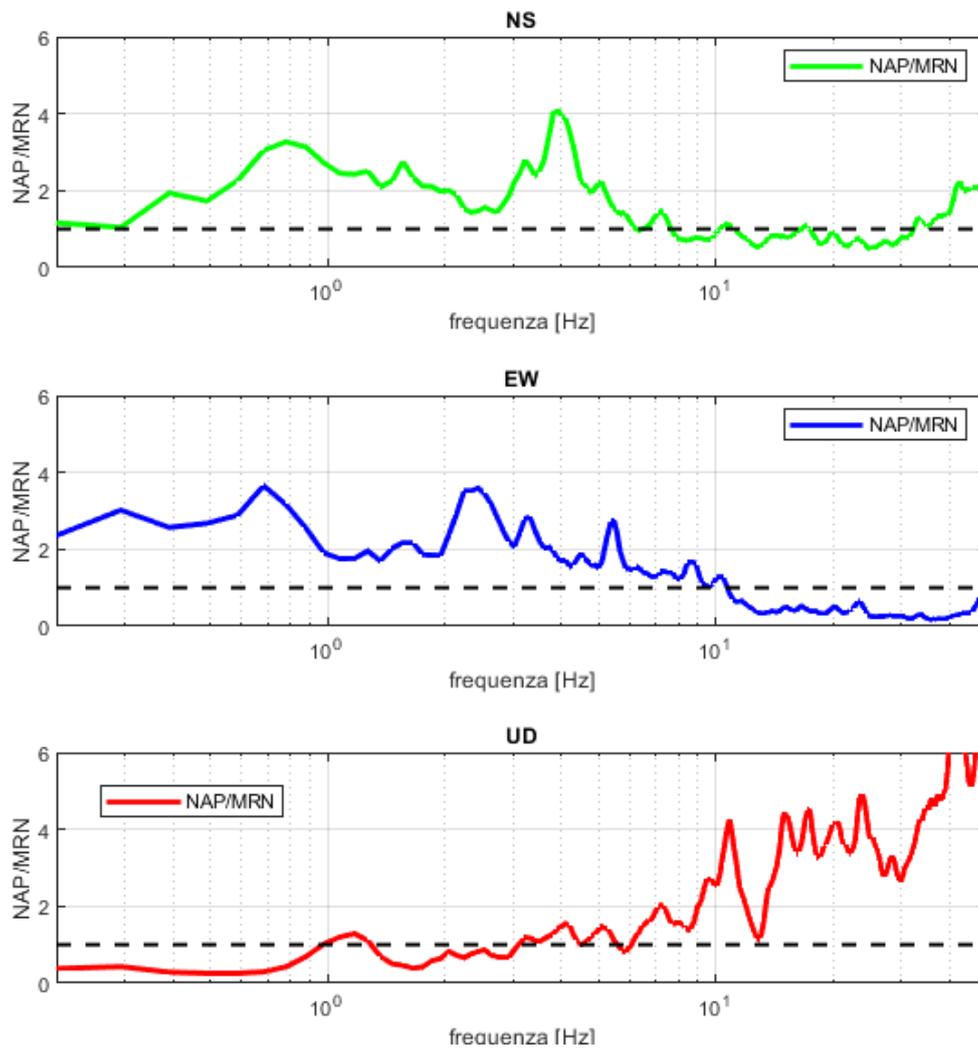


Figura 54: Rapporto delle medie delle componenti spettrali di NAPOLI e MRN. La linea tratteggiata rappresenta il rapporto uguale ad 1.

La netta maggior amplificazione del moto sismico nella stazione NAPOLI era attesa già sulla base delle curve H/V descritte nel capitolo precedente, particolarmente attorno a 0.7-0.9 Hz.

La netta deamplificazione del moto nelle componenti orizzontali sopra 10 Hz era di nuovo attesa e rimane visibile anche in condizioni di eccitazione sismica, non solo di microtremore. Le componenti orizzontali di NAPOLI risultano deamplificate di un fattore di circa 0.02 (ossia del 50%) sopra 10 Hz rispetto alle componenti di MRN. Ciò è maggiormente visibile nella direzione longitudinale, che è la direzione di minima rigidità geometrica, implicando una flessione secondo il lato lungo della cabina. La fondazione ostacola, quindi, l'arrivo delle onde di superficie per un intervallo maggiore di frequenze nella direzione EW (longitudinale).

E' molto curioso il picco a 4 Hz in direzione trasversale alla cabina. Escludendo l'ipotesi che possa trattarsi di una perdita di rigidità della torretta ENEL, poiché passare da 10 a 4 Hz significherebbe una riduzione di

rigidezza di oltre un fattore 4 (la rigidezza va col quadrato delle frequenze in un oscillatore armonico), cosa che appare decisamente improbabile, quel picco rappresenta probabilmente la risposta della struttura in termini di oscillazioni forzate.

Osserviamo che nelle registrazioni di microtremore non c'era alcuna evidenza di differenze sostanziali nella componente verticale tra la misura effettuata nel giardino della cabina ENEL e al suo interno (Figura 29 capitolo 3). L'aumentata ampiezza della componente verticale sopra 10 Hz in condizioni sismiche nella stazione NAPOLI rispetto alla stazione MRN, potrebbe invece essere legata a fenomeni di rocking della fondazione (o del pilastro) o anche solo agli effetti di vibrazione dei cavi la cui massa non è peraltro trascurabile rispetto alla massa dello strumento e non necessariamente al sisma in sé e per sé, come dato per scontato da diversi autori citati nel capitolo 3. Purtroppo l'emergenza Covid-19 ci ha impedito di recarci nella struttura per effettuare misure ad hoc che avrebbero potuto far propendere per una ipotesi o per l'altra.

#### 4.2.3 Spettri di risposta

L'elemento base della progettazione ingegneristica in zona sismica è lo spettro di risposta che descrive l'azione di un terremoto sulle strutture nei termini dell'accelerazione relativa che la struttura subirà rispetto al terreno.

L'ingegneria rappresenta le strutture o parti di esse come oscillatori armonici semplici; lo spettro di risposta rappresenta l'accelerazione (o la velocità o lo spostamento) massima attesa sull'oscillatore considerato in funzione del suo periodo proprio e smorzamento, in risposta ad uno specifico terremoto. Con il metodo Newmark (Newmark, 1959) viene calcolato il moto relativo di una struttura rispetto al terreno. È un metodo di integrazione numerica inteso per risolvere equazioni differenziali che fu sviluppato per applicazioni di ingegneria sismica. Per rappresentare il comportamento dinamico delle strutture si utilizza un oscillatore armonico semplice ad un singolo grado di libertà (Figura 55) costituito da una massa ( $m$ ), una molla elastica (di rigidezza  $k$ ) e da un sistema di dissipazione (coefficiente di smorzamento  $c$ ). Per questo sistema l'equilibrio delle forze è dato da forza d'inerzia + forza dissipativa + forza elastica = forza esterna applicata, ovvero:

$$m a(t) + c v(t) + k x(t) = F_e(t)$$

**Equazione 2**

In cui  $a(t)$ ,  $v(t)$  e  $x(t)$  sono le accelerazioni, velocità e spostamenti relativi dell'oscillatore rispetto al terreno.

Se la forzante esterna è un moto sismico, di accelerazione  $A_b(t)$ , possiamo riordinare l'equazione nella forma:

$$m [a(t) + A_b(t)] + c v(t) + k x(t) = 0$$

Equazione 3

In cui  $a(t) + A_b(t)$  è l'accelerazione assoluta del sistema oscillante.

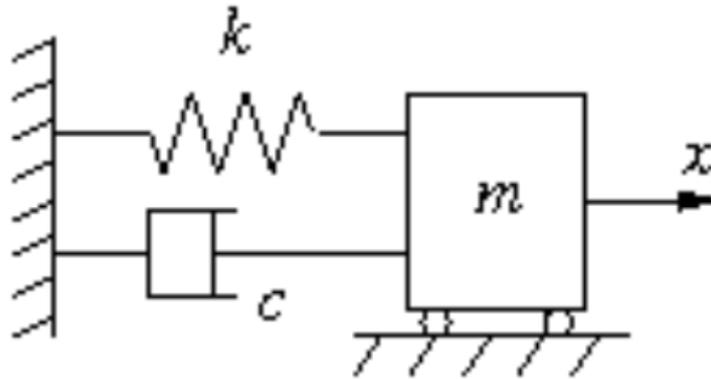


Figura 55: Oscillatore armonico semplice ad un grado di libertà (Castellaro, 2019).

Quando l'oscillatore viene sollecitato da una forza esterna (come ad esempio un terremoto) questo sarà sottoposto ad oscillazioni forzate a periodo variabile. Non appena la forza esterna cessa, il sistema inizierà a vibrare con oscillazioni a periodo costante (ovvero il periodo proprio della struttura) dette oscillazioni libere fino a fermarsi.

Trascurando ora lo smorzamento ( $cv(t) = 0$ ), il rapporto tra l'accelerazione assoluta ( $a + A_b$ ) e l'accelerazione di base ( $A_b$ ) è dato dalla seguente equazione (in APPENDICE D sono riportati i conti per ottenere quest'equazione):

$$\frac{a + A_b}{A_b} = \left| \frac{1}{\left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2 - 1} \right|$$

Equazione 4

ove  $\omega_0$  è la pulsazione propria dell'oscillatore. Si può quindi comprendere che nel caso di strutture perfettamente rigide, ovvero strutture per cui  $T_0 \rightarrow 0$ ,  $\omega_0 \rightarrow \infty$  (ove  $T_0$  è il periodo proprio della struttura), l'accelerazione assoluta della struttura tende al valore di picco dell'accelerazione di base, ovvero la PGA. Nel caso di strutture infinitamente flessibili invece, strutture con  $T_0 \rightarrow \infty$ ,  $\omega_0 \rightarrow 0$  l'accelerazione assoluta della struttura tende a zero.

Considerando anche lo smorzamento, l'Equazione 4 diventa:

$$\frac{a + A_b}{A_b} = \frac{1}{\sqrt{\left(1 - \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2\right)^2 + 4c^2 \left(\frac{\omega}{\omega_0}\right)^2}}$$

Equazione 5

che è rappresentata in termini grafici in Figura 56: il grafico di risonanza. Questo grafico mostra che la risposta massima in accelerazione si ha quando la frequenza della forzante coincide con quella dell'oscillatore ( $\omega = \omega_0$ ). L'effetto dello smorzamento è massimo alla frequenza di risonanza mentre è trascurabile a basse e alte frequenze.

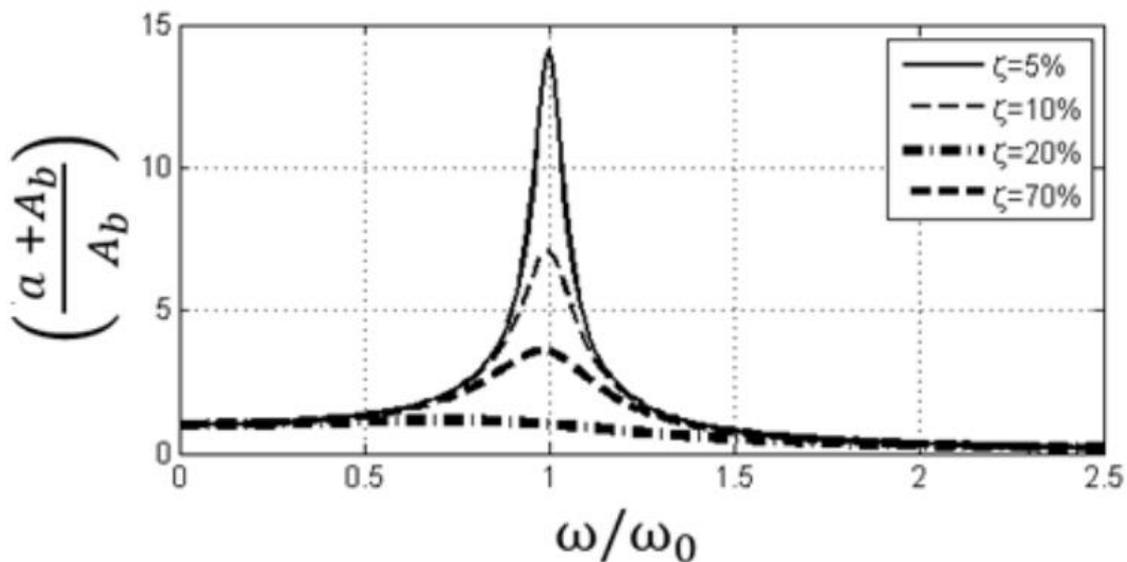


Figura 56: Rappresentazione grafica dell'Equazione 5 per diversi livelli di smorzamenti  $\zeta$  (Castellaro, 2019).

La forza esterna applicata di interesse sismologico e ingegneristico è il terremoto. Secondo Fourier qualsiasi segnale periodico può essere scritto come una somma di armoniche, anche un terremoto (la condizione di pseudoperiodicità viene garantita dalle operazioni di tapering sul segnale). Pertanto, lo spettro di ampiezza di un accelerogramma di un terremoto generico sarà la rappresentazione grafica dell'ampiezza delle armoniche che costituiscono il segnale. Quindi l'analisi spettrale del terremoto fornisce i valori di accelerazione di base del suolo ( $A_b$ ) per ciascuna frequenza  $\omega$ . Inserendo questi valori nell'Equazione 5 si ottiene una curva di risonanza per ciascuna frequenza spettrale (Figura 56). Da queste curve si prende il

valore massimo, ovvero quello per  $\omega = \omega_0$ , e lo si rappresenta al corrispondente valore di periodo  $T = \frac{2\pi}{\omega}$  ottenendo così lo spettro di risposta dell'oscillatore armonico semplice per il terremoto di input considerato<sup>8</sup>.

Consideriamo per esempio la componente NS del terremoto IT8 del 20/05/2012 registrato dalla stazione NAPOLI di  $M_L=5.9$  di cui riportiamo l'accelerogramma in Figura 57. Lo spettro relativo all'accelerogramma considerato ci dice che, limitandoci ai primi quattro picchi evidenziati dal cerchio rosso in Figura 58, quest'ultimo è rappresentabile come la somma delle armoniche a 0.6, 1.5, 2.7 e 3.8 Hz con le relative ampiezze (0.045, 0.047, 0.020 e 0.031 g). Da questo spettro si ottengono le accelerazioni del suolo relative alle singole frequenze che inserite nell'Equazione 5 ci offrono la curva di risonanza per ogni frequenza. Prendendo solo il valore massimo di queste curve e plottandolo con il corrispondente periodo si ottiene lo spettro di risposta rappresentato in Figura 59.

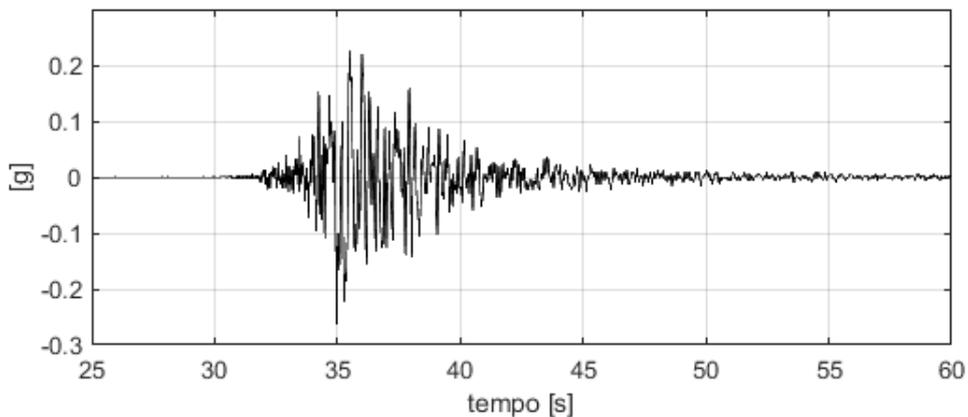


Figura 57: Accelerogramma dell'evento IT8 del 20/05/2012 registrato dalla stazione NAPOLI di  $M_L=5.9$ .

---

<sup>8</sup> Questo è un approccio semplificato per inquadrare il problema della costruzione degli spettri di risposta. Nella pratica gli spettri di risposta si ottengono nel dominio dei tempi, risolvendo l'equazione differenziale di secondo ordine dell'equilibrio delle forze per mezzo di assunti sull'andamento dell'accelerazione tra gli istanti temporali (es. lineare o costante). Si ottiene così l'accelerogramma atteso sulla struttura in funzione del suo periodo proprio e del suo smorzamento per un dato terremoto di input. Di questo accelerogramma atteso si campiona il valore massimo per ogni struttura (ossia per ogni periodo). Si costruisce così, attraverso l'involuppo di questi punti, lo spettro di risposta elastico.

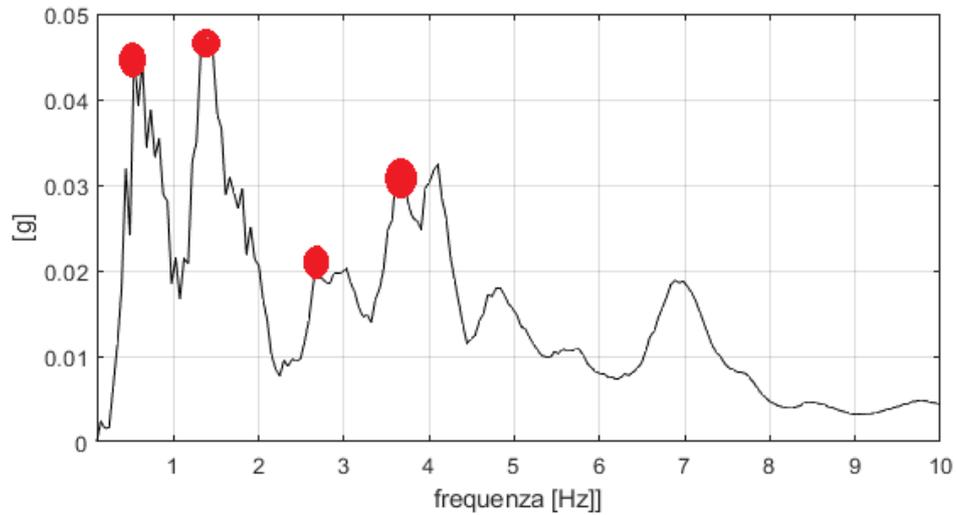


Figura 58: Spettro di ampiezza in accelerazione della componente NS dell'evento IT8 del 20/05/2012 registrato dalla stazione NAPOLI di  $M_L=5.9$ .

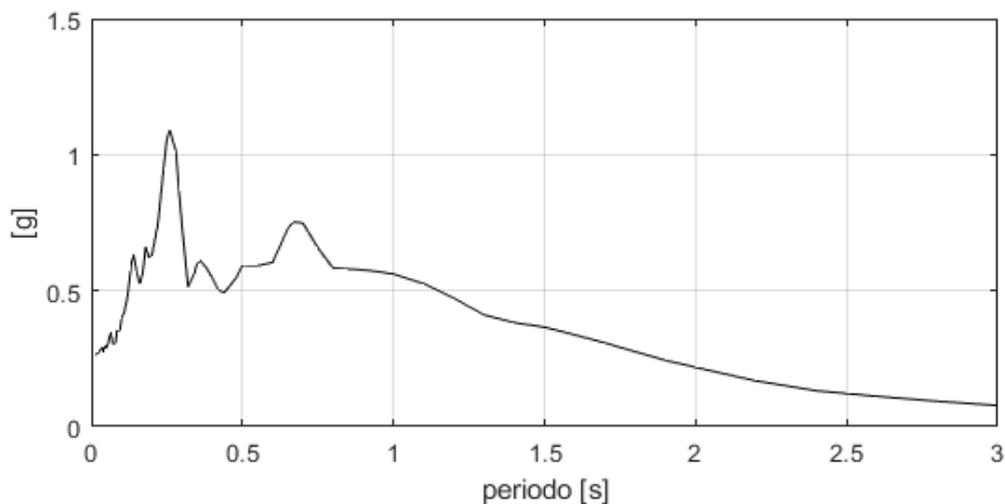
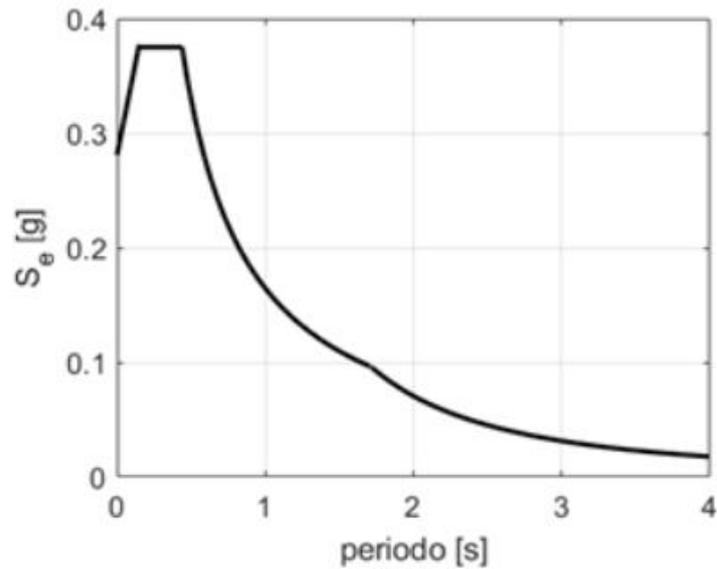


Figura 59: Spettri di risposta della componente NS dell'evento IT8 del 20/05/2012 registrato dalla stazione NAPOLI di  $M_L=5.9$ .

Lo spettro di risposta in Figura 59 rappresenta lo spettro di risposta non semplificato il quale, attraverso l'analisi sopra descritta, fornisce in modo più accurato i valori dei parametri necessari per definire gli spettri di risposta in accelerazione per il sito della costruzione. Da questo con specifiche regole di interpolazione lineare, iperbolica e parabolica a seconda dei tratti, espresse anche nelle NTC (2018), si ottiene lo spettro di risposta semplificato di cui proponiamo un esempio generico in Figura 60. Quest'ultimo si basa sulla classificazione del sottosuolo e l'individuazione, mediante apposite tabelle fornite dalla normativa (NTC 2018), del coefficiente di amplificazione stratigrafica  $S_s$ , del coefficiente di amplificazione topografica  $S_T$  nonché del coefficiente  $C_c$  che modifica il periodo  $T_c$  e di conseguenza gli altri periodi notevoli dello spettro.



**Figura 60: Esempio di spettro di risposta semplificato.**

L'esecuzione di uno studio numerico di risposta sismica locale (approccio non semplificato) consente di ottenere una valutazione dell'amplificazione locale in via teorica più rigorosa dell'approccio semplificato. La quantità di indagini necessaria però a definire i molti parametri richiesti e la impossibilità di conoscere diversi altri parametri dei modelli, rende i risultati degli studi numerici poco sicuri, se non trattati in senso statistico.

Come descritto, lo spettro di risposta rappresenta dunque il massimo valore di risposta della struttura (in accelerazione o velocità o spostamento) in funzione del suo periodo proprio di oscillazione e smorzamento. In Figura 61 sono riportate le medie degli spettri di risposta di NAPOLI e MRN dei nove eventi considerati in questo studio (in APPENDICE E sono riportati tutti spettri di risposta per i singoli eventi). I valori che osserviamo in queste due stazioni sono i valori medi di progetto.

