

POLITECNICO DI TORINO

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

**Caratterizzazione sismica e risposta sismica
locale del sito della stazione accelerometrica
di Kumamoto (Giappone)**



Relatore:

Prof. Sebastiano Foti

Candidato:

Alessandro Sappa

Correlatori:

Prof. Renato Maria Cosentini

Prof. Cesare Comina

Ing. Federico Passeri

Ottobre 2020

A mamma e papà

Sommario

La caratterizzazione sismica del sito e la valutazione della risposta sismica locale, sono due aspetti molto importanti da considerare ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto, da tenere in conto nella progettazione delle strutture. In questo contesto, si inserisce il presente studio di Blind Prediction del sito d'indagine di Kumamoto (Giappone) proposto nell'ambito del 6th International IASPEI / IAEE Symposium (ESG6). La caratterizzazione sismica del sito in esame, è stata condotta valutando la curva di dispersione della velocità di fase del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh, utilizzando le acquisizioni di indagini sismiche non invasive, attive e passive. Entrambi i dati sono stati processati attraverso l'ausilio del software GEOPSY, con i metodi MASW per le prove attive, e i metodi f-k e SPAC per le indagini passive. I risultati sono stati confrontati qualitativamente con quelli ottenuti dall'elaborazioni condotte sulle stesse acquisizioni con tecnica beam former nel dominio della frequenza, per i dati passivi; e il codice SWAT (Surface Wave Analysis Tool), per i dati attivi; entrambi implementati in ambiente MATLAB. I dati di dispersione ottenuti sono stati considerati congiuntamente, sovrapponendoli nei diversi intervalli di frequenza a cui i diversi array hanno fornito risultati stabili, al fine di stimare un'unica curva di dispersione sperimentale, la quale è stata ottenuta mediando i risultati stabili in un numero limitato di coppie velocità di fase-frequenza e stimando la loro deviazione standard. La curva di dispersione ottenuta, con la sua deviazione standard, è stata invertita per ottenere il profilo di velocità delle onde di taglio, utilizzando l'algoritmo di inversione Neighbourhood, implementato nel software GEOPSY. I modelli di sottosuolo sono stati valutati considerando intervalli di variabilità preselezionati per le velocità delle onde di taglio e per gli spessori; assumendo invece il rapporto di Poisson e la densità di ogni strato costanti sulla base di informazioni a priori. I risultati ottenuti sono stati confrontati qualitativamente con le analisi condotte utilizzando l'algoritmo di inversione Monte Carlo. Per la convalida del modello di sottosuolo, si sono considerate inoltre le informazioni sul periodo di picco delle curve di ellitticità, ottenute dall'elaborazione HVSR dei dati dell'indagine passive. I risultati dell'inversione, in termini di miglior profilo e gruppo di modelli aventi minore misfit rispetto alla curva di dispersione ottenuta dall'indagine sismiche, sono stati utilizzati per simulare le funzioni di trasferimento teoriche del sottosuolo con l'ausilio del codice DEEPSOIL. A tal fine, per la valutazione della risposta sismica locale, sono state eseguite sia analisi lineari che analisi non lineare (e non lineari equivalenti) considerando i weak motion e gli strong motion dello sciame sismico di Kumamoto del 2016. I risultati delle analisi di risposta del sito vengono discussi con particolare attenzione alla loro variabilità in funzione dell'incertezza nella valutazione del profilo di velocità delle onde di taglio, e del comportamento non lineare del sottosuolo in occasione di eventi sismici a diversa intensità.

Abstract

The seismic site characterization and the evaluation of the local seismic response are two very important aspects to be taken into account for the definition of the project seismic action. In this context, it is inserted, the present Blind Prediction study of the survey site of Kumamoto (Japan) during the 6th International IASPEI / IAEE Symposium (ESG6). The seismic characterization of the site of Kumamoto was conducted by evaluating phase velocity dispersion curve of fundamental mode of Rayleigh-wave, using the acquisitions of non-invasive seismic surveys. Both data were processed with GEOPSY software, in terms of MASW methods for active records, and f-k and SPAC analyses for passive investigations. The results obtained with this procedure were qualitatively compared with results obtained from the processing of the same seismic records with code SWAT (Surface Wave Analysis Tool) for active data, developed in MATLAB environment at Politecnico di Torino, and for passive data a frequency domain beam former technique, implemented in a MATLAB code. Dispersion data coming from analyses were considered jointly in order to estimate a single experimental dispersion curve for the site. With this aim all the extracted phase velocity - frequency data were plotted together in the different frequency ranges at which the different arrays gave stable results. The final determined dispersion curve was obtained by averaging the stable results in a limited number of phase velocity - frequency pairs and estimating also their standard deviation. The experimental dispersion curve, with its standard deviation, was inverted to get an S-wave velocity profile using a Neighbourhood algorithm implemented in GEOPSY. The soil model consisted in layer deposit with preselected ranges of variability for the shear wave velocities and thicknesses. Poisson's ratio and density of each layer were assumed constant based on a-priori information. The results obtained were qualitatively compared with results obtained from the inversion of the dispersion curve with improved Monte Carlo inversion algorithm implemented in MATLAB. For the validation of the subsurface model was considered the information on the peak period of the ellipticity curves, obtained from the HVSR processing of the passive survey data. The inversion results, in terms of the best profile and group of models having a misfit on the dispersion curve lower than a certain threshold, were used to simulate the theoretical transfer functions of the subsoil by means of the DEEPSOIL code. For the evaluation of the local seismic response, both linear and non-linear (and non-linear equivalent) analyses were performed considering the weak motion and the strong motion of the 2016 Kumamoto earthquake. The results of the site response analyses are discussed with specific focus on their variability as a function of the uncertainty in the shear wave velocity profile, and the non-linear behavior of the subsoil in occasion of seismic events with different intensity.

Indice generale

<i>Sommario</i>	<i>i</i>
<i>Abstract</i>	<i>i</i>
<i>Indice generale</i>	<i>iii</i>
<i>Elenco delle figure</i>	<i>v</i>
<i>Elenco delle tabelle</i>	<i>xiii</i>
1. Introduzione	1
2. Cenni teorici sulla caratterizzazione geotecnico sismica di un sito	3
2.1 Inquadramento geodinamico e geologico del sito	3
2.2 Indagini sismiche in sito per la caratterizzazione	3
2.2.1 Teoria delle onde di volume.....	3
2.2.2 Teoria delle onde superficiali.....	4
2.2.3 Prove sismiche in sito.....	6
2.3 Esecuzione e processamento dati di indagini sismiche	8
3. Cenni teorici sulla valutazione della risposta sismica locale	11
3.1 Comportamento meccanico del terreno	12
3.2 Analisi di risposta sismica locale	14
3.2.1 Risposta sismica locale di terreni con comportamento lineare.....	14
3.2.2 Risposta sismica locale di terreni con comportamento non lineare.....	15
4. Inquadramento geografico e geologico dell'area di studio	17
4.1 Inquadramento geografico del sito di Kumamoto	17
4.2 Inquadramento geodinamico del Giappone	18
4.2.1 Sismicità del Giappone e terremoto di Kumamoto del 2016.....	20
4.3 Inquadramento geologico del sito di Kumamoto	22
5. Identificazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto	25
5.1 Descrizione dei dataset	25
5.1.1 Dataset prove attivi.....	25
5.1.2 Dataset prove passive.....	28
5.2 Elaborazione delle curve di dispersione dai dati attivi	33
5.3 Elaborazione delle curve di dispersione dai dati passivi	35
5.4 Curva di dispersione del sito	41
5.4.1 Discussione dei risultati e confronto con studi pregressi.....	43
5.5 Elaborazione dei dati passivi mediante metodo dei rapporti spettrali HVSr	45
5.5.1 Metodo dei rapporti spettrali HVSr.....	45
5.5.2 Valutazione della qualità delle misure.....	48
5.5.3 Elaborazione dei dati.....	51
5.5.4 Curva di ellitticità del sito.....	53
5.6 Processo di inversione e determinazione del profilo stratigrafico	55
5.6.1 Confronto con analisi inversione MATLAB e discussione dei risultati.....	65
5.6.2 Determinazione del profilo stratigrafico del sito di Kumamoto.....	68
5.6.3 Confronto con caratterizzazione sismica mediante indagine invasiva.....	71

6.	<i>Simulazione registrazioni “weak motion” nel sito di Kumamoto.....</i>	73
6.1	<i>Introduzione.....</i>	73
6.1.1	Dataset registrazioni “weak motion”	73
6.2	<i>Risposta sismica locale lineare</i>	75
6.2.1	Funzioni trasferimento sperimentali	82
6.2.2	Funzioni trasferimento teoriche	90
6.2.3	“Weak motion” nella stazione accelerometrica di Kumamoto	93
7.	<i>Simulazione registrazioni “strong motion” nel sito di Kumamoto.....</i>	97
7.1	<i>Introduzione.....</i>	97
7.1.1	Dataset registrazioni “strong motion”	98
7.1.2	Comportamento meccanico del deposito di terreno di Kumamoto.....	100
7.3	<i>Risposta sismica locale non lineare.....</i>	103
7.2.1	“Foreshock” nella stazione accelerometrica di Kumamoto	106
7.2.2	“Mainshock” nella stazione accelerometrica di Kumamoto	109
8.	<i>Conclusioni.....</i>	113
A.	<i>Allegato: Risultati indagine attiva.....</i>	115
B.	<i>Allegato: Risultati indagine passive</i>	125
C.	<i>Allegato: Caratterizzazione sismica del sito di Kumamoto (Giappone).....</i>	131
D.	<i>Allegato: Risposta sismica locale del sito di Kumamoto (Giappone)</i>	135
	<i>Bibliografia.....</i>	139
	<i>Sitografia e Software</i>	144
	<i>Ringraziamenti.....</i>	145

Elenco delle figure

Figura 2.1 Propagazione delle onde di Rayleigh e delle onde di Love (da Bolt, 1987).....	4
Figura 2.2 Rapporti di ampiezza delle componenti del moto delle onde di Rayleigh, in funzione della profondità normalizzata in un semispazio omogeneo elastico-lineare (Richart et al., 1970).	4
Figura 2.3 a) Dispersione geometrica delle onde superficiali in mezzi stratificati, b) curva di dispersione in dominio velocità-lunghezza d'onda e velocità-frequenza (c) (da Foti et al. 2017) .	6
Figura 2.4 Disposizione dei sensori per differenti prove geofisiche attive: a) SASW e b) MASW (da Pelekis & Athanasopoulos, 2011)	7
Figura 2.5 Disposizione dei sensori per differenti prove geofisiche passive: a) array circolare, b) array lineare della tecnica ReMi (da Pelekis & Athanasopoulos, 2011).....	8
Figura 2.6 Processo di determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio preliminare, con il metodo “Steady State Rayleigh Method” (da Foti, 2000)	10
Figura 3.1 Rappresentazione schematica della valutazione della risposta sismica locale di un deposito di terreno	12
Figura 3.2 Comportamento meccanico dei terreni (da Lanzo & Silvestri, 1999).....	13
Figura 4.1 Localizzazione geografica dell'arcipelago del Giappone e posizione del sito di Kumamoto (da Google Earth)	17
Figura 4.2 Localizzazione del sito Target nella città di Kumamoto (da Google Earth).....	18
Figura 4.3 Inquadramento geodinamico del Giappone (da Taira 2001)	18
Figura 4.4 Faglie attive nella regione di Kyushu (da Active fault database of Japan, AIST).....	20
Figura 4.5 Mappa dell'area studio del terremoto di Kumamoto del 2016. La stella blu e rossa denotano rispettivamente l'epicentro del foreshock e mainshock. I triangoli indicano le stazioni di registrazioni dell'area. Le linee marroni rappresentano le tracce in superficie delle faglie attive individuate da Nakata e Imaizumi nel 2002 (da Asano, 2016).....	21
Figura 4.6 Localizzazione dei sondaggi geognostici (da KuniJiban) rispetto il sito Target d'indagine (da Google Earth)	22
Figura 4.7 Stratigrafia no.4 (da Ishizaka et al., 1995) e indicazione tipologia degli strati e il relativo spessore	23
Figura 4.8 Curva di dispersione e relativi profili di velocità relativi alle registrazioni nella città di Kumamoto (da Chimoto et al., 2016)	24
Figura 5.1 Posizionamento dello stendimento nel sito d'indagine (da Google Earth).....	25
Figura 5.2 Caratteristiche geometriche dello stendimento.....	26
Figura 5.3 Esecuzione dell'indagine MASW	26
Figura 5.4 Sismogramma dello scoppio n.706 (forward)	27
Figura 5.5 Sismogramma dello scoppio n.718 (reverse)	27
Figura 5.6 Disposizione dei sensori dell'array KUM-LL, dimensione media dei doppi triangoli (481, 962 m) (da Google Earth).....	28
Figura 5.7 Disposizione dei sensori dell'array KUM-M, dimensione media dei doppi triangoli (122, 243 m) (da Google Earth).....	28
Figura 5.8 Disposizione dei sensori dell'array KUM-SM, dimensione media dei doppi triangoli (39, 78 m) (da Google Earth).....	29
Figura 5.9 Disposizione dei sensori degli array KUM-S (sinistra) e KUM-SS1 (destra) , e dimensione media dei doppi triangoli rispettivamente (10, 20 m) e (1, 2 m) (da Google Earth) .	29
Figura 5.10 Disposizione spaziale degli array KUM-LL, KUM-M e KUM-SM	30
Figura 5.11 Disposizione spaziale, nel sito d'indagine degli array KUM-S e KUM-SS1 (da Google Earth).....	31

Figura 5.12 RegISTRAZIONI dei microtremori, nella componente UD, dei sensori dell'array KUM-LL, nell'intervallo di registrazione 03:00-04:00 (1 h) del 27/05/2019	32
Figura 5.13 Spettro velocità di fase-frequenza dello scoppio n.706, e relativo picking della curva di dispersione.....	33
Figura 5.14 Curva di dispersione di ogni scoppio forward (da n .706 a n.716) e stack forward ..	34
Figura 5.15 Curva di dispersione di ogni scoppio reverse (da n .718 a n.716) e stack reverse.....	34
Figura 5.16 Processo di elaborazione delle prove passive con la tecnica f-k (da Foti et al., 2017)	35
Figura 5.17 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-LL e picking della curva di dispersione	36
Figura 5.18 Processamento con tecnica SPAC; a, b) Mappa co-array e ring; c) Funzioni di autocorrelazione spaziale per ciascun ring; d) Istogramma di dispersione (da Foti et al., 2017) .	37
Figura 5.19 Curva di dispersione dell'array KUM-LL, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e f-k (in rosso).....	38
Figura 5.20 Curva di dispersione dell'array KUM-M, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e f-k (in rosso).....	38
Figura 5.21 Curva di dispersione dell'array KUM-SM, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e f-k (in rosso).....	39
Figura 5.22 Curva di dispersione dell'array KUM-S, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e f-k (in rosso).....	39
Figura 5.23 Curva di dispersione dell'array KUM-SS1, ottenuta con la tecnica SPAC.....	40
Figura 5.24 Risultati dell'interpretazione dei dati delle indagini attive e passive condotta con il software GEOPSY	41
Figura 5.25 Particolare della Figura 5.24 nel intervallo di velocità tra 100 e 400 m/s	41
Figura 5.26 Curva di dispersione caratteristica finale del deposito di terreno di Kumamoto e deviazione standard di ogni punto (cortesia Prof. Comina).....	42
Figura 5.27 Confronto tra la curva di dispersione caratteristica finale, la curva di dispersione di letteratura (KC04) e i risultati dell'interpretazione dei dati dell'array KUM-SS1.....	43
Figura 5.28 Confronto tra la curva di dispersione caratteristica finale e i risultati dell'interpretazione dei dati delle indagini attive e passive condotta con il software MATLAB .	44
Figura 5.29 Esempio scomposizione segnale in finestre temporali per la registrazioni dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)	46
Figura 5.30 Esempio curve H/V per le singole finestre temporali e curva di ellitticità finale. Analisi registrazioni strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY).....	47
Figura 5.31 Esempio della valutazione della stazionarietà e della direzionalità del rapporto H/V per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)	49
Figura 5.32 Esempio spettri delle singole componenti per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)	49
Figura 5.33 Criteri SESAME. Estratto da "Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation".....	50
Figura 5.34 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-LL.....	51
Figura 5.35 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-SM.....	51
Figura 5.36 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-S	52
Figura 5.37 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-SS1	52
Figura 5.38 Curve di ellitticità finali degli array KUM-LL, KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1	52
Figura 5.39 Curve di ellitticità del sensore n.3 dell'array KUM-SM (linee rosse) e del sensore n.5 dell'array KUM-S (linee blu); e relativi intervalli di confidenza della curva H/V	54
Figura 5.40 Evoluzione delle celle per successive iterazioni; esse si concentrano laddove il misfit è più basso (da Sambridge, 1999).....	55

Figura 5.41 Profilo di velocità delle onde di taglio iniziale, determinato a partire dalle indicazioni del metodo “Steady State Rayleigh Method”	56
Figura 5.42 Inversione n.1. (A) Profili di velocità accettabili con misfit inferiore a 0.4 (B) Profili di velocità accettabili a minore misfit (0.219818)	59
Figura 5.43 Inversione n.1. Confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati, con misfit inferiore a 0.4, e la curva di dispersione sperimentale (in nero)	59
Figura 5.44 Inversione n.2. (A) Profili di velocità accettabili con misfit inferiore a 0.3 (B) Profili di velocità accettabili a minore misfit (0.225578)	60
Figura 5.45 Inversione n.2. Confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati, con misfit inferiore a 0.3, e la curva di dispersione sperimentale (in nero)	60
Figura 5.46 Inversione n.3. (A) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.25 (16361 modelli) (B) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.2255 (20 modelli, in grigio il profilo con minore misfit)	62
Figura 5.47 Inversione n.3. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 20 profili elaborati (misfit inferiore a 0.2255), e la curva di dispersione sperimentale (in nero)	62
Figura 5.48 Inversione n.4. (A) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.25 (3626 modelli) (B) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.2345 (26 modelli, in grigio il profilo con minore misfit)	63
Figura 5.49 Inversione n.4. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 26 profili elaborati (misfit inferiore a 0.2345), e la curva di dispersione sperimentale (in nero)	63
Figura 5.50 Profili di velocità accettabili (analisi condotte con MATLAB), in rosso il profilo stratigrafico con minore misfit (0.5145) (da Cardinale, 2020)	65
Figura 5.51 Confronto tra la curva di dispersione sperimentale e le curve di dispersione caratteristiche dei profili stratigrafici di Figura 5.50 (da Cardinale, 2020)	66
Figura 5.52 Inversione definitiva. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 45 profili (in blu) e la curva di dispersione sperimentale (in rosso) (Cortesia Prof. Comina)	68
Figura 5.53 Inversione definitiva. Migliori 45 profili di velocità (in grigio scuro i profili a migliore misfit, in blu profilo di velocità a minore misfit), e profilo di velocità “Best profile” (in rosso) (cortesia Prof. Comina)	69
Figura 5.54 Confronto tra il “Best Profile” e il profilo stratigrafico “Blind Prediction”, realizzato dagli organizzatori del ESG6 considerando congiuntamente le informazioni derivanti dall’indagine stratigrafica della Oyo Corporation (2020) e il modello di sottosuolo elaborato da Senna et al. (2018)	71
Figura 6.1 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento n.1, nella componente EW, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)	75
Figura 6.2 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento target, nella componente NS, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)	79
Figura 6.3 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento target, nella componente EW, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)	79
Figura 6.4 Spettro di Fourier dell’evento target, componente NS, stazione KU.KMP1	80
Figura 6.5 Spettro di Fourier dell’evento target, componente EW, stazione KU.KMP1	80
Figura 6.6 Variazione con la frequenza del filtro “Butterworth”, band-pass 0.25 - 25 Hz, ordine quattro	81
Figura 6.7 Confronto filtri di smoothing (“Hanning Window” e “Hamming Window”)	83
Figura 6.8 Posizionamento degli eventi sismici considerati (stelle rosse), delle stazioni di registrazione (puntatori blu) e dei siti d’indagine (cerchi azzurri): KC03 da letteratura di Chimoto et al. (2016), KR02 e KR04 da letteratura di Tsuno et al., 2017 (da Google Earth)	84
Figura 6.9 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con ipocentro nei pressi della caldera del mt. Aso, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)	84

Figura 6.10 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con ipocentro nella piana alluvionale di Kumamoto e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera) ...	85
Figura 6.11 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0 g e 0.02 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)...	86
Figura 6.12 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0.02 g e 0.05 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)	86
Figura 6.13 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0.05 g e 0.15 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)	87
Figura 6.14 Confronto tra le funzioni sperimentali medie in precedenza calcolate (Figura 6.9, Figura 6.10, Figura 6.11, Figura 6.12 e Figura 6.13).....	87
Figura 6.15 Confronto tra i fattori di amplificazione di vari siti dell'isola di Kyushu. Il sito d'indagine KC03 appartiene alla prefettura di Kumamoto (da Chimoto et al., 2016).....	88
Figura 6.16 Confronto tra i fattori di amplificazione dei siti KR02 e KR04 per i "weak motion" e lo "strong motion". Dove N, indica il numero di eventi considerati per il calcolo della funzione di trasferimento (da Tsuno et al., 2017).....	89
Figura 6.17 Funzioni di trasferimento teoriche dei 45 profili a minore misfit da analisi visco-elastica lineare con damping 1%	91
Figura 6.18 Confronto tra la funzione di trasferimento sperimentale, e le funzioni di trasferimento teorica media dei 39 migliori modelli di sottosuolo, del profilo a minore misfit e del profilo che meglio approssima la funzione sperimentale (analisi con damping 1% e 2%).....	91
Figura 6.19 Profilo di velocità delle onde di taglio del Best profile (linea rossa) e del Profilo n.30 (linea blu)	92
Figura 6.20 Funzione di trasferimento teorica del evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%) per il "Best profile" (linea rossa) e per il "Profilo n.30" (linea blu)	93
Figura 6.21 Deformazioni massime indotte dall'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%), al variare della profondità, per il "Best profile" (grafico di sinistra) e per il "Profilo n.30" (grafico di destra)	94
Figura 6.22 Storie temporali in superficie, nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", dell'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%. Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	95
Figura 6.23 Storie temporali in superficie, nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Profilo n.30", dell'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%. Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	95
Figura 6.24 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie ("Best profile": linee rosse, grafico sinistra. "Profilo n.30": linee blu, grafico destra) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%).....	95
Figura 6.25 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie ("Best profile", linee rosse; e "Profilo n.30", linee blu) delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%)	96
Figura 7.1 Localizzazione del sito Target (sito d'indagine), del sito di riferimento del mt. Kinbo (SEVO) e degli epicentri del Mainshock e del Foreshock dell'evento sismico del 2016 che ha interessato la prefettura di Kumamoto (da Google Earth).....	97
Figura 7.2 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell'evento sismico "Foreshock", nella componente NS (grafici sinistra) e EW (grafici destra), acquisite dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu).....	98
Figura 7.3 Spettri di Fourier dell'evento sismico "Foreshock", nella componente NS (grafico sinistra) e EW (grafico destra), acquisito dalla stazione KU.KMP1.....	98

Figura 7.4 Storie temporale dell'evento sismico "Mainshock" nella componente NS (grafici sinistra) e EW (grafici destra), acquisite dalla stazione KU.KMP1.....	99
Figura 7.5 Spettri di Fourier dell'evento sismico "Mainshock", nella componente NS (grafico sinistra) e EW (grafico destra), acquisito dalla stazione KU.KMP1.....	99
Figura 7.6 Risultati delle prove triassiale cicliche (da Oyo Corporation, 2020). Le curve di decadimento del modulo di taglio normalizzate (G/G_0), e le curve del rapporto di smorzamento (D) al variare del livello deformativo (per i campioni T1, T2, T3, T4 e T5); corrette tenendo in conto della resistenza al taglio dei materiali (modello di DEEPSOIL GQ/H). E curve di decadimento delle argille $PI=25$ (da Darendeli, 2001) e delle ghiaie (da Rollins, 1998)	102
Figura 7.7 Funzioni di trasferimento dell'analisi EQL (linee tratteggiate) e NL (linee continue), per l'evento sismico "Foreshock" (componente NS, linee rosse; componente EW, linee blu), nell'ipotesi di modello di sottosuolo "Best profile"	103
Figura 7.8 Funzioni di trasferimento dell'analisi EQL (linee tratteggiate) e NL (linee continue), per l'evento sismico "Mainshock" (componente NS, linee rosse, e componente EW, linee blu), nell'ipotesi di modello di sottosuolo "Best profile"	104
Figura 7.9 Deformazioni massime indotte dall'evento sismico "Foreshock" (linee blu) e dall'evento sismico "Mainshock" (linee rosse), nell'ipotesi di modello di sottosuolo "Best profile"; sia per l'analisi EQL (grafico di sinistra) e che per l'analisi NL (grafico di destra)	105
Figura 7.10 Storie temporali dell'analisi EQL (in superficie), nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", per l'evento sismico "Foreshock" (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	106
Figura 7.11 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee blu) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Foreshock" (analisi EQL). 106	
Figura 7.12 Storie temporali dell'analisi NL (in superficie), nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", per l'evento sismico "Foreshock" (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	107
Figura 7.13 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee rosse) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Foreshock" (analisi NL) ...	107
Figura 7.14 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie (Analisi EQL, linee blu; e analisi NL, linee rosse), delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Foreshock"	108
Figura 7.15 Storie temporali dell'analisi EQL (in superficie), nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", per l'evento sismico "Mainshock" (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	109
Figura 7.16 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee blu) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Mainshock" (analisi EQL)	109
Figura 7.17 Storie temporali dell'analisi NL (in superficie), nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", per l'evento sismico "Mainshock" (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra).....	110
Figura 7.18 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee rosse) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Mainshock" (analisi NL) ..	110
Figura 7.19 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie (Analisi EQL, linee blu; e analisi NL, linee rosse), delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Mainshock"	111
Figura A.1 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.706.....	115
Figura A.2 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.707.....	115
Figura A.3 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.708.....	115

Figura A.4 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.709.....	116
Figura A.5 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.710.....	116
Figura A.6 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.711.....	116
Figura A.7 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.712.....	117
Figura A.8 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.713.....	117
Figura A.9 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.714.....	117
Figura A.10 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.715.....	118
Figura A.11 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.716.....	118
Figura A.12 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio forward.....	118
Figura A.13 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.718.....	119
Figura A.14 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.719.....	119
Figura A.15 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.720.....	119
Figura A.16 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.721.....	120
Figura A.17 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.722.....	120
Figura A.18 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.723.....	120
Figura A.19 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.724.....	121
Figura A.20 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.725.....	121
Figura A.21 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.726.....	121
Figura A.22 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.727.....	122
Figura A.23 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.728.....	122
Figura A.24 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.729.....	122
Figura A.25 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.730.....	123
Figura A.26 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio reverse	123
Figura B.1 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-LL e picking della curva di dispersione	125
Figura B.2 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-LL, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi	125

Figura B.3 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-M e picking della curva di dispersione	126
Figura B.4 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-M, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi	126
Figura B.5 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-SM e picking della curva di dispersione	127
Figura B.6 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-SM, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi	127
Figura B.7 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-S e picking della curva di dispersione	128
Figura B.8 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-S, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi	128
Figura B.9 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-SS1, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi	129

Elenco delle tabelle

Tabella 4.1 Proprietà fisico meccaniche delle argille di Ariake (Khamehchiyan & Iwao, 1994).	24
Tabella 5.1 Coordinate dei sensori dell'array KUM-LL nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S.....	29
Tabella 5.2 Coordinate dei sensori dell'array KUM-M nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S.....	30
Tabella 5.3 Coordinate dei sensori dell'array KUM-SM nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S.....	30
Tabella 5.4 Coordinate dei sensori degli array KUM-S e KUM-SS1 nel sistema di riferimento locale, e le coordinate dei punti centrali nel sistema di riferimento WGS84.....	31
Tabella 5.5 Riassunto delle misurazioni passive effettuate nel sito d'indagine.....	32
Tabella 5.6 Frequenza di risonanza, e relativa ampiezza del sensore n.3 dell'array KUM-SM e del sensore n. 5 dell'array KUM-S.....	53
Tabella 5.7 Valori e intervalli di variazione dei parametri del modello per l'inversione n.1 e n.258	
Tabella 5.8 Valori e intervalli di variazione dei parametri del modello per l'inversione n.3 e n.461	
Tabella 5.9 Confronto tra la posizione delle interfacce del profilo a minore misfit dell'inversione n.3, e le frequenze di risonanza del deposito di terreno individuate dall'elaborazioni HVS.....	67
Tabella 5.10 Confronto tra la posizione delle interfacce del profilo a minore misfit dell'inversione n.4, e le frequenze di risonanza del deposito di terreno individuate dall'elaborazioni HVS.....	67
Tabella 5.11 Profilo stratigrafico definitivo del sito d'indagine di Kumamoto (media e deviazione standard) (cortesia Prof. Comina).....	69
Tabella 5.12 Caratteristiche del profilo stratigrafico "Blind Prediction" realizzato dagli organizzatori del ESG6 considerando congiuntamente le informazione derivanti dall'indagine stratigrafica della Oyo Corporation (2020) e il modello di sottosuolo elaborato da Senna et al. (2018)	72
Tabella 6.1 Dettagli eventi sismici "weak motion"	74
Tabella 6.2 Caratteristiche meccanismi di origine degli eventi sismici (da F-net)	74
Tabella 6.3 Ground motion parameters degli eventi sismici	77
Tabella 6.4 Ground motion parameters dell'evento TARGET, acquisita dalla stazione KU.KMP1	81
Tabella 6.5 Coordinate geografiche delle stazioni d'acquisizione situate nel sito di previsione (KUMA) e nel sito di riferimento (mt. Kimbo, KU.KMP1 – SEVO)	83
Tabella 6.6 Stratigrafia Best profile" e Profilo n.30"	92
Tabella 6.7 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell'evento sismico TARGET in outcrop e in superficie per i modelli di sottosuolo ipotizzati.....	96
Tabella 7.1 Ground motion parameters dell'evento sismico "Foreshock" corretto, e dell'evento sismico "Mainshock"; acquisiti dalla stazione di registrazione KU.KMP1.....	100
Tabella 7.2 Stratigrafia del sito d'indagine e posizione dei campioni indisturbati prelevati (da Oyo Corporation, 2020)	101
Tabella 7.3 Risultati della prova penetrometrica standard (SPT, da Oyo Corporation, 2020) e resistenza al taglio stimata dei primi metri del deposito di terreno di Kumamoto.....	101
Tabella 7.4 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell'evento sismico "Foreshock" in outcrop e in superficie; sia per l'analisi EQL che per l'analisi NL.....	108
Tabella 7.5 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell'evento sismico "Mainshock" in outcrop e in superficie; sia per l'analisi EQL che per l'analisi NL.....	111

Tabella B.1 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-LL	130
Tabella B.2 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-SM	130
Tabella B.3 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-S.....	130
Tabella B.4 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-SS1.....	130
Tabella C.1 Curva di dispersione sperimentale finale del sito d'indagine di Kumamoto (cortesia Prof. Comina)	131
Tabella C.2 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 1 al 11), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)	132
Tabella C.3 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 12 al 22), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)	132
Tabella C.4 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 23 al 33), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)	133
Tabella C.5 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 34 al 45), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)	133
Tabella D.1 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T1	135
Tabella D.2 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T2	135
Tabella D.3 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T3	136
Tabella D.4 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T4	136
Tabella D.5 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T5	136
Tabella D.6 Curve di decadimento delle argille PI=25 (da Darendeli, 2001).....	137
Tabella D.7 Curve di decadimento delle ghiaie (da Rollins, 1998).....	137
Tabella D.8 "Best profile" discretizzato, per la valutazione della risposta sismica non lineare del sito della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone)	138

1. Introduzione

Periodicamente l'Italia si trova a fronteggiare un'emergenza a seguito di eventi sismici che oltre al tragico bilancio di perdite di vite umane, causano un elevato impatto socioeconomico. Il Dipartimento di Protezione Civile ha stimato che negli ultimi quaranta anni, i danni economici causati dagli eventi sismici sono stati valutati in circa 80 miliardi di euro, a cui si aggiungono i danni incalcolabili al patrimonio storico, artistico e monumentale. Se si rapportasse tale valore all'energia rilasciata dagli eventi sismici, si osserverebbe che l'Italia presenta il valore più grande rispetto ad altri Paesi ad elevata sismicità; questo è dovuto principalmente all'intensa densità abitativa e alla notevole fragilità del patrimonio edilizio italiano.

Nonostante le continue ricerche è ancora impossibile prevedere con esattezza l'arrivo di un terremoto, pertanto l'unica arma a disposizione contro i disastri naturali causati da eventi sismici, è la prevenzione. Per questo motivo, la corretta pianificazione nel rispetto delle normative in materia antisismica, è l'azione migliore per ridurre al minimo la possibilità che si verifichino danni conseguenti al rischio sismico. Pertanto, il progetto di un'opera, in zona sismica, è buona norma che sia preceduto da analisi geotecniche aventi come obiettivo quello di determinare l'azione sismica di progetto. In particolare, il moto sismico in un determinato sito è influenzato da tre parametri: il meccanismo sorgente, la propagazione e la risposta locale. I primi due dipendono esclusivamente dalle caratteristiche del meccanismo di rottura della sorgente e dalla distanza di quest'ultima dal sito. Mentre la risposta locale, è il risultato della complessa interazione tra le onde sismiche e le caratteristiche morfologiche e stratigrafiche dei depositi di terreno, e delle proprietà fisiche e meccaniche dei materiali che li costituiscono. Pertanto questo aspetto, risulta essere un elemento molto importante, e su cui focalizzare l'attenzione, per valutare gli effetti indesiderati che un evento sismico può procurare in un determinato sito. Infatti il deposito di terreno in determinate condizioni può causare fenomeni di liquefazioni, e/o forti amplificazioni locali dello scuotimento rispetto al moto sismico atteso su affioramento roccioso.

Una delle aree maggiormente studiata, in quanto riconosciuta ad elevata sismicità è il Giappone. Il motivo sta nella sua posizione geografica ed al contesto geologico-strutturale che lo circonda. Infatti le isole dell'arcipelago giapponese, si trovano al contatto tra quattro placche tettoniche lungo la così detta "cintura di fuoco", all'interno della quale avvengono i principali eventi sismici e le eruzioni vulcaniche che hanno interessato il territorio giapponese. Tra questi si ricordano il terremoto di Kanto del 1923, l'evento di Nankaido del 1946 e gli scuotimenti di Kobe del 1995, Chuetsu del 2004 e Tōhoku del 2011.

La popolazione giapponese, nonostante abbia imparato a convivere con tutti gli eventi legati al suo turbolento sottosuolo, il 16 aprile 2016, si è fatta sorprendere dal evento sisma di Kumamoto (magnitudo 7.3), in cui hanno perso la vita 49 persone e ne sono rimaste ferite più di 1000. Infatti, fino a quel momento la zona dell'isola di Kyushu, e soprattutto la prefettura di Kumamoto, erano considerate come zone a minore pericolosità del Paese, tanto da attirare nell'area, visto la maggiore sicurezza i maggiori investitori produttivi.

Nel contesto dell'evento sismico di Kumamoto del 2016, e della prevenzione per limitare al massimo i danni a persone e a cose, rientra il presente studio di Blind Prediction proposto dalle associazioni "International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior" (IASPEI) e "International Association for Earthquake Engineering" (IAEE), nell'ambito del 6° Simposio interinazione sullo studio degli effetti delle caratteristiche geologiche superficiali sul movimento sismico (Effects of Surface Geology on seismic motion - ESG6). Il Blind Test proposto, o anche detto test di previsione cieca, si basa sulla previsione del modello di sottosuolo a partire dai dati di prove sismiche non invasive, e sulla valutazione della risposta sismica locale del sito della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone). A questo progetto, a cui hanno aderito diversi enti di ricerca, hanno preso parte anche i ricercatori del Politecnico di Torino in

collaborazione con i colleghi dell'Università degli Studi di Torino. Proprio in questo ambito, si inserisce il presente lavoro di tesi, con l'obiettivo di soffermarsi sull'incertezza della definizione dei parametri necessari alla valutazione della risposta sismica del sito. E inoltre ponendo particolare attenzione sull'utilizzo, e alla risoluzione dei dati delle prove geofisiche sismiche di tipo non invasivo. Tali indagini, visto le loro caratteristiche, possono inquadrare vaste porzioni di territorio senza intervenire invasivamente, limitando i costi, e soprattutto permettendo di caratterizzare facilmente depositi di terreno anche in corrispondenza di centri abitati, come avvenuto per il sito oggetto di studio.

Di seguito vengono introdotti inizialmente nel secondo capitolo, i principi teorici delle onde superficiali, delle tecniche d'indagine utilizzate per ottenere la curva di dispersione, e dei processi d'inversione che hanno permesso di caratterizzare il deposito di terreno di Kumamoto. E nel terzo capitolo i cenni teorici sulla valutazione della risposta sismica locale del sito.

La caratterizzazione sismica del sito in esame viene effettuata inquadrando, inizialmente nel quarto capitolo, l'area oggetto di studio dal punto di vista geografico e geologico, e riportando i principali riferimenti bibliografici utili ad una più accurata analisi.

Sulla base delle considerazioni effettuate, nel quinto capitolo vengono inizialmente descritti i dataset delle indagini sismiche non invasive, attive e passive; e successivamente elaborati fino ad ottenere la curva di dispersione della velocità di fase del modo fondamentale dell'onda di Rayleigh del deposito di terreno di Kumamoto. I dati sono stati processati attraverso l'ausilio del software GEOPSY, con i metodi MASW per prove attive, e i metodi f-k e SPAC le indagini passive. Tenendo in conto degli intervalli di frequenza in cui le singole prove hanno fornito risultati attendibili, i risultati di dispersione ottenuti sono stati considerati congiuntamente, al fine di determinare la curva di dispersione sperimentale finale. A partire dalla curva di dispersione sperimentale, tenendo in conto del valore medio e della deviazione standard, si è poi ottenuto il profilo di velocità delle onde di taglio in funzione della profondità, tramite un processo di inversione di tale curva, attraverso l'ausilio dell'algoritmo di inversione Neighbourhood, implementato nel software GEOPSY. Inoltre, per la convalida del profilo stratigrafico, si sono considerate le informazioni relative al periodo di picco delle curve di ellitticità, ottenute dall'elaborazione Horizontal to Vertical Spectral Ratio (HVSR) dei dati delle indagini passive. In fase di caratterizzazione del deposito di terreno, i risultati ottenuti sono stati confrontati con quelli elaborati, a partire dagli stessi record sismici ma con tecniche diverse, dal prof. Cesare Comina e da Erasmo Cardinale dell'Università degli Studi di Torino.

A partire dai modelli di sottosuolo ottenuti, nel capitolo sei, vengono introdotti i dataset dei "weak motion" dell'evento sismico di Kumamoto, e attraverso l'ausilio del codice DEEPSOIL, si sono definite le funzioni di trasferimento teoriche del sottosuolo, valutando la risposta sismica locale lineare.

Infine nel settimo capitolo, viene valutata la risposta non lineare del deposito di terreno di Kumamoto, in occasione dello "Foreshock" e il "Mainshock" (i due eventi a maggiore intensità, "strong motion"); analizzando come le storie temporali acquisite in affioramento roccioso siano state alterate dai diversi materiali costituenti il sottosuolo dell'area oggetto di studio.

Tutti i risultati delle analisi di risposta del sito vengo discussi con particolare attenzione alla loro variabilità in funzione dell'incertezza nella valutazione del profilo di velocità delle onde di taglio, e del comportamento non lineare del sottosuolo in occasione di eventi sismici a diversa intensità.

2. Cenni teorici sulla caratterizzazione geotecnico sismica di un sito

La caratterizzazione geotecnica riveste un ruolo fondamentale nella definizione della risposta sismica locale del sito. Pertanto è necessario introdurre i concetti base per la realizzazione di un modello geotecnico del sito di interesse, che caratterizzi al meglio il comportamento del terreno del sito di interesse.

2.1 *Inquadramento geodinamico e geologico del sito*

Un ruolo molto importante per la costruzione del modello geotecnico del terreno, lo riveste la caratterizzazione geodinamica e geologica. In questa fase si individuano le principali problematiche del sito di interesse, e si progetta al meglio la campagna di indagini. In particolare, si pone molta attenzione nell'origine e nelle caratteristiche del deposito di terreno, nella geomorfologia e nella sismotettonica dell'area. Pertanto l'individuazione della stratigrafia, del regime idrogeologico, della presenza di faglie e discontinuità geologiche dell'area di studio; risultano essere un aspetto di partenza fondamentale per la costruzione del modello geotecnico del terreno. Per la seguente Blind Prediction, l'inquadramento geologico-stratigrafico del sito di interesse è stato condotto dal prof. Comina e da Cardinale, dell'Università degli Studi di Torino.

2.2 *Indagini sismiche in sito per la caratterizzazione*

Le prove geofisiche di tipo sismico sfruttano la propagazione delle onde sismiche, generate da sorgenti in grado di rilasciare modeste quantità di energia, per determinare i moduli elastici a piccoli livelli deformativi. Pertanto tali prove vengono realizzate principalmente per determinare il modulo di taglio G_0 , per ricostruire la stratigrafia del deposito del terreno, e per individuare la posizione del bedrock sismico.

Prima di passare a descrivere le tipologie di prove sismiche in sito, è importante analizzare come le onde sismiche si propagano all'interno di un deposito di terreno. In particolare si possono distinguere due principali categorie di onde: le onde di volume e le onde di superficie.

2.2.1 *Teoria delle onde di volume*

Le onde di volume a loro volta si dividono in onde compressione (onde P) e onde di taglio (onde S). La differenza principale tra le due è nel modo di propagarsi all'interno del deposito di terreno, le particelle, nelle onde P vibrano nella stessa direzione di propagazione dell'onda, invece nelle onde S perpendicolarmente. Per la determinazione delle proprietà meccaniche del deposito di terreno, si pone maggiore attenzione nella determinazione della velocità di propagazione delle onde di taglio, le quali risultano essere un valido indicatore delle proprietà elastiche dello scheletro solido del materiale, perché rispetto alle onde di compressione non risentono della compressibilità del fluido interstiziale. Le onde S, inoltre possono essere scomposte nelle loro due componenti: la componente SV, polarizzazione dell'onda S nel piano verticale, e la componente SH, polarizzazione nel piano orizzontale.

Siccome il livello deformativo prodotto durante una prova sismica risulta essere basso e presupporre un comportamento del materiale elastico, il modulo di taglio a piccole deformazioni G_0 (o modulo di rigidità a taglio iniziale), può essere ottenuto dalla seguente relazione che lo lega alla velocità delle onde di taglio V_S attraverso la densità ρ del mezzo:

$$G_0 = \rho \cdot V_S^2 \quad (2.1)$$

2.2.2 Teoria delle onde superficiali

Le onde di superficie vengono utilizzate per la caratterizzazione meccanica del terreno, e per l'individuazione del profilo di velocità di propagazione delle onde di taglio. Queste onde, a differenza delle onde di volume che interessano tutto il volume del corpo, viaggiano vicino alla superficie libera di un semispazio e si attenuano con la profondità (Foti, 2002).

Le onde di superficie possono essere di due tipi (Figura 2.1):

- *Onde di Rayleigh*: derivano dalla sovrapposizione della componente longitudinale (onda P) e della componente trasversale giacente nel piano di propagazione (onda SV) in condizione di superficie libera. Si osserva pertanto che la traiettoria delle particelle, durante la propagazione nel mezzo, risulta essere di tipo ellittico sul piano verticale.
- *Onde di Love*: vengono generate solo in presenza di substrato a rigidità maggiore sottostante lo strato superficiale. Esse derivano dalla interferenza costruttiva delle onde di taglio SH, che risultano essere intrappolate nello strato superficiale. Queste onde, rispetto alla direzione di propagazione dell'onda, presentano un moto delle particelle trasversale.

Nel seguente lavoro, per la caratterizzazione del deposito di terreno, si farà riferimento esclusivamente all'analisi della propagazione delle onde superficiali di Rayleigh.

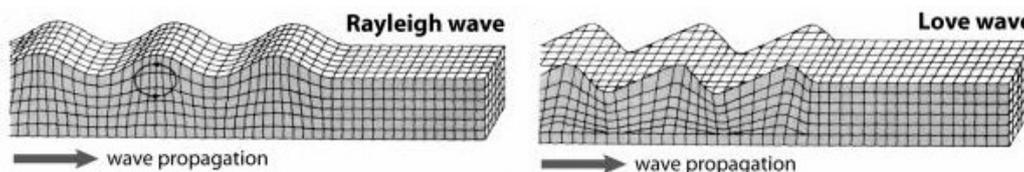


Figura 2.1 Propagazione delle onde di Rayleigh e delle onde di Love (da Bolt, 1987)

Come si può osservare in Figura 2.2, che riporta i rapporti di ampiezza del moto delle particelle delle onde di Rayleigh al variare con la profondità adimensionale in un semispazio omogeneo elastico-lineare (Richart et al., 1970), l'onda si attenua esponenzialmente, e oltre la profondità di 1.5 volte la lunghezza d'onda essa assume valore trascurabili. Pertanto la propagazione dell'onda di Rayleigh avviene in una zona confinata superficiale e in funzione della lunghezza d'onda.

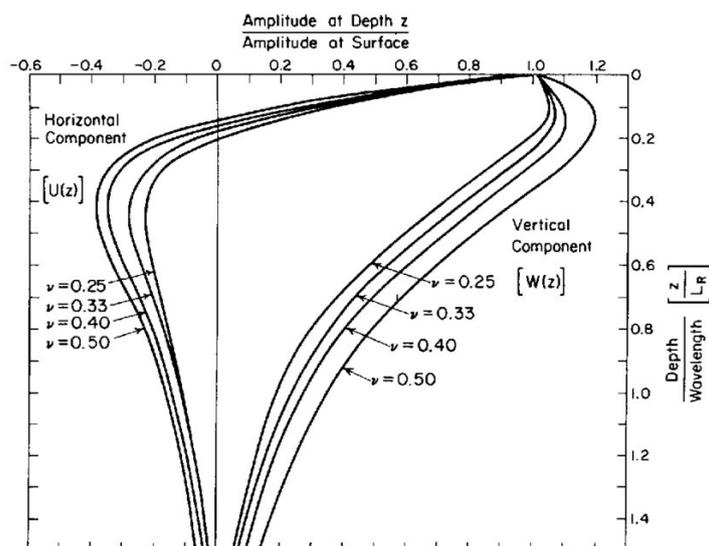


Figura 2.2 Rapporti di ampiezza delle componenti del moto delle onde di Rayleigh, in funzione della profondità normalizzata in un semispazio omogeneo elastico-lineare (Richart et al., 1970)

In particolare, in Figura 2.2, si può osservare che la propagazione dell'onda di Rayleigh segue il seguente moto, al variare della profondità normalizzata rispetto alla lunghezza d'onda:

- In superficie il moto delle particelle è descritto nel tempo da ellissi retrograde (ossia antiorarie, se la perturbazione viaggia da sinistra a destra), con componente verticale maggiore della componente orizzontale, le quali sono sfasate di 90° .
- A profondità pari a $1/5$ della lunghezza d'onda il moto diventa puramente verticale.
- Mentre diventa progrado (ossia orario, considerando sempre la stessa direzione di propagazione) a maggiori profondità.

Per quanto concerne l'attenuazione geometrica delle onde di Rayleigh, nell'ipotesi di un sorgente puntuale agente sulla superficie libera, Lamb nel 1904 ha dimostrato come la propagazione di tali onde avvenga secondo un fronte d'onda cilindrico. Il che sta a significare che rispetto alle onde di volume, le quali presentano un fronte d'onda di propagazione sferico, le onde di Rayleigh subiranno un'attenuazione geometrica minore con la distanza. Considerando la forma dei fronti d'onda, mediante considerazioni fisiche è possibile ricavare le leggi di attenuazione geometrica. In particolare, l'attenuazione geometrica dell'ampiezza per le diverse tipologie di onde causata dalla radiazione di energia, nell'ipotesi di semispazio omogeneo elastico-lineare, può essere sintetizzata mediante la legge di potenza riportata nell'equazione (2.2).

$$\frac{1}{r^n} \text{ con } n = \begin{cases} 2 & \text{per onde longitudinali e distorsionali viaggianti in superficie} \\ 1 & \text{per onde di volume all'interno del mezzo} \\ \frac{1}{2} & \text{per onde di Rayleigh} \end{cases} \quad (2.2)$$

Pertanto con l'aumentare della distanza dalla sorgente (r , nella formulazione precedente) si osserva che ad una certa distanza si risente maggiormente del contributo delle onde di Rayleigh rispetto alle onde di volume, che ormai si sono attenuate, e quindi il campo degli spostamenti dipende principalmente dalla propagazione delle onde di Rayleigh (Lai et al., 2000).

Inoltre, si può anche osservare che nell'ipotesi di mezzo omogeneo lineare-elastico, la velocità di propagazione delle onde di Rayleigh V_R è indipendente dalla frequenza, e non si discosta molto dalla velocità di propagazione delle onde di taglio, in particolare secondo Foti (2000), l'intervallo esatto di variazione è pari a:

$$0.87 < \frac{V_R}{V_S} < 0.96 \Rightarrow V_R \cong 0.9 \cdot V_S \quad (2.3)$$

Queste caratteristiche appena descritte, rendono le onde di Rayleigh particolarmente importanti da un punto di vista sismico, ma per essere utili anche per la caratterizzazione dei materiali bisogna estenderle al caso di mezzo verticalmente eterogeneo, dove la velocità di fase delle onde risulta essere funzione della frequenza. In particolare la lunghezza d'onda λ_R è correlata alla frequenza f attraverso la seguente relazione:

$$\lambda_R = \frac{V_R}{f} \quad (2.4)$$

Possiamo quindi definire l'onda superficiale come dispersiva, e possiamo osservare come un'onda di bassa frequenza è influenzata dalle proprietà degli strati fino a profondità pari alla lunghezza d'onda, mentre onde di elevata lunghezza d'onda risultano essere rappresentative delle proprietà degli strati superficiali. Così facendo le onde superficiali nella loro propagazione risulteranno essere "sensibili" alla eterogeneità del profilo stratigrafico, e di conseguenza la velocità di fase sarà correlata a una combinazione delle loro proprietà meccaniche; come riportato in Figura 2.3. Questa proprietà, chiamata dispersione geometrica, è la caratteristica principale per la quale le onde superficiali vengono usate nelle prove geofisiche rispetto alle onde di volume.

Pertanto, se si riuscisse a registrare la velocità con cui le onde di Rayleigh si propagano alle diverse frequenze, sarebbe possibile costruire una relazione velocità di fase-frequenza, chiamata **curva di dispersione** (Figura 2.3). Attraverso la quale mediante un processo di inversione, trattato nei capitoli successivi, è possibile risalire all'andamento delle velocità delle onde di taglio con la profondità, e pertanto alla caratterizzazione del deposito di terreno.