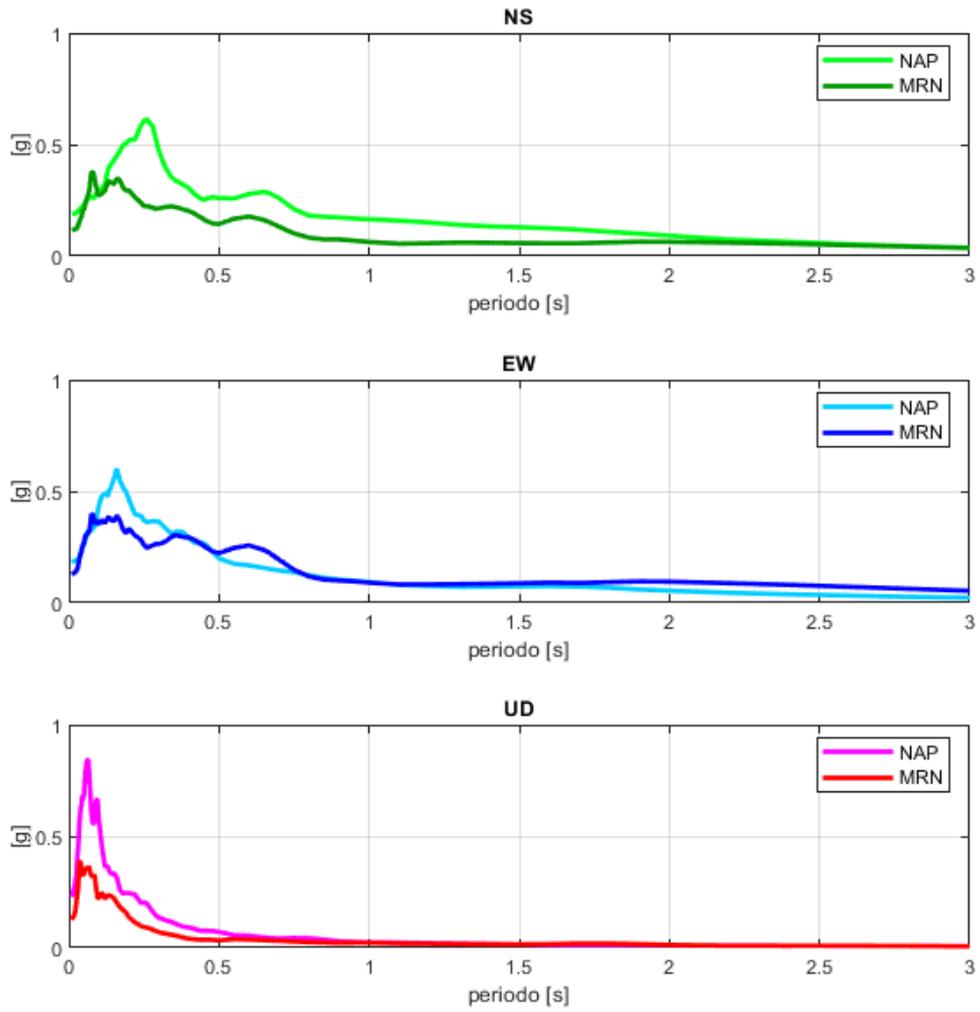


Figura 61: Spettri di risposta delle medie degli eventi con  $M_L > 5$  registrati da NAPOLI e MRN.

## CAPITOLO 5: DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nei primi decenni della sua storia, la Sismologia ha dedicato l'attenzione principalmente allo studio della sorgente sismica, di come potesse essere descritta dal punto di vista fisico e alla comprensione delle onde sismiche e del loro percorso, impiegandole per ricostruire anche la stratigrafia dell'interno del pianeta. Naturalmente gli effetti dei terremoti sulle opere umane e sull'ambiente hanno a loro volta sempre colpito gli scienziati, che hanno provato a classificarli e quantificarli.

La differenza principale tra questi due aspetti della sismologia sta nelle scale dell'indagine: studiare l'interno del pianeta implica l'uso di onde di grande lunghezza e lungo periodo. Studiare invece l'effetto dei terremoti sulle opere umane, che stanno in superficie e sono modellate come oscillatori caratterizzati da periodi propri molto brevi (frazioni di secondo) richiede invece l'uso di onde corte e corto periodo.

Questa differenza si ripercuote sulla scelta degli strumenti di misura per la tipizzazione dei fenomeni e anche sulla loro installazione. La sismologia interessata agli aspetti legati alle sorgenti sismiche predilige infatti installazioni su siti rocciosi, ossia siti il più vicini possibile, per proprietà meccaniche, alle condizioni della sorgente e nei quali ci si attende la minor variazione possibile delle onde sismiche, se non quella legata alla distanza percorsa.

La sismologia interessata alle ricadute che definiamo ingegneristiche, civili ed ambientali è invece interessata ad avere strumenti posti su coperture sedimentarie, ossia sui veri strati fondazione delle opere civili che però allo stesso tempo sono strati geologici caratterizzati da proprietà meccaniche molto più scadenti della roccia in cui enuclea il terremoto. Le diverse impedenze sismiche che attraversano le onde nel loro cammino dalla sorgente alla superficie, alterano profondamente l'ampiezza delle varie armoniche che le costituiscono.

Dovrebbe essere chiaro che una installazione su sito roccioso non può essere uguale ad una installazione su sito sedimentario tenero. La prima regola nell'installazione di uno strumento è infatti di non porre interfacce caratterizzate da impedenza diversa rispetto all'oggetto che si vuole misurare, poiché queste agirebbero da amplificatore od attenuatore delle onde oggetto di misura.

Pertanto, se porre un sismometro su un basamento di calcestruzzo sopra un ammasso roccioso affiorante è una buona regola di installazione, poiché si garantisce la continuità dell'impedenza, porre un sismometro su un basamento di calcestruzzo sopra uno strato tenero di pianura alluvionale, che ha impedenza sismica un ordine di grandezza inferiore, non può essere una buona prassi di installazione.

Allo stesso modo, collocare un sismometro su un pilastro che, per quanto tozzo, è esso stesso un oggetto vibrante per suo conto, non può essere una buona pratica di installazione.

Questi fatti sono stati generalmente trascurati poiché entrambi introducono alterazioni del moto sismico a frequenze relativamente alte, che non intaccano la qualità della stima della magnitudo associata agli eventi sismici o alla localizzazione degli eventi stessi e che però intaccano la rappresentatività del moto sismico acquisito nella banda di frequenze di interesse ingegneristico.

Prendendo spunto dagli ultimi terremoti (sequenza del 2012 del modenese, terremoto di Amatrice del 2016), per i quali si è molto parlato di presunte grandi accelerazioni verticali, molto maggiori di quelle normalmente attese e comparativamente ridotte accelerazioni orizzontali, abbiamo voluto capire se la stazione sismica stessa (intesa come struttura che ospita il sismometro, pilastro, fondazioni ecc.) potesse essere co-responsabile di tali anomalie.

Dall'analisi del database accelerometrico italiano emergeva che per la sequenza sismica del 2012 nella città di Mirandola era operativo un sismometro della rete sismica nazionale (NAPOLI) installato entro una cabina ENEL il quale è stato l'unico (in zona di *near-field*) ad aver registrato la scossa principale del 20 maggio 2012 alle 02:03 UTC di magnitudo 5.9 (IT8) entro 7.4 km dall'epicentro.

Successivamente risultava essere stata installata una seconda stazione temporanea (TEMPO) che, da coordinate riportate nel sito ITACA, risultava essere collocata in campo libero nel giardino della palazzina antistante e risultava aver registrato 4 scosse, tra cui il secondo evento principale del 29 maggio 2012 alle 07:00 UTC di magnitudo 5.8 (IT11), ad una distanza epicentrale di 4.1 km.

Questa sarebbe stata un'occasione estremamente importante per confrontare una registrazione in vero campo libero con una registrazione entro classica stazione sismometrica a pochissimi metri di distanza. Purtroppo, dopo i primi confronti sulle serie di dati ci siamo accorti che non era possibile che i dati della stazione TEMPO fossero stati acquisiti in campo libero. Infatti è emerso che la stazione TEMPO in realtà era collocata esattamente sullo stesso pilastro di NAPOLI e che c'era stato un errore di troncamento del numero di cifre delle coordinate geografiche inserite nel database, che finiva col collocare la stazione in un punto a qualche decina di metri di distanza dal punto reale.

Così, per operare i confronti tra registrazione in campo libero e registrazione in struttura abbiamo dovuto dirottare su una seconda stazione temporanea (MRN), collocata a 1.39 km dalle prime due e che ha registrato 23 eventi.

Segnaliamo subito che purtroppo la campagna di misure che era stata prevista e già organizzata con gli enti preposti nel mese di marzo 2020 non ha potuto essere effettuata a causa dell'emergenza Covid-19. Pertanto abbiamo potuto solo lavorare con dati di repertorio e questo certamente influisce sulla qualità dei risultati perché non abbiamo il controllo diretto degli strumenti utilizzati né di quanto siano confrontabili dati acquisiti da strumenti diversi in tempi diversi.

Per prima cosa osserviamo che le acquisizioni di microtremore ambientale nelle stazioni NAPOLI e MRN mostrano entrambe una netta amplificazione per risonanza a 0.3 Hz. Osserviamo che l'acquisizione di NAPOLI è stata effettuata dal nostro gruppo nell'ottobre 2019 e mostra effettivamente i modi trasversali e longitudinali della pianura padana, a frequenze quasi coincidenti (modi longitudinale 1 e trasversale 1 in Figura 62).

Nella misura effettuata presso la stazione MRN, di tali modi è meglio riconoscibile il trasversale (EW) rispetto al longitudinale (NS) ma questo può essere legato alla misura non effettuata secondo gli assi del bacino padano. Poiché si tratta di una misura gentilmente offertaci da colleghi che hanno condotto la microzonazione sismica nel comune di Mirandola nel 2012, non abbiamo controllo sull'orientamento reale. La differenza nei valori assoluti di ampiezza non ha alcun significato rilevante, se non l'evidenza che le due misure sono state effettuate in condizioni meteorologiche differenti.

La stazione NAPOLI mostra anche due risonanze (modi superiori) del bacino padano a 0.65 Hz in direzione longitudinale e 0.8 Hz in direzione trasversale (modi longitudinale 2 e trasversale 2 in Figura 63).

Al netto di questi modi di vibrare superiori, non sono evidenti grandi differenze nella risposta a bassa frequenza (sotto 1 Hz) tra queste stazioni.

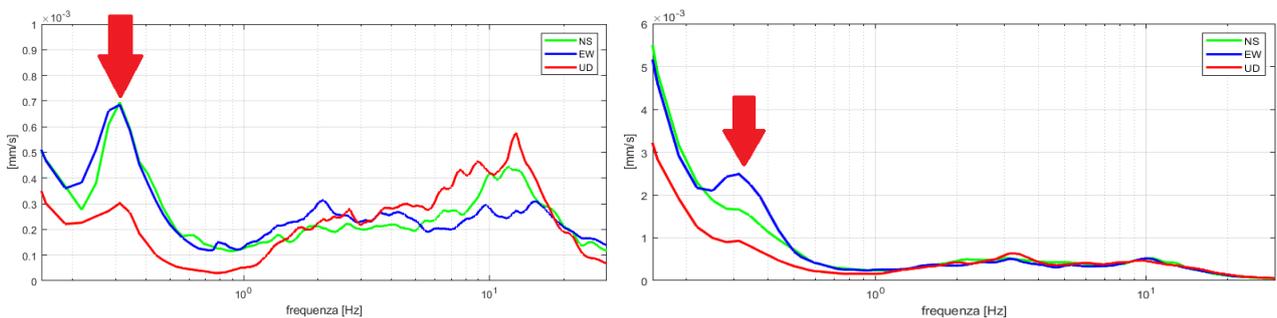


Figura 62: Spettri registrati sul giardino della stazione NAPOLI (sinistra) e in prossimità della stazione MRN (destra).

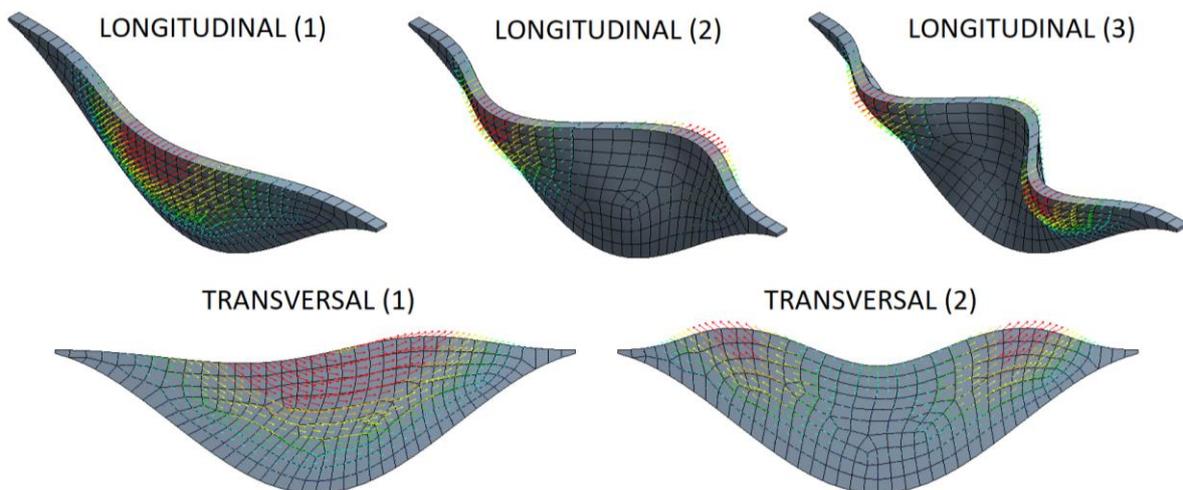


Figura 63: Primi modi di vibrare di una valle (Castellaro e Musinu, 2020).

Ci spostiamo nella parte in alta frequenza. Qui osserviamo che la stazione entro struttura sarà tipicamente affetta da tre problemi:

1. il moto proprio della struttura eccitata dal sisma viene trasmesso al terreno e, di conseguenza, al pilastro, anche se questo è isolato attraverso un taglio dal resto del pavimento (Figura 3);
2. l'onda sismica che viaggia verso la superficie del terreno viene riflessa verso il basso dalla fondazione della struttura a causa del contrasto di impedenza. Il pilastro è attraversato solamente da una parte dell'onda (Figura 4);
3. Le onde di superficie vengono riflesse all'indietro rispetto alla direzione di provenienza dalla fondazione (Figura 5).

Ci aspettiamo dunque che in alta frequenza il moto sismico orizzontale della stazione NAPOLI sia ridotto in ampiezza (in particolare sopra 10 Hz) rispetto alla stazione MRN ma anche rispetto ad un sismometro posto immediatamente all'esterno della cabina ENEL di NAPOLI stessa.

Ci aspettiamo anche che le registrazioni della stazione NAPOLI possano mostrare delle amplificazioni spettrali attorno alle frequenze che sono i modi propri della cabina ENEL (10 Hz nella direzione trasversale e 13 Hz nella direzione longitudinale).

Le osservazioni fenomenologiche principali sono riassunte in Tabella 6.

**Tabella 6. Principali osservazioni emerse dall'analisi delle registrazioni presso le stazioni NAPOLI e MRN.**

	NAPOLI	MRN
BASSA FREQUENZA (< 1 Hz)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Netta amplificazione per risonanza stratigrafica a 0.3 Hz.</li> <li>- Risonanza stratigrafica a 0.65 Hz in direzione longitudinale e a 0.8 Hz in direzione trasversale.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Netta amplificazione per risonanza stratigrafica a 0.3 Hz.</li> </ul>
MEDIA FREQUENZA (1-10 Hz)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ampiezza spettrale del moto orizzontale maggiore rispetto a MRN.</li> </ul>	
ALTA FREQUENZA (>10 Hz)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Moto sismico orizzontale ridotto di 0.5 in ampiezza sia rispetto a MRN, sia rispetto alle misure sul giardino antistante la cabina.</li> <li>- Amplificazione del moto orizzontale in prossimità delle frequenze proprie della cabina (10 Hz).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Ampiezza spettrale del moto orizzontale maggiore rispetto a NAPOLI.</li> </ul>

- Elevato livello del rumore di fondo verticale nel sito NAPOLI rispetto al sito MRN in alta frequenza, che risulta però essere una caratteristica limitata al sito e non estendibile al resto della città.

Abbiamo quindi analizzato 9 terremoti registrati da entrambe le stazioni (NAPOLI e MRN), concentrandoci sugli eventi di magnitudo superiore o uguale a 5 in quanto sono gli unici che possono avere una durata e un contenuto spettrale tale da fornire indicazioni anche attorno ai modi principali di vibrare della pianura padana (0.3 Hz).

Di ciascun terremoto abbiamo calcolato lo spettro nelle fasi iniziali (onde di volume prevalenti) e secondarie (onde di superficie prevalenti) e lo spettro di risposta nonché lo spettro medio.

Il rapporto tra gli spettri medi (Figura 54) delle due stazioni permette di comprendere meglio le differenze sistematiche. In particolare, osserviamo che la stazione di NAPOLI mostra in media una amplificazione maggiore fino a 4 volte rispetto alla stazione MRN a 0.7 Hz circa, che è la frequenza del secondo modo di vibrare della pianura padana. Questo non sorprende in quanto l'ampiezza dei modi di vibrare di una valle varia lungo le sue sezioni (Figura 63), ed è quindi normale che possa vedersi in un punto e non in un altro (che sarà detto nodo).

Emerge poi una amplificazione sistematica a 2.5 Hz (EW) e 4 Hz (NS) e una deamplificazione legata alla fondazione da 8-10 Hz in su, che nella componente EW è di un fattore di 0.5.

Si osserva poi una netta amplificazione del moto verticale a 10 Hz in NAPOLI rispetto a MRN, che è può essere anche essere in parte legata al rocking della fondazione, essendo 10 Hz il primo modo di vibrare della cabina ENEL.

Per quanto concerne l'amplificazione diffusa del moto verticale sopra 15 Hz, osserviamo che in questo tipo di terreni, caratterizzati in superficie da  $V_s$  minori di 150 m/s, queste frequenze sarebbero associate ad onde di lunghezza inferiore a 10 m. L'amplificazione di onde così corte è completamente determinata dalla geologia superficiale di sito, che varia molto alla scala urbana. Pertanto, se l'amplificazione della componente verticale del moto sopra 15 Hz è davvero legata alle onde provenienti dal terreno, allora si tratterebbe di un fenomeno locale e non immediatamente riferibile all'intorno.

Le ipotesi alternative sono che si tratti sempre di risentimenti legati ai modi di vibrare della struttura (modi superiori, rocking) o che possano essere anche semplicemente effetti di oscillazione del cavo dello strumento che, tipicamente, non è mai è ancorato ad alcun supporto.

In generale, rispetto alle considerazioni fatte da alcuni autori e riportate nel capitolo 3 sulla presunta elevatissima componente verticale del sisma, è necessario osservare come sia pericoloso riferirsi ai valori di picco di un moto senza valutare a quali frequenze questi si esplicano.

In secondo luogo, quando sono coinvolte frequenze molto alte, va ricordato che la scala geologica che le controlla è quella di pochi metri e che questa varia enormemente anche a piccola distanza in qualsiasi contesto geologico. Le considerazioni desunte a frequenza superiore a 10 Hz in un punto non andrebbero mai riferite senza verifica nemmeno a punti anche vicini.

Da ultimo, è necessario valutare l'effetto dell'installazione, sia intesa come struttura ospitante sia a livello di cablaggi. Purtroppo, non abbiamo potuto fare direttamente queste verifiche e ci auguriamo che sia possibile effettuarle nel prossimo futuro.

Lo stesso effetto si è osservato anche nella sequenza sismica che ha colpito l'Abruzzo nell'aprile del 2009. Il primo mainshock si è verificato il 6/04/2009 alle 01:32 UTC con magnitudo locale 5.9. L'accelerazione attesa nella città di L'Aquila era di 0.25-0.33 g mentre si è registrata un'accelerazione tra 0.33-0.65 g (Oliveto *et al.*, 2011). Le stazioni che mostrano le accelerazioni maggiori sono IT.AQK e MN.AQU, entrambe poste all'interno di una struttura e ad una distanza epicentrale di circa 2 km. Anche in questo caso la componente verticale del suolo è stata significativa: il rapporto tra accelerazione verticale massima e accelerazione orizzontale massima è compreso tra 0.64 e 1.34. Secondo Pacor *et al.* (2009) questi segnali verticali registrati sono caratterizzati dalla presenza di onde di superficie che amplificano il moto verticale generate probabilmente dalle complesse strutture presenti nei pressi delle stazioni.

Come questo si potrebbe citare anche il caso del terremoto dell'Umbria del 1997, in cui le due stazioni più vicine all'epicentro si trovano una all'interno di cabina ENEL (IT.CLF) e l'altra all'interno di una minihouse (IT.NCR), o analogamente per il caso dell'Irpinia del 1980 in cui la stazione IT.CLT è all'interno di cabina ENEL mentre la IT.BGI all'interno di un edificio. In questi casi le forme d'onda registrate andrebbero tutte rimosse rimuovendo preventivamente l'effetto legato all'installazione stessa. Ripetiamo che tale effetto è rilevante tipicamente solo alle alte frequenze, che però hanno un elevato impatto sull'ingegneria sismica.

In occasione del recente terremoto del Centro Italia (2016-2017), le registrazioni accelerometriche delle zone epicentrali mostravano componenti verticali di intensità elevata. Secondo Comodini *et al.* (2019) le tipologie di danneggiamento osservate erano diverse da quelle codificate in letteratura, con una modalità di collasso di elementi ascrivibile alla componente verticale del sisma. Facendo riferimento all'evento del 24/08/2016 che ha colpito la città di Amatrice alle 01:36 UTC con magnitudo locale 6, tre delle stazioni che hanno registrato quest'evento e si trovano ad una distanza epicentrale di circa 15 km si trovano entro struttura: IT.RQT e IT.NRC entro cabina ENEL mentre IT.NOR all'interno di un edificio storico.

Possiamo dunque affermare che le registrazioni ottenute da stazioni sismometriche site all'interno di strutture vadano riviste, in particolar modo alle alte frequenze. Questo non è un problema che ricada sulla localizzazione epicentrale che si effettua sui primi arrivi o sul calcolo della magnitudo che viene fatto a frequenze molto basse: è un problema nella stima dell'effetto di sito e quindi in tutte le implicazioni ingegneristiche.

Per l'ingegneria il terremoto è riassunto dallo spettro di risposta che descrive l'azione del terremoto stesso sulle strutture nei termini dell'accelerazione che la struttura subirà rispetto al terreno. La struttura viene interpretata come un oscillatore armonico semplice che avrà una risposta massima in accelerazione quando la frequenza della forza (il terremoto) coincide con quella dell'oscillatore. Lo spettro di risposta che caratterizza un sito non è riferito ad un particolare terremoto ma è ottenuto come elaborazione della risposta a più eventi sismici.

Gli spettri di progetto si costruiscono, come descritto nelle norme tecniche sulle costruzioni (NTC, 2018) a partire da tre parametri: l'accelerazione orizzontale massima  $a_g$ , il valore massimo del fattore amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale  $F_0$ , il periodo d'inizio del tratto a pseudo-velocità costante  $T_c$ . Le forme base sono poi modificate in base a:

- la pericolosità di base del sito,
- la categoria di sottosuolo,
- le condizioni topografiche,
- la probabilità di accadimento dell'evento sismico in funzione dello stato limite considerato (per Stato Limite di Salvaguardia della Vita il periodo di ritorno vale 475 anni),
- la vita nominale dell'opera,
- la classe d'uso dell'opera (opere con normali affollamenti, opere con funzioni pubbliche strategiche, etc.),
- il valore di smorzamento della costruzione.

Confrontando lo spettro di normativa di Mirandola per una vita nominale 50 anni, classe d'uso II e categoria di sito C (parametri tipici di progetto delle costruzioni residenziali standard) con gli spettri di risposta degli eventi con magnitudo locale maggiore di 5 registrati da NAPOLI e MRN è ben evidente che lo spettro di normativa è più cautelativo rispetto alla situazione che si è effettivamente verificata nelle direzioni orizzontali mentre sarebbe stato sotto cautelativo per la componente verticale sotto 0.1 s (ossia a frequenze maggiori di 10 Hz, Figura 64).

Varrebbe la pena di approfondire la natura di questa anomalia, piuttosto incredibile come caratteristica sismologica e, in generale, è utile approfondire il ruolo delle strutture che ospitano molte stazioni sismiche.