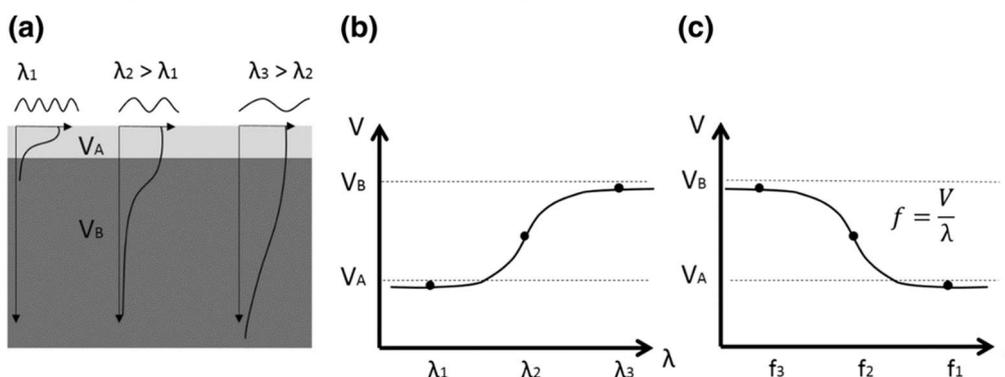


Figura 2.3 a) Dispersione geometrica delle onde superficiali in mezzi stratificati, b) curva di dispersione in dominio velocità-lunghezza d'onda e velocità-frequenza (c) (da Foti et al. 2017)

Un altro aspetto da considerare nell'analisi delle onde superficiale in presenza di mezzi verticalmente eterogenei è l'esistenza di diversi modi di propagazione delle onde superficiali, dovuti alle interferenze costruttive tra i raggi sismici (Foti et al., 2007). A priori non è possibile definire qual è la modalità dominante, ma di solito per i profili normalmente dispersivi (profili verticalmente omogenei, con aumento della rigidità degli strati con l'aumento della profondità), la velocità di fase praticamente coincide con la velocità di fase del modo fondamentale.

2.2.3 Prove sismiche in sito

Come anticipato in precedenza, le prove sismiche in sito consentono di indagare il deposito di terreno naturale, il quale visto il basso livello di energia sprigionato nel corso della prova, presenta un comportamento elastico. Pertanto attraverso la relazione (2.1) a partire dalla propagazione delle onde di taglio è possibile risalire al modulo di taglio a bassi livelli deformativi G_0 .

Le prove sismiche, utilizzate per la caratterizzazione del deposito di terreno, possono essere distinte principalmente in due categorie: le prove invasive (anche dette prove in foro) e le prove non invasive (o prove di superficie), quest'ultime a differenza delle prime non richiedono il posizionamento della strumentazione di prova, ricevitori e acquisitori, all'interno del deposito di terreno, e pertanto permettono di caratterizzare il terreno senza eseguire fori di sondaggio posizionando la strumentazione sul piano campagna. Rientrano nelle due categorie le seguenti prove sismiche in sito:

- *Prove invasive*: prove Cross-Hole, prove Down-Hole, prove Up-Hole, cono sismico e dilatometro sismico.
- *Prove non invasive*: sismica a rifrazione, sismica a riflessione e Surface Waves Methods (SASW, MASW e microtremors).

Le prove invasive, prevedono il posizionamento di parte della strumentazione all'interno del foro di sondaggio, fornendo così misure dirette e locali, il che rende i risultati di semplice e accurata interpretazione, con buona risoluzione anche per strati più profondi. Il tutto a discapito di un risultato locale (bassa risoluzione spaziale), necessità di una pianificazione anticipata con la realizzazione dei fori di sondaggio e pertanto un costo elevato.

Invece le prove non invasive, richiedendo il posizionamento della strumentazione in superficie, permettono di ridurre i costi e i tempi di esecuzione dell'indagine, di realizzare prove anche in siti contaminati e di investigare vaste aree. Essendo però misure indirette, richiedono metodi di interpretazione complessi basati sui processi di inversione. Inoltre, operando mediante strumenti disposti solo in superficie, l'accuratezza e la risoluzione in profondità risulta essere inferiore rispetto le prove invasive.

Nelle analisi successive per la caratterizzazione sismica del sito di Kumamoto, si utilizzeranno prove non invasive, basate sul principio di propagazione delle onde superficiali. La curva di dispersione sperimentale oltre poter essere ottenuta mediante diverse tecniche di analisi del dato, successivamente descritte; si può ricavare acquisendo due tipologie di segnale sismico. Pertanto si parla di:

- *Prove attive*: le onde superficiali vengono generate mediante l'utilizzo di una sorgente armonica o impulsiva, e si differenziano a seconda del numero di ricevitori utilizzati. Quest'ultimo aspetto permette di distinguere le prove attive in prove two-station (SASW) e le prove multistation ($f-k$, $\tau-p$, MASW, CSW). Le prove SASW (Figura 2.4) utilizzano l'analisi spettrale delle onde superficiali generate da una sorgente impulsiva, per misurare la differenza di fase dell'onda che arriva ai ricevitori, detti geofoni (Nazarian et al., 1983). Successivamente assemblando le informazioni provenienti da diverse configurazioni di spaziature dei geofoni, in modo da campionare la gamma di frequenza, è possibile ottenere la curva di dispersione. Siccome tale tecnica richiedeva tempi di prova fortemente condizionati dalla complessità della procedura di acquisizione, si sono introdotti nuovi metodi basati sull'analisi di più segnali, relativi ad un congruo numero di più ricevitori allineati con la sorgente, i quali permettono una stima più rapida e più stabile della curva di dispersione (Foti, 2002).

Per la Blind Prediction in esame è stata eseguita una prova MASW (Multistation Analysis of Surface Waves, Figura 2.4), dove la perturbazione è stata generata mediante una sorgente impulsiva e l'acquisizione attraverso diversi geofoni disposti secondo un array lineare (si procederà poi nei capitoli successivi a descrivere meglio le caratteristiche della prova in esame eseguita).

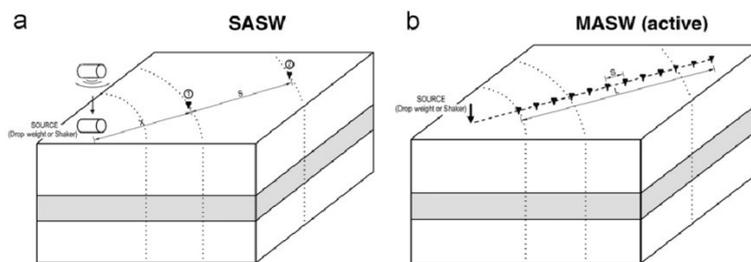


Figura 2.4 Disposizione dei sensori per differenti prove geofisiche attive: a) SASW e b) MASW (da Pelekis & Athanasopoulos, 2011)

- *Prove passive*: in questa tipologia di prove non si utilizzano sorgenti sismiche di onde superficiali, ma vengono sfruttati i microtremori, derivanti da azioni antropiche e fenomeni naturali nelle zone circostanti il sito di interesse, costituiti da oscillazioni a bassissima lunghezza d'onda (Asten, 2004). Essendo tipicamente registrazioni di componenti a basse frequenze, visto la caratteristica dispersiva delle onde superficiali, le prove passive permettono di caratterizzare il deposito di terreno anche a grandi profondità. A differenza delle prove attive, nelle indagini passive si prediligono configurazioni di array con schema bidimensionali in quanto il campo d'onda, non essendo generato da una sorgente di posizione nota, risulta essere ignoto. Per questo motivo, le prove passive si

distinguono a loro volta a seconda della configurazione della disposizione spaziale della strumentazione di ricezione in spatial array (prove SPAC, ESAC, $f-k$) e linear array (prove ReMi). Inoltre si predispongono array di dimensione differente, in quanto array grandi permettono di caratterizzare al meglio grandi profondità, mentre array piccoli acquisiscono meglio le alte frequenze e quindi caratterizzano con maggiore precisione le basse profondità.

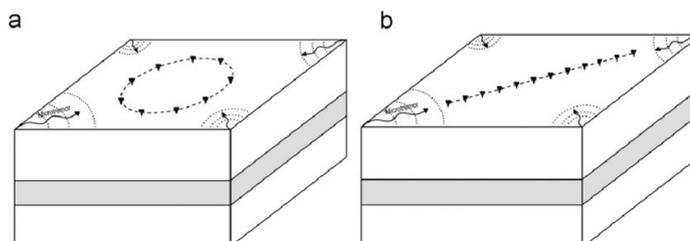


Figura 2.5 *Disposizione dei sensori per differenti prove geofisiche passive: a) array circolare, b) array lineare della tecnica ReMi (da Pelekis & Athanasopoulos, 2011)*

Come anticipato, le onde superficiali una volta propagate all'interno del deposito di terreno, verranno acquisite da un numero variabile di ricevitori posizionati sul piano campagna, ad esempio geofoni sensibili alle basse frequenze, e infine restituite sotto forma di sismogrammi. I dati così ottenuti saranno successivamente processati e trasformati nel dominio frequenza-numero d'onda, o dominio velocità di fase- frequenza. Dall'interpretazione dei risultati ottenuti, si potrà individuare i massimi di energia, e risalire alla curva di dispersione del nostro deposito di terreno.

L'utilizzo combinato di indagini passive e attive, permette di ottenere un modello di velocità più attendibile fino a grande profondità (Foti, et al. 2017).

2.3 Esecuzione e processamento dati di indagini sismiche

Si possono individuare le seguenti principali fasi necessarie per la caratterizzazione geotecnica sismica di un sito mediante l'utilizzo d'indagini sismiche:

- *Acquisizione dei dati:* vengono acquisiti i segnali sismici delle onde superficiali che si propagano all'interno del deposito di terreno, mediante l'utilizzo di ricevitori posizionati sul piano campagna.

Nel caso delle prove attive (MASW, per le analisi condotte successivamente) possono essere utilizzate sorgenti artificiali vibranti, cioè macchine che vibrando generano onde nel terreno, oppure sorgenti impulsive, come i martelli battenti. Le prime sono più costose ma hanno un rapporto segnale rumore/alto, mentre le seconde sono più economiche ma generano un'energia confinata nel campo delle basse frequenze, e quindi caratterizzano porzioni di profondità limitate di terreno. Le sorgenti, impattano poi su una piastra metallica accoppiata con il terreno e generano la propagazione delle onde superficiali nel terreno. Queste verranno poi acquisite da uno stendimento di geofoni posizionati linearmente con la sorgente, ed a spaziatura costante. Oltre la tipologia della sorgente, anche la lunghezza dello stendimento influenza la profondità d'indagine; la regola empirica suggerisce che la lunghezza dello stendimento deve essere almeno il doppio della profondità d'indagine, e corrispondente al massimo della lunghezza d'onda indagabile (Foti et al. 2017).

Inoltre vi è necessità di un sistema che trasformi il segnale da analogico a digitale, e un sistema di trigger che fissa l'inizio dell'acquisizione permettendo eventualmente lo

stacking di più energizzazioni. Quello che si ottiene è un sismogramma che contiene tutte le tracce sismiche di ogni strumento di acquisizione.

Per le prove passive (SPAC e $f-k$) non vengono utilizzate sorgenti sismiche, e si utilizzano più sensori con bassa frequenza propria e in grado di acquisire i microtremori nelle tre componenti. Il numero di strumenti di acquisizione incide sulla affidabilità della curva di dispersione. Mentre la frequenza di campionamenti di questi, rispetto alle prove passive, è più bassa, in quanto vi è necessità di tempi maggiori di acquisizione (Foti et al. 2017).

- *Processamento dei dati:* i dati acquisiti durante l'indagine sismica vengono processati, a seconda della tipologia di prova realizzata, con metodologie diverse con l'obiettivo di ottenere la curva di dispersione e la curva di ellitticità, nel caso si voglia effettuare una analisi di inversione congiunta.

Il processamento dei dati attivi, si effettua attraverso la trasformata di Fourier, che permette di passare dal dominio del tempo al dominio della frequenza. In questo dominio, è possibile riconoscere il modo fondamentale dell'onda di Rayleigh, ed effettuando un picking dei valori massimi di ampiezza, costruire la curva di dispersione del nostro terreno, attraverso l'equazione (2.5). La quale mette in relazione la velocità di fase dell'onda di Rayleigh (V_r), con la frequenza (f) ed il numero d'onda (k).

$$V_r = \frac{2 \cdot \pi \cdot f}{k} \quad (2.5)$$

La stessa analisi può essere condotta nel dominio frequenza-slowness (McMechane Yedlin, 1981; Park et al., 1999), ma in entrambi i casi è dimostrabile che la curva di dispersione è associata ai massimi degli spettri nei rispettivi domini. Negli spettri ottenuti, sono comunque presenti diversi modi di propagazione (Aki & Richards, 1980), per determinate condizioni stratigrafiche, come ad esempio rigidità crescenti con la profondità e bassi contrasti, si ha il predominio del modo fondamentale, mentre nelle altre situazioni stratigrafiche è opportuno considerare sia il modo fondamentale che i modi superiori (Foti, 2002). Questi modi superiori risultano essere difficili da separare correttamente dal modo fondamentale, soprattutto nel caso di stratigrafie con forti contrasti di impedenza, ma se introdotti correttamente nel processo di inversione permettono una migliore accuratezza della valutazione del profilo stratigrafico.

Il processamento dei dati passivi, data l'assenza di sorgente di posizione nota, richiede di effettuare un'analisi statistica sulla direzione principale di propagazione del rumore. Per farlo viene tracciato lo spettro, ad una data frequenza, in funzione del numero d'onda in due direzioni ortogonali. Dai massimi di questo è possibile ricavare il numero d'onda, per la frequenza considerata, e determinare la velocità di fase dell'onde di Rayleigh attraverso la relazione (2.5). Ripetendo l'operazione per diverse frequenze si riesce a ricavare la curva di dispersione caratteristica del deposito di terreno. Il processo di analisi appena descritto può essere condotto con diverse tecniche di analisi, nel caso specifico sono state utilizzate la $f-k$ e la SPAC (Spatial AutoCorrelation) introdotta da Aki (Aki 1957; Aki 1965). Le due tecniche introdotte seppur con approcci molto differenti, restituiscono risultati complementari (Foti et al., 2017). In ogni caso la tecnica $f-k$ viene preferita alla SPAC, nel caso di sorgenti dal rumore dominante nel campo d'onda, che a causa dell'autocorrelazione su cui si basa l'analisi, possono provocare delle distorsioni (Asten et al., 2019). Inoltre le registrazioni dei microtremori, nelle tre componenti spaziali, possono essere processate con il metodo dei rapporti spettrali HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio o semplicemente H/V) proposto da Nogoshi & Igarashi nel 1971, e reso poi diffuso da Nakamura nel 1989. Una volta valutato il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e quella verticale del rumore ambientale registrato dalle singole strumentazioni, il metodo HVSR permette di valutare la frequenza fondamentale (o frequenza di risonanza) del sito e l'eterogeneità laterale nella struttura del sottosuolo.

- Processo di inversione:* è la fase in cui si cerca di ottenere il miglior modello di sottosuolo possibile a partire dai dati sperimentali. In questa fase si cerca di stimare i parametri del sottosuolo, facendo variare la velocità delle onde di taglio e lo spessore dei singoli strati, in modo tale che la differenza tra la curva di dispersione calcolata e quella sperimentale sia minima. Gli altri parametri, come ad esempio la densità e il rapporto di Poisson, che hanno una incidenza minore nel processo di inversione, sono assunti a priori. Il processo di inversione è un problema mal posto e mal condizionato, la soluzione pertanto non è unica, e quindi ad una stessa curva di dispersione possono corrispondere diversi profili di velocità, anche molto differenti (Foti, 2000). Questo rappresenta la principale causa di incertezza, nell'utilizzo delle prove non invasive per la caratterizzazione dei depositi di terreno. In ogni caso, è dimostrato comunque che l'unicità della soluzione non è un problema, e che i risultati ottenuti da indagini non invasive sono confrontabili con quelli derivanti da prove invasive (Comina et al., 2011). Un profilo di velocità dell'onda di taglio preliminare può essere ottenuto utilizzando la regola adottata dal metodo "Steady State Rayleigh Method" (Ballard, 1964), ovvero assegnare ad una profondità di $1/2.5$ di λ_R (lunghezza d'onda), una velocità di taglio pari a 1.1 volte V_R (velocità delle onde di Rayleigh, Figura 2.6). Questa regola fornisce buoni risultati per i profili normalmente dispersivi e può essere adottata per ottenere un profilo di partenza per un processo di inversione più rigoroso con algoritmi più complessi. Questi algoritmi possono basarsi su metodi deterministici, come ad esempio il metodo dei minimi quadrati, o su approcci stocastici, come ad esempio il metodo Monte Carlo e il metodo "Neighbourhood Algorithm" (Sambridge, 1999; Wathelet et al., 2008). Quest'ultimo metodo, investiga l'intero spazio di parametri e ne ricerca quel set che garantisce una funzione di errore (misfit, o disaccordo) minima tra il dato sperimentale e quello numerico. Mentre il metodo Monte Carlo richiede una grande quantità di campioni di modelli di velocità delle onde di taglio, generati casualmente in un range di variazione, che verranno poi confrontati con l'andamento della curva sperimentale.

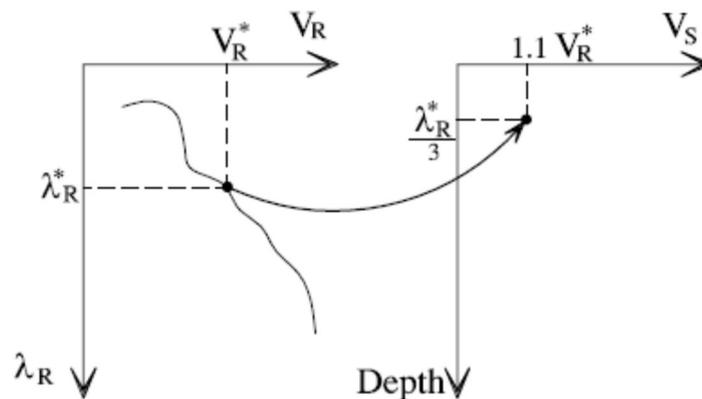


Figura 2.6 Processo di determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio preliminare, con il metodo "Steady State Rayleigh Method" (da Foti, 2000)

Successivamente, attraverso la relazione (2.1), è possibile passare dal profilo di velocità delle onde di taglio alla caratterizzazione del deposito di terreno con il modulo di taglio.

Si rimanda inoltre alle indicazioni sulla esecuzione ed elaborazione dei dati di indagini sismiche, fornite dal documento "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica, Parte I e II" del dipartimento della Protezione Civile.

3. Cenni teorici sulla valutazione della risposta sismica locale

Una volta definito il modello geotecnico, che caratterizzi al meglio il comportamento del sito di interesse, è possibile condurre una valutazione della risposta sismica locale, di quest'ultimo. Ossia l'insieme delle modifiche che il moto sismico subisce attraversando gli strati di sottosuolo, con caratteristiche geometriche e meccaniche differenti. Pertanto, le variazioni del moto sismico possono essere associate sia alla variazione di impedenza nel terreno, che causa un'amplificazione stratigrafica; sia da un'amplificazione topografica causata dalla focalizzazione dell'energia dovuta alla conformità della superficie terrestre.

Nel caso studio in esame, trovandoci in una condizione pressoché pianeggiante, ci si è focalizzati esclusivamente sugli effetti dell'amplificazione stratigrafica, e pertanto non si è tenuto in conto della topografia del sito, e le eventuali geometrie complesse del deposito di terreno, come ad esempio i bordi delle valli alluvionali; per i quali sarebbe stato necessario condurre un'analisi bidimensionale o tridimensionale. Pertanto si è considerato il solo modello monodimensionale, che prende in considerazione la sola eterogeneità del deposito di terreno.

La valutazione della risposta sismica del suolo risulta essere influenzata essenzialmente dalle oscillazioni orizzontali del moto sismico, e dall'effetto di verticalizzazione dei raggi sismici nel percorso tra sorgente e superficie. Tutti i modelli, di seguito utilizzati considerano la propagazione delle onde di taglio polarizzate orizzontalmente e con direzione di propagazione perpendicolare alla superficie. Di conseguenza, non avvengono fenomeni di attenuazione geometrica dell'onda sismica e la direzione di propagazione rimane sempre la stessa.

La quantificazione della risposta sismica locale può essere condotta nel dominio del tempo, confrontando il valore massimo di accelerazione al sito in esame (moto alla superficie libera) e il valore massimo dell'input sismico in ingresso (moto sismico in outcrop, o affioramento roccioso), il quale però non tiene in conto in modo soddisfacente delle caratteristiche complessive del segnale. Oppure può essere quantificata dal rapporto, nel dominio della frequenza, della registrazione in uscita in superficie e il segnale in input, così definendo la funzione di trasferimento. Quest'ultima essendo definita come rapporto tra gli spettri Fourier, è una funzione a valori complessi, e pertanto di scarso interesse per l'interpretazione della risposta del deposito di terreno. Per questo motivo, per definire meglio quali frequenze siano maggiormente amplificate dal passaggio del moto sismico, si definisce la funzione di amplificazione, come modulo della funzione di trasferimento. A partire da questa funzione è possibile definire quali frequenze del segnale, durante il passaggio attraverso gli strati del modello del sottosuolo, vengono amplificate e quali deamplificate (funzione di amplificazione rispettivamente maggiore o minore all'unità). Tipicamente il deposito di terreno, si comporta come un filtro passa-basso, causando un'amplificazione delle componenti dell'input sismico a basse frequenze, e deamplificando quelle a frequenze maggiori.

Considerando lo schema esemplificativo di Figura 3.1, si può definire la funzione di trasferimento, e pertanto lo scuotimento al sito in esame, a partire dal moto sismico alla base del deposito di terreno (bedrock sismico), che risulta essere il vero parametro di ingresso alla base del deposito di sottosuolo dell'analisi; o utilizzando l'acquisizione in outcrop. La quantificazione attraverso la seconda registrazione, risulta essere più facile in quanto tipicamente le reti di rilevamento dei moti sismici sono installate sugli affioramenti rocciosi.

La valutazione della risposta sismica locale attraverso la funzione di trasferimento, richiede l'utilizzo della trasformata di Fourier, che presuppone la validità del principio di sovrapposizione degli effetti, valido solo in condizione di comportamento lineare del sistema. Tuttavia come si vedrà successivamente, il deposito di terreno presenta un comportamento non lineare ad elevati livelli deformativi, il che richiede, se necessario, di definire una linearizzazione della risposta meccanica al fine di valutare il comportamento del terreno sotto l'effetto del sisma.

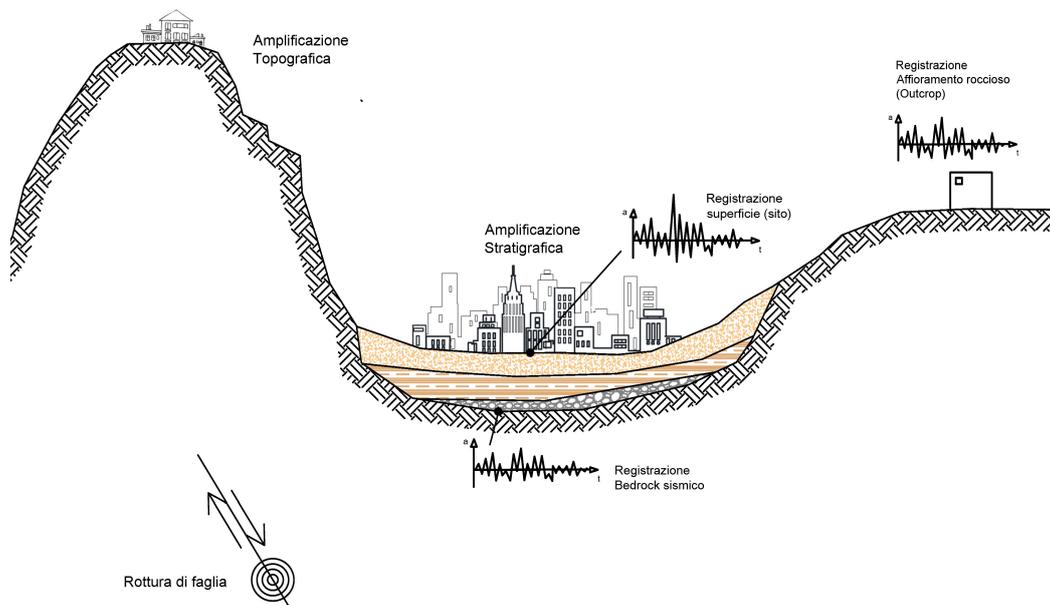


Figura 3.1 Rappresentazione schematica della valutazione della risposta sismica locale di un deposito di terreno

Facendo riferimento sempre allo schema esemplificativo di Figura 3.1, considerando la sola amplificazione stratigrafica, nell'ipotesi di deposito stratigrafico monodimensionale, se l'impedenza all'interfaccia tra i vari strati diminuisce il moto sismico viene amplificato, mentre in caso si impedenza crescente, subisce una deamplificazione. Inoltre, dopo che l'onda oltrepassa l'interfaccia, questa viene riflessa alla superficie libera. Questa tornando indietro e incontrando interfacce ad impedenza nettamente maggiori, rimane intrappolata all'interno dello strato superficiale, provocando possibili fenomeni di risonanza in determinate condizioni.

Pertanto, per una corretta valutazione della risposta sismica locale, è fondamentale un'accurata caratterizzazione geotecnica del sito. In particolare, giocano un ruolo importante nell'analisi le seguenti caratteristiche del sito in esame:

- La struttura del sottosuolo e in particolar modo la posizione dell'interfaccia del substrato roccioso (bedrock sismico);
- Il modulo di taglio e la velocità di propagazione delle onde di taglio a piccoli livelli deformativi;
- Le curve di decadimento del modulo di taglio e del rapporto di smorzamento (o damping) al variare del livello deformativo.

3.1 Comportamento meccanico del terreno

Come anticipato in precedenza la valutazione della risposta sismica locale nel dominio della frequenza, presuppone che il comportamento del profilo di terreno sia di tipo elastico-lineare per effetto della propagazione delle onde sismiche. Pertanto se si considera l'azione sismica come un ciclo di carico e scarico, in queste condizioni sussiste un legame lineare tensioni-deformazioni:

$$\tau = G \cdot \gamma \quad (3.1)$$

Tale assunzione implica che non venga tenuta in conto della dissipazione di energia causata durante i cicli di carico e scarico, e che non si consideri l'accumulo delle deformazioni.