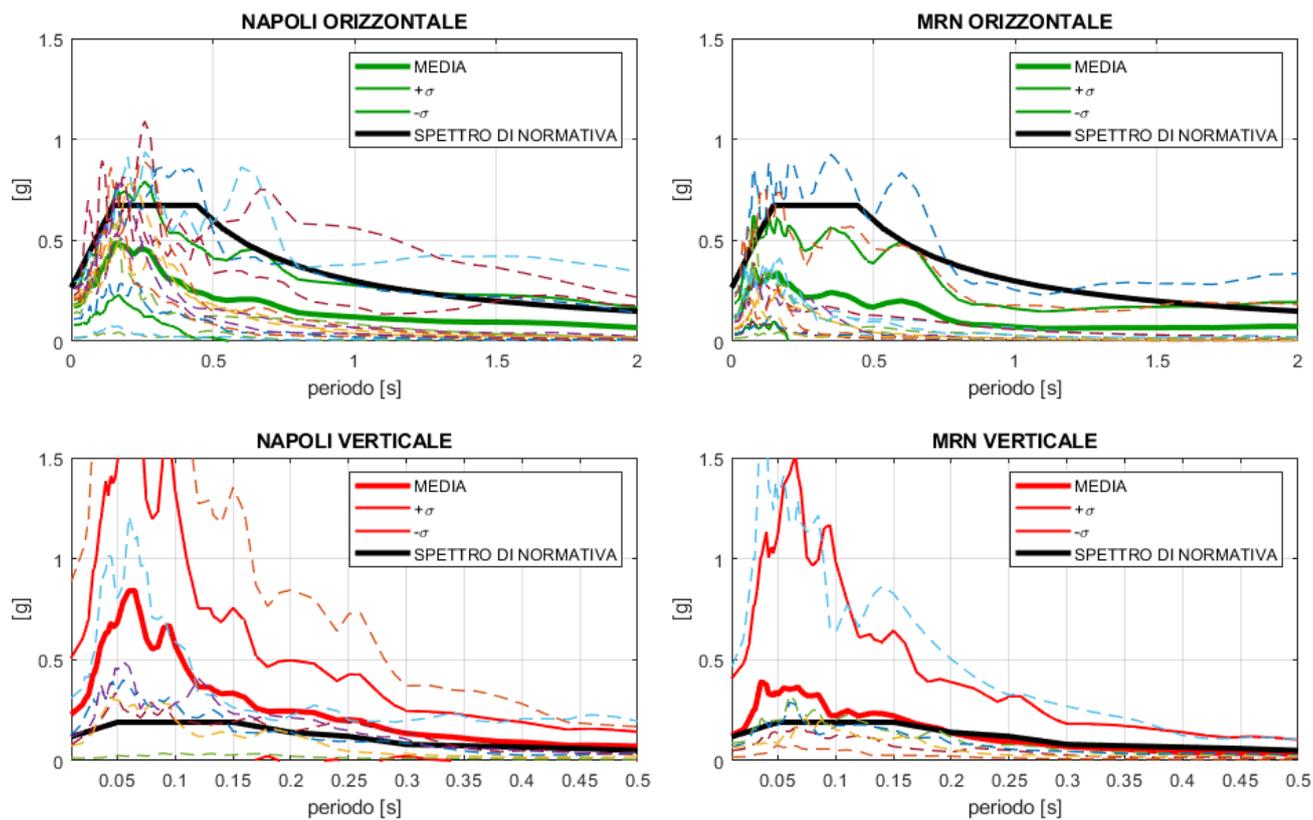


Figura 64: Spettri di risposta di normativa del comune di Mirandola a confronto con gli eventi di magnitudo maggiore o uguale a 5 registrati dalle stazioni NAPOLI e MRN.

## APPENDICE A

In questa appendice presentiamo gli accelerogrammi di 22 eventi registrati dalla stazione NAPOLI durante in sisma del 2012, 20 eventi registrati dalla stazione MRN e 4 eventi registrati dalla stazione TEMPO. Il codice identificativo di ciascun evento è dato nel titolo di ogni pannello e i dati di ciascun evento sono presentati nel testo in Tabella 2. Il simbolo  $\Delta$  rappresenta la distanza epicentrale.

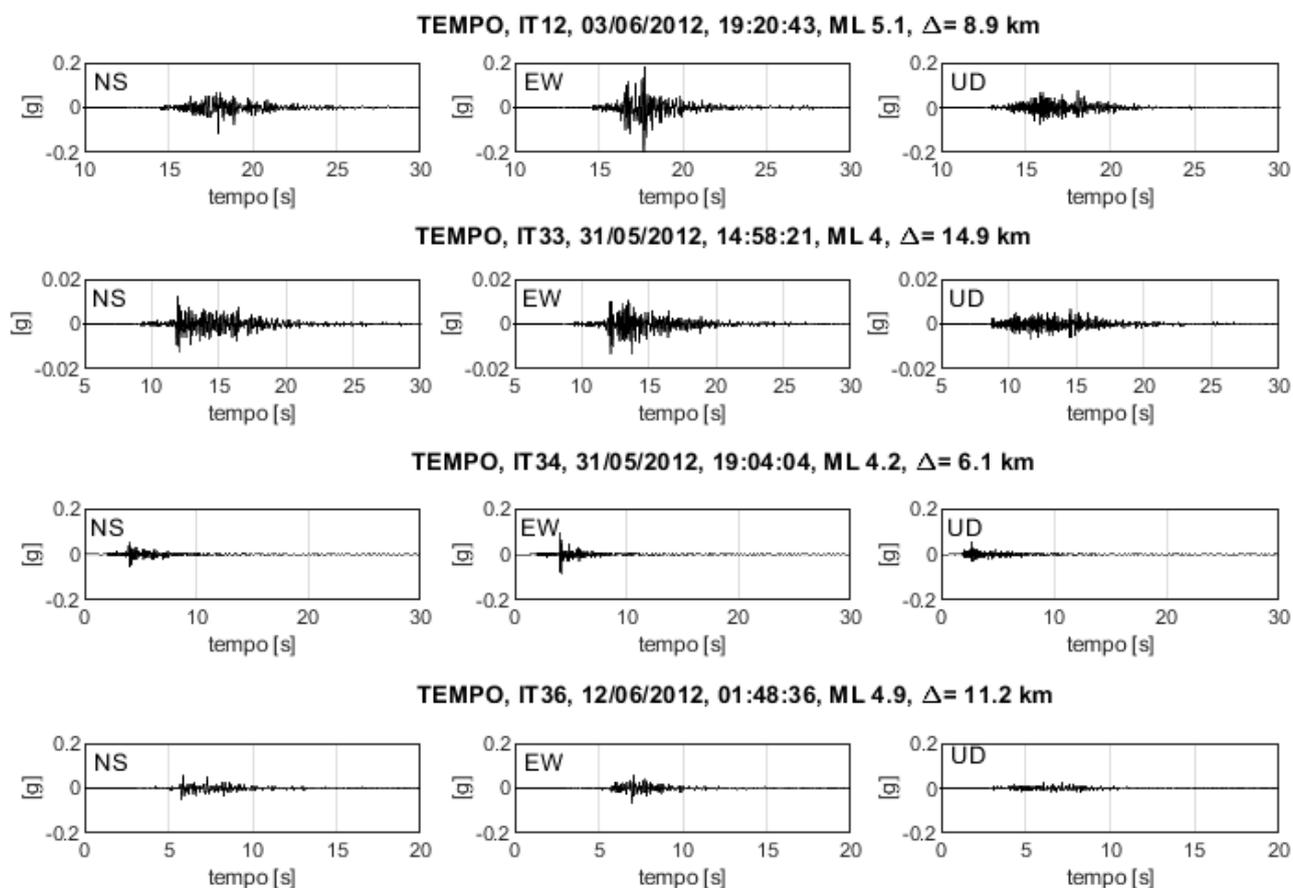


Figura 65: Accelerogrammi degli eventi registrati dalla stazione TEMPO. I dati sono stati ricavati dal sito ITACA dell'INGV.

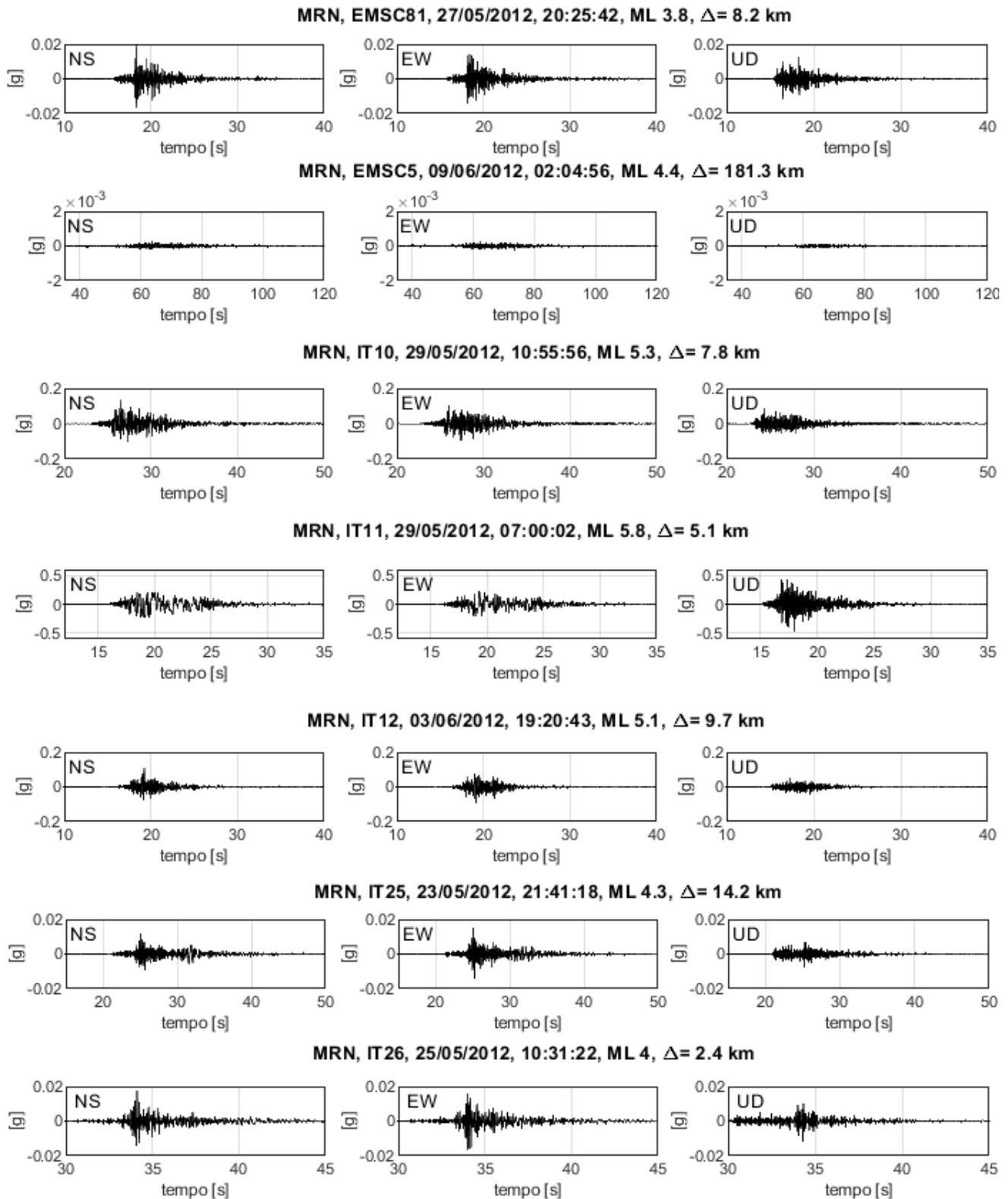
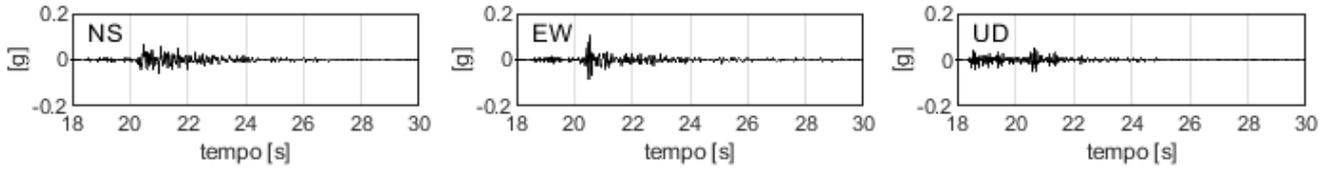
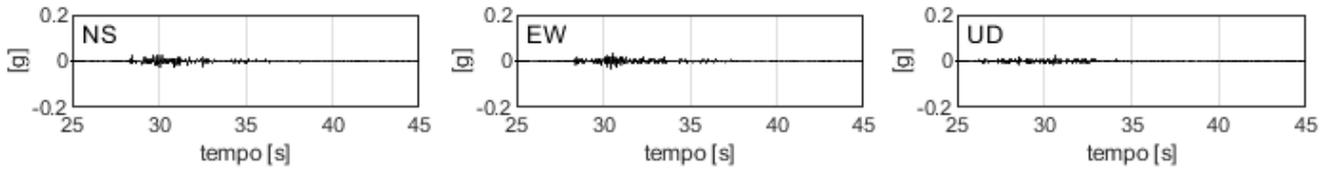


Figura 66

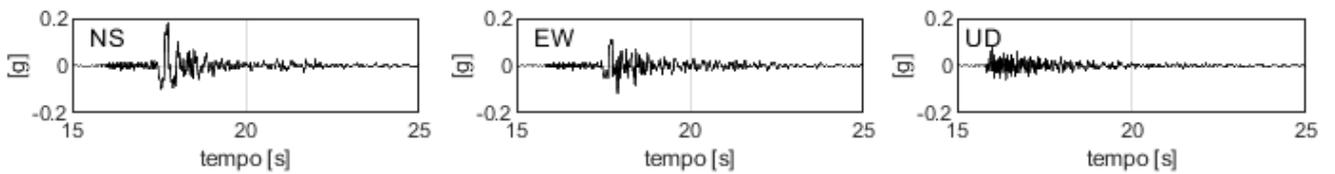
**MRN, IT27, 25/05/2012, 13:14:05, ML 4,  $\Delta = 2.4$  km**



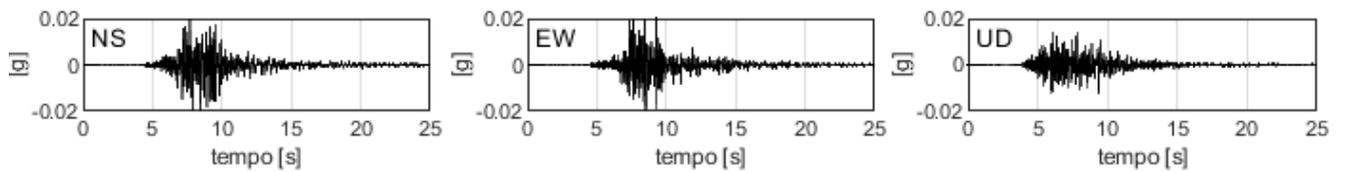
**MRN, IT28, 27/05/2012, 18:18:45, ML 4,  $\Delta = 7.4$  km**



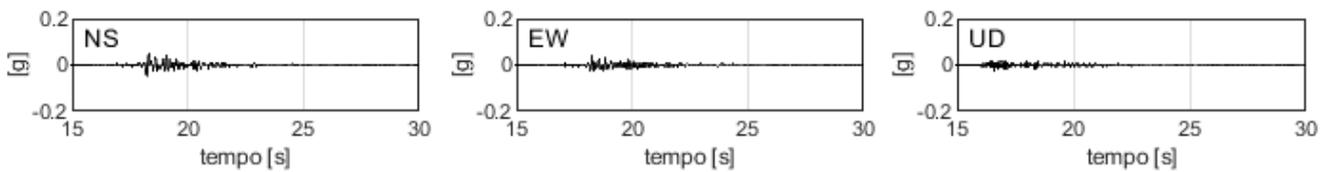
**MRN, IT29, 29/05/2012, 28:27:22, ML 4.6,  $\Delta = 2.5$  km**



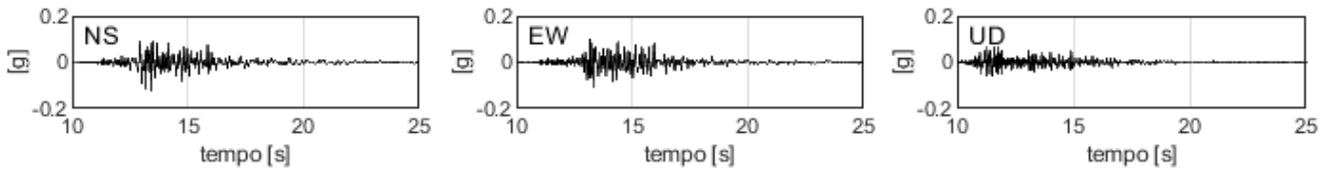
**MRN, IT30, 29/05/2012, 08:40:57, ML 4.2,  $\Delta = 8.7$  km**



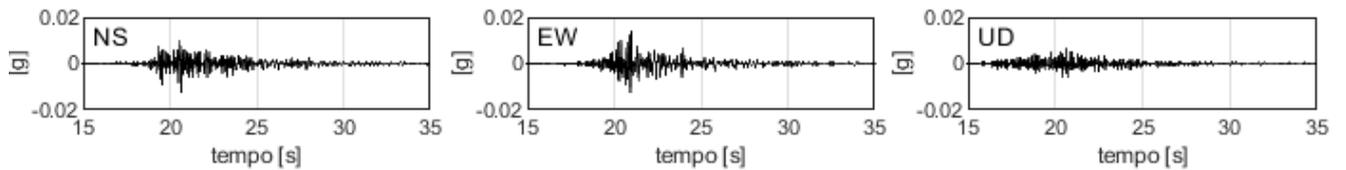
**MRN, IT31, 29/05/2012, 09:30:21, ML 4.3,  $\Delta = 3.4$  km**



**MRN, IT32, 29/05/2012, 11:00:22, ML 5.1,  $\Delta = 8$  km**



**MRN, IT33, 31/05/2012, 14:58:21, ML 4,  $\Delta = 15.9$  km**



**Figura 67**

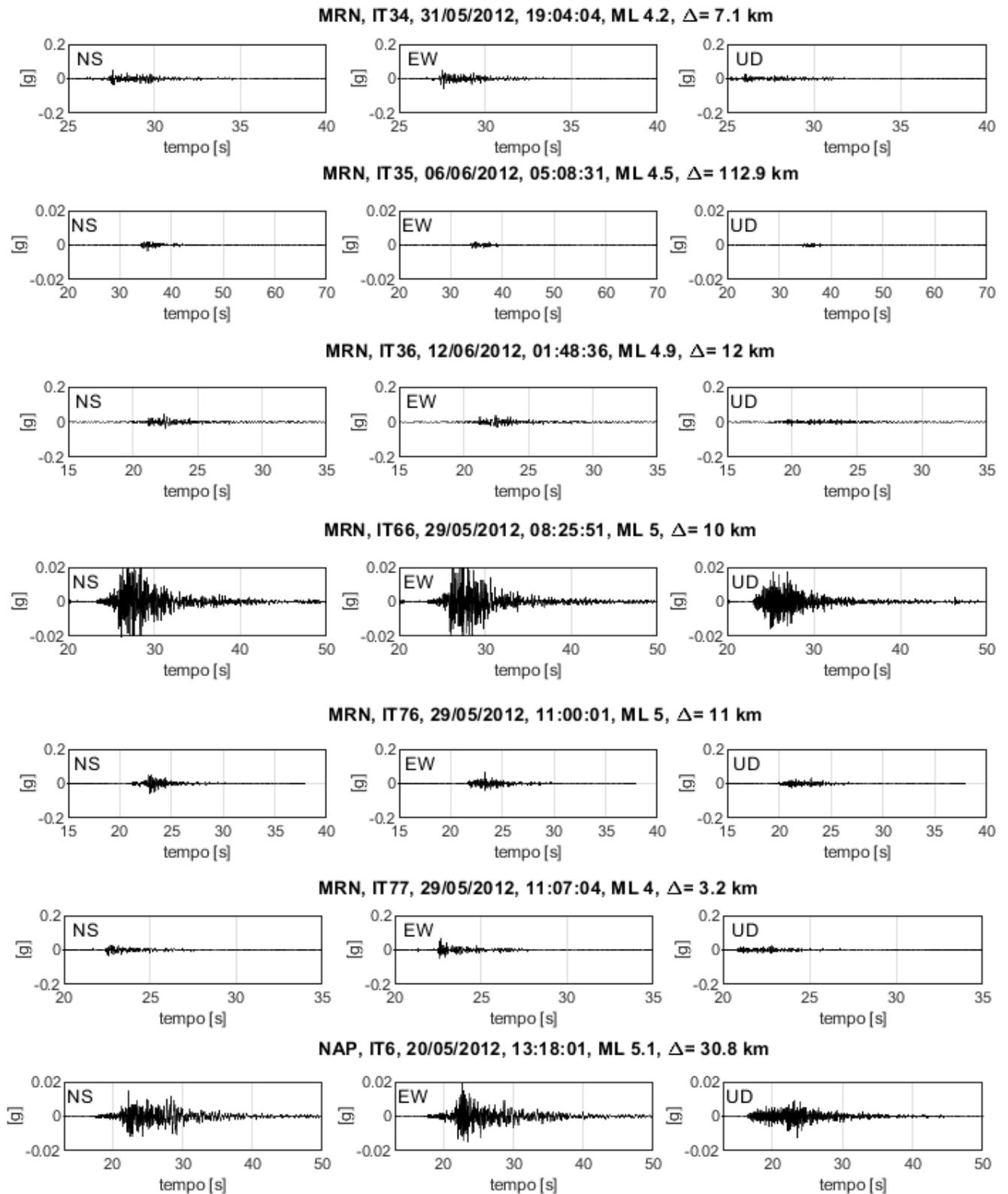


Figura 68

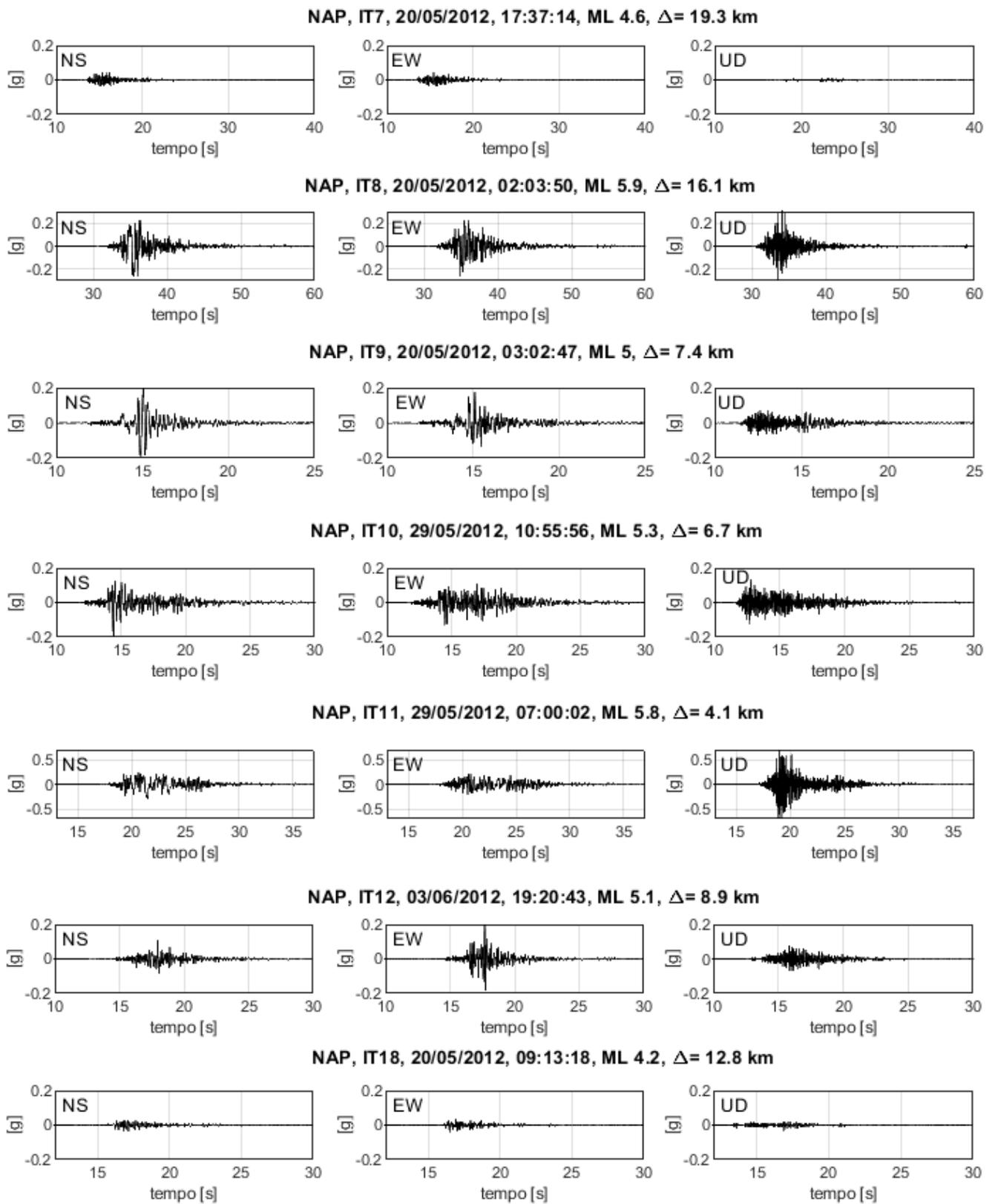
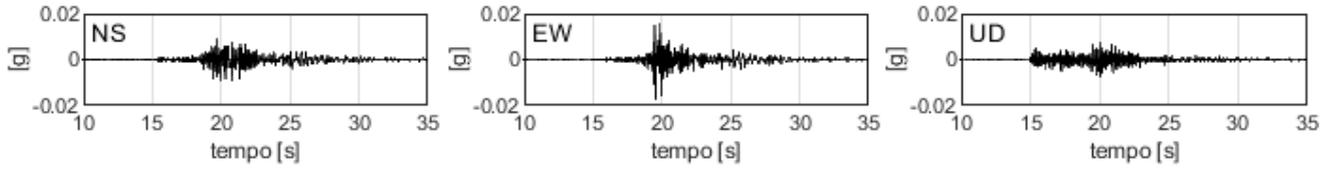
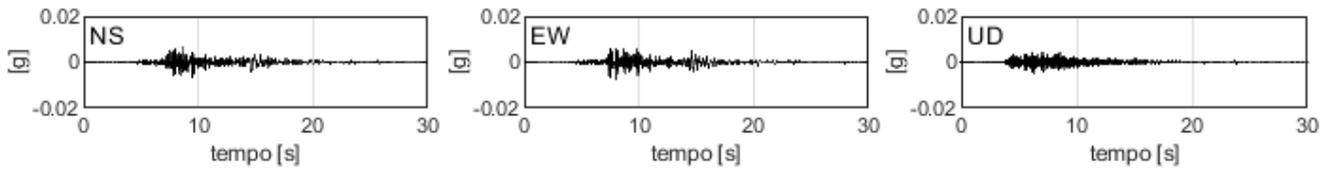