Infatti, i terreni, realisticamente, assumono un comportamento non lineare causato dal livello deformativo indotto dalla sollecitazione cicliche del sisma. Il comportamento sforzi-deformazioni può essere convenzionalmente descritto introducendo *moduli di taglio equivalenti secanti o tangenti* variabili in funzione del livello deformativo, definendo così una curva che prende il nome di curva di decadimento, o curva di degradazione del modulo di taglio. Tipicamente, tale curva viene riportata con una normalizzazione del modulo secante rispetto al valore del modulo tangente a piccoli livelli deformativi, G_0 ; e che rappresenta pertanto il massimo del modulo di taglio (Figura 3.2). E inoltre, nel descrivere il comportamento meccanico dei terreni, bisogna tenere in conto della dissipazione intrinseca di energia, quantificata dall'area racchiusa dal ciclo di isteresi. E viene espressa attraverso il *rapporto di smorzamento* D , ottenuto dal rapporto tra l'energia dissipata in un singolo ciclo di carico ΔW , e l'energia di deformazione massima accumulata durante il ciclo W , come da equazione (3.2).

$$D = \frac{1}{4 \cdot \pi} \cdot \frac{\Delta W}{W} \tag{3.2}$$

Come per la curva di decadimento, si può definire anche la curva che definisca il rapporto di smorzamento al variare del livello deformativo.

Come è possibile osservare nel caso esemplificativo di Figura 3.2, all'aumentare del livello deformativo il modulo di taglio si riduce e il rapporto di smorzamento aumenta. E inoltre, all'aumentare del numero di cicli dell'azione sismica si manifesta un effetto di degradazione ciclica.

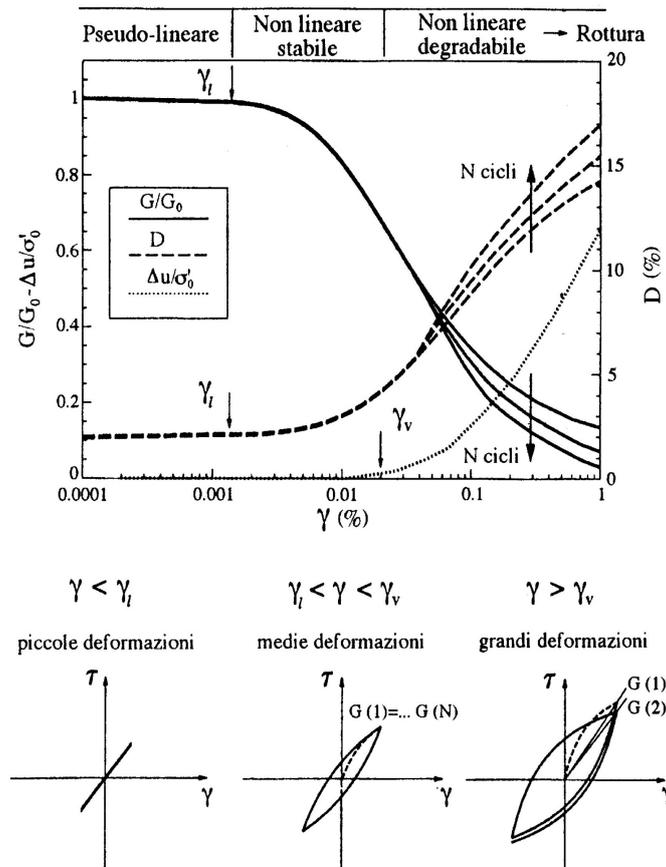


Figura 3.2 Comportamento meccanico dei terreni (da Lanzo & Silvestri, 1999)

Analizzando il comportamento meccanico del terreno, schematizzato in Figura 3.2; è possibile osservare due soglie del livello deformativo.

- La soglia delle deformazioni lineari, γ_l : che segna il passaggio tra un comportamento pseudo-lineare, in cui la relazione sforzi deformazioni è lineare e le dissipazioni sono basse; e un comportamento non lineare stabile, in cui la relazione sforzi deformazioni presenta un comportamento non lineare, le dissipazioni aumentano e le deformazioni plastiche sono limitate con una limitata influenza del numero di cicli;
- La soglia delle deformazioni volumetriche, γ_v : che segna il passaggio tra il comportamento non lineare stabile, precedente; e il comportamento non lineare degradabile, ove le grandi deformazioni plastiche, provocano deformazioni volumetriche permanenti e un accumulo delle sovrappressioni interstiziali, e inoltre il numero di cicli risulta essere non più stabile, causando così una degradazione del materiale.

È possibile osservare sperimentalmente che le curve di decadimento dipendono dalla tipologia di terreno e dai suoi parametri di stato e dalle sue proprietà fisiche, oltre che in modo meno significativo dalle caratteristiche del ciclico carico applicato. Per la loro determinazione sperimentale, è necessario eseguire specifiche prove di laboratorio, in grado di simulare i carichi ciclici dell'evento sismico. Per determinare le curve di decadimento dei terreni è possibile eseguire una delle seguenti prove: prova di taglio torsionale ciclica, prova di colonna risonante e prova triassiali ciclica. Le prove di laboratorio sopracitate, permettono di determinare in modo accurato il comportamento sforzo-deformazione del deposito di terreno; ma richiedono il campionamento indisturbato in sito; che in certe situazioni risulta essere difficoltoso, o addirittura non possibile nel caso in cui si esegua una campagna di indagini non invasive. Per ovviare al questo problema, in letteratura si possono ritrovare curve di decadimento sperimentale per diversi tipi di terreno, e in funzione dei suoi parametri di stato e delle sue proprietà fisiche.

A partire dalle considerazioni appena citate, su comportamento meccanico del terreno, si può pertanto sulla base del livello deformativo indotto dallo scuotimento sismico, distinguere gli eventi sismici in due categorie:

- *Weak motion*: eventi sismici di bassa intensità che inducono nel terreno un basso livello deformativo, tale da presupporre un comportamento pseudo-lineare;
- *Strong motion*: eventi sismici ad alto contenuto energetico, tale da indurre livelli deformativi elevati, e richiedere un'analisi che consideri il comportamento non lineare del materiale.

3.2 *Analisi di risposta sismica locale*

Come descritto in precedenza, la valutazione della risposta sismica locale può essere condotta sia nel dominio del tempo che nel dominio della frequenza. La seconda risulta essere più semplice dal punto di vista computazionale, ma richiede che sia possibile applicare il principio di sovrapposizione degli effetti, ipotesi valida solo nel caso di terreni con comportamento lineare.

3.2.1 *Risposta sismica locale di terreni con comportamento lineare*

Nel caso di eventi sismici con limitato contenuto energetico, tali da poter considerare un comportamento pseudo-lineare del deposito di terreno; è possibile eseguire un'analisi visco-elastica lineare (EL) nel dominio della frequenza; determinando così la funzione di trasferimento caratteristica del deposito di terreno in esame. L'analisi permette di determinare la funzione di trasferimento caratteristica del deposito di sottosuolo a partire dalle sue proprietà fisiche, in

particolare dal modulo di taglio e dal rapporto di smorzamento a bassi livelli deformativi.

In particolare, nel caso di deposito di sottosuolo costituito da un singolo strato omogeneo visco-elastico lineare poggiante su un basamento rigido o elastico, è disponibile una soluzione in forma chiusa nel dominio della frequenza che consente di studiare la propagazione delle onde S che viaggiano dal basamento verso la superficie.

La soluzione si ottiene imponendo le condizioni al contorno specifiche all'equazione fondamentale del sistema.

$$\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{1}{V_s} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (3.3)$$

Se si considera un singolo strato omogeneo visco-elastico lineare di spessore H, che poggia su un basamento infinitamente rigido, la funzione di amplificazione per la generica oscillazione armonica di frequenza circolare ω , è data dalla seguente equazione:

$$A_r(\omega) = \frac{1}{\sqrt{\cos^2\left(\frac{\omega \cdot H}{V_s}\right) + \left(\frac{\omega \cdot H}{V_s} \cdot D\right)^2}} \quad (3.4)$$

Dove D, indica il rapporto di smorzamento che caratterizza la dissipazione intrinseca del materiale. A partire dalla equazione (3.4) è possibile determinare le frequenze naturali del deposito di terreno, coincidenti con i valori che massimizzano la funzione di amplificazione:

$$f = \frac{V_s}{4 \cdot H} + n \cdot \frac{V_s}{2 \cdot H} \quad (3.5)$$

Imponendo n pari 0, si ottiene la frequenza fondamentale del singolo strato di terreno su basamento infinitamente rigido.

Una volta determinata la funzione di amplificazione, è assegnato il segnale accelerometrico al basamento rigido, e possibile facilmente condurre la valutazione della risposta sismica locale. Una volta calcolato lo spettro di Fourier del segnale di ingresso, esso viene moltiplicato frequenza per frequenza per la funzione di amplificazione, e infine attraverso la trasformata inversa di Fourier dello spettro ottenuto, si determina l'accelerogramma sulla superficie libera. Se l'accelerogramma invece è fornito in affioramento roccioso, cosa che tipicamente avviene, in quanto è più facile installare l'attrezzatura di registrazione in superficie che in foro, è necessario condurre un processo di deconvoluzione per determinare la registrazione al bedrock.

La procedura appena descritta può essere estesa, imponendo le opportune condizioni al contorno all'equazione fondamentale del sistema (3.3), al caso di basamento elastico, e al un deposito di terreno costituito da più strati omogenei di terreno con proprietà fisiche differenti.

3.2.2 Risposta sismica locale di terreni con comportamento non lineare

Per la valutazione della risposta sismica locale nel caso di eventi sismici tali da dover considerare un comportamento non lineare del deposito di terreno, per ovviare al problema della non validità del principio di sovrapposizione degli effetti, si può condurre un'analisi visco-elastica lineare equivalente (EQL) che rappresenta un buon compromesso tra semplificazione delle analisi ed accuratezza dei risultati.

Tale approccio fa sostanzialmente riferimento alle soluzioni ottenute dalle analisi visco-elastiche lineari, adeguando in modo iterativo i parametri costitutivi in funzione del livello deformativo indotto dal moto sismico nel terreno (Schnabel, 1972). Si assume inizialmente che le deformazioni siano nulle o trascurabili, e pertanto la prima analisi viene condotta utilizzando i valori di modulo di taglio e di rapporto di smorzamento a piccolissime deformazioni (rispettivamente G_0 e D_0).

Viene condotto un'analisi visco-elastica lineare, e si valutano il campo degli spostamenti indotti nel deposito di terreno e quindi il valore di deformazione massima a cui è soggetto lo strato. Sulla base di tale valore, vengono determinati il modulo di rigidezza e il rapporto di smorzamento attraverso le curve di decadimento; che saranno l'input della nuova analisi visco-elastica lineare. La procedura appena descritta, viene iterata fino a quando i valori di deformazione massima tra due iterazioni successive non sono quasi coincidenti.

Essendo il comportamento del terreno non lineare, la funzione di amplificazione, non può essere definita in forma chiusa, a partire dai soli parametri meccanici del modello; ma è funzione dei livelli deformativi indotti dall'eccitazione sismica. Analizzando le curve di decadimento esemplificative di un terreno non lineare di Figura 3.2, si può osservare come eventi sismici forti provocheranno un marcato decadimento del modulo di taglio, e un incremento del rapporto di smorzamento.

Se si confrontano le funzioni di amplificazione di un deposito di terreno, determinata attraverso un'analisi visco-elastica lineare (EL) e un'analisi visco-elastica lineare equivalente (EQL), si osserva che nei risultati dell'analisi EQL, il picco in corrispondenza della frequenza fondamentale risulta essere spostato verso frequenze più basse, e presenta un'ampiezza minore. Inoltre il comportamento non lineare del terreno causa una deamplificazione maggiore delle frequenze più elevate.

L'analisi EQL: implica l'utilizzo di valori di G e D costanti durante l'intera simulazione, sovrastima il rapporto di smorzamento nel caso di materiali molto deformabili, presenta criticità per depositi di terreno di spessore elevato, permette analisi solo in termini di tensioni totali, e non è possibile tenere in conto della degradazione ciclica nel tempo e dell'accumulo di sovrappressioni interstiziali.

Analogamente alle analisi nel dominio della frequenza, si possono condurre *analisi non lineare* nel dominio del tempo (NL). Tali analisi richiedono l'integrazione dell'equazione dinamica del moto:

$$[M] \cdot \{u\} + [C] \cdot \dot{\{u\}} + [K] \cdot \{u\} = -[M] \cdot \{I\} \cdot U_g \quad (3.6)$$

Dove con [M] viene indicata la matrice delle masse, [C] la matrice dei rapporti di smorzamento, [K] la matrice delle rigidezze e al secondo membro la forzante sismica applicata al sistema di masse concentrate.

Il software DEEPSOIL v.7 (Hashash Y.M.A. et al., 2020), utilizzato per la valutazione della risposta sismica locale del sito in esame di Kumamoto, permette di risolvere le equazioni del moto nel dominio del tempo (3.6), utilizzando il metodo di metodo Newmark β (implicito) o il metodo di Heun (esplicito). Inoltre permette di tenere in conto o meno della generazione di pressione dell'acqua interstiziale.

Infine, per evitare errori di analisi dovuti alla non rappresentatività dell'onda sismica nello strato in esame, è opportuno eseguire una discretizzazione dei singoli strati che costituiscono il deposito di terreno. Ipotizzando una frequenza massima passante dell'evento sismico di 30 Hz, lo spessore massimo risulta essere proporzionale alla velocità di propagazione dell'onda di taglio del materiale costituente lo strato, e si può assumere pari a:

$$H_{max} = \frac{V_s}{120} \quad (3.7)$$

4. Inquadramento geografico e geologico dell'area di studio

4.1 Inquadramento geografico del sito di Kumamoto

La città di Kumamoto, dove vi è il sito oggetto d'indagine, si trova in Giappone, arcipelago a forma di arco esteso situato lungo le coste dell'Asia nordorientale, nell'oceano Pacifico. In particolare, l'area oggetto di studio, si trova nella regione più a sud-ovest, nell'isola di Kyushu, che insieme alle altre tre isole principali Hokkaido, Honshu e Shikoku; forma l'intero arcipelago giapponese (Figura 4.1).

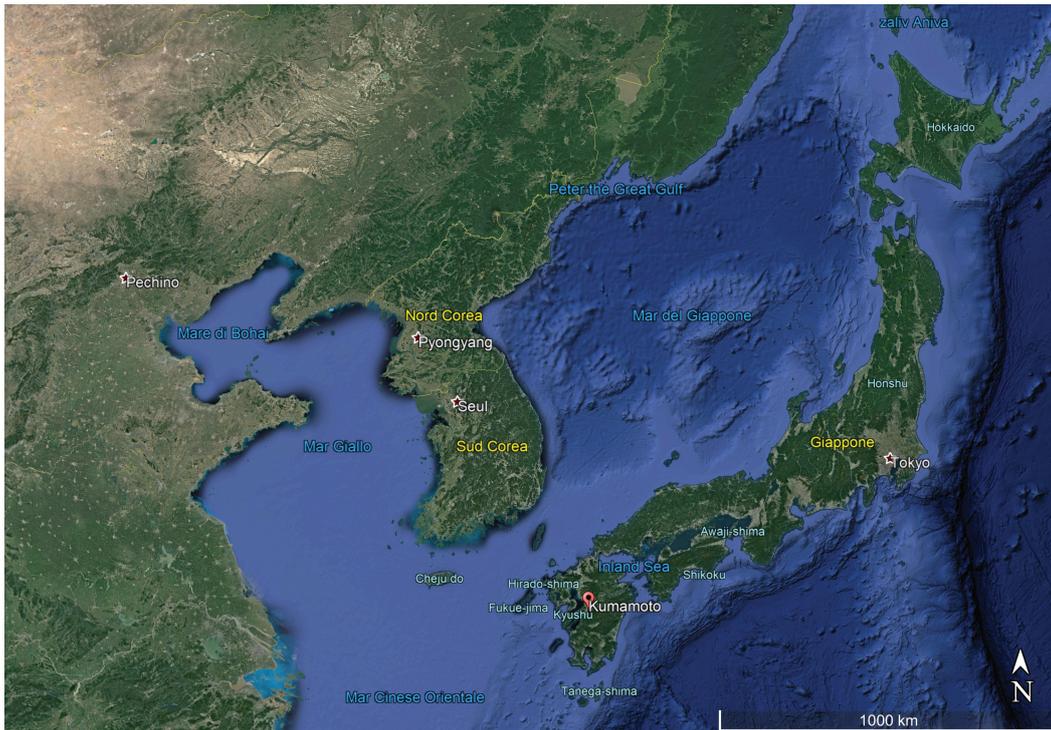


Figura 4.1 Localizzazione geografica dell'arcipelago del Giappone e posizione del sito di Kumamoto (da Google Earth)

Il sito target, di qui si procederà alla caratterizzazione della struttura del sottosuolo, si trova nel quartiere di Rendaiji 4-chome, Nishi ward ad una latitudine di 32.775679 N, e longitudine di 130.687920 E, e ad una quota di 9.4 m sul livello del mare.

L'area oggetto di studio è delimitata ad ovest dalla linea ferroviaria "Kyushu Shinkansen", che collega da nord a sud le città dell'isola di Kyushu; e ad est dal centro abitato. Il sito è inoltre compreso tra le anse del fiume Tsuboi a nord e dal fiume Shirakawa a sud, che attraversano la città di Kumamoto e sfociano nella baia di Shimabara. L'area appena descritta è facilmente osservabile in Figura 4.2.



Figura 4.2 Localizzazione del sito Target nella città di Kumamoto (da Google Earth)

4.2 Inquadramento geodinamico del Giappone

La sismicità del territorio giapponese deriva da un processo geodinamico complesso. L'area, infatti si trova in corrispondenza dei margini di quattro placche: la placca Euroasiatica, la placca delle Filippine, la placca Pacifica e la placca Nord-Americana che comprende la placca di Okhotsk.

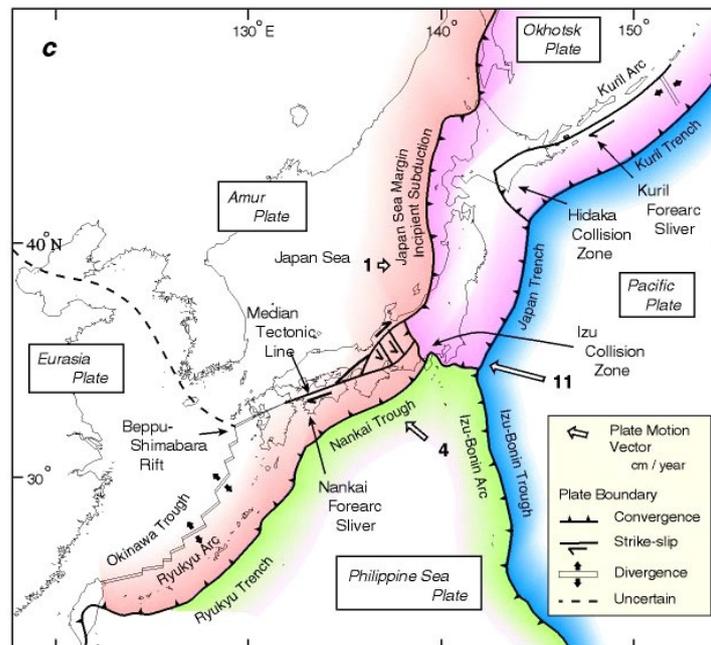


Figura 4.3 Inquadramento geodinamico del Giappone (da Taira 2001)

Come possibile osservare in Figura 4.3, che riporta l'assetto geodinamico del Giappone sopra descritto, la placca Pacifica si immerge al disotto della zolla delle Filippine, formando la fossa Izu-Bonin; e nella parte settentrionale dell'isola di Honshu e Hokkaido, al di sotto della placca Euroasiatica. La placca delle Filippine, inoltre, in corrispondenza della parte meridionale dell'isola di Honshu e delle isole di Shikoku e Kyushu, si immerge al di sotto della placca Euroasiatica. Questo assetto geodinamico determina che i terremoti più disastrosi sono più frequenti nella parte settentrionale dell'arcipelago giapponese, lungo la costa pacifica e che Tokyo risulta essere l'area a maggiore sismicità in quanto confluenza del meccanismo delle tre zolle sopra citato (Cubellis, 2012).

I primi studi riguardanti la struttura geologica del Giappone furono formulati da Kobayashi nel 1941, ma furono successivamente rivisti e modificati, con l'introduzione della teoria della tettonica delle placche, da Isozaki & Maruyama nel 1991, che dimostrarono come nel tempo il Giappone avesse cambiato la sua posizione geografica. Anche Barnes, nel 2003, osservò come fino a circa 15 milioni di anni fa, il Giappone facesse parte del margine continentale dell'Eurasia.

Gli studi attuali, sostengono che l'origine dell'arcipelago giapponese sia da attribuire alla subduzione delle placche oceaniche (Pacifico e Filippine) sotto quelle continentali (Euroasiatica e Nordamericana). Questo movimento trova anche spiegazioni nello studio delle principali sollecitazioni che riguardano il Giappone, condotto da Seno nel 1999. Seno ha osservato come vi sia un regime di stress di tipo compressivo nella zona nord-est dell'isola di Honshu, dovuto alla collisione delle placche Nordamericana ed Euroasiatica in direzione est-ovest. Mentre nella regione di Kyushu vi è un gradiente di sollecitazioni orizzontali sia nella direzione est-ovest che nella direzione nord-sud, che non trova spiegazione nell'iterazione tra placche, ma ben si dalla resistenza prodotta da un flusso diffuso di magma di risalita dal mantello.

L'assetto tettonico appena descritto, oltre essere causa dei principali eventi sismici nell'area del Giappone, ha condizionato anche l'attuale assetto geodinamico arcuato dell'arcipelago e un'intensa attività magmatica in profondità con la formazione di vulcani in superficie. Tra questi vi è il Monte Aso, uno delle caldere attive più grandi nel mondo, con un'estensione di circa 380 km² (Fujii et al., 2001), e situato a pochi chilometri dalla città di Kumamoto. Inoltre, nella parte ovest della regione di Kyushu, si sono osservati dei flussi di calore, dovuti alla risalita del magma dal mantello, le cui forze tendono a spingere quest'ultima in direzione sud-est.

Inoltre i numerosi eventi sismici che riguardano l'area dell'arcipelago del Giappone, trovano una giustificazione anche nella presenza di numerosi sistemi di faglie attive. Tra le più importanti che interessano l'area del territorio giapponese, troviamo la "Median Tectonic Line" che si estende per 350 km nella zona centrale del sud-ovest del Giappone (Fitch, 1972), la faglia "Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line" che divide il centro dell'arcipelago giapponese in Giappone nord-orientale e sud-orientale, e la faglia "Nojima Fault" situata nella baia di Osaka e responsabile con il suo movimento i 1.9 m del disastroso terremoto di Kobe nel 1995. Mentre per quanto la regione di Kyushu, come è possibile osservare dalla Figura 4.4 estratta dal database delle faglie attive del Giappone del AIST (National Institute of Advanced Industrial Science and Technology), si osservano faglie con direzione NW-SE nella parte nord dell'isola, e nella parte centrale faglie con direzione predominante E-O. Tra quest'ultime vi è il sistema di faglie attive "Futagawa-Hinagu", definito come zona sismogenetica dal quale ha avuto origine il terremoto di Kumamoto del 2016.

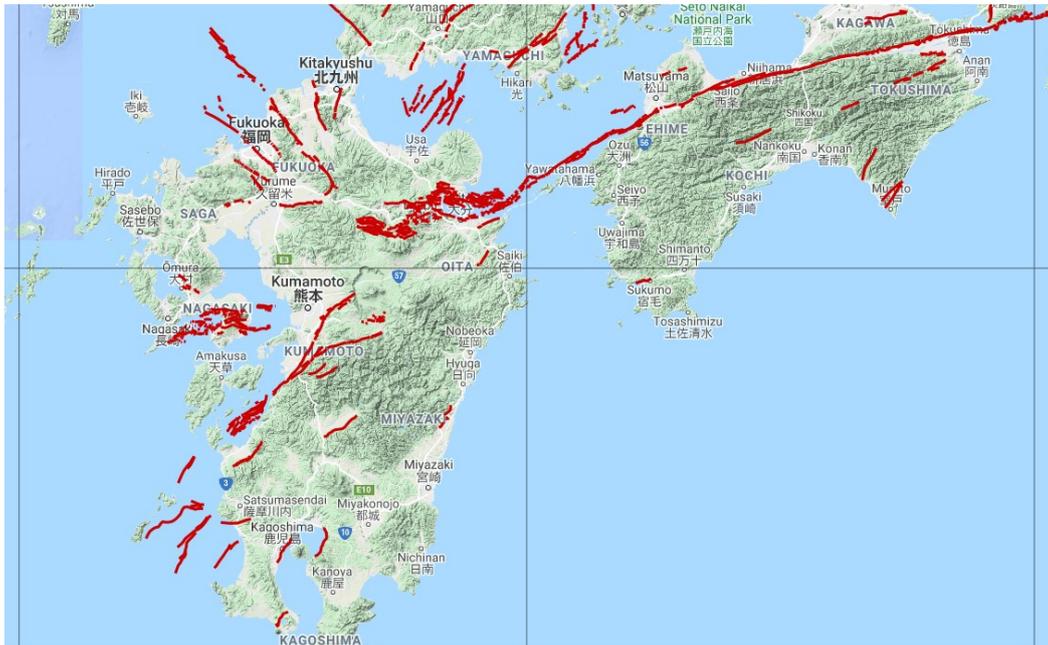


Figura 4.4 *Faglie attive nella regione di Kyushu (da Active fault database of Japan, AIST)*

4.2.1 *Sismicità del Giappone e terremoto di Kumamoto del 2016*

Come detto in precedenza, il complesso assetto tettonico che interessa l'arcipelago del Giappone è responsabile di molti terremoti. Tra questi i principali sono il terremoto di Kanto del 1923 di Mw 7.9, il terremoto di Nankaido del 20 dicembre 1946 di Mw 8.1, il terremoto di Kobe del 1995, il terremoto di Chuetsu del 23 ottobre 2004 di Mw 6.9 e il terremoto di Tōhoku del 2011.

Mentre l'area della regione di Kyushu, risultata essere molto attiva negli ultimi dieci anni, in particolare si è posta molta attenzione sull'evento sismico che ha colpito l'area di Kumamoto nel 2016. Secondo la Japan Meteorological Agency (JMA), la sequenza sismica è iniziata il 14 aprile 2016 (12:26 UTC) con un evento superficiale di Mw 6.5. La scossa principale (mainshock) è avvenuta 28 ore dopo il foreshock, il 15 aprile 2016 (16:25 UTC) con una magnitudo di 7.3, con ipocentro a circa 12 km di profondità ed epicentro a 12 km dalla città di Kumamoto e di Mashiki. Oltre questi due eventi principali nei giorni successivi si sono verificate più di 1400 scosse di magnitudo minore.

La sequenza di sismica di Kumamoto del 2016, si è verificata principalmente lungo la faglia attiva di Futagawa-Hinagu, faglia di tipo trascorrente destra, che si pensa faccia parte della "Median Tectonic Line" la faglia attiva più lunga del Giappone (Chida, 1992; Okada, 1980; Yeats 2012). I processi di rottura, che hanno riguardato l'evento, sono stati studiati da Asano nel 2016 utilizzando il metodo dell'inversione cinematica della forma d'onda degli strong motion registrati nelle stazioni di misura di Figura 4.5. L'evento iniziale si è registrato in corrispondenza della parte nord della faglia di Hinagu, dove si sono osservate due aree di slittamento vicino all'ipocentro di profondità ridotta. Mentre la rottura principale è iniziata sul piano di faglia a nord-ovest della faglia di Hinagu, in profondità, ed è continuata lungo la faglia di Futagawa verso nord-est, provocando anche rotture superficiali (Figura 4.5). Lo spostamento massimo durante il mainshock è stato di 5.1 m e la rottura è durata circa 20 secondi (Asano, 2016). Entrambe le scosse sono state generate da movimenti trascorrenti dei blocchi di faglia.

Le scosse sismiche hanno provocato rotture superficiali a partire dall'ipocentro del foreshock, fino al bordo occidentale della caldera del vulcano Aso; e inoltre crolli di edifici, rotture di strade, fratture ad en-chelon e apertura di fratture fino a 2 m (Shirahama et al., 2016).

Mentre non si sono osservate rotture in superficie, durante lo sciame sismico di Kumamoto del 2016, in corrispondenza della parte centrale e meridionale della faglia di Hinagu (Asano, 2016).

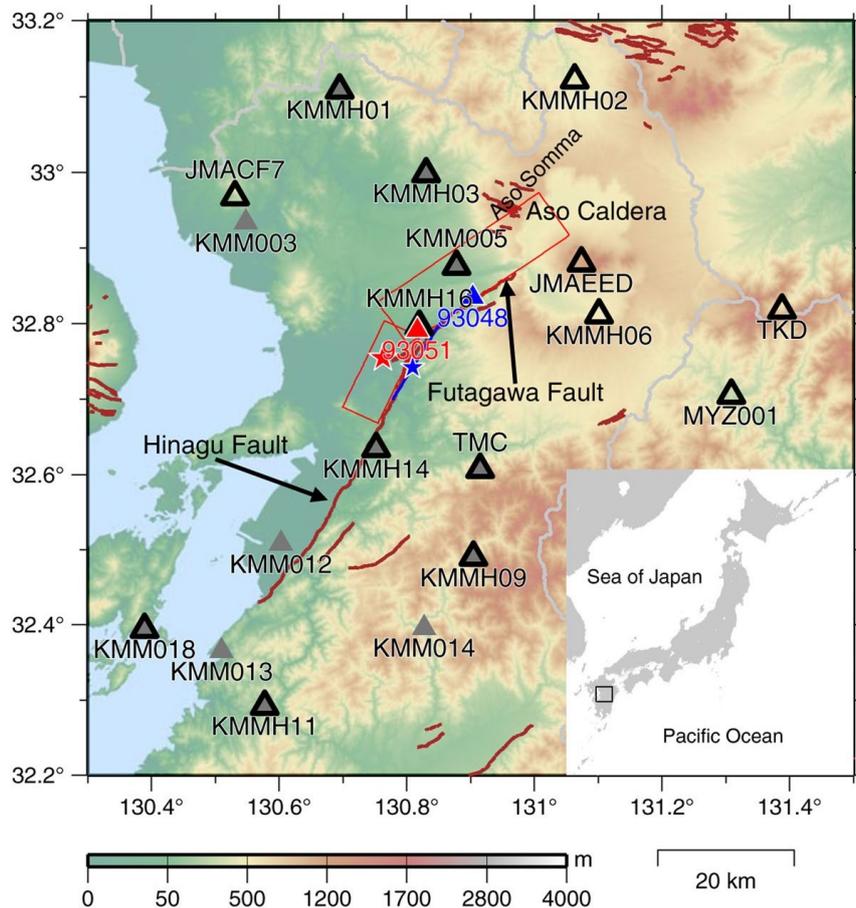


Figura 4.5 Mappa dell'area studio del terremoto di Kumamoto del 2016. La stella blu e rossa denotano rispettivamente l'epicentro del foreshock e mainshock. I triangoli indicano le stazioni di registrazioni dell'area. Le linee marroni rappresentano le tracce in superficie delle faglie attive individuate da Nakata e Imaizumi nel 2002 (da Asano, 2016)

Gli effetti del sisma di Kumamoto in superficie, sono stati amplificati dalla presenza di depositi recenti e poco addensati di tipo alluvionale presenti nel sottosuolo. Questi effetti di sito locale, sono stati studiati da Tsuno nel 2017, il quale osservò come vi sia una copertura dei sedimenti altamente deformabili ed al quanto complessa, la quale è responsabile, nella zona della città di Kumamoto, di fattori di amplificazione diversi anche a distanza di pochi chilometri. E inoltre in occasione del mainshock, i grandi fattori di amplificazione nell'intervallo di frequenza tra 1-3 Hz siano stati responsabili del comportamento non lineare del terreno di sottosuolo della città di Kumamoto durante l'evento sismico del 2016.

4.3 *Inquadramento geologico del sito di Kumamoto*

Dal punto di vista geologico dagli studi condotti dall'Università degli Studi di Torino, dalla carta geologica in scala 1:200000 realizzata da Hoshizumi et al. nel 2004, si può osservare come la città di Kumamoto poggia su una vasta piana alluvionale, generata dai depositi alluvionali olocenici dei fiumi Midorikawa e Shirakawa. Inoltre, la parte settentrionale della città poggia anche su terrazzi fluviali e su depositi piroclastici pleistocenici (Ishizaka et al., 1995). In particolare la piana alluvionale di Kumamoto è delimitata dal monte Kinbo a nord-ovest, dalla baia Shimibara ad ovest e dal monte Aso ad est. Sempre dall'analisi della carta geologica, si osserva come in corrispondenza del monte Kinbo, vi sono affioramenti di depositi vulcanici ricchi di frammenti di rocce piroclastiche e basaltiche. Mentre le unità del vulcano Aso, nel centro dell'isola di Kyushu, sono costituite da quattro flussi piroclastici: Aso-1 (tufi addensati ad orneblenda e dacite e da depositi non addensati di pomici), Aso-2 (andesiti a pirosseno), Aso-3 (flussi piroclastici non consolidati costituiti da sabbia vulcanica e scorie nere) e Aso-4 (flusso piroclastico recente, non consolidato costituito principalmente da pomice bianca con anfibolo). In superficie si trovano anche depositi terrazzati sciolti costituiti da ghiaie sabbie e argille.

L'inquadramento a grande scala del sito, con la carta geologica 1:200000, ha permesso di indirizzare al meglio le ricerche bibliografiche per una migliore definizione a piccola scala del quadro geologico-stratigrafico del sito d'indagine. Di seguito si riporta sinteticamente i risultati da loro ottenuti, e si rimanda alla tesi di laurea magistrale di Erasmo "Blind test per la determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio a partire da dati di prove superficiali per il sito di Kumamoto", per maggiori approfondimenti a riguardo della caratterizzazione geologica-stratigrafica del sito d'indagine.

Dal sito nazionale di ricerca delle informazioni sul territorio "KuniJiban", che fornisce le informazioni sui depositi e tipi materiali presenti in tutto il Giappone attraverso i risultati di indagine, sono state analizzate 6 colonne stratigrafiche derivanti da sondaggi geognostici con profondità variabile, fino ad un massimo di 25.5 m, situate quasi tutte sulla sponda opposta del fiume Shirakawa in zone limitrofe, ma non esattamente coincidenti al sito d'indagine (Figura 4.6).

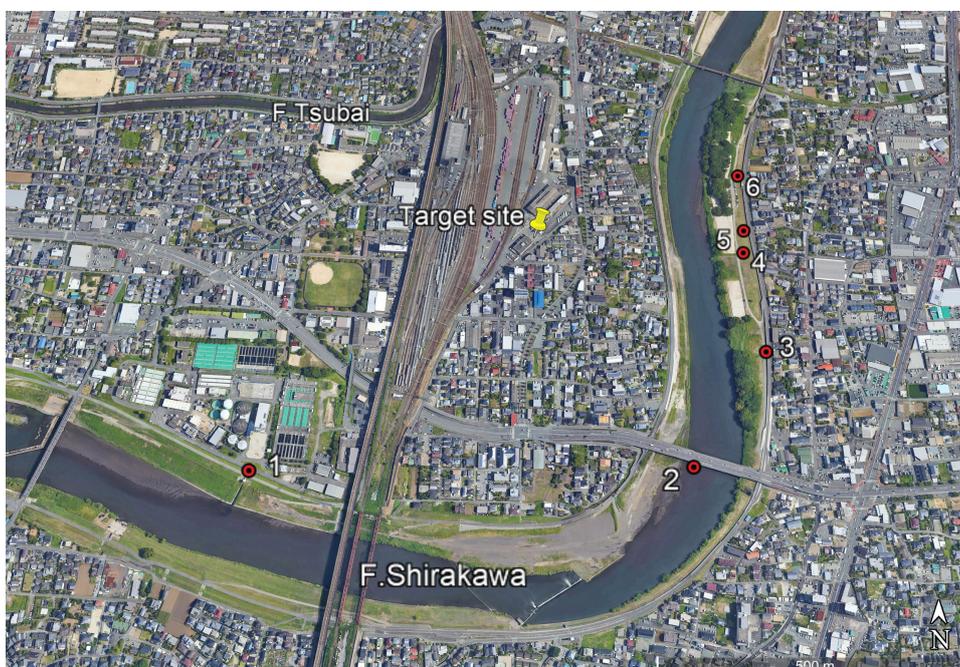


Figura 4.6 Localizzazione dei sondaggi geognostici (da KuniJiban) rispetto il sito Target d'indagine (da Google Earth)

Dalle colonne stratigrafiche si sono ottenuti dati su profondità e spessore degli strati, una breve descrizione di quest'ultimi, e il livello di falda. Inoltre, da alcuni sondaggi si sono ottenuti la distribuzione granulometrica, i risultati delle prove SPT e gli esiti di prove di laboratorio su alcuni campioni. Dall'analisi dei dati in possesso si osserva come i depositi sono sciolti e poco consolidati, con contenuto di acqua elevato, e costituiti principalmente da sabbia e in certi certe zone anche da presenze abbondanti di limo. Dalle prove SPT si osserva che è possibile trovare uno strato più rigido a profondità compresa tra 10 e 18 m. La falda, essendo il sondaggio situato vicino al fiume Shirakawa, si trova mediamente a circa 3 m.

Dopo aver caratterizzato i depositi superficiali attraverso i 6 sondaggi geognostici, gli studi condotti dall'Università degli Studi di Torino, si sono soffermati sull'analisi di 11 stratigrafie (di profondità massima fino a 200 m) della pianura di Kumamoto (da Ishizaka et al., 1995), che correlate tra di loro hanno permesso di avere informazioni sugli strati più profondi. Sono state eseguite due sezioni geologiche di correlazioni delle 11 stratigrafie, dalle quali si è osservato come il profilo stratigrafico N0.4 (Figura 4.7, da Ishizaka et al., 1995) risulta essere il più rappresentativo del sito d'indagine, e pertanto usato come riferimento per le analisi successive.

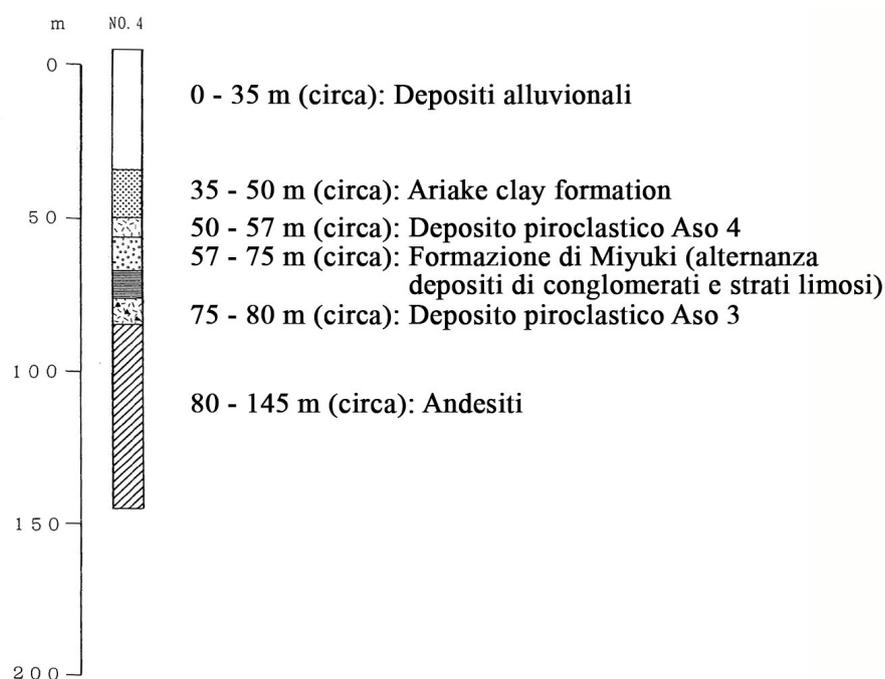


Figura 4.7 Stratigrafia no.4 (da Ishizaka et al., 1995) e indicazione tipologia degli strati e il relativo spessore

In seguito, gli studi condotti dall'Università degli Studi di Torino, hanno preso in considerazione la caratterizzazione delle proprietà fisiche e meccaniche dei depositi presenti nella stratigrafia di riferimento. In particolare i depositi alluvionali, vista le caratteristiche sopra riportate, sono responsabili dell'amplificazione sismica locale delle onde, e fenomeni di liquefazione. Quest'ultimi osservati in particolar modo lungo il fiume Midorikawa, anche con formazioni di "sand boils" in occasione dell'evento sismico del 2016 (Ogo et al., 2018).

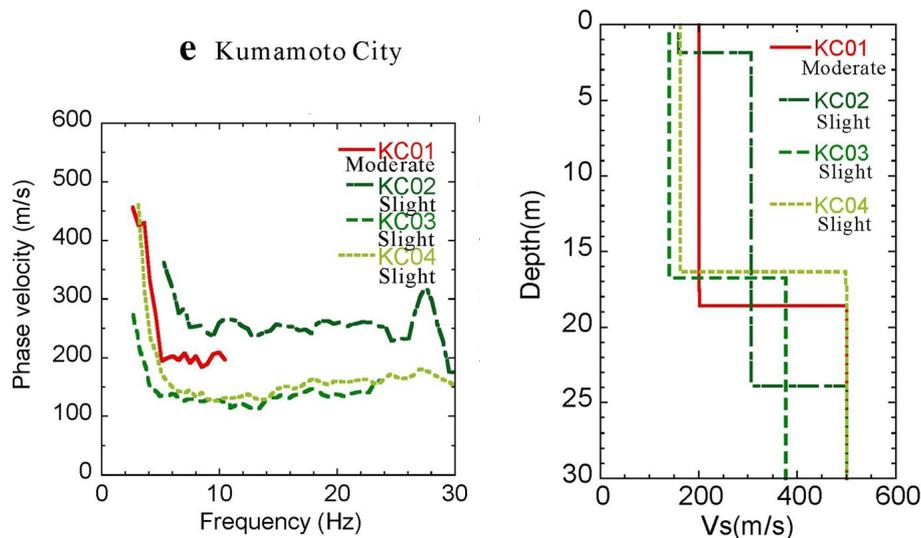
Per quanto riguarda le "Ariake clay formation", su cui poggiano i depositi alluvionali, le loro proprietà possono essere sintetizzate nella Tabella 4.1, ottenuta dagli studi condotti da Khamehchiyan & Iwao (1994) su provini di argilla prelevati da 110 pozzi nella pianura a nord di Kumamoto. Si osserva come anche la formazione di argilla di Ariake risulta essere poco consolidata e probabilmente compattata dal carico litostatico dei depositi alluvionali soprastanti.

Tabella 4.1 Proprietà fisico meccaniche delle argille di Ariake (Khamehchiyan & Iwao, 1994)

Soil properties	Value
Physical properties	
Specific gravity, G_s	2.26-2.82
Clay content, (%)	10-81.5
Void ratio, e	0.4-4.53
Liquid limit, LL(%)	32-150
Plasticity index, PI(%)	7-95
Liquidity index, I_L	0.04-4.64
Natural water content, W_n	12-173
Total unit weight, γ_t (gr/cm^3)	1.2-2.11
Mechanical properties	
Unconfined compression strength, q_u (kg/cm^2)	0.04-1.98
Compression index, C_c	0.19-2.81
Pre-consolidation pressure, P_c (kg/cm^2)	0.12-2
Standard penetration value, N	0-5
sensitivity, St	$>8, >16$ (most of Ariake clay) ³⁾

Successivamente, gli studi condotti dall'università degli Studi di Torino, si sono soffermati anche su altre informazioni utili da un punto di vista sismico per la caratterizzazione sismica del sito d'indagine. In particolare, dalla mappa del "Japan Seismic Hazard Information Station (J-SHIS) del National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (NIED), si osserva che la velocità delle onde di taglio rappresentativa dei primi 30 m di profondità, risulta essere pari a circa 350 m/s a nord-est di Kumamoto, circa 120 m/s in tutta la piana alluvionale e fino a 600 m/s nella zona del monte Kinbo (nord-ovest di Kumamoto).

Inoltre, dagli studi di Chimoto et al. (2016), che hanno condotto lavori attinenti all'area in esame in 26 punti di osservazioni distribuiti tra la città di Kumamoto e il monte Aso, si è presa in considerazione la curva di dispersione, ottenuta dalla stazione di registrazione KC04 (Figura 4.8). La stazione è situata 2 km a nord-est del sito d'indagine, è costituita da geofoni distanziati circa 30 m. La curva è stata ottenuta con il metodo di interpretazione SPAC, e sarà successivamente utilizzata come confronto per analizzare i risultati emersi dalla nostra analisi di caratterizzazione.

**Figura 4.8 Curva di dispersione e relativi profili di velocità relativi alle registrazioni nella città di Kumamoto (da Chimoto et al., 2016)**

5. Identificazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto

In questo capitolo si procederà alla caratterizzazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto, attraverso le indagini non invasive condotte dagli organizzatori del Blind Test; in particolare sono forniti risultati derivanti da prove sia attive che passive (par. 5.1). I dati sono stati poi processati con i metodi MASW (prove attive; par. 5.2), SPAC e $f-k$ (prove passive; par. 5.3) attraverso l'ausilio del software GEOPSY, così da elaborare la curva di dispersione caratteristica del sito d'indagine (par. 5.4). La curva di dispersione, così ottenuta, è stata poi confrontata con le analisi condotte da Comina e Cardinale (2019), che sono state eseguite attraverso l'ausilio del software MATLAB.

Per comprendere meglio l'eterogeneità laterale nella struttura del sottosuolo del sito d'indagine, e per poter rafforzare il processo d'inversione, si è poi proceduto anche ad un'interpretazione dei dati passivi attraverso il metodo dei rapporti spettrali HVSR (par. 5.5).

Per l'identificazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto, si è infine proceduto al processo di inversione della curva di dispersione ottenuta, con l'ausilio del modulo DINVER del software GEOPSY (par. 5.6). I risultati così ottenuti, sono stati poi confrontati con i profili stratigrafici elaborati dalle analisi con l'ausilio del software MATLAB, condotte da Comina e Cardinale (2019) dell'Università degli Studi di Torino.

5.1 Descrizione dei dataset

Nel sito d'indagine, denominato "Target Site", situato nella città di Kumamoto, nel quartiere di Rendaiji 4-chome, Nishi ward, sono state eseguite indagini non invasive attive e passive. In particolare, le prove sono state eseguite in un'area che costeggia il parcheggio di un edificio, nella zona ad est della linea ferroviaria Kyushu-Shinkansen (Figura 4.6). Per ogni prova si è poi proceduto alla localizzazione degli array di acquisizione, alla descrizione della strumentazione di misurazione utilizzata e alla presentazione dei dati derivanti dalla campagna d'indagine.

5.1.1 Dataset prove attivi

Per quanto riguarda le indagini non invasive passive, nel sito di indagine è stata eseguita una prova di tipo MASW (Multistation Analysis of Surface Waves). Come è possibile osservare in Figura 5.1, lo stendimento è posizionato nei pressi del punto definito "Target Site".



Figura 5.1 Posizionamento dello stendimento nel sito d'indagine (da Google Earth)

Le sue principali caratteristiche geometriche sono (Figura 5.2):

- Array lineare costituito da 24 geofoni verticali, di lunghezza dello stendimento di 34.5 m;
- Distanziamento dei geofoni verticali: 1.5 m;
- Sorgente impulsiva (mazza battente), allineata con l'array, e posizionata a 0.3 m dal primo e dall'ultimo geofono dello stendimento.

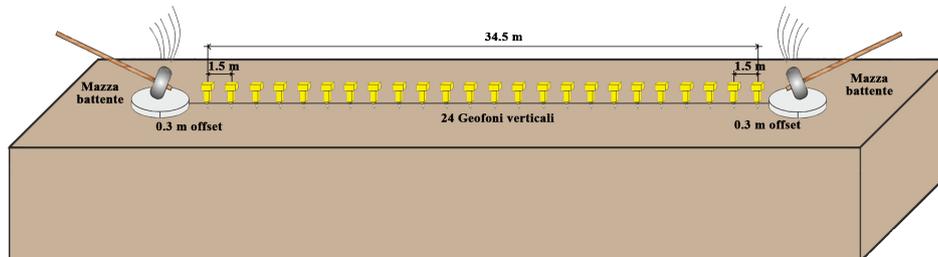


Figura 5.2 Caratteristiche geometriche dello stendimento

Per la prova è stata utilizzata la seguente strumentazione:

- Un sistema di ricezione costituito da 24 geofoni verticali (GS-11D, GEOSPACE), con frequenza propria di 4.5 Hz, adatti per l'acquisizione delle onde superficiali Rayleigh. La strumentazione, come è possibile osservare in Figura 5.3, è stata resa solidale al terreno in modo che non vi siano interferenze durante l'acquisizione del segnale;
- Una sorgente per la generazione delle onde sismiche, costituita da una mazza battente (Sledge Hammer);
- Un sismografo multicanale (Geode-OYO Corp.) che ha permesso di collegare tra di loro i geofoni e restituire le tracce sismiche con un intervallo di campionamento di 0.001 s, e quindi una frequenza di campionamento di 1 KHz;
- Un circuito di sincronizzazione dei geofoni, con un sistema di trigger che ha permesso di far partire la registrazione del segnale sismico acquisito dai geofoni, nell'istante in cui la sorgente è stata attivata, ed è partita la sollecitazione dinamica.



Figura 5.3 Esecuzione dell'indagine MASW

Per la prova sono stati eseguiti 11 scoppi in avanti (forward), cioè generando le onde superficiali a 0.3 m dal primo geofono verticale, e 13 scoppi indietro (reverse), cioè a 0.3 m dall'ultimo geofono (come schematizzato in Figura 5.2). Tutti e 24 gli scoppi sono stati eseguiti con la mazza battente in linea con lo stendimento dei geofoni.

Di seguito sono riportati due sismogrammi, uno relativo allo scoppio in forward n.706 (Figura 5.4) e uno relativo allo scoppio in reverse n.718 (Figura 5.5). In ascisse viene riportato il tempo di registrazione del segnale, che per tutti gli scoppi è pari a 4 secondi, mentre in ordinata sono rappresentate le singole registrazioni dei geofoni verticali (numerati con numero progressivo con la direzione di propagazione dell'onda superficiale dello scoppio forward). Dai sismogrammi si può osservare che l'inizio di propagazione dell'onda in corrispondenza del primo geofono, posto a 0.3 m dal punto d'impatto della sorgente sismica, avviene dopo circa 0.5 s.