Figura 69

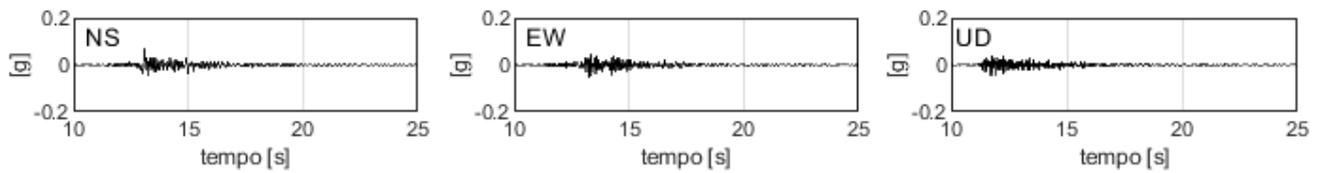
**NAP, IT23, 21/05/2012, 16:37:31, ML 4.1,  $\Delta= 19.3$  km**



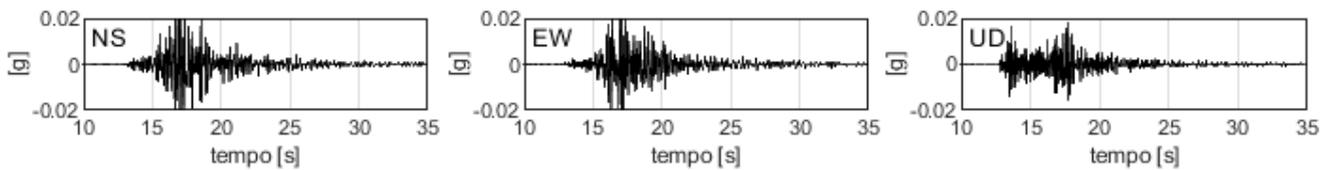
**NAP, IT25, 23/05/2012, 21:41:18, ML 4.3,  $\Delta= 14.8$  km**



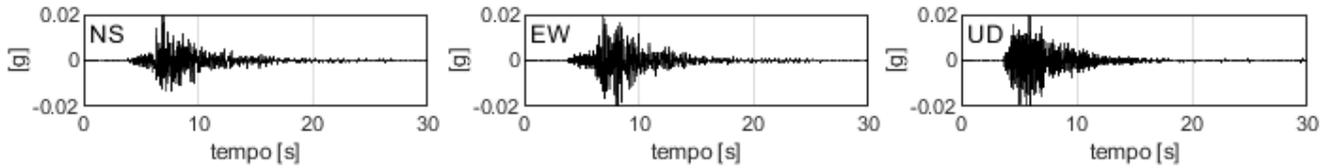
**NAP, IT27, 25/05/2012, 13:14:05, ML 4,  $\Delta= 2.5$  km**



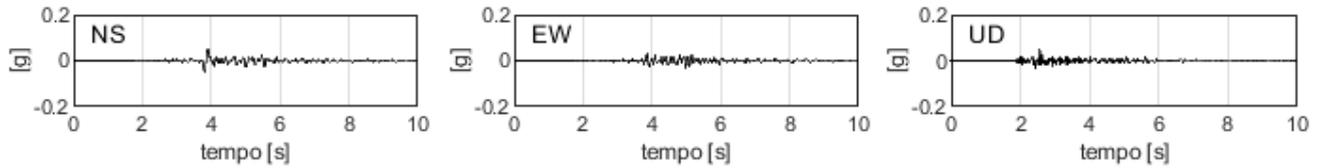
**NAP, IT28, 27/05/2012, 18:18:45, ML 4,  $\Delta= 8.1$  km**



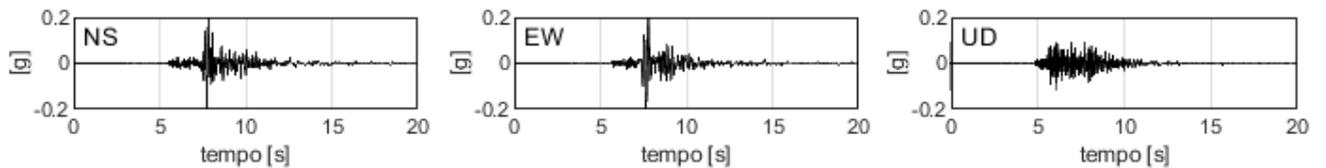
**NAP, IT30, 29/05/2012, 08:40:57, ML 4.2,  $\Delta= 7.6$  km**



**NAP, IT31, 29/05/2012, 09:30:21, ML 4.3,  $\Delta= 3.2$  km**



**NAP, IT32, 29/05/2012, 11:00:22, ML 5.1,  $\Delta= 6.9$  km**



**Figura 70**

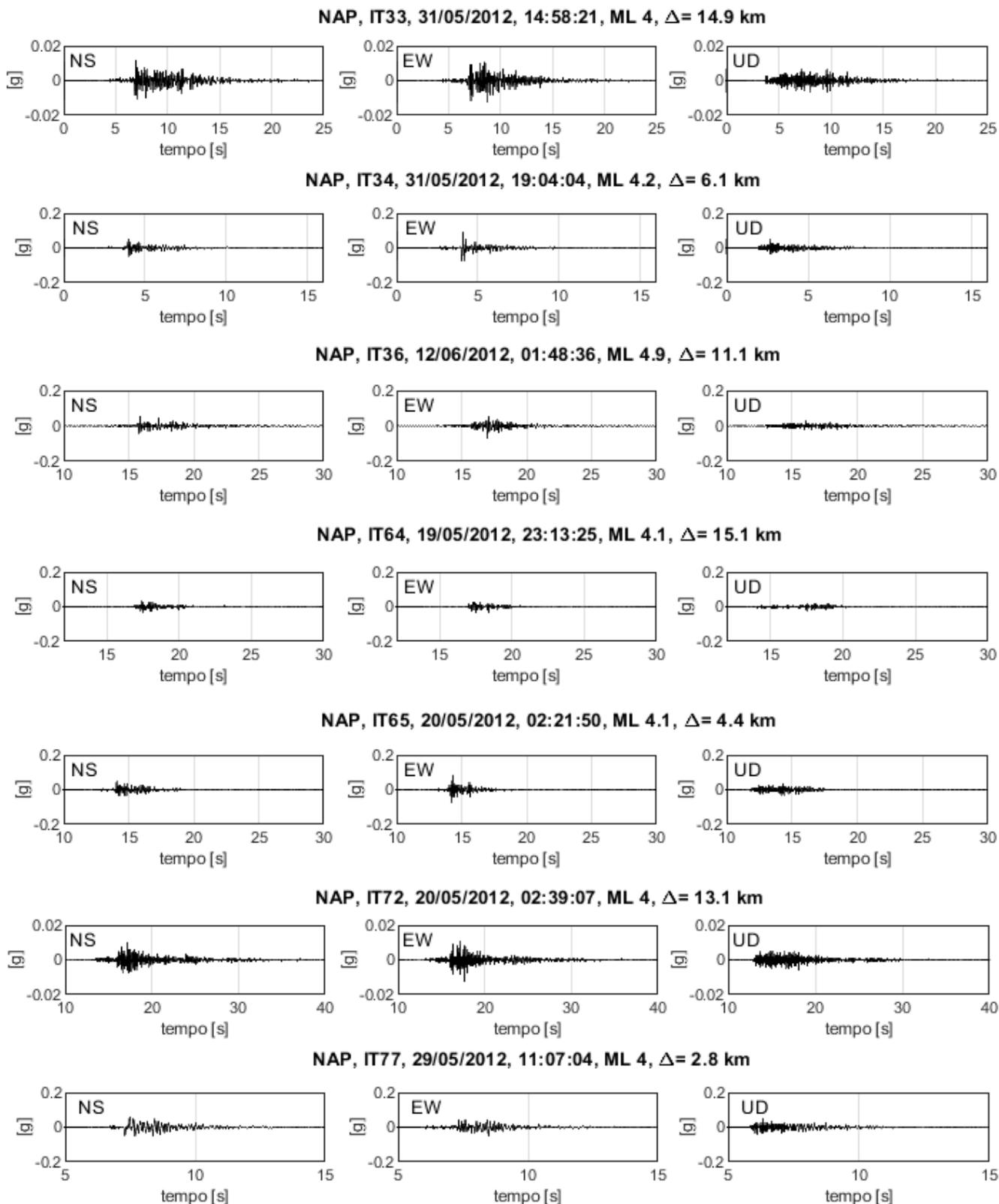


Figura 71

## APPENDICE B

In questa appendice sono illustrati gli spettri di microtremore delle misurazioni effettuate presso la fondazione della stazione NAPOLI e nel giardino all'esterno della stessa in scala doppio-logaritmica. Si osserva che la fondazione deamplifica nelle orizzontali dalla frequenza di 10 Hz.

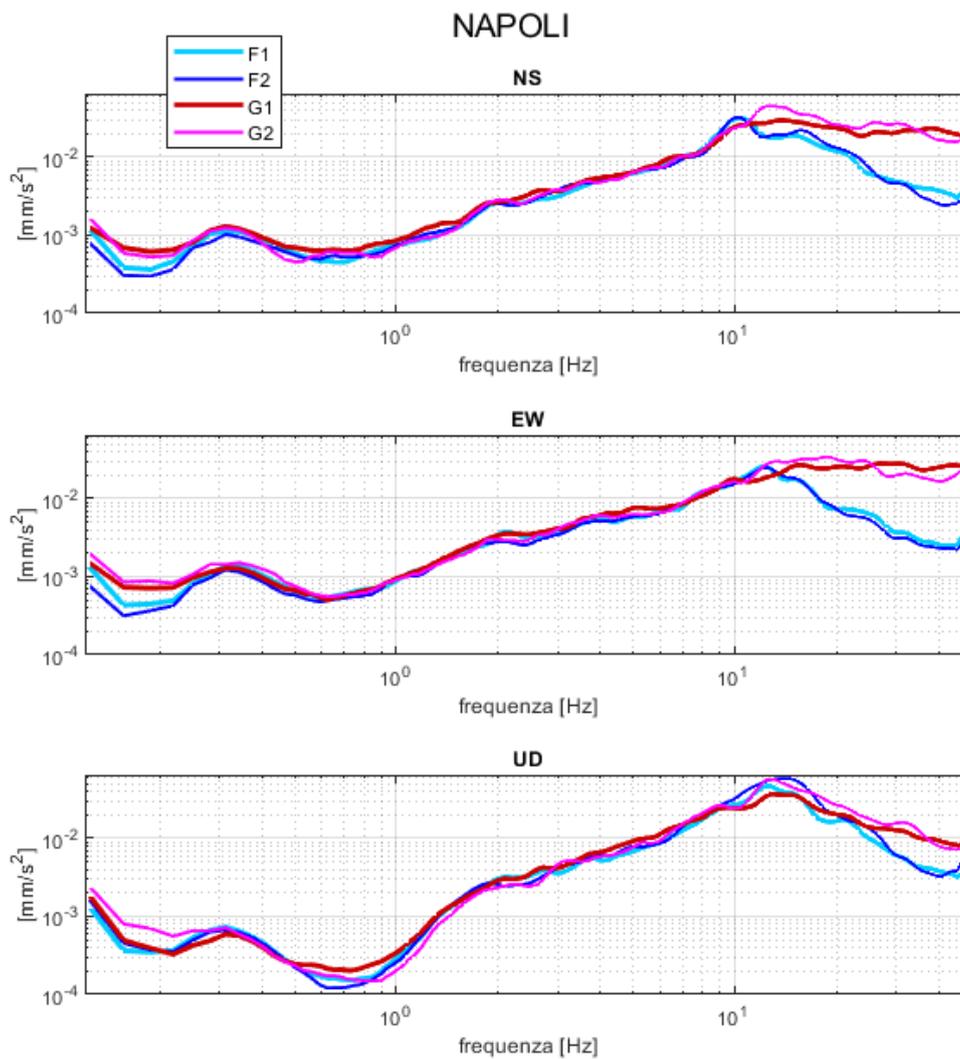


Figura 72: Spettri di ampiezza in accelerazione delle misure di microtremore effettuate sulla fondazione e sul giardino adiacente alla stazione NAPOLI.

## APPENDICE C

In questa appendice presentiamo gli spettri di ampiezza in accelerazione degli eventi con  $M_L \geq 5$  registrati dalle stazioni NAPOLI e MRN. Ogni singolo evento è stato studiato in finestre da 10 s per catturare la fase iniziale del sisma in cui sono presenti le onde di volume, la parte centrale del sisma caratterizzata dalle onde di superficie e la coda del sisma. Riportiamo l'accelerogramma in cui è evidenziata la parte analizzata nello spettro. Il codice identificativo di ogni evento è dato nel titolo di ogni pannello e i dati relativi ai singoli eventi si trovano in Tabella 2.

### IT6, 20/05/2012, 13:18:01, $M_L$ 5.2, NAPOLI, $\Delta=30.8$ km

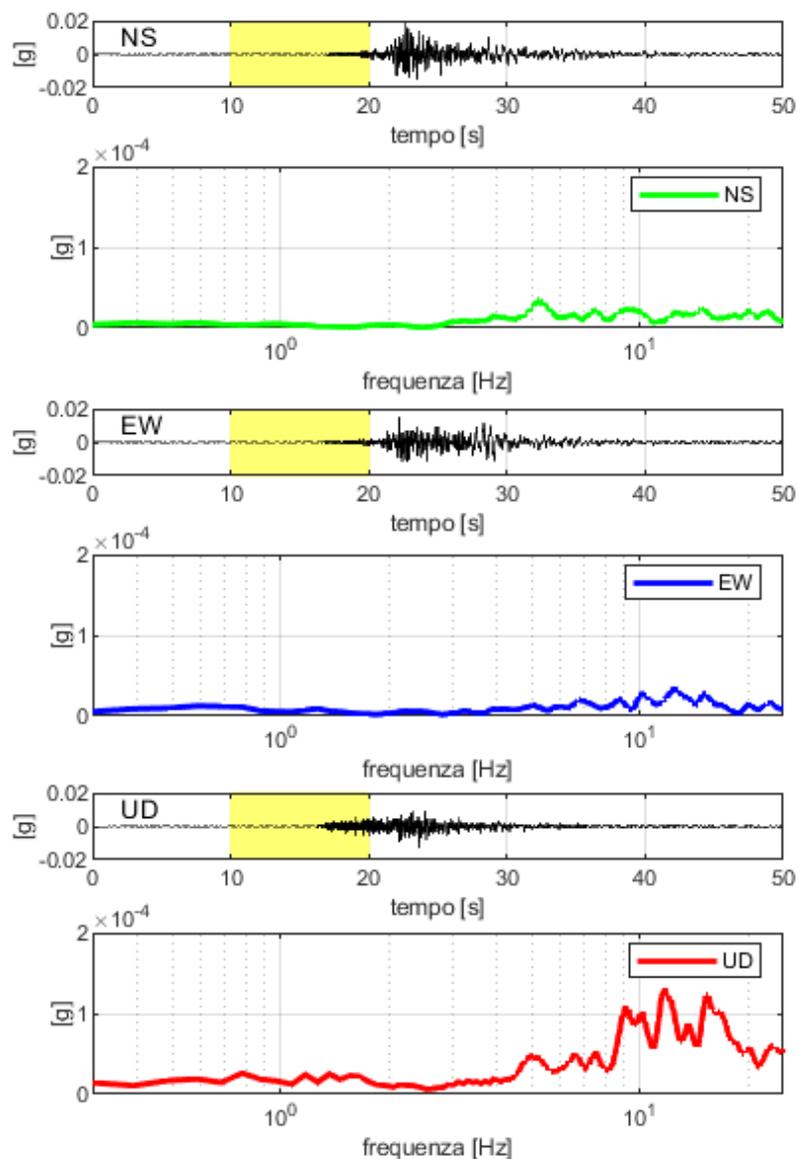


Figura 73: Spettri dei primi 10 s relativi all'evento IT6 20/05/2012 di  $M_L=5.2$  registrato dalla stazione NAPOLI.

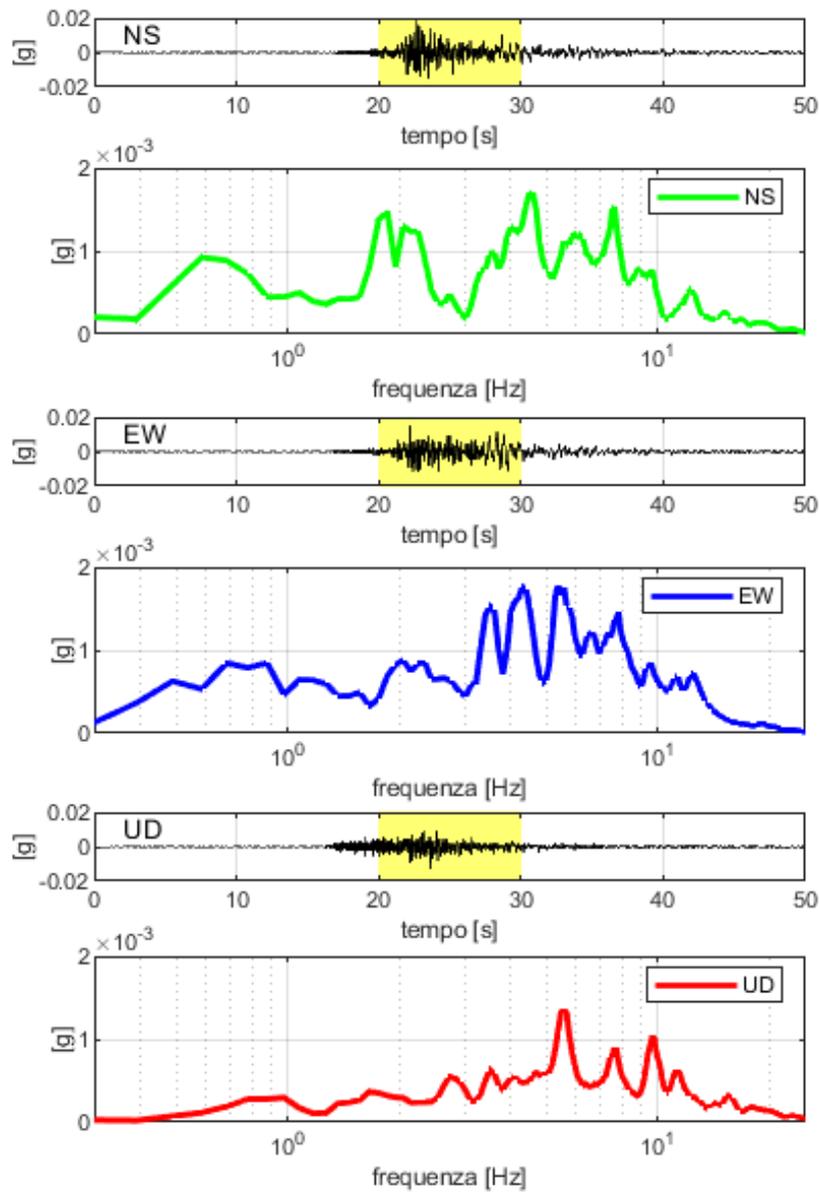


Figura 74: Spettri dei secondi 10 s relativi all'evento IT6 20/05/2012 di  $M_L=5.2$  registrato dalla stazione NAPOLI.

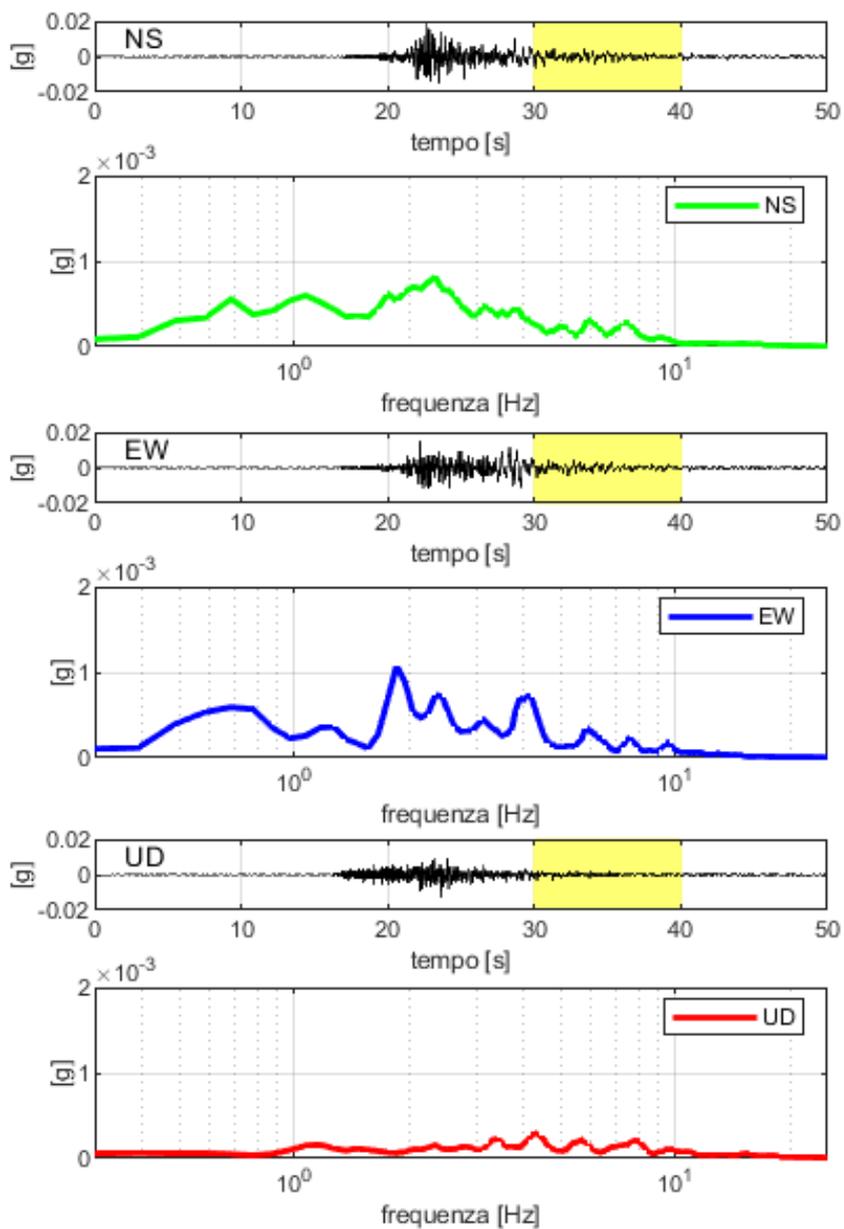


Figura 75: Spettri degli ultimi 10 s relativi all'evento IT6 20/05/2012 di  $M_L=5.2$  registrato dalla stazione NAPOLI.