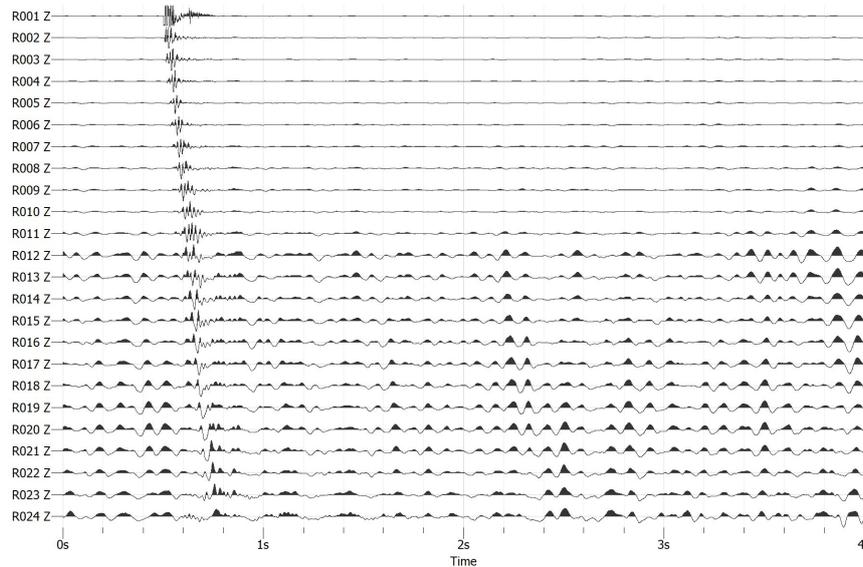


Figura 5.4 Sismogramma dello scoppio n.706 (forward)

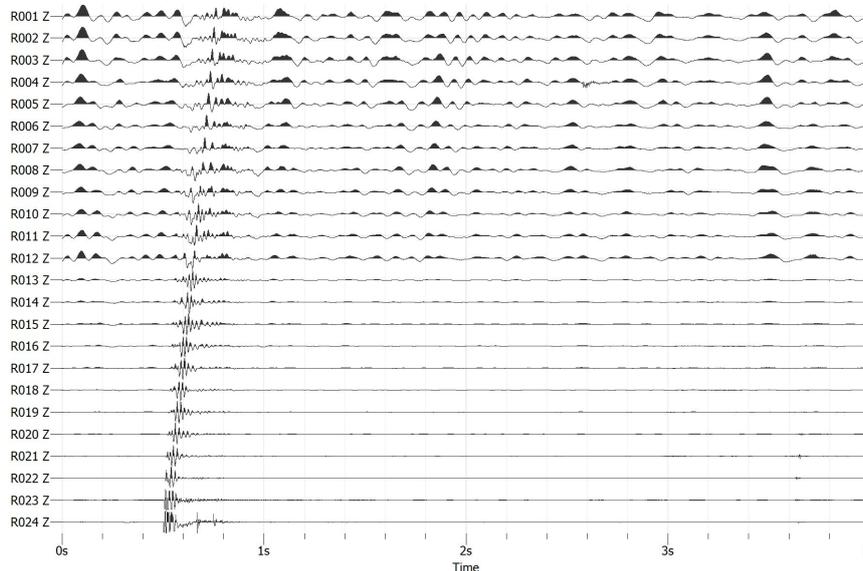


Figura 5.5 Sismogramma dello scoppio n.718 (reverse)

Inoltre è possibile notare dai sismogrammi, nei primi strumenti prevale l'onda generata dalla sorgente sismica, mentre con l'aumentare della distanza dal punto d'innescio dell'onda superficiale nel segnale prevale il rumore.

Nell'allegato A sono riportati tutti i sismogrammi relativi ai singoli scoppi.

5.1.2 Dataset prove passive

Oltre alle prove sismiche non invasive attive, nel sito d'indagine è stata eseguita una campagna d'indagine di rilevazione dei microtremori ambientali.

Sono stati predisposti 5 array bidimensionali, di forma triangolare, ognuno con 7 sensori d'acquisizione tridimensionale, e con le seguenti dimensioni medie dei doppi triangoli:

- KUM-LL: dimensione media 481-962 m e disposizione dei sensori riportata in Figura 5.6;
- KUM-M: dimensione media 122-243 m e disposizione dei sensori riportata in Figura 5.7;
- KUM-SM: dimensione media 39-78 m e disposizione dei sensori riportata in Figura 5.8;
- KUM-S: dimensione media 10-20 m e disposizione dei sensori riportata in Figura 5.9;
- KUM-SS1: dimensione media 1-2 m e disposizione dei sensori riportata in Figura 5.9.

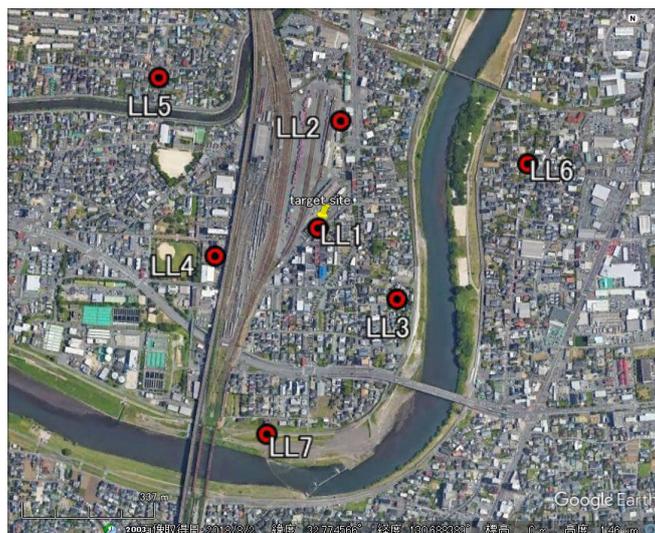


Figura 5.6 Disposizione dei sensori dell'array KUM-LL, dimensione media dei doppi triangoli (481, 962 m) (da Google Earth)



Figura 5.7 Disposizione dei sensori dell'array KUM-M, dimensione media dei doppi triangoli (122, 243 m) (da Google Earth)



Figura 5.8 *Disposizione dei sensori dell'array KUM-SM, dimensione media dei doppi triangoli (39, 78 m) (da Google Earth)*



Figura 5.9 *Disposizione dei sensori degli array KUM-S (sinistra) e KUM-SS1 (destra), e dimensione media dei doppi triangoli rispettivamente (10, 20 m) e (1, 2 m) (da Google Earth)*

Le coordinate dei sensori degli array KUM-LL (Tabella 5.1), KUM-M (Tabella 5.2) e KUM-SM (Tabella 5.3) fornite nel sistema di riferimento WGS84, sono state trasformate nel sistema di riferimento UTM Zone 52S. E successivamente riportate su un unico grafico per poter comprendere meglio la distribuzione spaziale tra gli array di grandi dimensioni (Figura 5.10).

Tabella 5.1 *Coordinate dei sensori dell'array KUM-LL nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S*

KUM-LL	WGS84		UTM52S	
	Lat [°]	Long [°]	E [m]	N [m]
1	32.775641	130.68792	658085.86	3627675.74
2	32.77812	130.688534	658138.98	3627951.51
3	32.774002	130.690078	658290.9	3627497.24
4	32.774997	130.68511	657823.79	3627600.14
5	32.77912	130.683571	657672.36	3628054.98
6	32.777128	130.693645	658619.47	3627849.18
7	32.770884	130.686522	657963.32	3627146.21

Tabella 5.2 Coordinate dei sensori dell'array KUM-M nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S

KUM-M	WGS84		UTM52S	
	Lat [°]	Long [°]	E [m]	N [m]
1	32.775272	130.68868	658157.51	3627635.95
2	32.775412	130.6894	658224.52	3627652.55
3	32.774681	130.68842	658124.02	3627570.04
4	32.775728	130.68816	658107.90	3627685.74
5	32.776484	130.68909	658193.96	3627770.95
6	32.774377	130.68971	658255.76	3627538.26
7	32.774978	130.6872	658019.68	3627601.15

Tabella 5.3 Coordinate dei sensori dell'array KUM-SM nei sistemi di riferimento WGS84 e UTM52S

KUM-SM	WGS84		UTM52S	
	Lat [°]	Long [°]	E [m]	N [m]
1	32.775625	130.68803	658096.00	3627674.12
2	32.775573	130.68826	658118.20	3627668.71
3	32.775494	130.68787	658081.53	3627659.36
4	32.775808	130.688	658092.96	3627694.37
5	32.77591	130.68837	658127.72	3627706.24
6	32.775244	130.68821	658113.91	3627632.15
7	32.775738	130.68758	658053.75	3627685.98

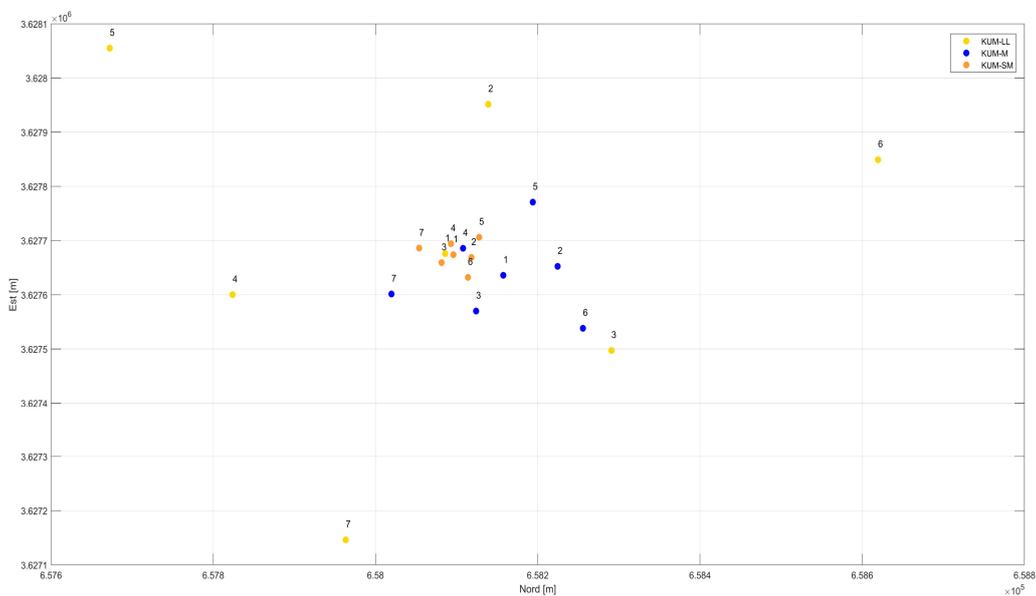


Figura 5.10 Disposizione spaziale degli array KUM-LL, KUM-M e KUM-SM

Invece per gli array di piccole dimensioni (KUM-S e KUM-SS1), disponendo solo della latitudine e longitudine del punto centrale, si è proceduto alla ricostruzione delle coordinate, in sistema di riferimento locale, a partire dalle dimensioni medie dei doppi triangoli e dalla geometria riportata in Figura 5.11 (coordinate in Tabella 5.4).

Tabella 5.4 Coordinate dei sensori degli array KUM-S e KUM-SS1 nel sistema di riferimento locale, e le coordinate dei punti centrali nel sistema di riferimento WGS84

KUM-S			
		x [m]	y [m]
Punto centrale		1	0.00 5.77
Lat [°]	Long [°]	2	5.00 8.66
32.775715	130.687925	3	0.00 0.00
		4	-5.00 8.66
Dimensioni array [m]		5	0.00 17.32
10	20	6	-10.00 0.00
		7	10.00 0.00

KUM-SS1			
		x [m]	y [m]
Punto centrale		1	0.00 0.58
Lat [°]	Long [°]	2	0.50 0.87
32.775647	130.687977	3	0.00 0.00
		4	-0.50 0.87
Dimensioni array [m]		5	0.00 1.73
1	2	6	-1.00 0.00
		7	1.00 0.00



Figura 5.11 Disposizione spaziale, nel sito d'indagine degli array KUM-S e KUM-SS1 (da Google Earth)

Per l'acquisizione dei microtremori è stata utilizzata la seguente strumentazione (strumenti di Figura 5.9):

- Sistema di sensori di ricezione del segnale sismico a tre canali del tipo "Tokyo Sokushin", SE-321", in grado di acquisire le onde superficiali nelle componenti U-D, N-S e E-W. I geofoni hanno un periodo proprio di 10 s, e una sensibilità di 5V/kine. Il sensore di ricezione, come è possibile osservare dalle immagini di Figura 5.9, è stata posizionato direttamente sulla superficie del terreno, e coperto da una scatola di plastica (sufficientemente zavorrata per evitare qualsiasi vibrazione locale della scatola stessa) in modo da proteggerlo da agenti esterni, ad esempio vento e pioggia che avrebbero potuto perturbare le registrazioni;
- Un sistema data logger per l'immagazzinamento dei dati, del tipo LS8800 della "Hakusan Corporation", è stato accoppiato ad ogni geofono. Il quale ha permesso di registrare il segnale con una precisione di 24 bit e una frequenza di campionamento di 200 Hz (intervallo di campionamento 0.005 s) e con un range dinamico di 128 dB.

La campagna d'indagine di registrazione dei microtremori ambientali, è stata condotta prevalentemente nelle notti tra il 24/05/2019, e il 27/05/2019, e ha fornito le seguenti registrazioni riassunte in Tabella 5.5. L'orario d'acquisizione può essere motivato dal fatto di cercare di evitare possibili sorgenti di rumore intense, tipiche le aree fortemente urbanizzate, che causano disturbi marcati e difficoltà nell'elaborazione dei segnali ottenuti.

Tabella 5.5 Riassunto delle misurazioni passive effettuate nel sito d'indagine

Array	Data	n. acquisizioni	orari	durata acquisizione
KUM-LL	27/05/2019	2	03:00 - 04:00	1 h
			04:00 - 05:00	1 h
KUM-M	25/05/2019	2	02:00 - 03:00	1 h
			03:00 - 04:00	1 h
KUM-SM	24/05/2019	2	03:00 - 04:00	1 h
			04:00 - 05:00	1 h
KUM-LL	25/05/2019	1	10:00 - 11:00	1 h
KUM-SS1	25/05/2019	1	7:00 - 7:45	45 m

In Figura 5.12, si riporta un esempio di sismogramma della componente UD dei microtremori registrati dai sensori dell'array KUM-LL. Per tutte le finestre temporali di acquisizione, di tutti gli array, sono state considerate le sole componenti U-D, in quanto a quest'ultime sono riferite le onde verticali di Rayleigh necessarie per l'elaborazione della curva di dispersione.

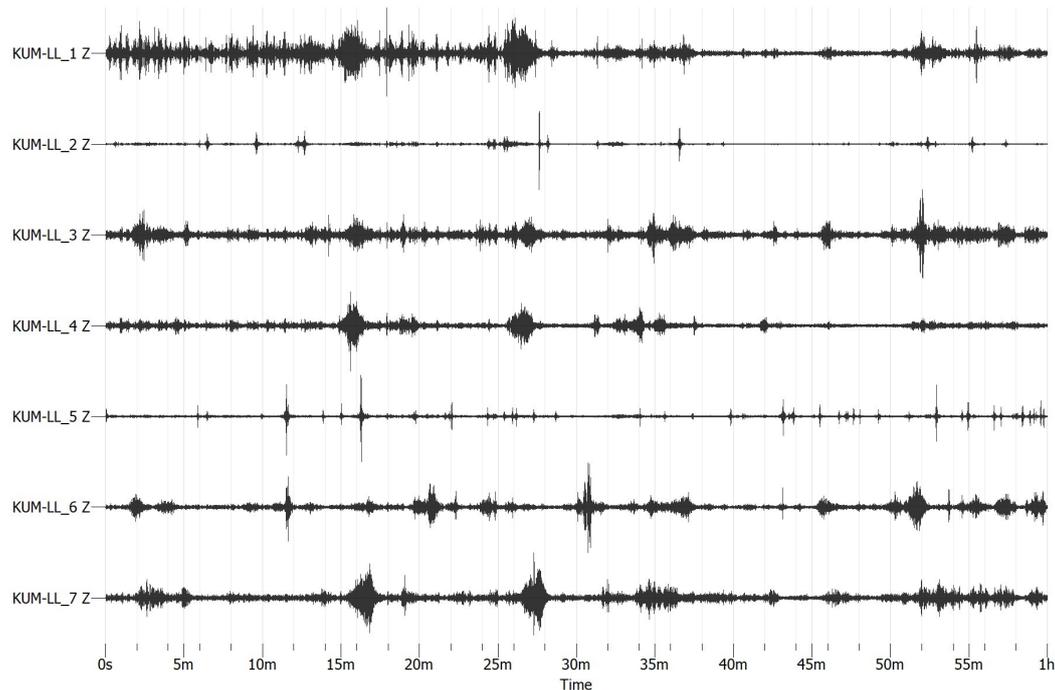


Figura 5.12 Registrazioni dei microtremori, nella componente UD, dei sensori dell'array KUM-LL, nell'intervallo di registrazione 03:00-04:00 (1 h) del 27/05/2019

Nel processamento dei dati passivi, con il metodo dei rapporti spettrali HVSR, bisogna tenere inoltre in conto che durante l'acquisizione dei rumori ambientali, per tutti gli array, la componente N-S dello strumento n.1 ha restituito errori di registrazione, e pertanto è opportuno escluderla dall'analisi.

5.2 Elaborazione delle curve di dispersione dai dati attivi

L'elaborazione dei dati derivanti dalle indagini non invasive di tipo attivo, è stata condotta con l'ausilio del tool *f-k attiva* del GEOPSY package (release: 2.10.1).

Inizialmente si è proceduto ad importare nel software tutte le registrazioni di tutti gli scoppi, 11 forward (dal n.706 al n.716) e 13 reverse (dal n.718 al n.730), le caratteristiche degli strumenti d'acquisizione e la geometria dello stendimento, riportata in Figura 5.2. Successivamente ogni sismogramma, è stato trasformato dal dominio del tempo al dominio della velocità di fase-frequenza, attraverso una rappresentazione spettrale.

Le analisi sono state condotte considerando tutto il periodo di registrazione di 4 s, e considerando i dati derivanti da tutti gli strumenti di acquisizione.

In seguito si è provveduto ad effettuare un picking automatico dei valori massimi di ampiezza dello spettro velocità di fase-frequenza ottenutosi, riconoscendo il modo di vibrare fondamentale. Si è preferito utilizzare la procedura automatica, rispetto al picking manuale, in modo da avere un'analisi accurata e non inficiata dal giudizio dell'operatore.

In Figura 5.13 si riporta, a titolo di esempio, lo spettro velocità di fase-frequenza ottenuto dal processamento della registrazione relativa allo scoppio n.706 di Figura 5.4, e il picking della curva di dispersione relativa a tale acquisizione.

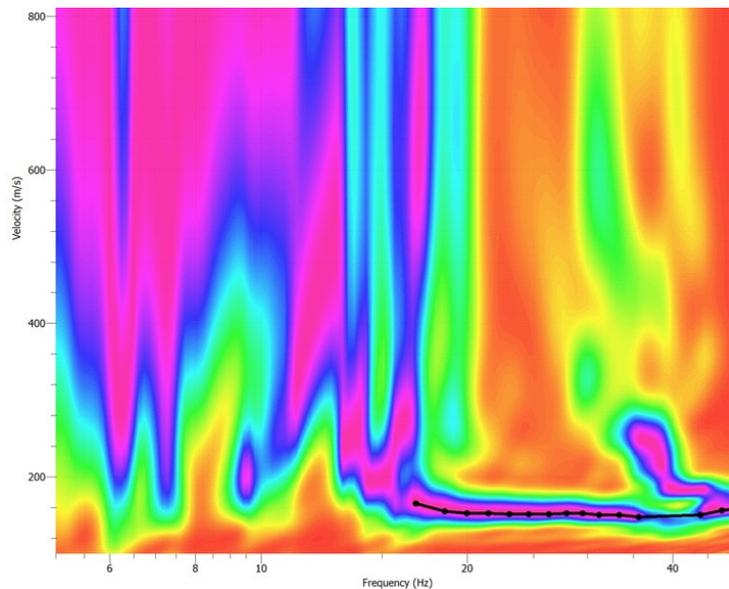


Figura 5.13 Spettro velocità di fase-frequenza dello scoppio n.706, e relativo picking della curva di dispersione

Com'è possibile inoltre osservare per questo scoppio, l'analisi è stata condotta sull'intervallo di frequenza tra 5-50 Hz, ma il picking è stato effettuato solamente nel range di frequenza tra 16 e 50 Hz, in quanto in tale intervallo il modo fondamentale di vibrare dell'onda di Rayleigh risultava essere molto chiaro e distinto.

La stessa procedura, è stata condotta anche per tutti gli altri scoppi forward e reverse, e per le tracce ottenute dallo stack delle registrazioni. L'operazione di stacking consiste nel sommare le tracce riferite allo stesso punto di scoppio, così da aumentare il rapporto segnale-rumore e quindi migliorare la stima della velocità di fase (Foti et al., 2017). Le analisi condotte hanno fornito le curve di dispersione riportate in Figura 5.14 (scoppi forward) e in Figura 5.15 (scoppi reverse). Si rimanda all'Allegato A per osservare gli spettri velocità di fase-frequenza di ogni singolo scoppio e il relativo picking automatico della curva di dispersione.

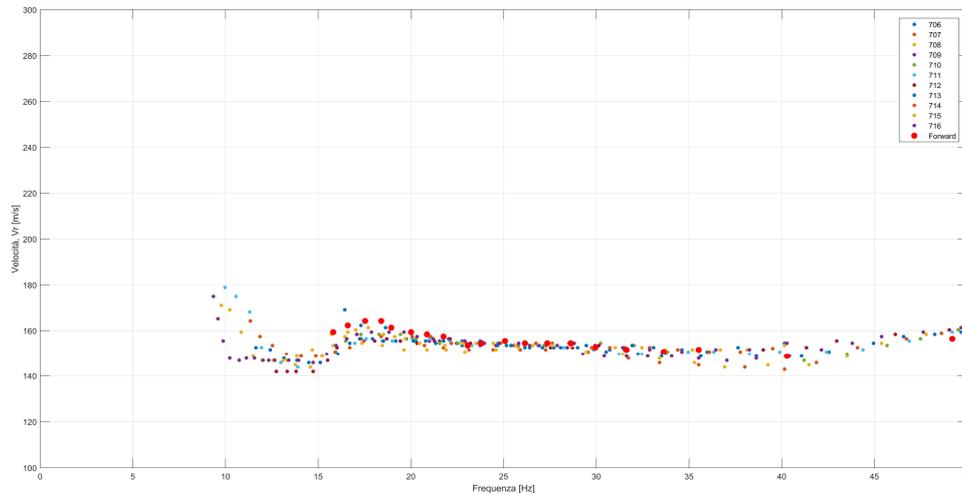


Figura 5.14 Curva di dispersione di ogni scoppio forward (da n. 706 a n. 716) e stack forward

Com'è possibile osservare i risultati degli scoppi forward (Figura 5.14), ottenuti dalle singole analisi risultano essere concordi tra di loro, soprattutto nel range di frequenza compreso tra circa 15 Hz e 50 Hz, mentre a frequenza più basse vi è una maggiore dispersione e non tutti gli scoppi hanno fornito risultati, pertanto questi risultati risultano essere meno attendibili.

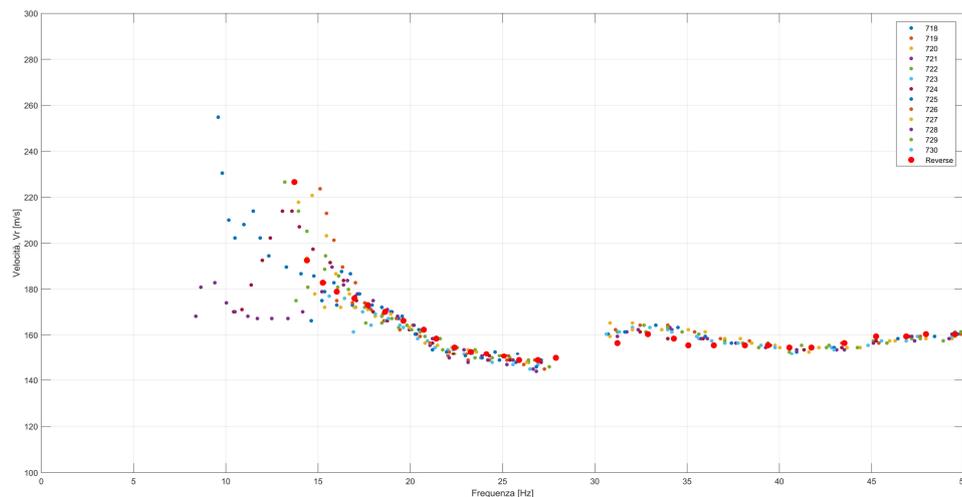


Figura 5.15 Curva di dispersione di ogni scoppio reverse (da n. 718 a n. 730) e stack reverse

I risultati derivanti dai dati degli scoppi reverse (Figura 5.15) risultano essere abbastanza concordi nel range tra 17 Hz e 28 Hz, mentre a basse frequenze l'incertezza cresce, e pertanto i risultati risultano essere meno affidabili. I punti della curva di dispersione campionati dal picking automatico nel range tra 32 Hz e 50 Hz, invece potrebbe appartenere ad un modo superiore di vibrare e pertanto non sono stati poi presi in considerazione nelle successive analisi.

Si è inoltre poi provveduto a condurre ulteriori analisi sugli stessi dati, provando a rimuovere inizialmente le registrazioni dei primi 3 strumenti di acquisizione e successivamente quelle relative ai primi 6, in modo da cercare di stabilizzare il rapporto segnale-rumore a basse frequenze a discapito di quelle più grandi. I risultati ottenuti sono concordi con quelli delle precedenti analisi, e hanno permesso di osservare che non è possibile spingersi a ulteriori più basse frequenze.

5.3 Elaborazione delle curve di dispersione dai dati passivi

L'elaborazione dei dati derivanti dalle indagini non invasive di tipo passivo, è stata condotta attraverso i metodi $f-k$ e $SPAC$, con l'ausilio dei tool del GEOPSY package (release: 2.10.1).

La tecnica conventional $f-k$, implementata sul software GEOPSY si basa sulla tecnica delay and sum (o shift and sum). Questa tecnica, che nel caso specifico del software utilizzato è implementata nel dominio della frequenza-numero d'onda, permette di stimare la curva di dispersione presupponendo che il campo d'onda sia composto principalmente dalle sole onde superficiali. Inizialmente le registrazioni simultanee delle forme d'onda, da parte di un gruppo di stazioni di acquisizione spazialmente distribuite (array), sono analizzate in molte bande di frequenza per finestre di analisi selezionate dalla registrazione complessiva. Successivamente per ogni finestra di analisi e banda di frequenza, viene eseguita una ricerca nel dominio del numero d'onda (componenti numero d'onda k_x e k_y perpendicolari tra di loro) per trovare in modo efficace le proprietà di propagazione dell'onda piana più coerente e potente nella finestra di analisi. Siccome si è assunto che nel campo d'onda dominano le onde superficiali, la velocità apparente è uguale alla velocità di fase dell'onda superficiale alla frequenza considerata. Unendo poi i risultati derivanti dalle velocità misurate per ogni frequenza è possibile ottenere la curva di dispersione caratteristica dell'array considerato. La procedura appena descritta può essere riassunta nello schema di Figura 5.16.

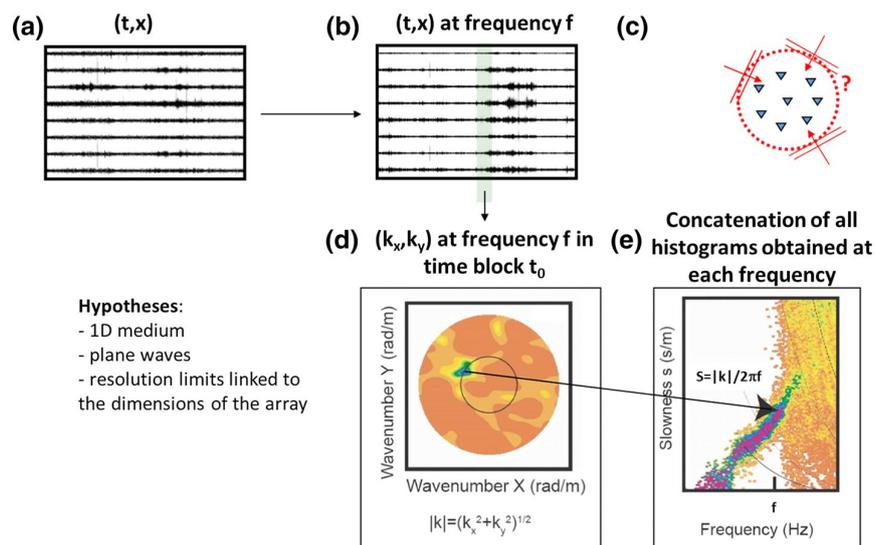


Figura 5.16 Processo di elaborazione delle prove passive con la tecnica $f-k$ (da Foti et al., 2017)

Inizialmente si è proceduto ad implementare nel software i dati temporali, acquisiti da ogni singolo geofono costituente l'array, nella componente U-D. Successivamente, si è proceduto alla ricostruzione dell'array fornendo le coordinate, in precedenza determinate, di ogni strumento di acquisizione nel sistema di riferimento UTM52N. L'analisi è stata condotta su tutto il periodo di registrazione dei microtremori, 2 h per gli array medio grandi e 1 h per l'array KUM-S, e richiedendo il campionamento nel range di frequenza compreso tra 0.5 e 40 Hz, in modo da indagare un ampio spettro di frequenza e poter sovrapporre tutti i risultati.

Si sono poi imposti i seguenti parametri di processamento:

- Un passo della griglia di campionamento dei massimi potenziali nel dominio del numero d'onda, sufficientemente piccolo da campionare tutta la struttura di risposta dell'array;
- La velocità minima dell'onda che si prevede che sarà osservabile nel campo d'onda di 100 m/s;

- La massima e la minima lunghezza d'onda risolvibile, definite in termini di numero d'onda k_{\max} e k_{\min} . Il numero d'onda minimo è definito come la larghezza del lobo centrale della risposta dell'array misurato a metà dell'altezza. Il numero d'onda massimo è definito come il primo picco laterale in cui il valore massimo del numero d'onda supera la metà del picco centrale (Foti et al., 2017). Nell'analisi sono stati utilizzati i parametri di default che il programma utilizza per calcolare il range di numero d'onda risolvibile.

Una volta completate tutte le impostazioni dei parametri sopra descritti, attraverso il test è stato possibile condurre un'analisi preliminare dei dati attraverso l'analisi $f-k$ per singole finestre temporali bande di frequenza differenti, nel dominio del numero d'onda. Successivamente attraverso il plugin `gphistogram` di GEOPSY è stato possibile interpretare i risultati dell'analisi $f-k$, come concatenazione di tutti gli istogrammi ottenuti per ogni frequenza, ovvero l'unione di tutte le coppie di valori frequenza e velocità di fase ottenute dal campionamento dei massimi di energia nel dominio del numero d'onda. Infine, sul grafico così ottenuto, si è proceduto al picking automatico della curva di dispersione, andando a considerare la media dei campioni disponibili nel range di frequenza ritenuto attendibile dell'array. In Figura 5.17, si riportano i risultati ottenuti dall'analisi $f-k$, appena descritta, sull'array KUM-LL e il relativo picking della curva di dispersione. Come è possibile osservare, essendo l'array di dimensioni molto grandi, il range di frequenza scelto per il picking è risultato molto ristretto e limitato su bassi valori di frequenza, in particolare 0.67–1.5 Hz.

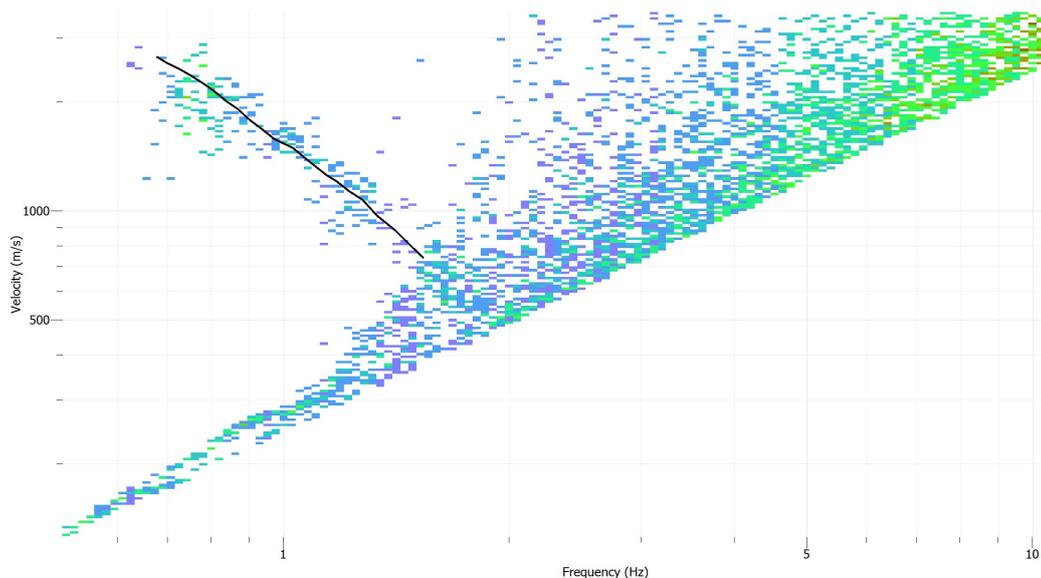


Figura 5.17 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi $f-k$ sull'array KUM-LL e picking della curva di dispersione

Nel caso in esame, con la tecnica $f-k$ appena descritta, si è proceduto all'elaborazione dei dati passivi di tutti gli array disponibili, ma come si potrà poi osservare dall'array KUM-SS1, non si sono riusciti ad ottenere risultati attendibili e pertanto quest'ultimo non è stato preso in considerazione. Di seguito, dopo la trattazione del processamento dei dati passivi con la tecnica SPAC, sono riportati le curve di dispersione ottenute dall'elaborazione di ogni singolo array, mentre i grafici di dispersione dei risultati sono stati inseriti nell'Allegato B.

Come sarà poi possibile osservare, la dimensione dell'array, come attendibile che sia, ha inciso sul range di frequenze su cui è stato possibile effettuare il picking della curva di dispersione, pertanto con ogni array è stato possibile indagare una differente parte del dominio complessivo di frequenza.

I dati delle registrazioni passive, sempre attraverso l'ausilio del software GEOPSY, sono stati elaborati attraverso la tecnica SPAC (SPatial AutoCorrelation). Tale metodo proposto da Aki (1957), si basa sull'assunzione di campo d'onda del rumore ambientale stocastico stazionario sia nel tempo che nello spazio. La stima della velocità delle onde di superficie, viene effettuata attraverso la funzione di autocorrelazione spaziale, che rappresenta la variazione con la frequenza del coefficiente di autocorrelazione tra segnali registrati da coppie di sensori posti a diversa distanza e con angoli azimutali differenti (Asten, 2004).

Nel software GEOPSY è implementata la tecnica di autocorrelazione spaziale modificata (MSPAC), introdotta da Bettig et al. (2001) sulla base del metodo di Aki (1957), che consente di calcolare i coefficienti di autocorrelazione spaziale media per qualsiasi configurazione dell'array. Inizialmente, come già fatto per le prove $f-k$ si è implementato nel software l'intera storia temporale dei rumori ambientali nella sola componente U-D, e le coordinate di ogni geofono dell'array d'acquisizione in un sistema di riferimento locale. Successivamente attraverso il tool SPAC e avvalendosi dell'ausilio della mappa delle stazioni co-array, si è proceduto alla costruzione dei ring. Tale procedura è stata condotta manualmente, cercando di raggruppare le coppie di sensori, e attraverso l'ausilio del software, sono stati ottimizzati il raggio interno ed esterno per adattarli al meglio alla posizione delle coppie dei sensori. Il processamento dei dati è stato condotto su tutta la storia temporale di acquisizione e considerando come intervallo di frequenza di elaborazione tra 0.5 e 30 Hz, anche se come si vedrà successivamente ogni array ha restituito risultati attendibili su range di frequenza differenti e più ristretti.

L'interpretazione dei risultati, schematizzata in Figura 5.18, è stata condotta attraverso il plugin `spac2disp` del software GEOPSY, che permette di osservare le funzioni di autocorrelazione spaziale di ciascun anello e gli istogrammi della lentezza di fase in funzione della frequenza, derivati dall'insieme dei valori di autocorrelazione spaziale. Successivamente attraverso i parametri k_{\min} e k_{\max} (privi di significato e correlazione con i relativi dell'elaborazione $f-k$) e individuando i massimi di energia attraverso le scale di colore, è stato possibile limitare il range di frequenza sul quale si è poi proceduto attraverso l'ausilio dell'auto-picking alla determinazione della curva di dispersione.

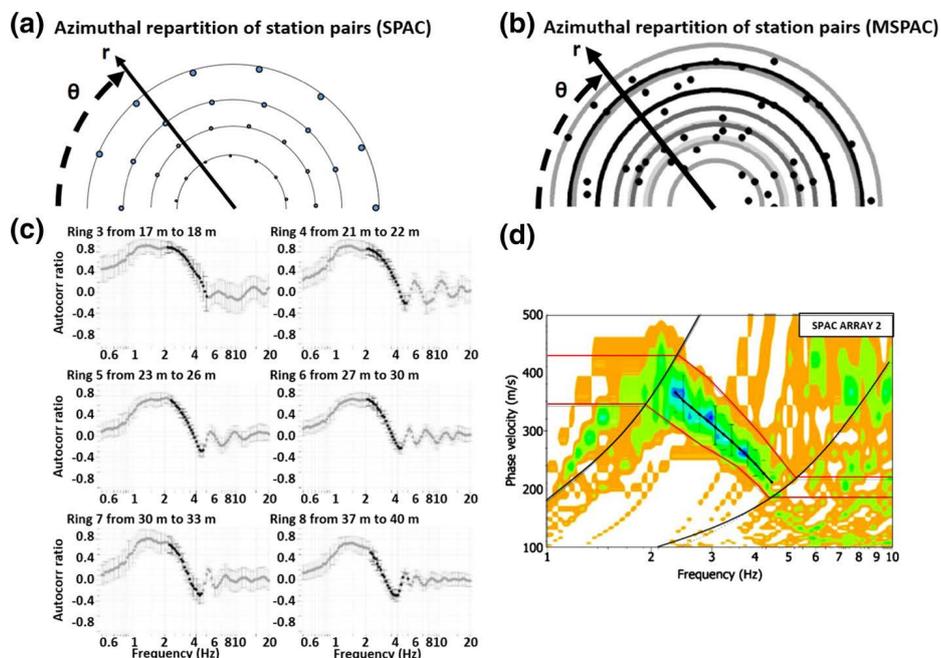


Figura 5.18 Processamento con tecnica SPAC; a, b) Mappa co-array e ring; c) Funzioni di autocorrelazione spaziale per ciascun ring; d) Istogramma di dispersione (da Foti et al., 2017)

Di seguito sono riportate le curve di dispersione finali, ottenute attraverso l'elaborazione SPAC e $f-k$ dei dati di registrazione dei microtremori, dei 5 array; mentre i grafici di dispersione, il picking della curva e i ring utilizzati per l'analisi sono stati inseriti nell'Allegato B.

Figura 5.19, riporta i risultati per l'array KUM-LL. Come è possibile osservare si è considerato un range di frequenza, su cui si è ritenuto affidabile la risoluzione dello spettro, compreso circa tra 0.5 e 1.55 Hz. Le due tecniche hanno fornito risultati comparabili tra 1-1.5 Hz, mentre a frequenze più basse i risultati risultano discostare tra di loro.

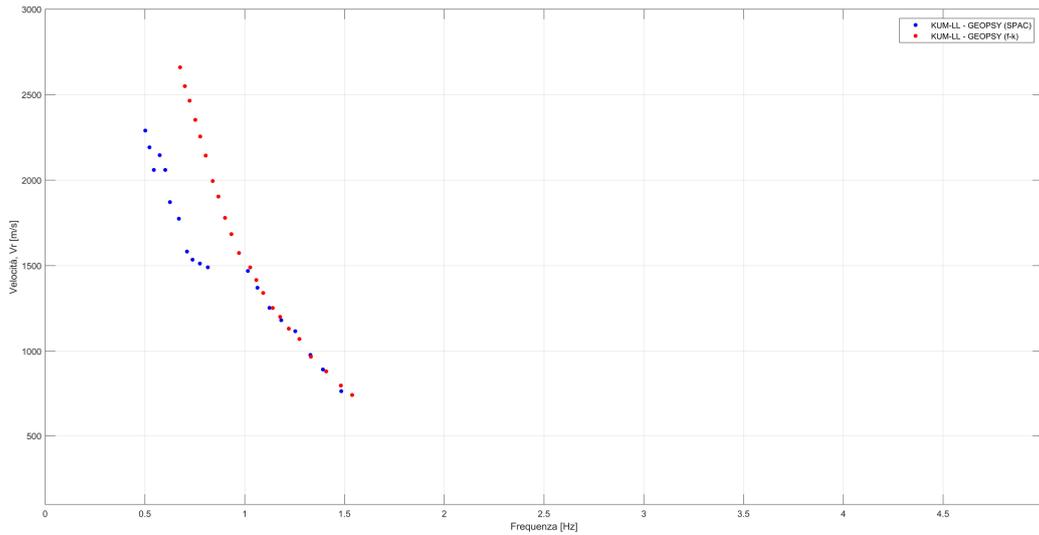


Figura 5.19 Curva di dispersione dell'array KUM-LL, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e $f-k$ (in rosso)

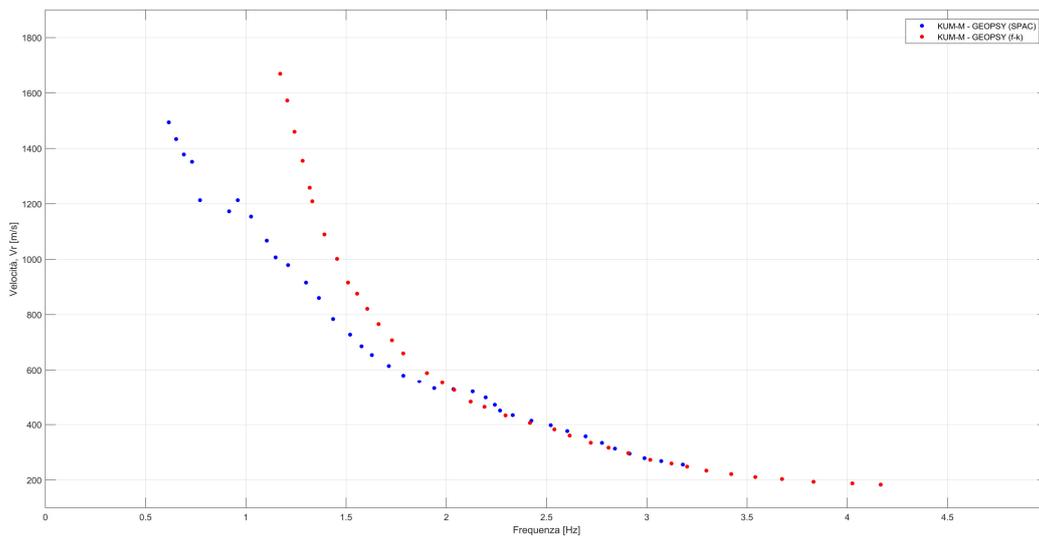


Figura 5.20 Curva di dispersione dell'array KUM-M, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e $f-k$ (in rosso)

Per l'array KUM-M (Figura 5.20), le due tecniche hanno fornito risultati simili nel range di frequenza tra 2 Hz e 3.25 Hz; mentre a frequenze più basse i risultati si scostano tra di loro. La tecnica $f-k$, inoltre ha permesso di indagare la curva di dispersione fino a circa 4.2 Hz.

Analogamente per l'array KUM-SM (Figura 5.21) i risultati sono comparabili nel range di frequenza tra 2.5 Hz e 6.15 Hz, e a più basse frequenze i risultati ottenuti con le due differenti tecniche di interpretazione risultano divergere tra di loro.

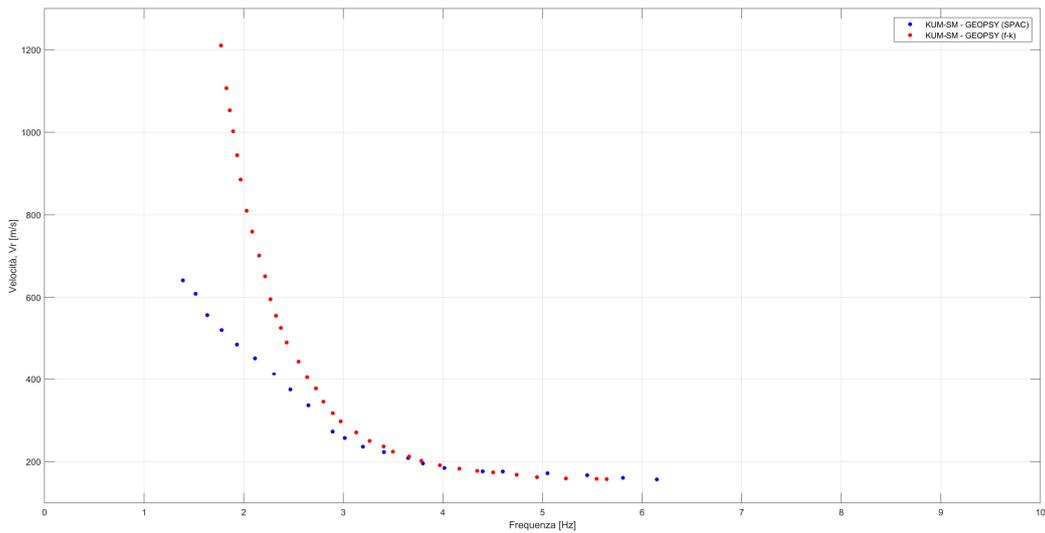


Figura 5.21 Curva di dispersione dell'array KUM-SM, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e $f-k$ (in rosso)

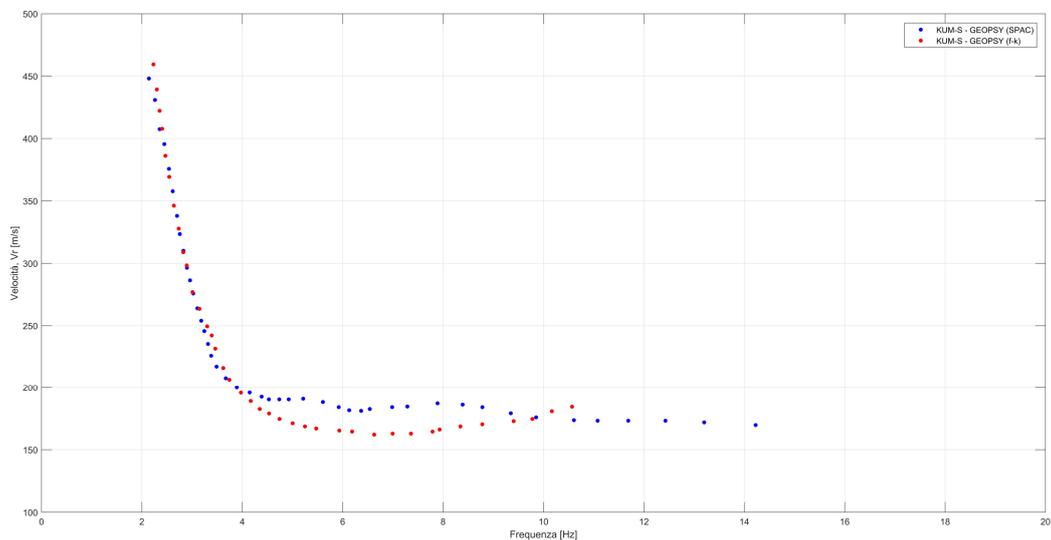


Figura 5.22 Curva di dispersione dell'array KUM-S, ottenuta con la tecnica SPAC (in blu) e $f-k$ (in rosso)

L'interpretazione dei risultati dei dati dell'array di piccole dimensioni (KUM-S, Figura 5.22) ha permesso di effettuare una prima considerazione importante su cui soffermarsi per la determinazione dell'andamento della curva di dispersione finale caratteristica del nostro deposito di terreno. Infatti dall'interpretazione con la tecnica SPAC, si è potuto osservare una diversa concavità della curva di dispersione nel range di frequenza compreso tra 4 e 10 Hz, che qualora trovasse riscontro anche nei risultati degli altri array, significherebbe un'inversione di rigidità con la profondità del profilo stratigrafico del sito di Kumamoto.

Infine per quanto riguarda l'array più piccolo KUM-SS1, è stato possibile ottenere risultati per quanto riguarda la curva di dispersione solamente attraverso la tecnica SPAC (in Figura 5.23). L'interpretazione del grafico di dispersione, nonostante le piccole dimensioni dell'array, ha permesso di indagare un range di frequenza molto ampio, anche se il contenuto di energia dei risultati è risultato basso. Per questi motivi, i risultati dell'array KUM-SS1, non sono stati presi in considerazione per la costruzione della curva di dispersione caratteristica finale; ma solamente per effettuare un confronto finale.

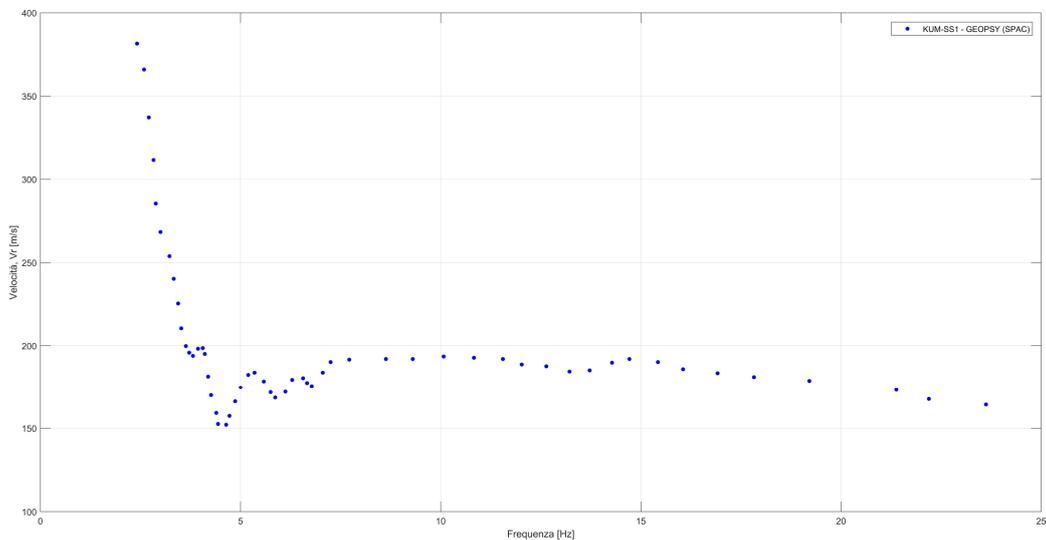


Figura 5.23 Curva di dispersione dell'array KUM-SS1, ottenuta con la tecnica SPAC

L'utilizzo di più array di dimensioni differenti, come vedremo successivamente, ha permesso di coprire un range di frequenza più ampio, e avere un quadro più completo sia degli strati più superficiali, che degli strati più profondi del deposito di terreno oggetto d'indagine.

5.4 Curva di dispersione del sito

Tutti i risultati ottenuti dall'elaborazione dei dati delle indagini attive e passive, sono stati poi confrontati e considerati congiuntamente in modo da costruire un'unica curva di dispersione caratteristica del nostro deposito di terreno. Sovrapponendo i dati ottenuti nei range di frequenza nei quali i grafici di dispersione, dei diversi array, sono stati ritenuti affidabili, si è ottenuto la curva di dispersione di Figura 5.24.