IT8, 20/05/2012, 02:03:50, ML 5.9, NAPOLI,  $\Delta=16.1$  km

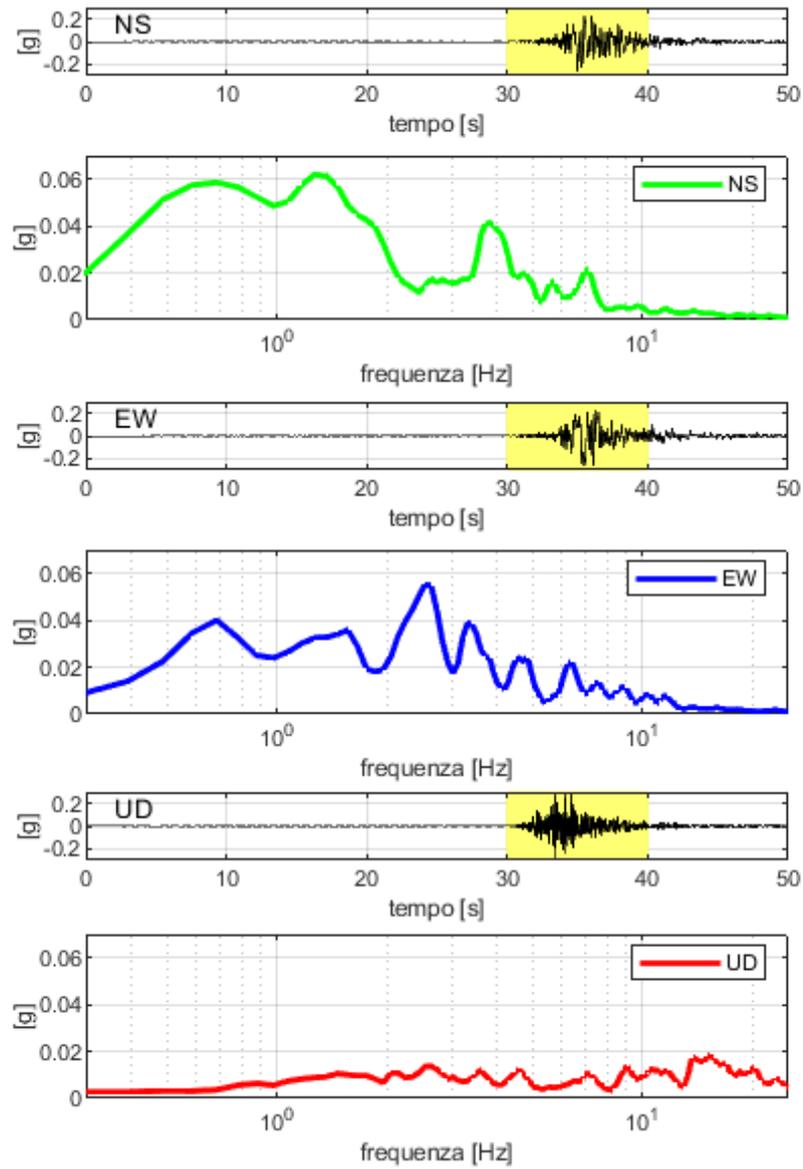


Figura 76

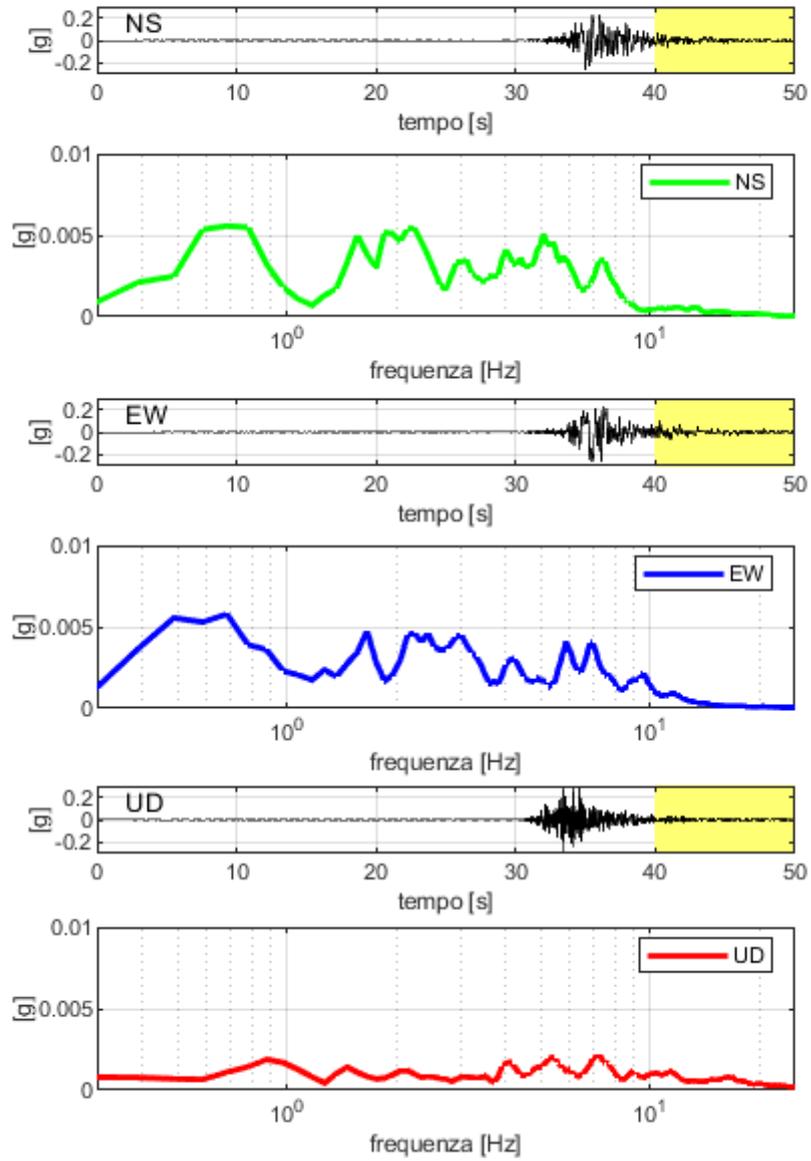


Figura 77

IT9, 20/05/2012, 03:02:47, ML 5, NAPOLI,  $\Delta=7.4$  km

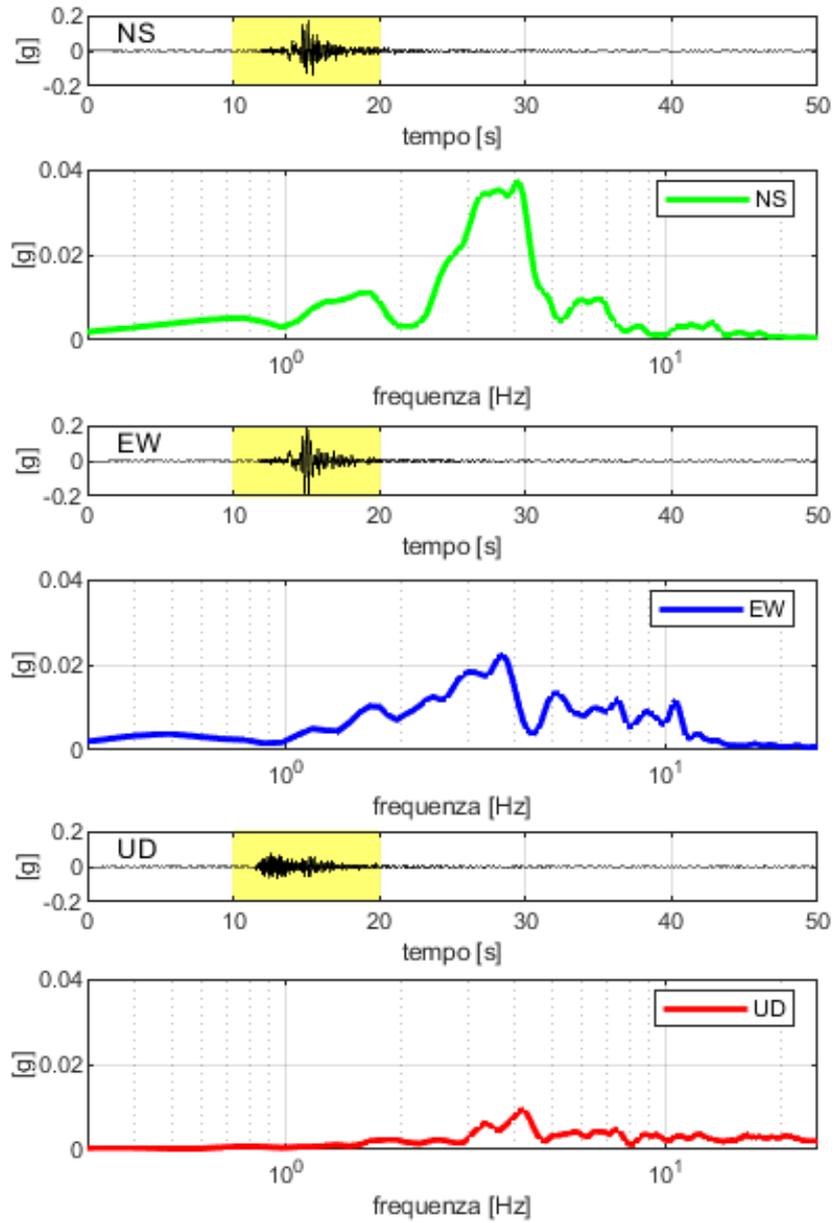


Figura 78

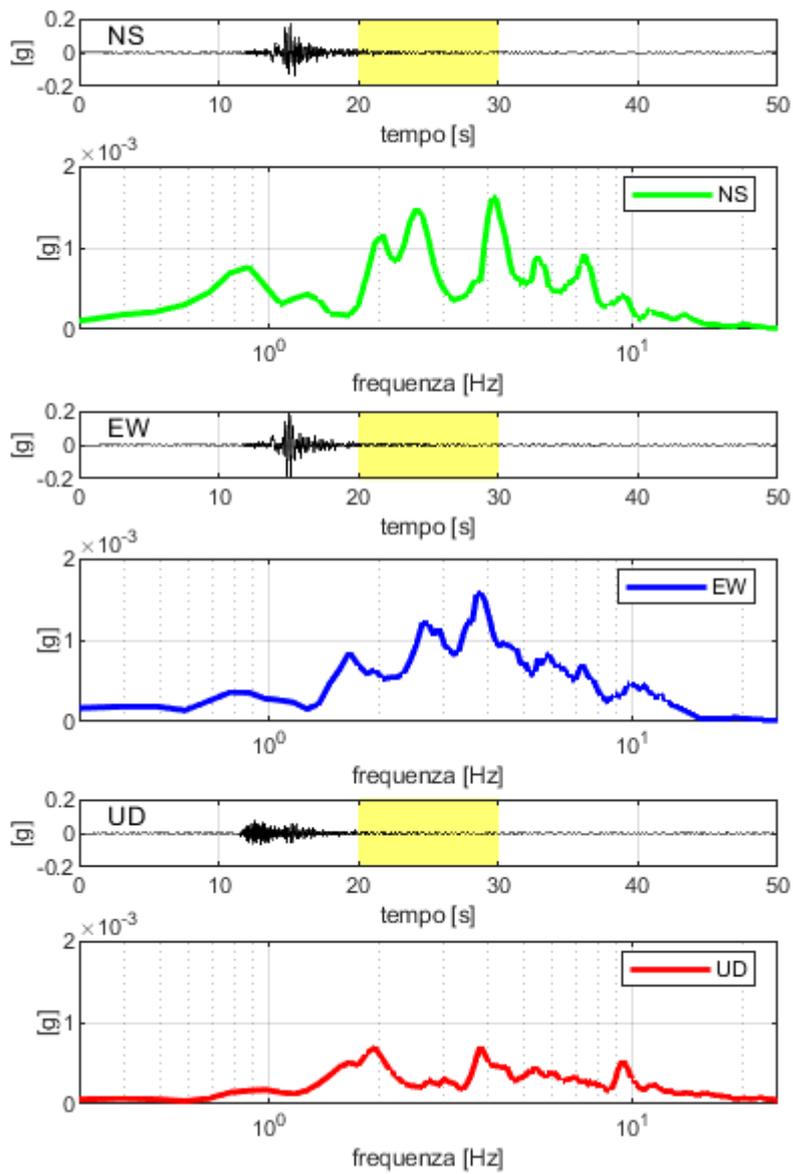


Figura 79

IT10, 29/05/2012, 10:55:56, ML 5.3

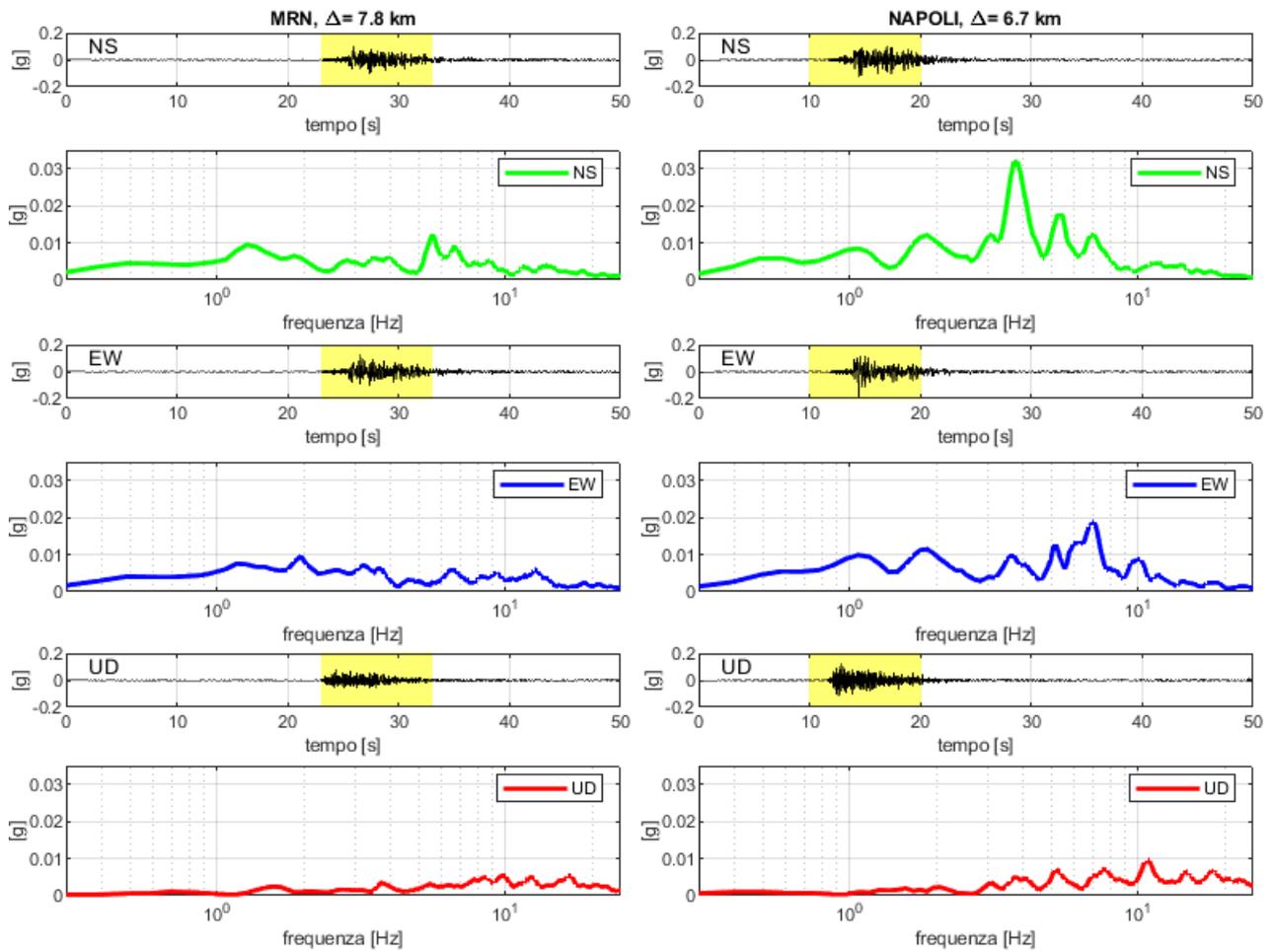


Figura 80

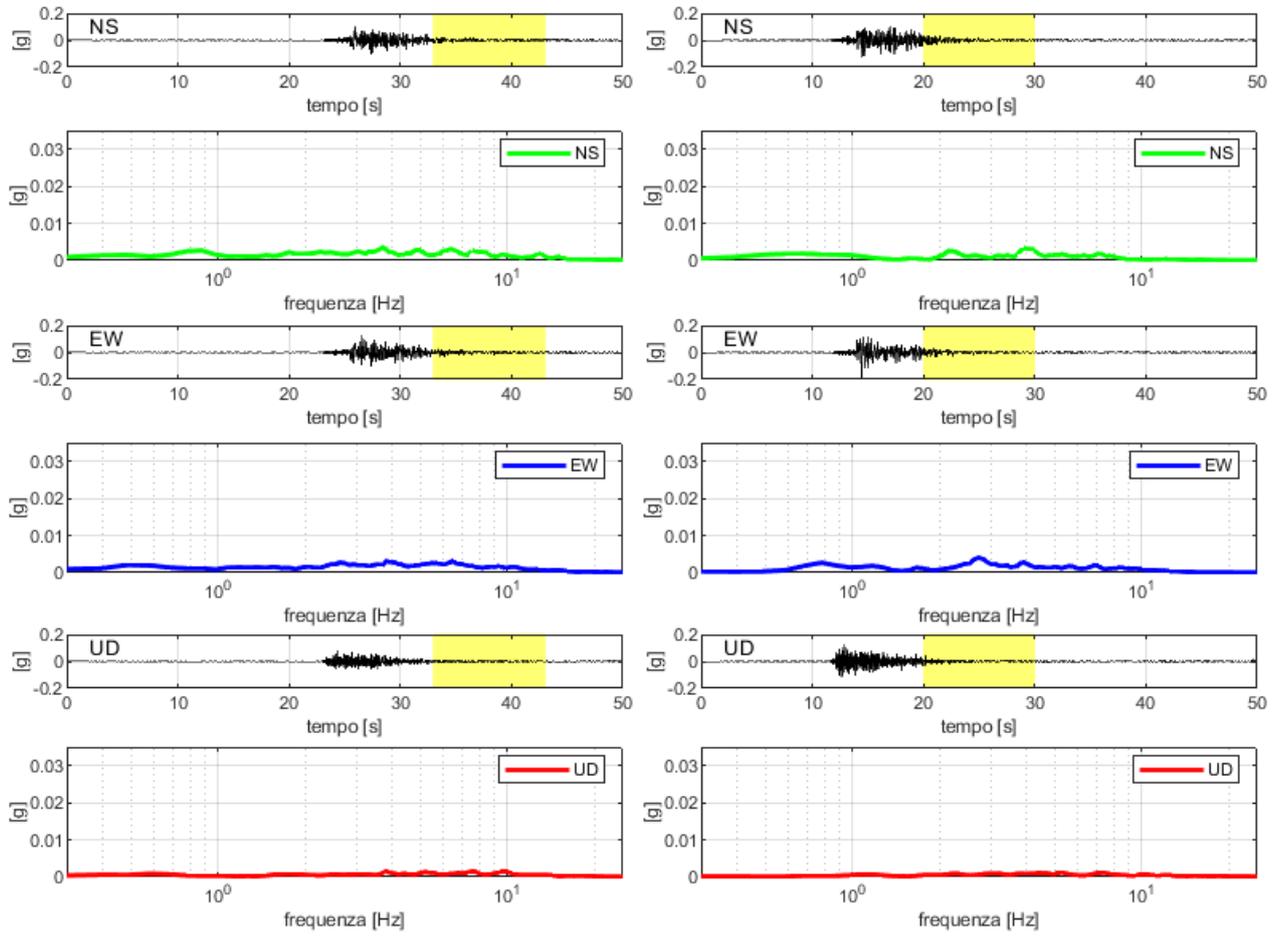


Figura 81

IT11, 29/05/2012, 07:00:02, ML 5.8

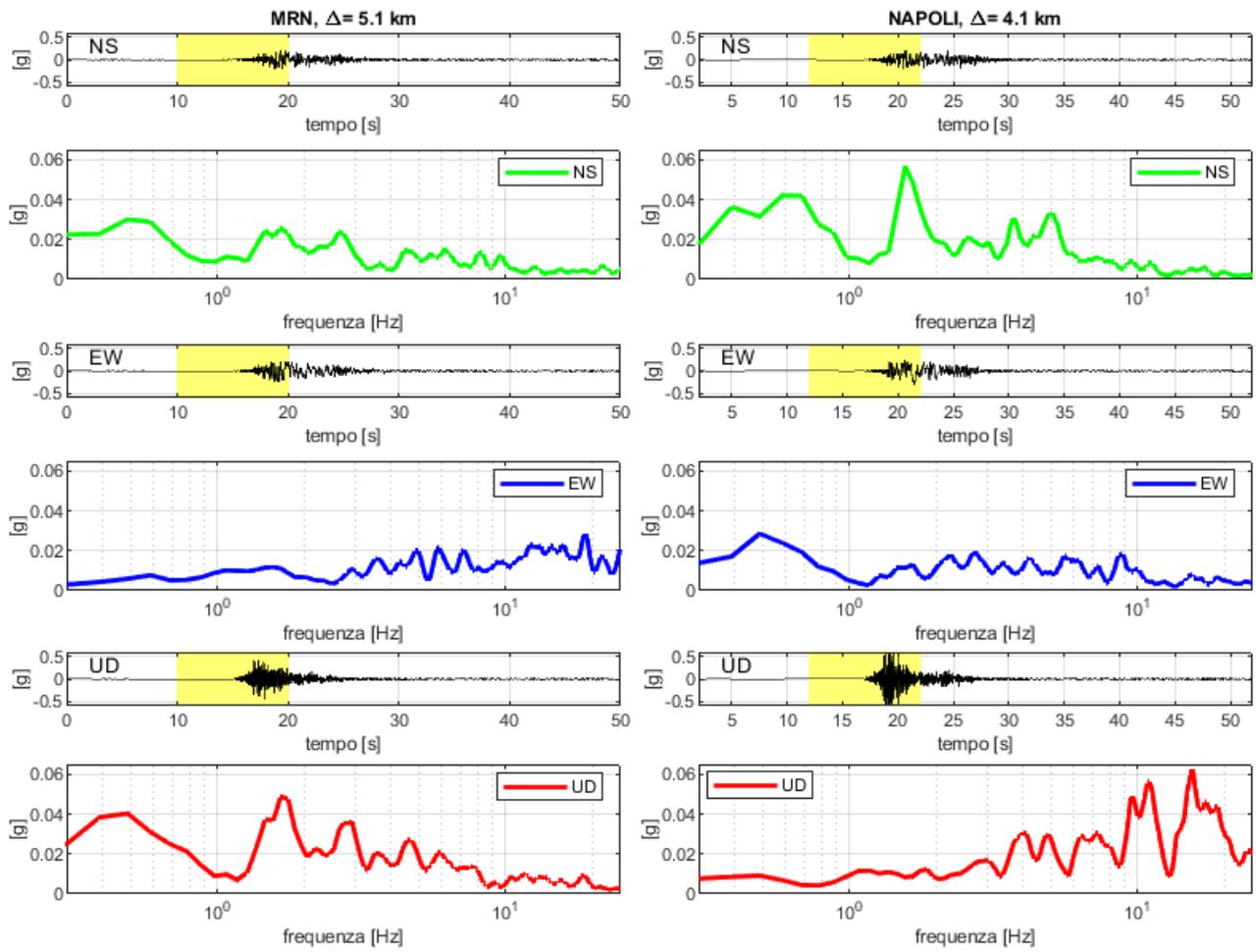


Figura 82

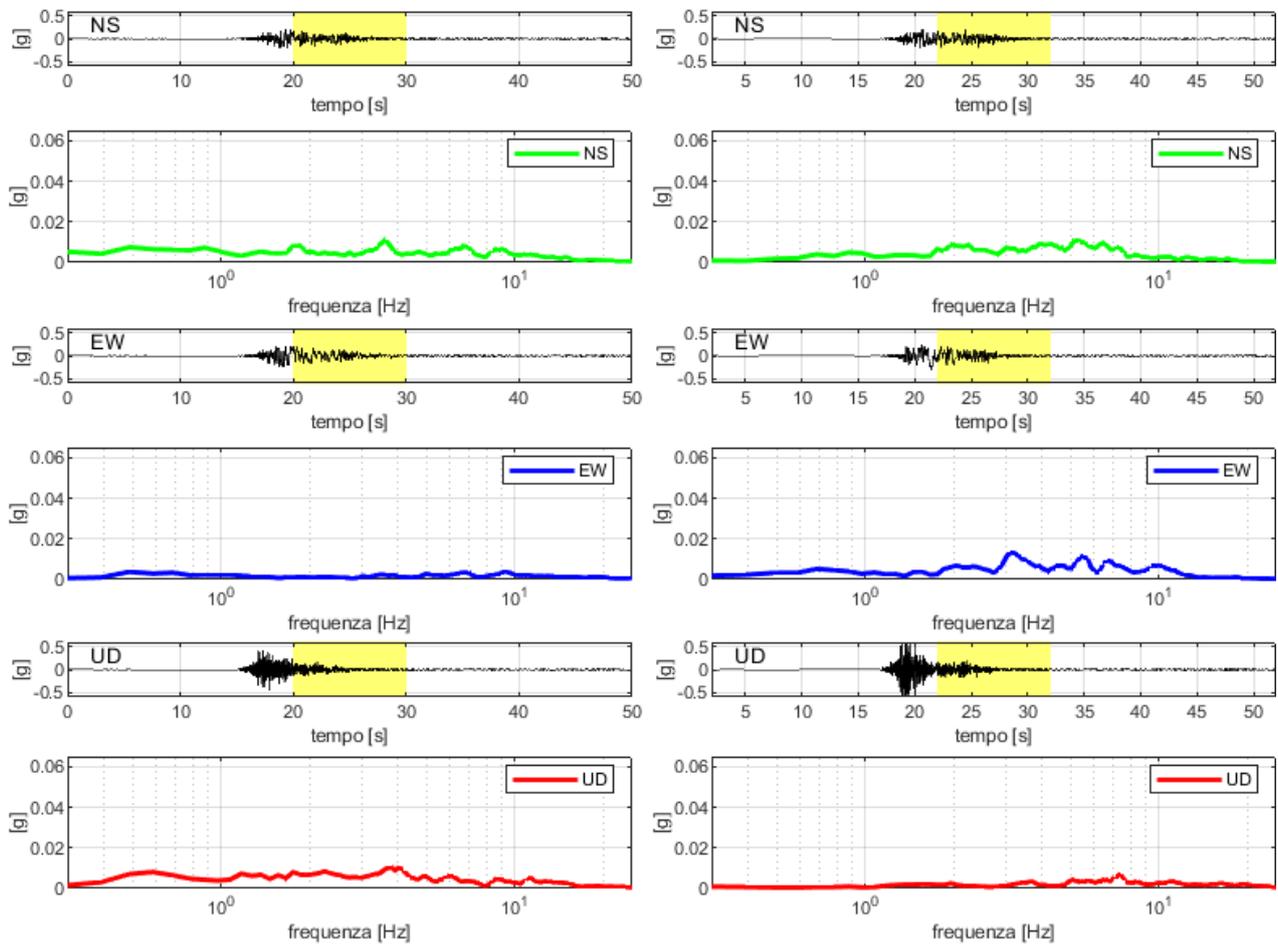


Figura 83

IT12, 03/06/2012, 19:20:43, ML 5.1

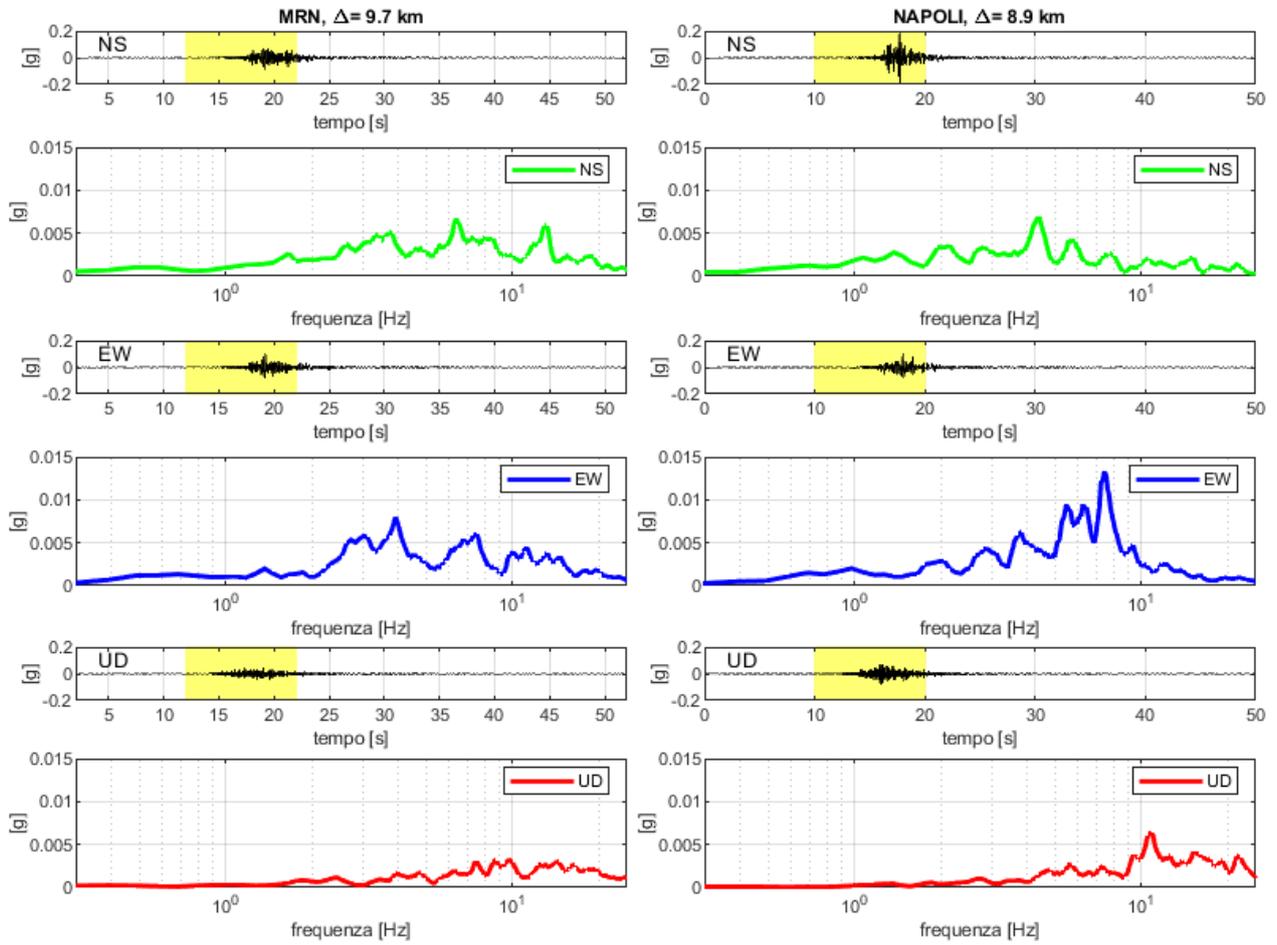


Figura 84

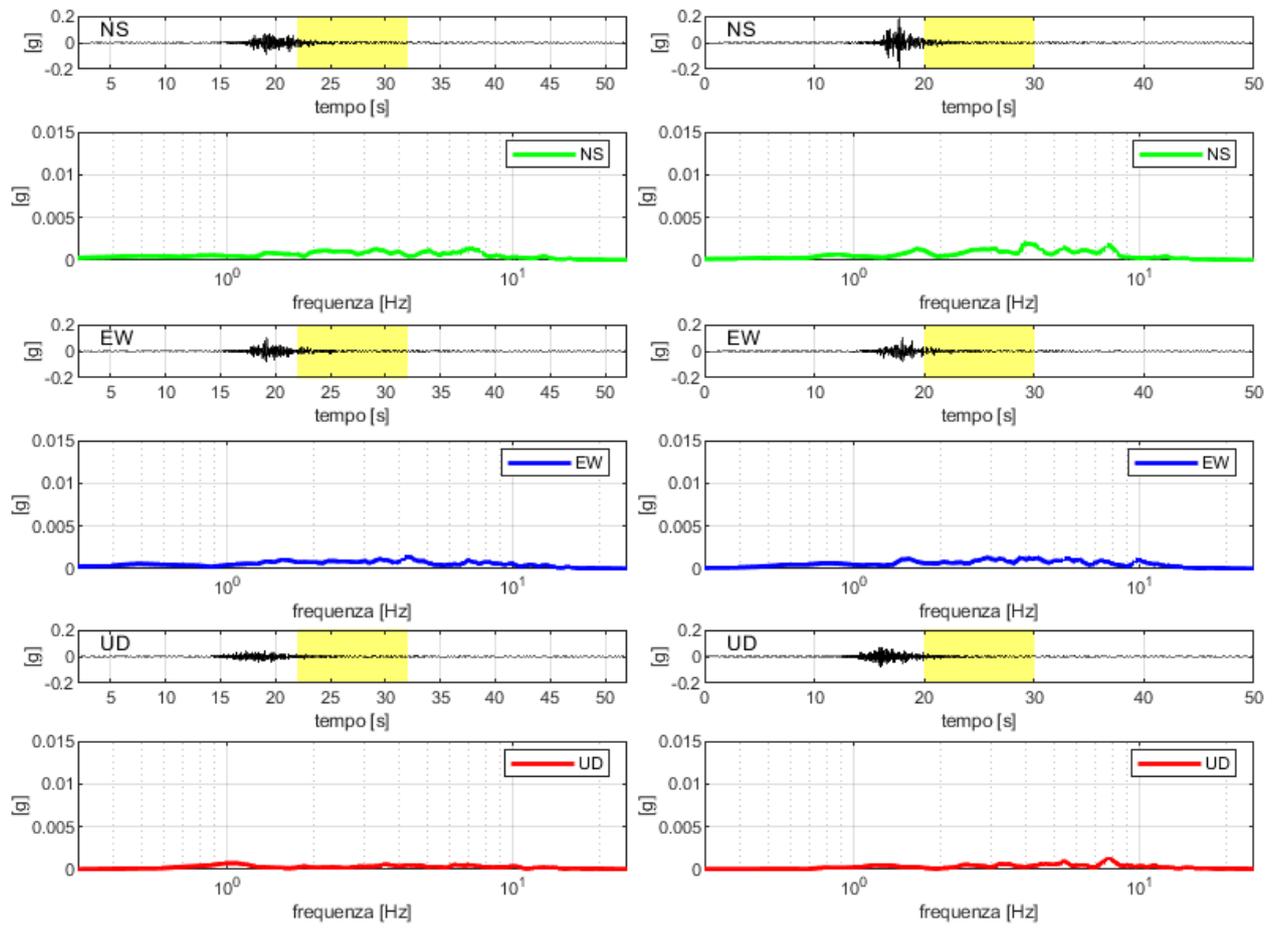


Figura 85

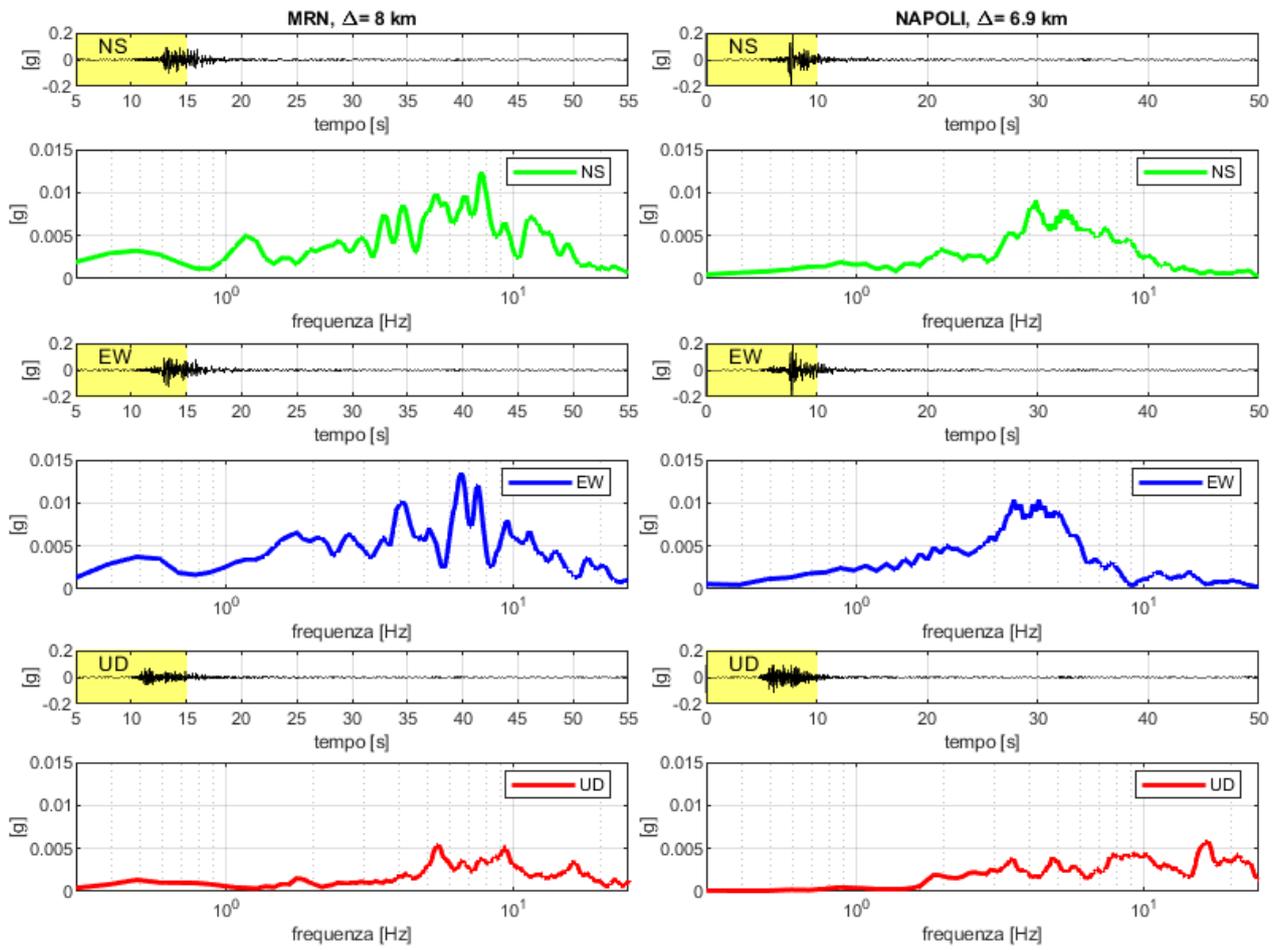


Figura 86

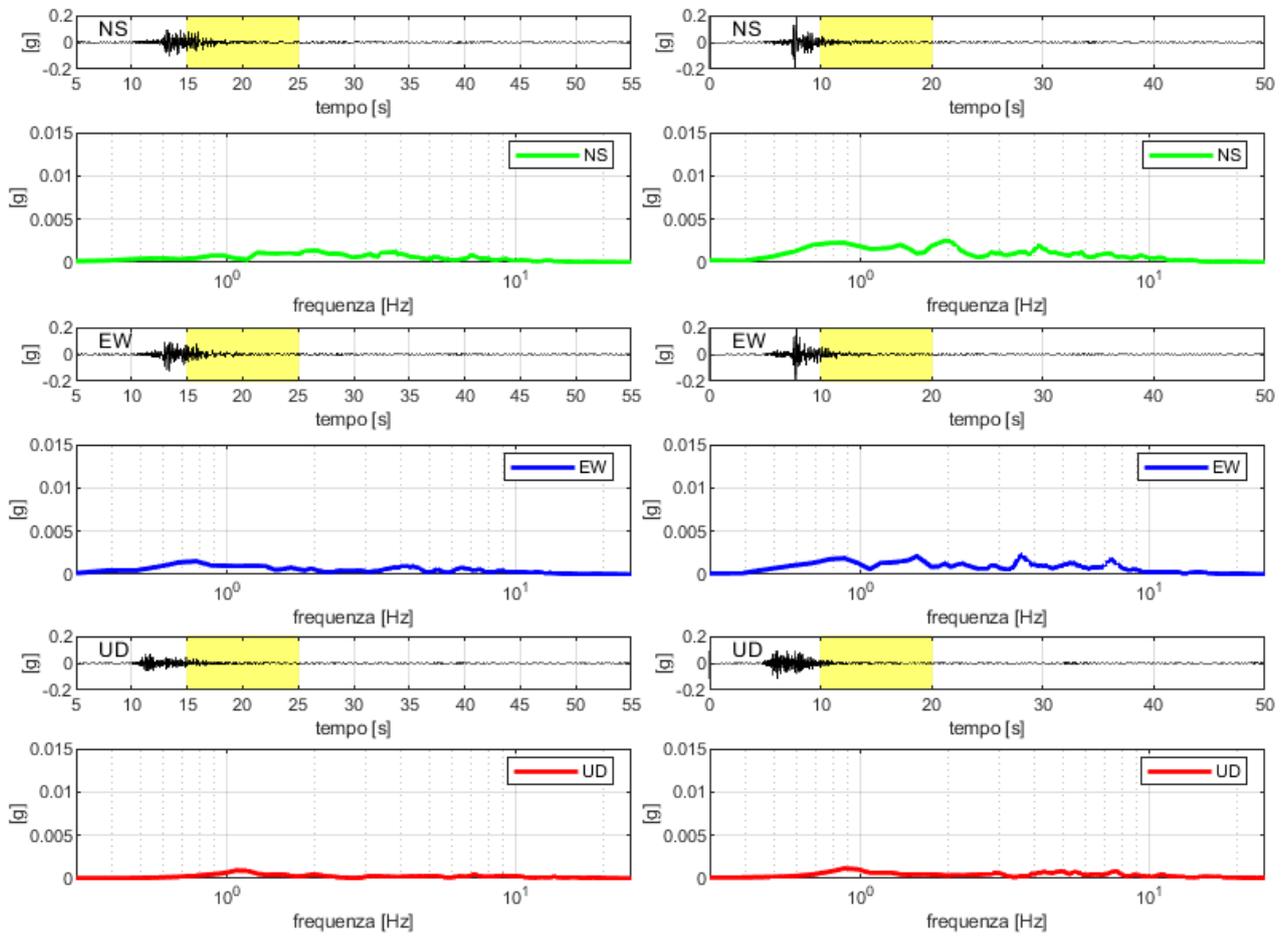


Figura 87

IT66, 29/05/2012, 08:25:51, ML 5, MRN,  $\Delta=10$  km

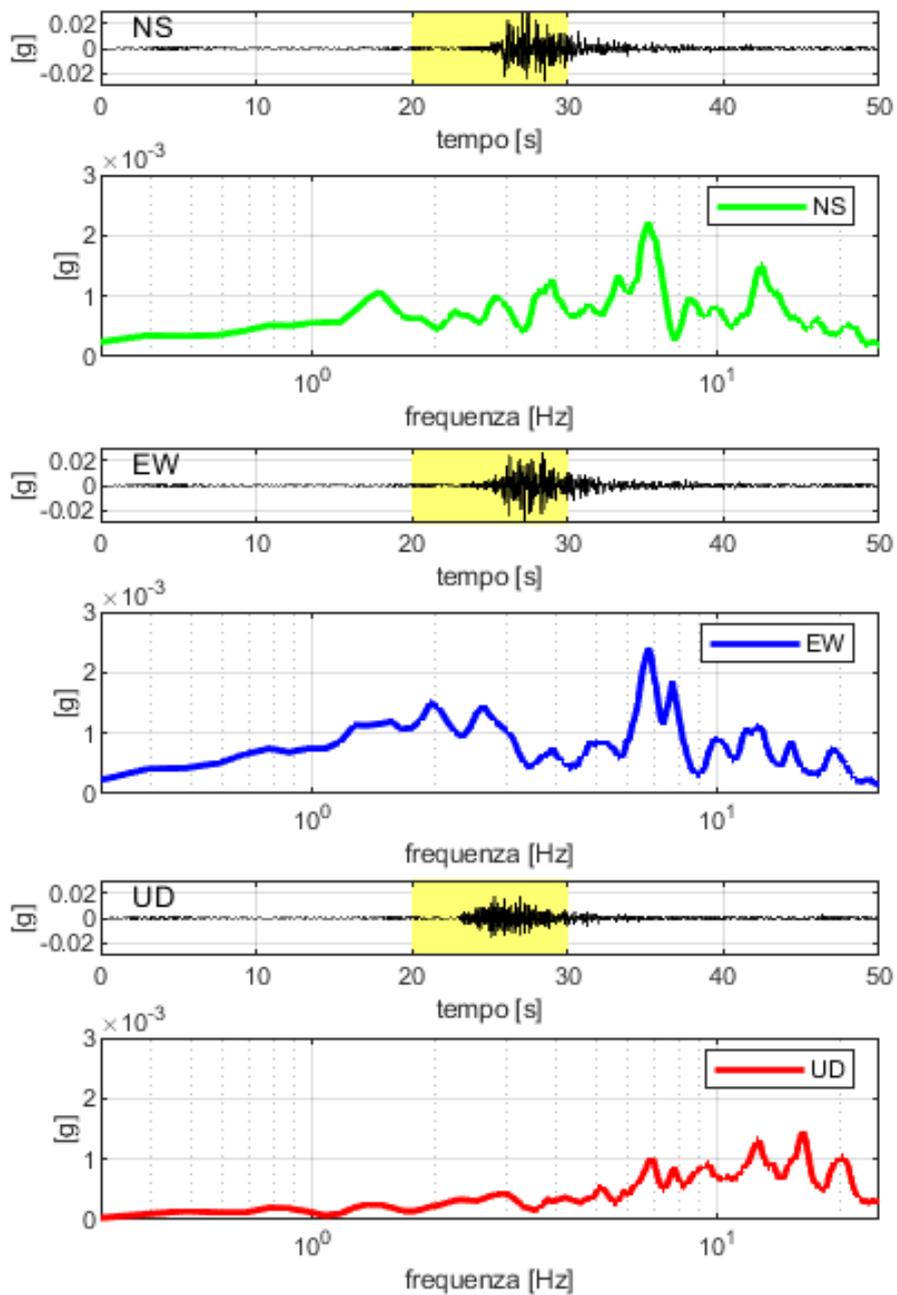


Figura 88

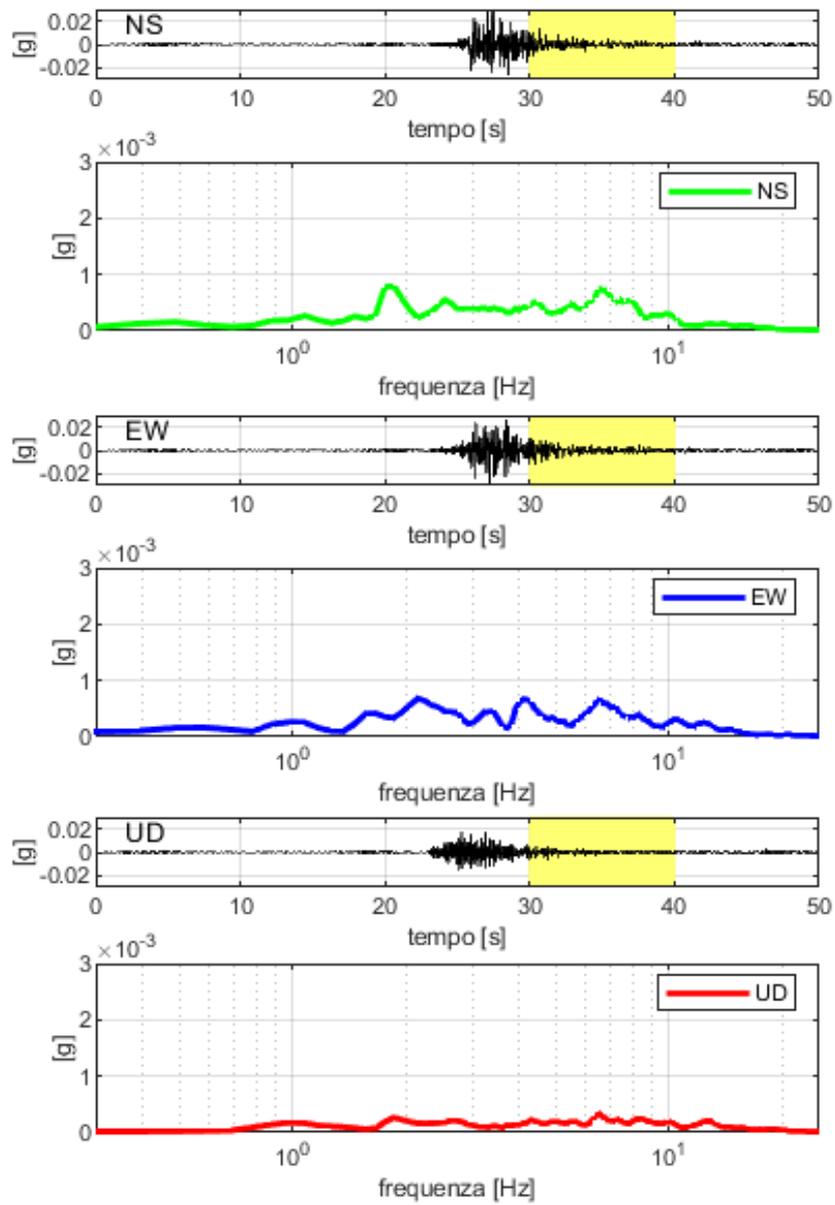


Figura 89

IT76, 29/05/2012, 11:00:01, ML 5, MRN,  $\Delta=11$  km

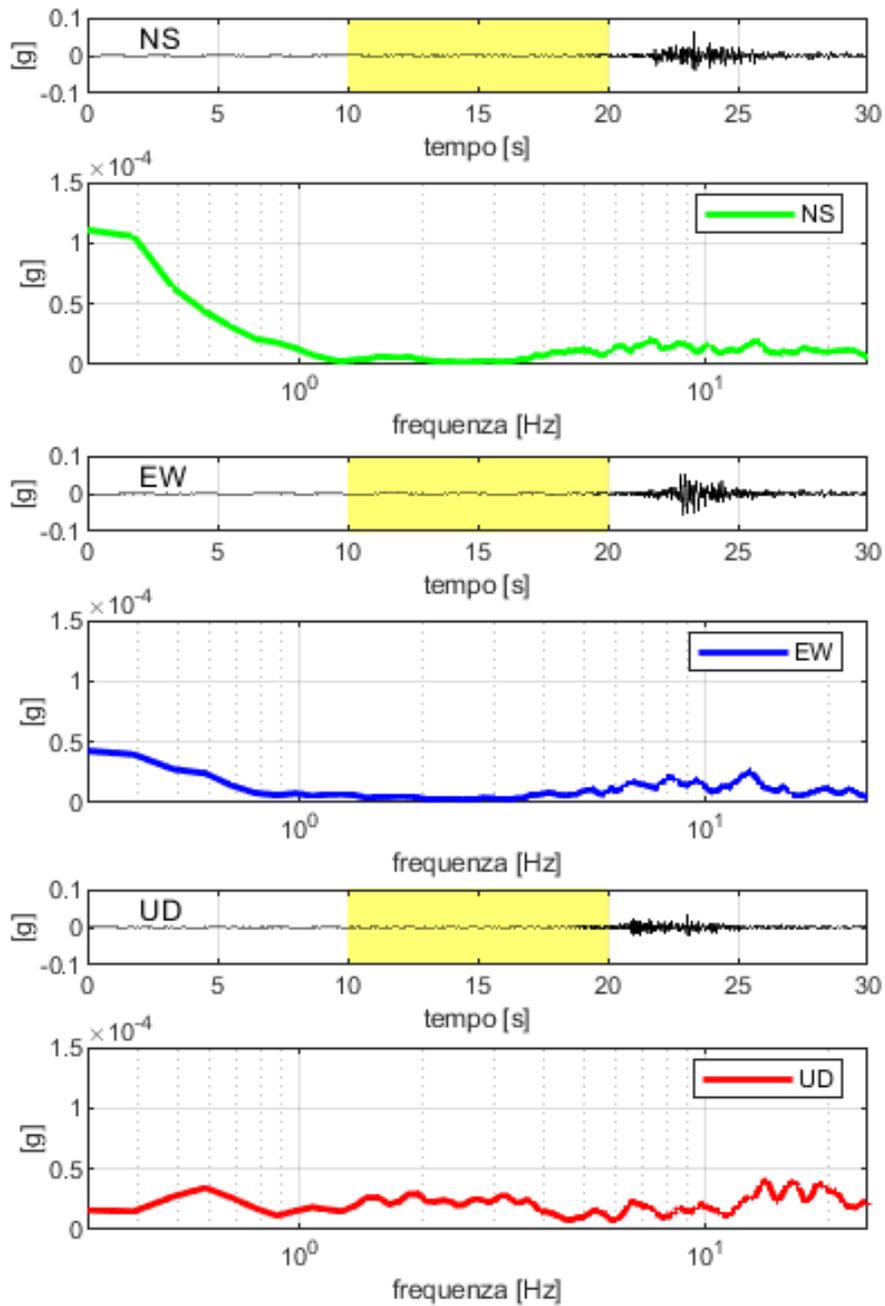


Figura 90

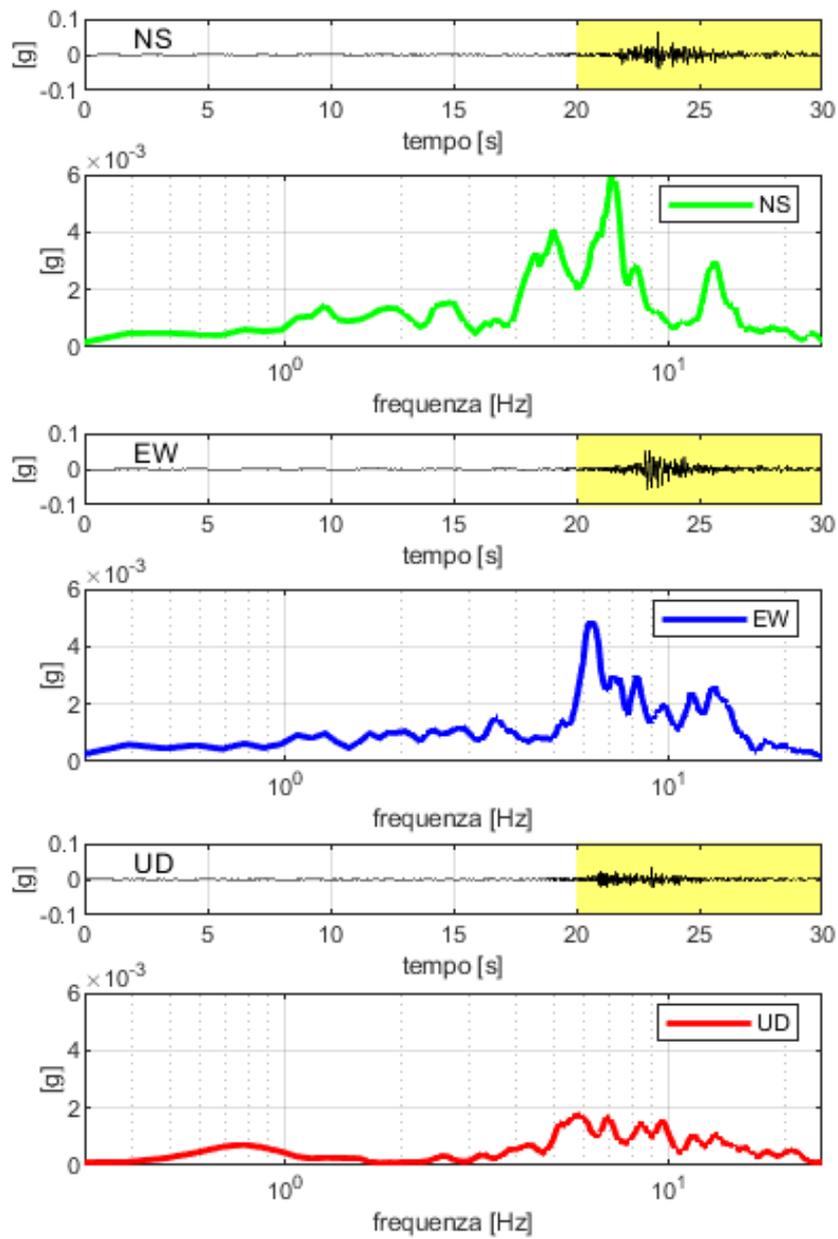


Figura 91

## APPENDICE D

In questa sessione riportiamo i passaggi da svolgere per ottenere il rapporto tra l'oscillazione assoluta dell'oscillatore armonico ad un grado di libertà e l'accelerazione del terreno (Equazione 4).

Nel caso delle oscillazioni libere la forzante ( $F_e$ ) risulta essere nulla. Trascurando lo smorzamento ( $cv = 0$ ) e ricordando che l'accelerazione assoluta è data dalla somma tra l'accelerazione relativa  $a$  e l'accelerazione del suolo  $A_b$ , l'Equazione 2 diventa:

$$ma + kx = -mA_b$$

Il moto di base è esprimibile come una somma di armoniche (secondo Fourier) e il legame tra spostamento e accelerazione è  $x = -\frac{a}{\omega^2}$ . Sostituendolo nell'equilibrio dinamico otteniamo:

$$ma - \frac{ka}{\omega^2} = -mA_b$$

dividendo per  $m$  e ponendo  $\omega_0 = 2\pi f_0 = \frac{2\pi}{T_0} = \sqrt{\frac{k}{m}}$ , dove  $\omega_0$ ,  $f_0$  e  $T_0$  sono pulsazione, frequenza e periodo proprio dell'oscillatore, l'equazione diventa:

$$a - a\left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^2 = -A_b$$

che può essere riscritta come:

$$\frac{a}{A_b} = \left| -\frac{1}{1 - \left(\frac{\omega_0}{\omega}\right)^2} \right|$$

Ricordando che l'accelerazione assoluta della struttura è data dalla somma  $a + A_b$  si ottiene l'Equazione 4.

## APPENDICE E

Presentiamo gli spettri di risposta dei nove eventi con  $M_L \geq 5$  registrati dalle stazioni NAPOLI e MRN. Il codice identificativo di ogni evento è riportato nel titolo di ogni pannello; i dati relativi ai singoli eventi si trovano in Tabella 2.

### IT6, 20/05/2012, 13:18:01, $M_L$ 5.2, NAPOLI, $\Delta=30.8$ km

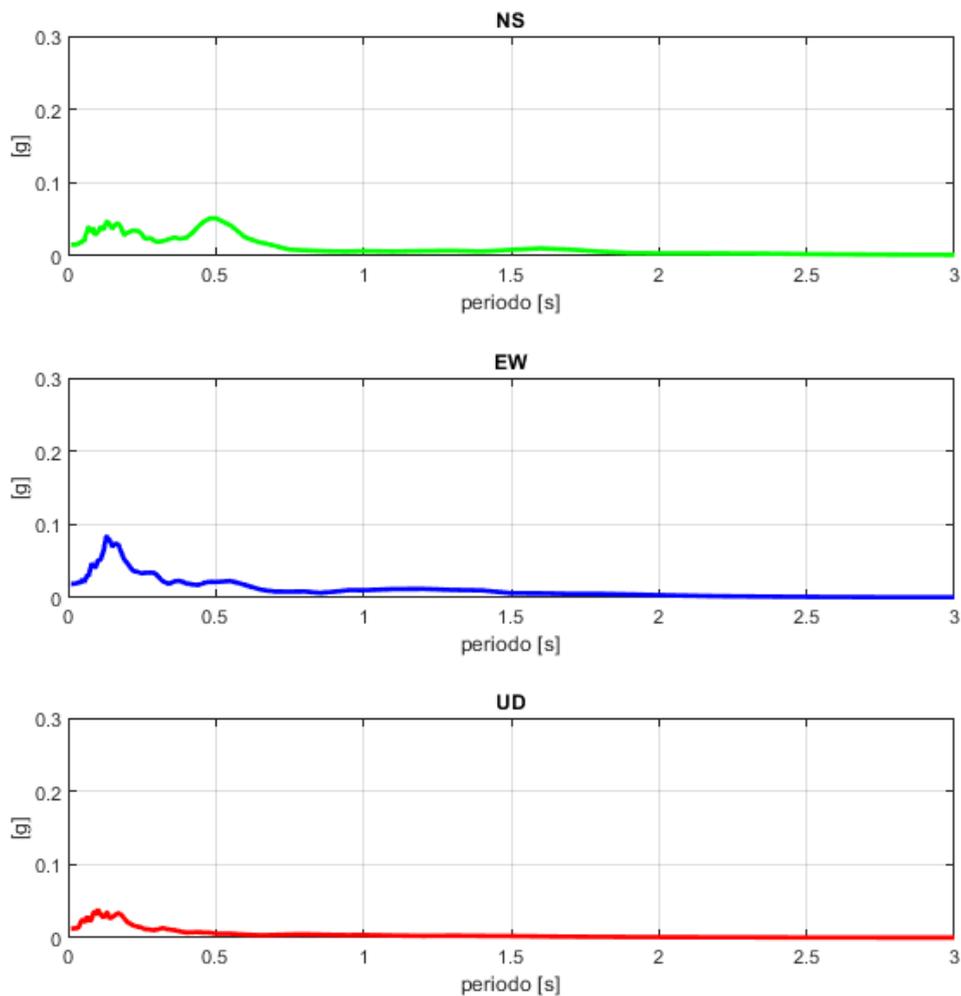


Figura 92: Spettro di risposta dell'evento IT6 del 20/05/2012 di  $M_L=5.2$  registrato dalla stazione NAPOLI.

IT8, 20/05/2012, 02:03:50, ML 5.9, NAPOLI,  $\Delta=16.1$  km

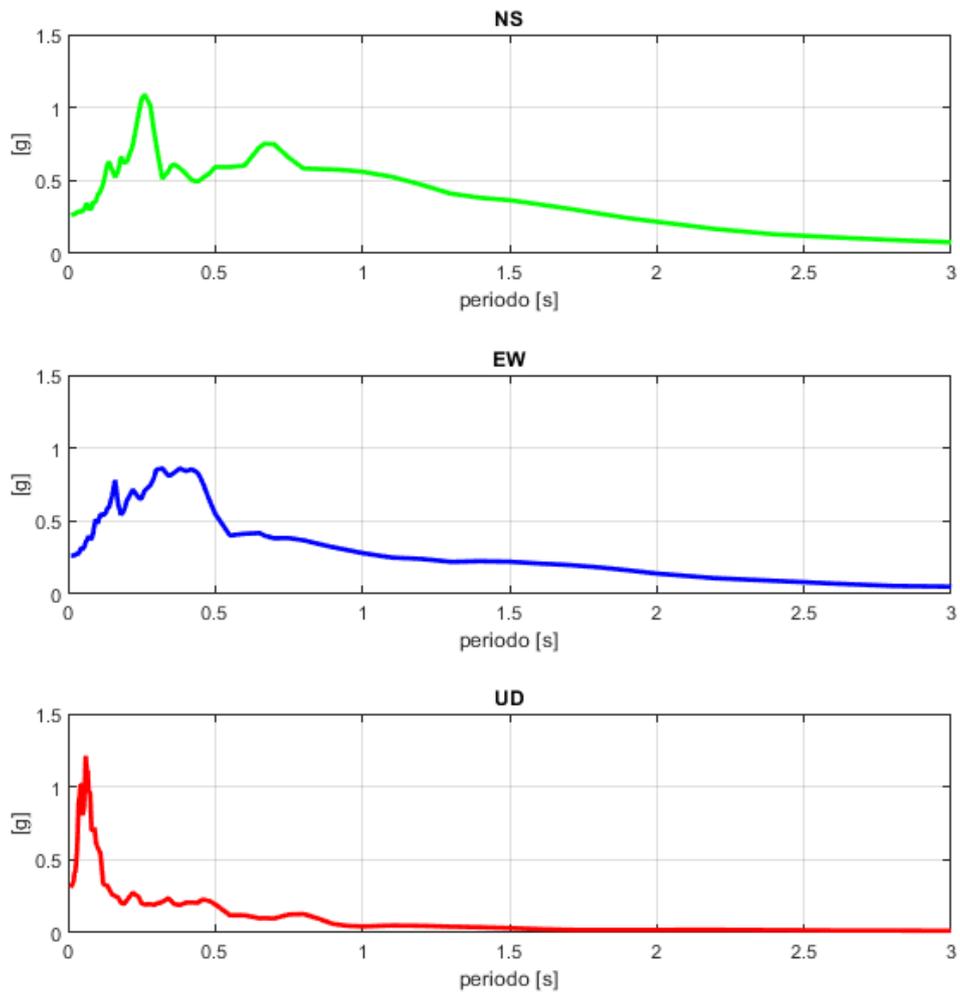


Figura 93

IT9, 20/05/2012, 03:02:47, ML 5, NAPOLI,  $\Delta=7.4$  km

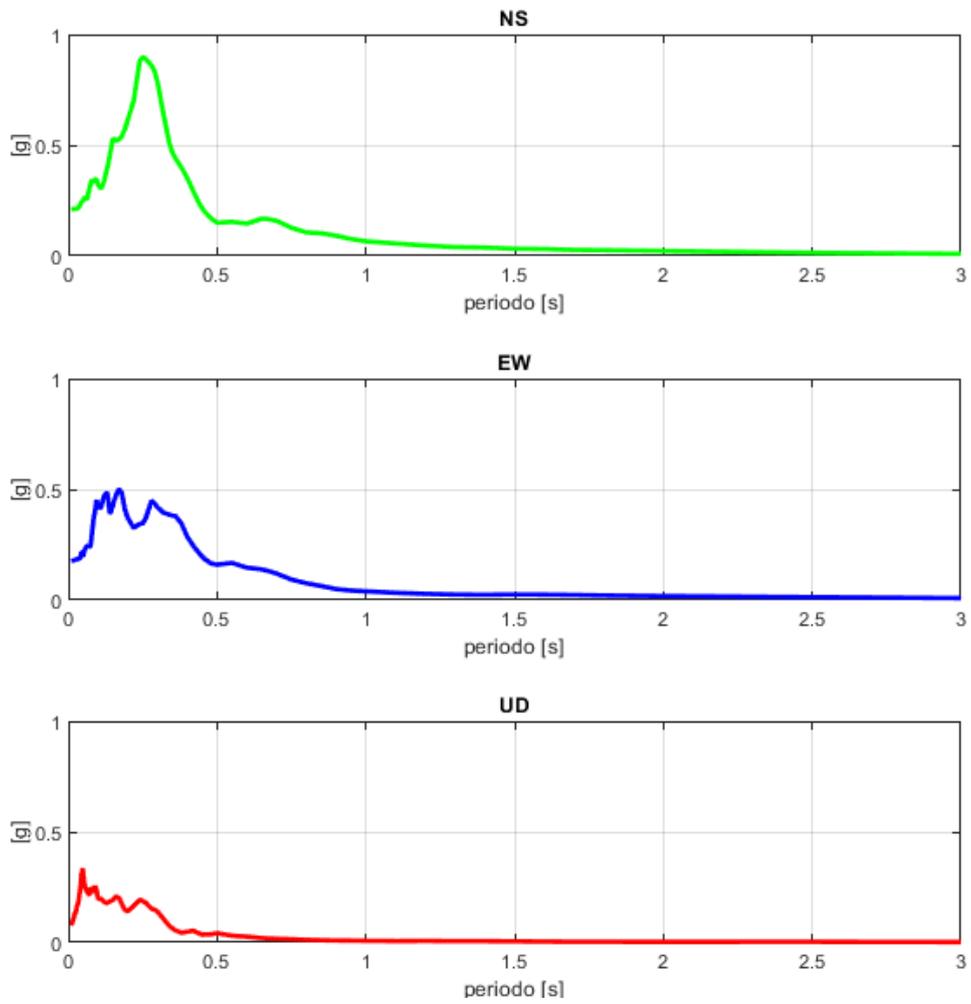
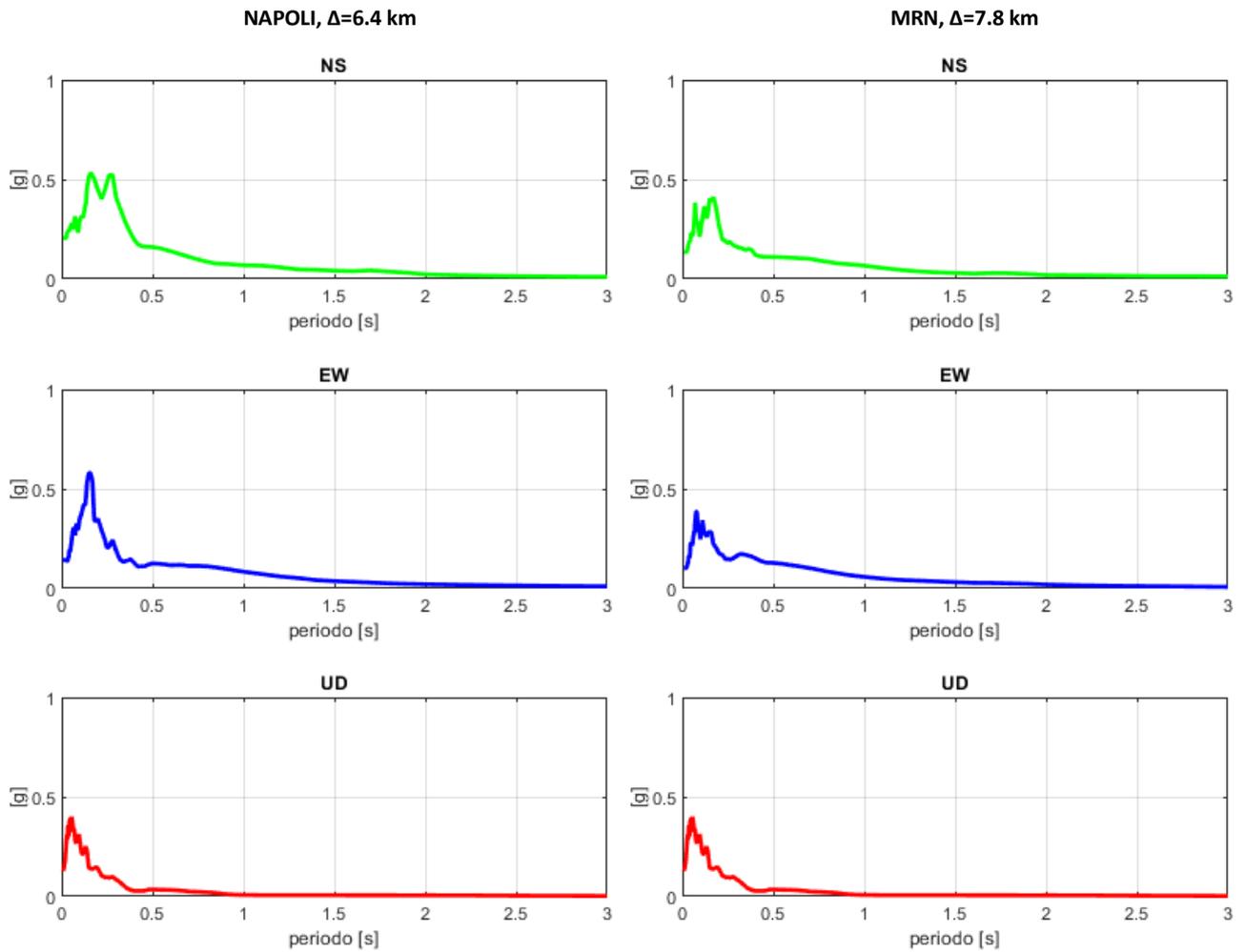


Figura 94

**IT10, 29/05/2012, 10:55:56, ML 5.3**



**Figura 95**

IT11, 29/05/2012, 07:00:02, ML 5.8

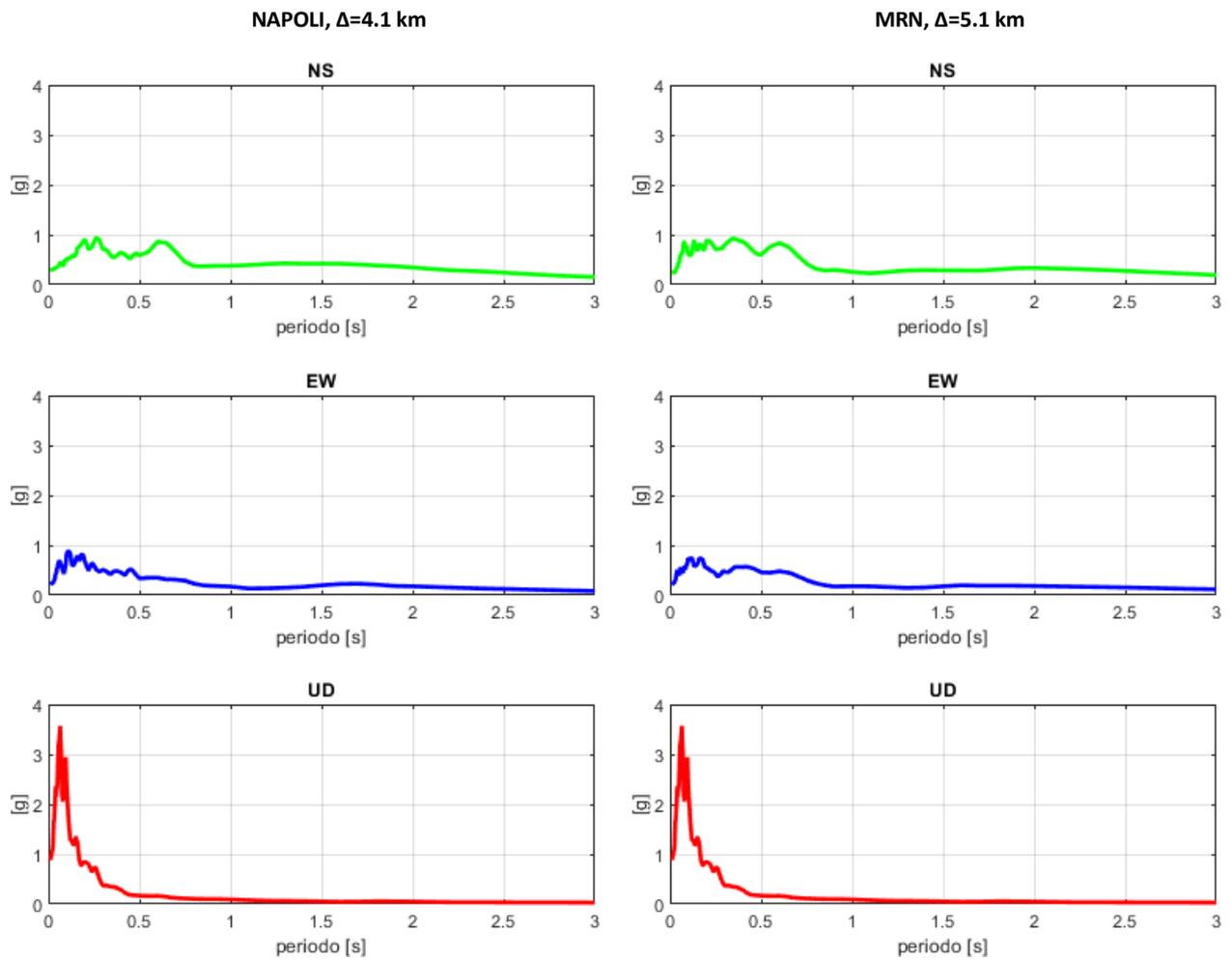


Figura 96

IT12, 03/06/2012, 19:20:43, ML 5.1

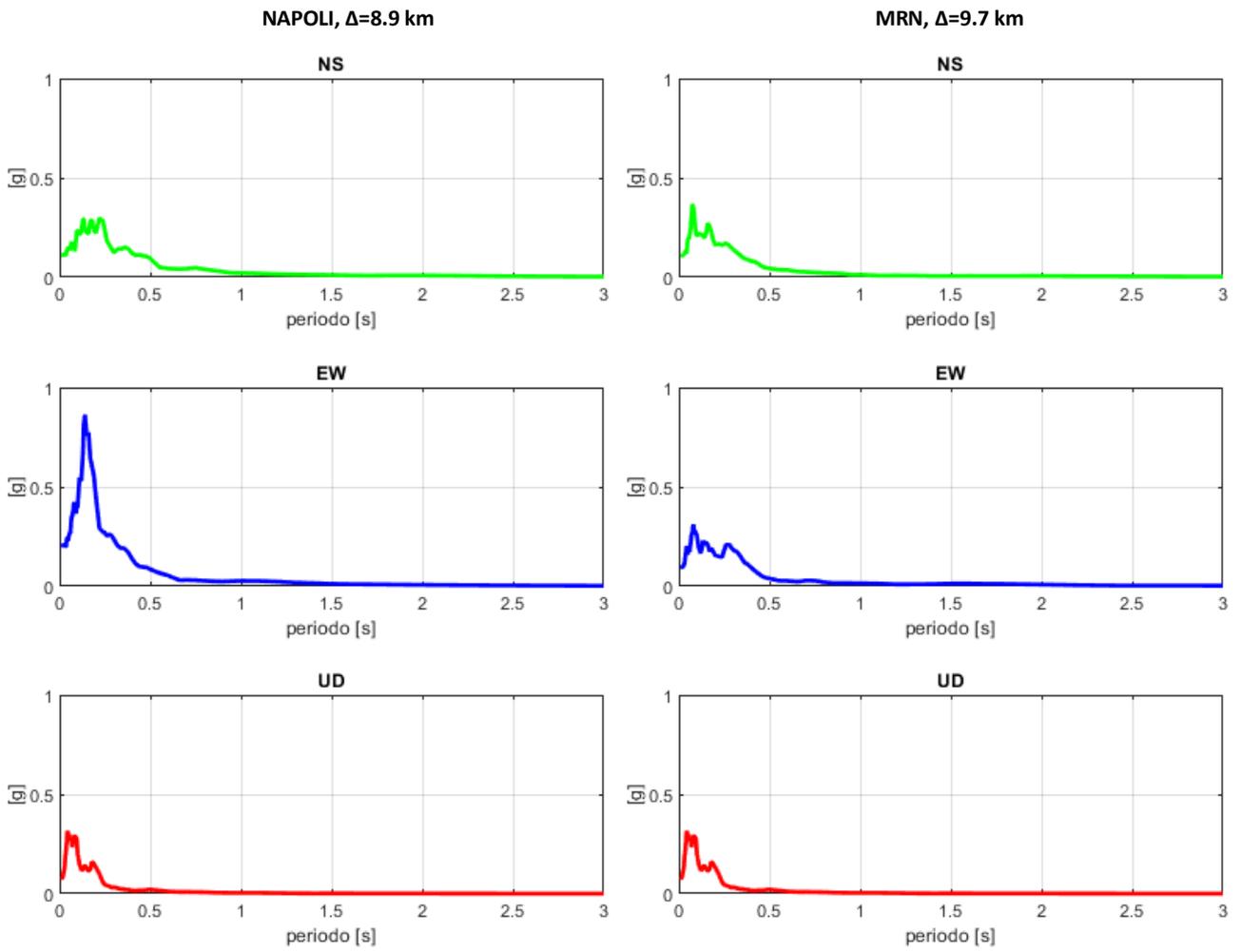


Figura 97

IT32, 29/05/2012, 11:00:22, ML 5.1

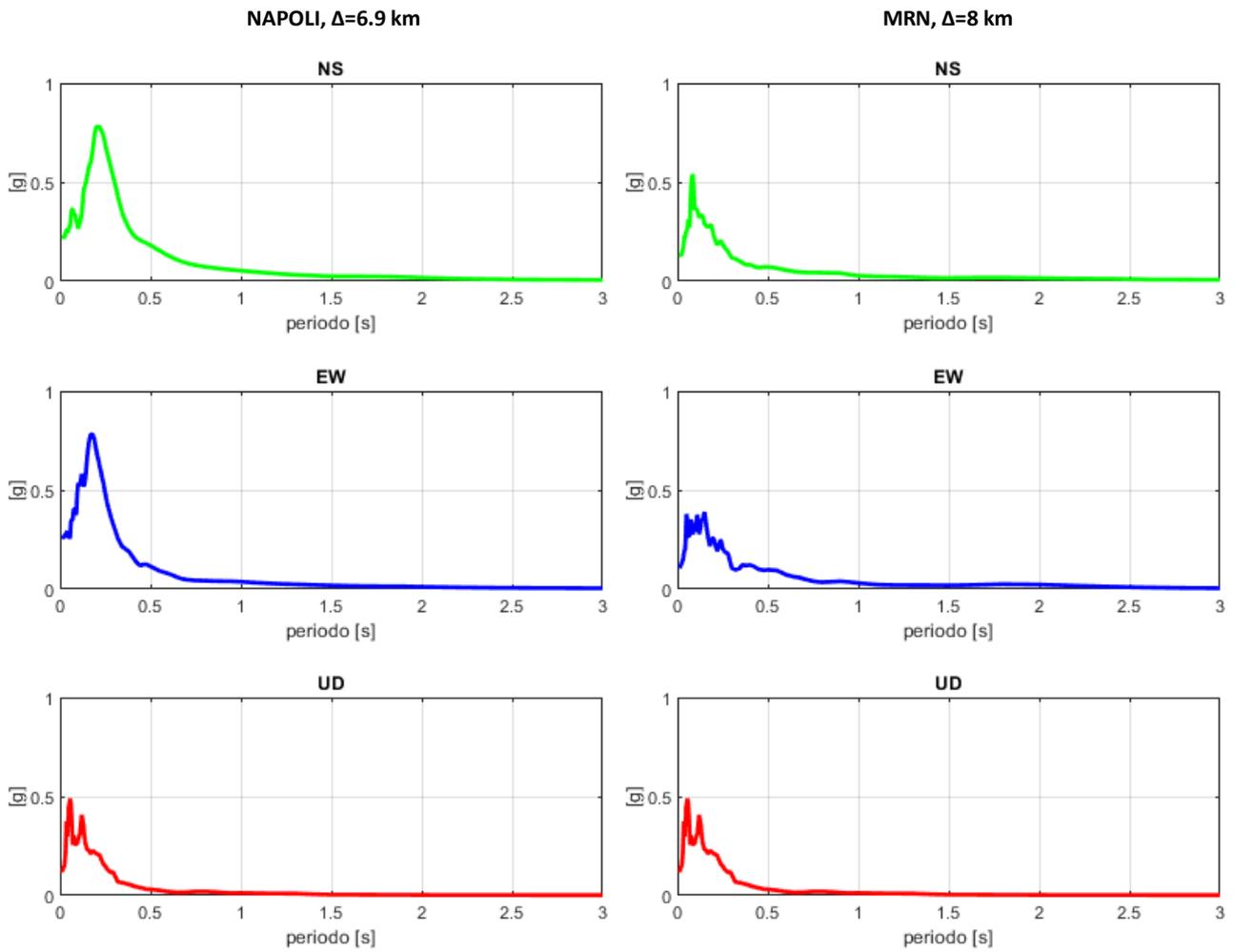


Figura 98

IT66, 29/05/2012, 08:25:51, ML 5, MRN,  $\Delta=10$  km

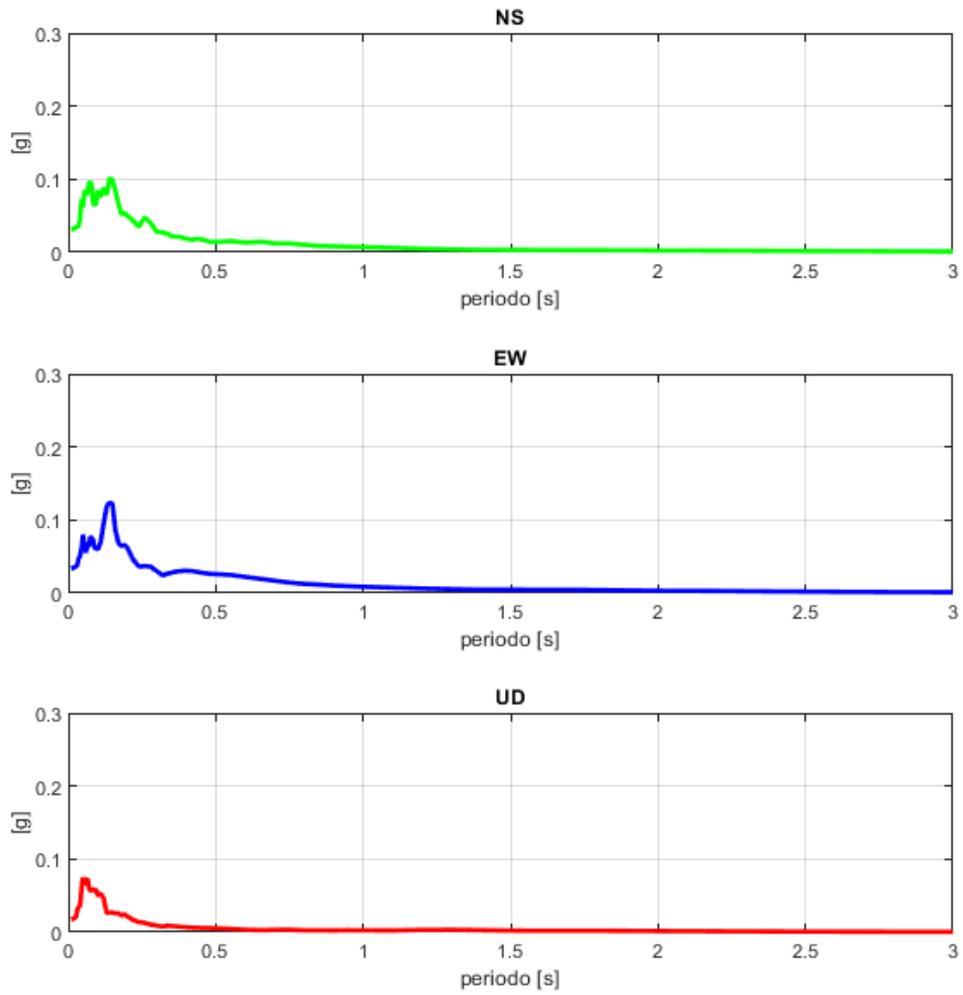


Figura 99

IT76, 29/05/2012, 11:00:01, ML 5, MRN,  $\Delta=11$  km

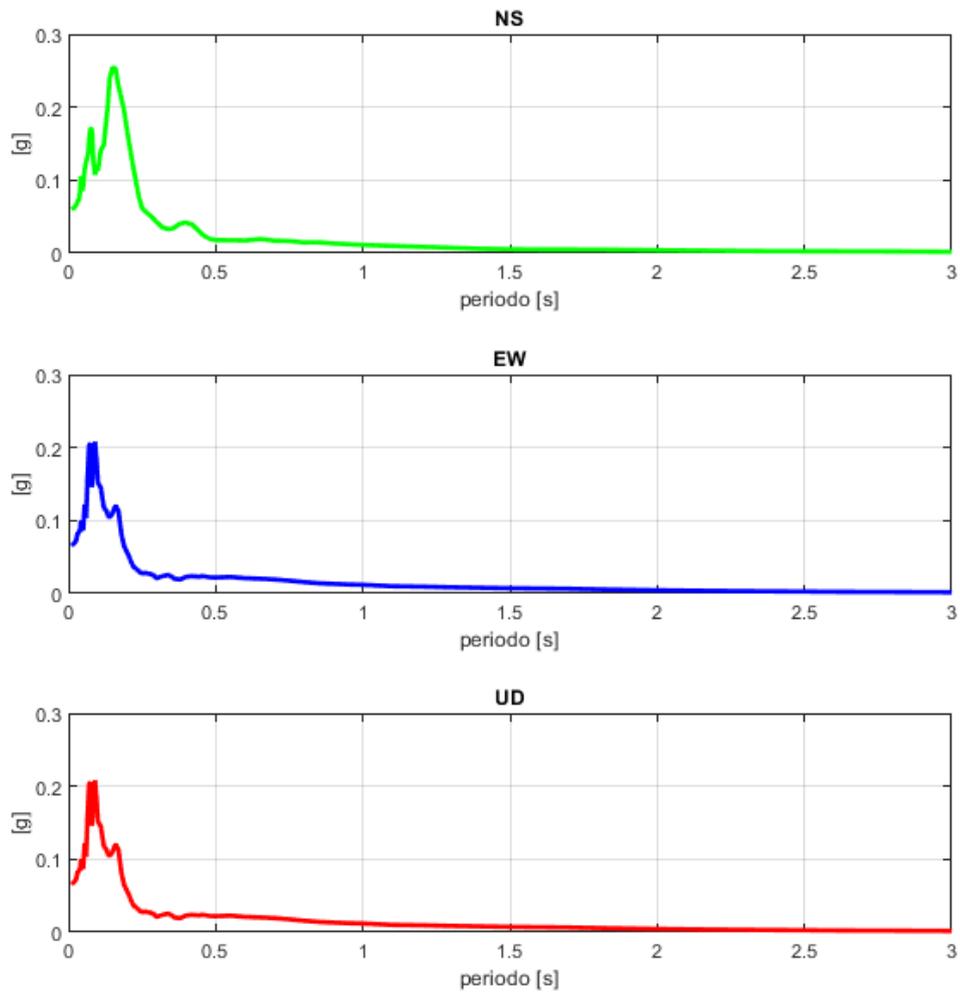


Figura 100

## BIBLIOGRAFIA

- Albarelo D., Castellaro S., 2011. *Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola*, supplemento alla rivista *Ingegneria Sismica*, N. 2.
- Alessandrini B., Bianconi R., Capone G., De Luca G., de Nardis R., Filippi L., Gorelli V., Gorini A., Marcucci S., Marsan P., Milana G., Palma F. e Pascolini M., 2004. *La rete accelerometrica nazionale (RAN): nuovi sviluppi.*, Servizio Sismico Nazionale – SSN, Roma. GNGTS – Atti del 18° Convegno Nazionale / 02.04.
- Anderson J. D., 2007. *Physical Processes that Control Strong Ground Motion*, *Treatise on Geophysics*, vol. 4.
- Andreini M., De Falco A., Giresini L., Sassu M., 2014. *Structural damage in the cities of Reggiolo and Carpi after the earthquake on May 2012 in Emilia Romagna*, *Bull Earthquake Eng*, Vol. 12, pp. 2445-2480, DOI 10.1007/s10518-014-9660-7
- Barnaba C., Priolo E., Vuan A., Romanelli M., 2007. *Site effect of the Strong-Motion Site at Tolmezzo-Ambiesta Dam in Northeastern Italy*, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 97, pp. 339-346.
- Bormann P., Trnkoczy A., Hanka W., Holcomb L. G. , Nigbor R. L., 2009. *New Manual of Seismological Observatory Practice – NMSOP*, pp. 287-393.
- Bycroft G. N., 1978. *The effect of soil-structure interaction on seismometer readings*, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 68, N. 3, pp. 823-843.
- Camassi R., Rovida A., Locati M. , Castelli V., Vigano D., Stucchi M., 2012. *I terremoti del maggio 2012 nel contesto della sismicità dell'area*, *Progettazione sismica 2012*, N. 3, pp. 53-61.
- Carydis P., Castiglioni C., Lekkas E., Kostaki I., Lebesis N., Drei A., 2012. *The Emilia Romagna, May 2012 earthquake sequence. The influence of the vertical earthquake component and related geoscientific and engineering aspects*, *Ingegneria Sismica*, N. 2-3, pp. 31-58.
- Castellaro S., Mulargia F., 2009. *The effect of Velocity Inversion on H/V*, *Pure appl. Geophys.* 166 (2009) 567-592, 0033-4553/09/040567-26, DOI 10.1007/s00024-009-0474-5.
- Castellaro S., Mulargia F., 2010. *How Far from a Building Does the Ground-Motion Free-Field Start? The Cases of Three Famous Towers and a Modern Building*, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 100, No. 5A, pp. 2080–2094, October 2010, doi: 10.1785/0120090188.
- Castellaro S., Musini G., 2020. *2D-resonance: one step behind and forward H/V*, Part 1-Concept, *Bulletin Seismological Society of America* (under review).

- Castellaro S., 2016. *The complementarity of H/V and dispersion curves*, Geophysics, Vol. 81, N.6, pp. 323-338.
- Castellaro S., Panzeri R., 2014. Site characterization of RAN stations performed by the R U 8 UNIBO in the frame of S2-2014 Project, DPC-INGV-S2-2014 Project.
- Castellaro S., Mulargia F., Padrón L. A., 2013. *The different response of apparently identical structures: a far-field lesson from the Mirandola 20th May 2012 earthquake*, Bull Earthquake Eng (2014), Vol. 12, pp. 2481-2493, DOI 10.1007/s10518-013-9505-9.
- Castellaro S., 2019. *Il terremoto secondo l'ingegnere*, Structural, 225, paper 25, ISSN 2282-3794, DOI 10.12917/STRU225.25
- Comodini F., Fagotti G., Mezzi M., 2019. *Effetti della componente verticale del terremoto nelle murature: meccanismi di III modo?*, XVII Convegno Anidid, L'ingegneria sismica in Italia, pp.160-170.
- Crouse C. B., Liang G. C., Martin G. R., 1984. *Experimental study of soil-structure interaction at an accelerograph station*, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 74, N. 5, pp. 1995-2013.
- Delladio A., 2010. *Monitoraggio sismico del territorio nazionale*, I° Workshop Tecnico, Roma 20-21 dicembre 2010, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Centro Nazionale Terremoti.
- Di Manna P., Guerrieri L., Piccardi L., Vittori E., Castaldini D., Berlusconi A., Bonadeo L., Comerci V., Ferrario F., Gambillara R., Livio F., Lucarini M., Maria Michetti A., 2012. *Ground effects induced by the 2012 seismic sequence in Emilia: implications for seismic hazard assessment in the Po Plain*, Annals of Geophysics, Vol. 55, N. 4, pp. 697-703, DOI: 10.4401/ag-6143.
- DISS Working Group (2010) - Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1. *A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).
- Ditommaso R., Mucciarelli M., 2009. *Rete Accelerometrica Nazionale: caratterizzazione dinamica delle cabine e della loro influenza sulle registrazioni accelerometriche*, GNGTS 2009, Sessione 2.3.
- Dondi L., D'Andrea M. G., 1986. *La Pianura Padana e Veneta dall'Oligocene superiore al Pleistocene*, Giornale di Geologia, serie 3, 48/1-2, pp. 197-225.
- Ercolino M., Magliulio G., Manfredi G., 2016. *The lesson learnt after Emilia-Romagna earthquakes on precast RC structures: a case-study*, 1st International Conference on Natural Hazards & Infrastructure 28-30 June, 2016, Chania, Greece.

- Luzi L., Pacor F., Ameri G., Puglia R., Burrato P., Massa M., Augliera P., Franceschina G., Lovati S., Castro R., 2013. *Overview on the Strong-Motion Data Recorded during the May–June 2012 Emilia Seismic Sequence*, Seismological Research Letters, Vol. 84, N. 4, pp. 629-644, doi: 10.1785/0220120154.
- Martelli L., Molinari F. C., 2008. *Studio Geologico finalizzato alla ricerca di potenziali serbatoi geotermici nel sottosuolo del comune di Mirandola*, Servizio geologico sismico e dei suoli, regione Emilia-Romagna.
- Mascandola C., Massa M., Barani S., Albarello D., Lovati S., Martelli L., Poggi V., 2018. *Mapping the Seismic Bedrock of the Po Plain (Italy) through Ambient-Vibration Monitoring*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 109, N. 1, pp. 164-177, DOI: 10.1785/0120180193.
- McJunkin R. D. , 1979. *Strong-motion free-field site design characteristics*, California Geology, Vol. 32, pp. 170-174.
- NTC (2018) Aggiornamento delle Norme Tecniche delle Costruzioni, decreto 17-01-2018, Gazzetta Ufficiale 42, 20-02-2018.
- Oliveto G., Liberatore L., Decanini L. D., 2011. *Evoluzione storica della normativa sismica italiana alla luce degli effetti causati dal terremoto dell'Aquila del 2009*, ANIDIS, Bari 2011.
- Pacor F., Paolucci R., Iervolino I., Nicoletti M., Ameri G., Bindi D., Cauzzi C., Chioccarelli E., D'Alema E., Luzi L., Marzorati S., Massa M., Puglia R., 2009. *Caratteristiche dei dati accelerometrici registrati durante la sequenza sismica aquilana*, Progettazione Sismica 2009, N. 3, pp. 57-68.
- Pieri M., Groppi G., 1981. *Subsurface geological structure of the Po Plain*, Pubbl. 414, PF Geodinamica, C.N.R. pp. 23.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Perfetti P., Danecek P., 2012. *Quick regional centroid moment tensor solutions for the Emilia 2012 (northern Italy) seismic sequence*, Annals of Geophysics, Vol. 55, N. 4, pp. 615-621 DOI: 10.4401/ag-6146.
- Romeo R.W., 2012. *Emilia (Italy) M5.9 earthquake on may 2012: an usual pattern of liquefaction*, Italia Journal of Engineering Geology and Environment, Vol. 2, pp. 75-84, DOI: 10.4408/IJEGE.2012-02.O-06.
- Tarabusi G., Caputo R., 2015. *Mappatura dell'anticlinale di Mirandola, Italia, mediante misure HVSR*, GNGTS 2015, sessione 1.2, pp. 75-82.
- Vannucchi G., Crespellani T., Facciorusso J., Ghinelli A., Madiari C., Puliti A., Renzi S., 2012. *Soil liquefaction phenomena observed in recent seismic events in Emilia-Romagna Region, Italy*, Ingegneria Sismica, anno XXIX – N. 2-3 – aprile-settembre 2012.

## SITOGRAFIA

<http://psc.unioneareanord.mo.it/mirandola/PSC.htm>

<https://www.testo-unico-sicurezza.com/calcolo-degli-spettro-di-risposta-sismica-ntc-2018.html>

INGV, 2014. *100 stazioni sismiche gestite dell'Istituto Nazionale di Geofisica e vulcanologia.*

[Itaca.mi.ingv.it](http://Itaca.mi.ingv.it)

## RINGRAZIAMENTI

Ringrazio la professoressa Silvia Castellaro per l'assiduità e l'impegno costante con cui mi ha seguito in questo lavoro e per la passione che mi ha trasmesso nel farlo.

Ringrazio Gabriele Tarabusi per averci fornito le misurazioni presso la stazione MRN.

Ringrazio i miei genitori che hanno sostenuto tutti miei studi credendo sempre in me e assieme ai fratelli hanno sopportato le mie ansie e miei scleri pre e post esame.

Ringrazio Riccardo per le figure 3, 4 e 5 e per avermi sempre dato la forza di continuare e non mollare anche nei momenti più bui.

Ringrazio tutti i miei zii, zie, nonni, nonne, cugini e cugine per essermi sempre accanto.

Ringrazio i miei amici, gli Acidi 2.0, per tutto quello che rappresentano per me.