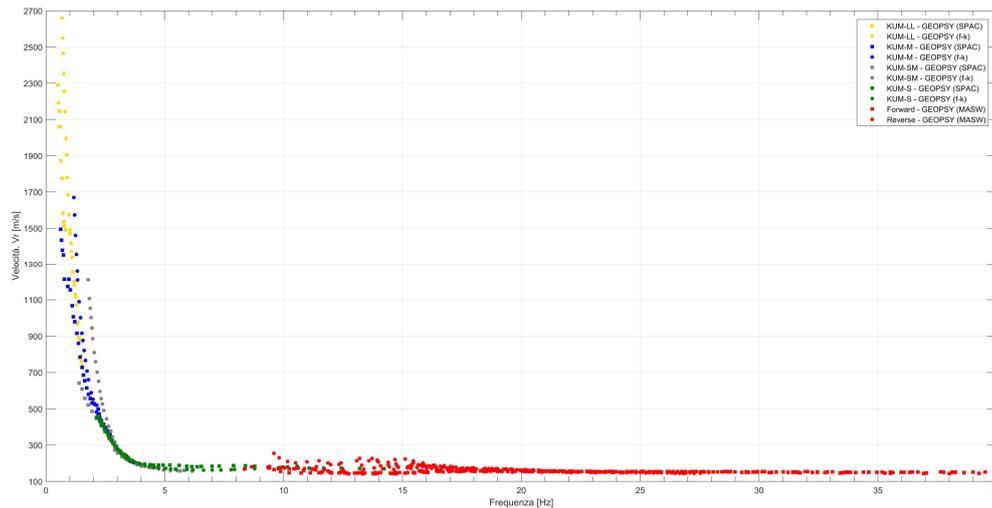


Figura 5.24 Risultati dell'interpretazione dei dati delle indagini attive e passive condotta con il software *GEOPSY*

Prima di procedere alla determinazione della curva di dispersione caratteristica finale, si è ritenuto opportuno effettuare un'operazione di filtraggio dei dati, soprattutto nelle zone di sovrapposizione dei risultati dei diversi array, e laddove i grafici di dispersione dei dati elaborati avevano presentato una maggiore incertezza. Inizialmente vista l'elevata dispersione dei dati e la comunque bassissima frequenza, che avrebbe permesso di indagare profondità di terreno troppo elevate, si sono eliminati i risultati in corrispondenza delle velocità che vanno da circa 1250 m/s a circa 2700 m/s. Successivamente ci si è focalizzati sull'andamento della curva a frequenze maggiori di 3 Hz.

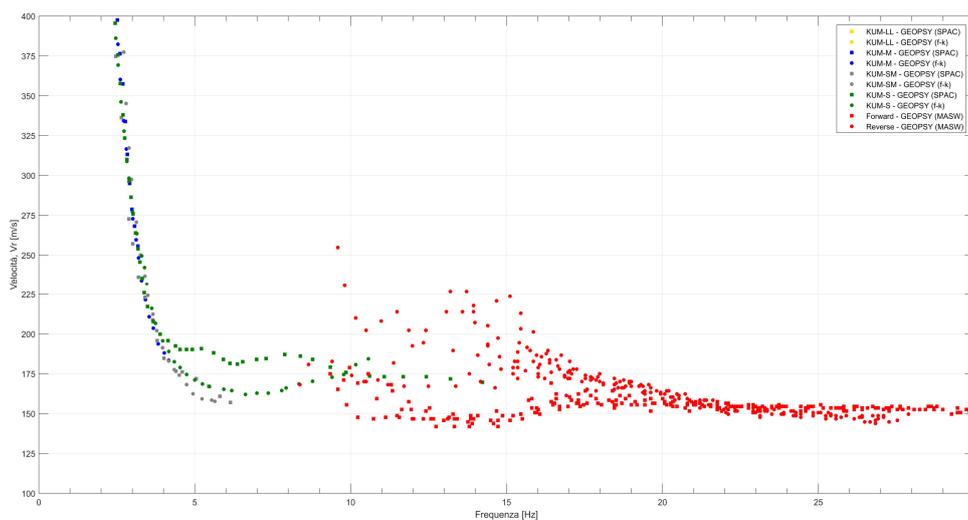


Figura 5.25 Particolare della Figura 5.24 nel intervallo di velocità tra 100 e 400 m/s

Come è possibile osservare nel particolare dei risultati della curva di dispersione nell'intervallo di velocità compreso tra 100 m/s e 400 m/s (Figura 5.25), l'incertezza nel range di frequenza tra 3 Hz e 12 Hz, è molto ampia. Per questo motivo, e siccome l'andamento della concavità riveste un ruolo fondamentale nella caratterizzazione del deposito di terreno, si è proceduto ad un ulteriore filtraggio dei dati. In particolare siccome questa gobba della curva di dispersione è stata riscontrata anche nei risultati dei dati dell'array KUM-SS1 (Figura 5.27) e dalle analisi condotte dall'Università degli Studi di Torino (Figura 5.28), si è deciso, in questo intervallo di frequenza, di non considerare i risultati dell'interpretazione con tecnica $f-k$ degli KUM-SM e KUM-S.

Inoltre per quanto riguarda i risultati dell'array KUM-SM, con interpretazione $f-k$, si è effettuato un ulteriore filtraggio a frequenza minore di 2.5 Hz, in quanto tali dati si discostavano troppo dall'andamento medio delle altre interpretazioni.

Si è poi anche proceduto ad un filtraggio dei risultati delle elaborazioni dei dati attivi, infatti come è sempre possibile osservare dalla Figura 5.25, i dati dell'interpretazione MASW forward, a frequenze minori di 20 Hz, presentano un andamento crescente, che si discosta troppo dai dati passivi. Mentre i dati dell'analisi reverse, a frequenze minori di 15 Hz, hanno una velocità di fase più bassa rispetto ai risultati medi. Queste incertezze, in questi due range di frequenza, era già stata osservata al momento dell'interpretazione del grafico di dispersione, e pertanto nel calcolo della curva di dispersione caratteristica finale, questi dati non sono stati considerati.

Infine, a partire dai dati filtrati così ottenuti, insieme a quelli dell'Università degli Studi di Torino, si è proceduto a ricavare la curva di dispersione caratteristica finale del deposito di terreno di Kumamoto. L'analisi è stata condotta dal Professor Comina C., e i risultati ottenuti sono stati gentilmente resi disponibili per condurre le successive analisi. In particolare, nel determinare la curva di dispersione finale si sono considerati 55 punti, nell'intervallo di frequenza compreso tra 0.95 Hz e 40 Hz, dei quali si sono determinati il valore medio di velocità di fase e la sua relativa deviazione standard (Figura 5.26; e relativi valori nella tabella dell'allegato C).

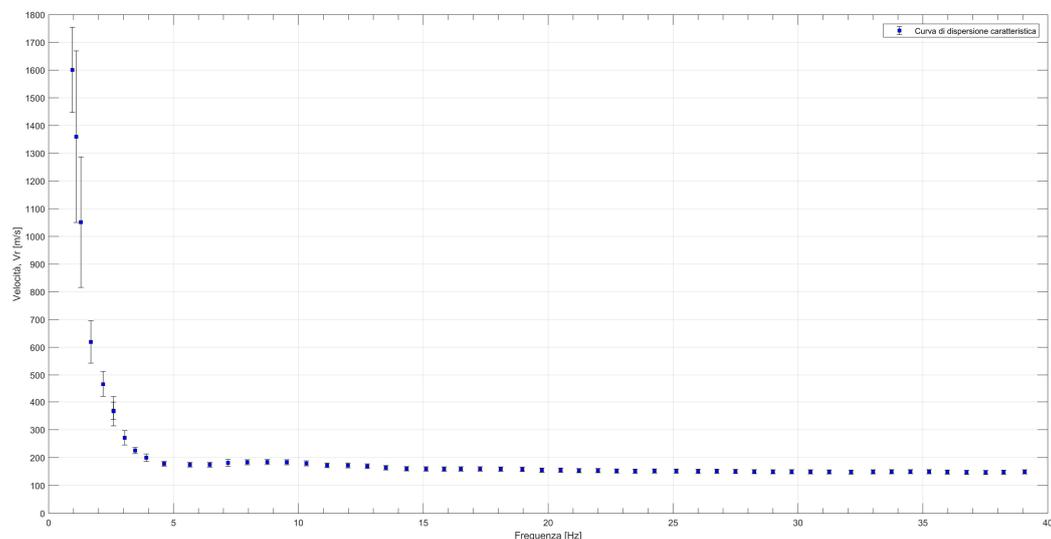


Figura 5.26 Curva di dispersione caratteristica finale del deposito di terreno di Kumamoto e deviazione standard di ogni punto (cortesia Prof. Comina)

Com'è possibile osservare dalla Figura 5.26, la curva presenta un tratto iniziale, a basse frequenze lineare, con una deviazione dei risultati diminuite con l'aumento della frequenza. Successivamente, si nota una non linearità della curva di dispersione tra 6 Hz e circa 12 Hz, riconducibile probabilmente ad un'inversione del profilo di velocità con la profondità. Mentre a frequenze maggiori di 20 Hz, la curva si stabilizza, con bassa incertezza, sulla velocità di fase media di 150 m/s.

5.4.1 *Discussione dei risultati e confronto con studi pregressi*

La curva di dispersione così ottenuta è stata poi confrontata con le analisi condotte sugli stessi dati ma con metodi differenti da Comina e Cardinale (2019), e con gli studi pregressi, trovati in letteratura, effettuati nel sito di Kumamoto. Nello specifico è stata presa in considerazione la curva di dispersione, denominata “KC04”, proposta dal lavoro di Chimoto et al. (2016); in quanto ritenuta la più vicina al sito oggetto d’indagine.

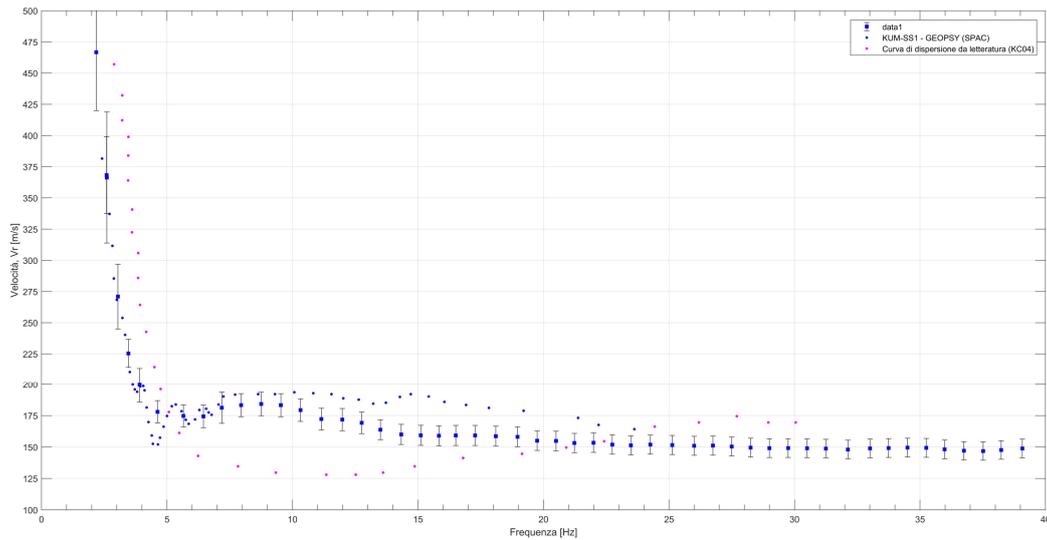


Figura 5.27 *Confronto tra la curva di dispersione caratteristica finale, la curva di dispersione di letteratura (KC04) e i risultati dell’interpretazione dei dati dell’array KUM-SS1*

Come è possibile osservare in Figura 5.27, la curva di letteratura presenta un inizio di risalita intorno a 5-6 Hz, e pertanto a frequenze maggiori rispetto alla curva di dispersione del nostro sito d’esame (3-4 Hz). Inoltre la curva “KC04”, non presenta l’inversione di velocità nel range tra 3 Hz e 12 Hz, ma a frequenze maggiore. Questo può essere imputata al fatto che la curva è caratteristica di un punto d’indagine più ad est, e sull’altra sponda del fiume, e come ha riscontrato Ishizaka et al. (1995), la subsidenza della pianura di Kumamoto presenta un tasso che aumenta da est verso ovest.

In Figura 5.27, è possibile effettuare un confronto con i risultati dell’array KUM-SS1, che nonostante le sue ridottissime dimensioni (1-2 m), l’interpretazione con tecnica SPAC, ha permesso di indagare una porzione abbastanza ampia della curva di dispersione. A basse frequenze è possibile osservare, che l’andamento della curva KUM-SS1 è coincidente con quello della curva di dispersione caratteristica finale; anche la risalita avviene a frequenze quasi coincidenti. L’unica differenza si può osservare nella stima delle velocità di fase nel tratto di inversione della curva, infatti, l’elaborazione dell’array KUM-SS1 ha portato a risultati con velocità maggiori, e una concavità più estesa, rispetto ai valori medi. In ogni caso il risultato derivante da questo array, ha suscitato molto interesse, visto che con una singola prova si sarebbe potuto indagare una porzione di curva di dispersione molto ampia, con una discreta accuratezza. In ogni caso questa curva, come anticipato in precedenza, è stata utilizzata solamente come parametro di confronto, e per effettuare in maniera più approfondita, soprattutto nel range di frequenza dell’inversione, l’operazione di filtraggio dei dati che ha portato alla determinazione della curva di dispersione caratteristica finale del nostro deposito oggetto d’indagine.

Un ulteriore raffronto è stato condotto con i risultati del processamento dei dati effettuati da parte da Comina e Cardinale (2019). Le loro analisi sono state condotte attraverso l'ausilio del software MATLAB (versione R2019b). In particolare le prove attive sono state elaborate attraverso il codice SWAT (Surface Wave Analysis Tool) sviluppato in MATLAB dal Politecnico di Torino, mentre i dati passivi sono stati processati con la tecnica FDBF (Frequency domain beam former) sviluppata da Zywicki (1999) e implementata anch'essa in MATLAB. I risultati da loro ottenuti sono stati riportati in Figura 5.28, dove è possibile confrontarli con la curva di dispersione finale, in precedenza calcolata tenendo in conto anche di quest'ultimi risultati.

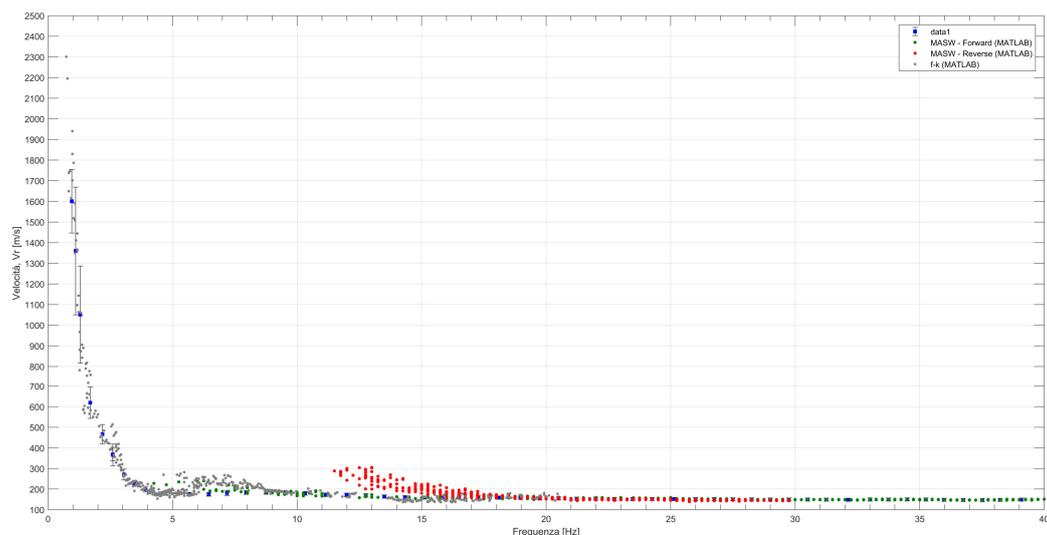


Figura 5.28 Confronto tra la curva di dispersione caratteristica finale e i risultati dell'interpretazione dei dati delle indagini attive e passive condotta con il software MATLAB

Come è possibile osservare, anche i loro risultati rispecchiano abbastanza bene l'andamento finale della curva di dispersione. Come per i nostri dati, anche la loro interpretazione della prova MASW reverse, presenta un visibile incoerenza rispetto alla tendenza media generale, nel range di frequenza tra 12 Hz e 18 Hz. Inoltre, anche in corrispondenza dell'inversione della curva, è possibile riscontrare un'elevata incertezza dei risultati, come avveniva per le nostre analisi, soprattutto tra i dati dell'interpretazione $f-k$ e i dati della MASW forward. La risalita, comunque, anche da parte loro è ben definita, e questo rafforza, in questo range di frequenza al quanto incerto, la scelta di filtraggio dei dati effettuata in fase di elaborazione della curva di dispersione finale. Successivamente, anche Comina e Cardinale (2019), hanno poi effettuato un processo di filtraggio dei risultati sopra riportati, e hanno a loro volta condotto l'analisi di inversione, utilizzando una curva di dispersione che si può considerare molto simile alla nostra.

Si può concludere, confermando che l'andamento della curva di dispersione finale caratteristica del nostro deposito di terreno, oggetto d'indagine, si ritrova con i risultati trovati in letteratura, e con i risultati derivanti da elaborazioni condotte sugli stessi dati, ma con tecniche e metodologie differenti. Pertanto la curva, così ottenuta, sarà utilizzata per il processo di inversione al fine della determinazione della stratigrafia del sito di Kumamoto, oggetto di studio.

5.5 *Elaborazione dei dati passivi mediante metodo dei rapporti spettrali HVSR*

Per comprendere meglio l'eterogeneità laterale nella struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto, si è deciso di interpretare i dati derivanti dalle registrazioni delle prove passive, misurati dalle singole stazioni, anche con il metodo dei rapporti spettrali HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio) o Metodo di Nakamura. Il metodo, proposto da Nogoshi e Igarashi (1971) e successivamente diffuso da Nakamura (1989), si basa sull'analisi dell'ampiezza delle componenti spettrali del campo di vibrazione ambientali misurato nelle tre direzioni spaziali. Il risultato dell'analisi è una curva, chiamata curva di ellitticità, che rappresenta appunto il rapporto spettrale frequenza per frequenza, tra il segnale della componente orizzontale e il segnale della componente verticale. Il metodo si basa sulle seguenti ipotesi:

- I microtremori sono costituiti da onde di volume provenienti dal sottosuolo (Field & Jacob, 1993);
- Al basamento il rapporto tra la componente spettrale orizzontale e quella verticale è pari a 1 (Mucciarelli & Gallipoli, 2004);
- Al passaggio nei depositi superficiali, nella banda di interesse, a differenza della componente verticale delle onde (onda P); le componenti orizzontali (onde SH) vengono amplificate;
- Se il rumore contiene onde superficiali, il rapporto tra le componenti verticali e orizzontali è legato strettamente all'ellitticità delle onde di Rayleigh, ovvero al rapporto fra le componenti orizzontali del moto ellittico associato a questo tipo di onda (Nogoshi & Igarashi, 1971; Mucciarelli & Gallipoli, 2004).

Le prove HVSR risultano pertanto utili per la valutazione diretta della frequenza di risonanza del sito indagato, che sarà prossima ai massimi della curva di ellitticità, e per la valutazione delle variazioni laterali del deposito di terreno. Infine la curva di ellitticità così ottenuta può essere utilizzata per la determinazione del modello geotecnico-sismico effettuando un'analisi congiunta con la curva dispersione caratteristica del deposito di terreno, ottenuta attraverso altre tecniche di interpretazione dei dati dell'indagine sismiche.

Le procedure di esecuzione e le fasi di processamento e di interpretazione delle prove HVSR sono dettagliatamente descritte nel documento "*Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurement, processing and interpretation*", del SESAME European research project (European Site EffectS assessment using Ambient Excitations). Inoltre, nell'elaborazione delle prove, si farà riferimento anche alle linee guide presenti nel documento "*Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica – Parte III*", del Dipartimento della Protezione Civile della Presidenza del Consiglio dei Ministri.

5.5.1 *Metodo dei rapporti spettrali HVSR*

Per il caso in esame del sito di Kumamoto, sono stati elaborati i risultati delle registrazioni degli array KUM-LL, KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1. In particolare si sono presi in considerazione le acquisizioni derivanti da tutti gli strumenti di registrazione tridimensionali, tranne il n.1 di tutti gli array, in quanto presenta degli errori di misurazione nella componente N-S. L'elaborazione delle acquisizioni sono state effettuate attraverso l'ausilio del software GEOPSY (release 2.10.1).

Inizialmente si sono importati nel programma le registrazioni del segnale ambientale nelle tre componenti N-S, E-W e U-D, e in particolare tutti i 60 minuti di acquisizione (45 minuti invece per l'array KUM-SS1). Tale durata di registrazione dei rumori sismici ambientali, come descritto nel metodo di Nakamura, permette di misurare il campo di rumore generato da una molteplicità di sorgenti dalle diverse direzioni dello spazio (siano esse naturali, come le onde marine o antropiche, come ad esempio il traffico veicolare); la loro distribuzione casuale permette di generare campi

d'onde sismiche che dipendono solo dalle proprietà del mezzo di propagazione e dal livello energetico dell'attività.

Successivamente si è proceduto a scomporre l'intera registrazione in sotto finestre temporali di campionamento, andando a campionare le soli parti stazionarie della registrazione, isolandole dalle parti dovute a rumori transitori. Per selezionare le finestre temporali, si è proceduto in primo momento, a utilizzare la selezione automatica del software, andando a utilizzare i seguenti parametri di campionamento:

- Finestre temporali *at least*, cioè finestre quasi stazionarie con dimensioni variabili, per il nostro caso tra 15 secondi e 200 secondi;
- Le finestre temporali sono separate e non sovrapposte;
- L'algoritmo anti-triggering sia sul segnale grezzo che sul segnale filtrato in modo da individuare e escludere dal campionamento i transienti energetici.

Successivamente si è proceduto a rimuovere quelle sottofinestre che comprendevano ancora parti di segnale non stazionarie. In Figura 5.29, si riporta l'esempio di scomposizione in finestre temporali, per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM; la stessa procedura è stata effettuata per tutte le altre registrazioni.

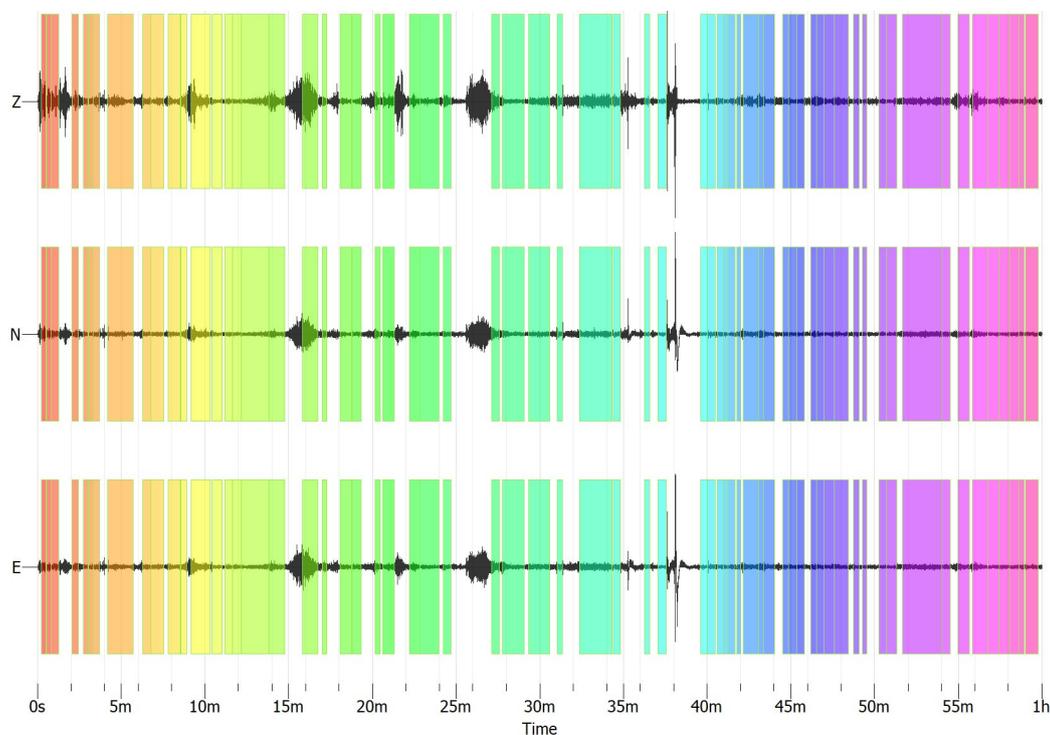


Figura 5.29 Esempio scomposizione segnale in finestre temporali per la registrazioni dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)

Una volta individuate le finestre temporali, sempre attraverso l'ausilio del software GEOPSY, per ognuna di esse, si è proceduto a ricavare lo spettro di ampiezza del segnale nelle tre componenti. Quest'ultimo è stato poi opportunamente liscio (smoothing) attraverso il filtro di Konno & Ohmachi (Konno e Ohmachi, 1998). Successivamente per ogni frequenza, le ordinate spettrali del moto sul piano orizzontale, ottenute come media geometrica tra la componente N-S e la componente E-S, sono state divise per quelle ottenute nella direzione verticale U-D.

Combinando poi le curve H/V così ottenute per ogni finestra, è stato poi possibile ricavare la curva di ellitticità H/V finale e stimare un suo intervallo di confidenza. Il risultato dell'analisi condotta sulle finestre temporali della registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (Figura 5.29), è riportato in Figura 5.30.

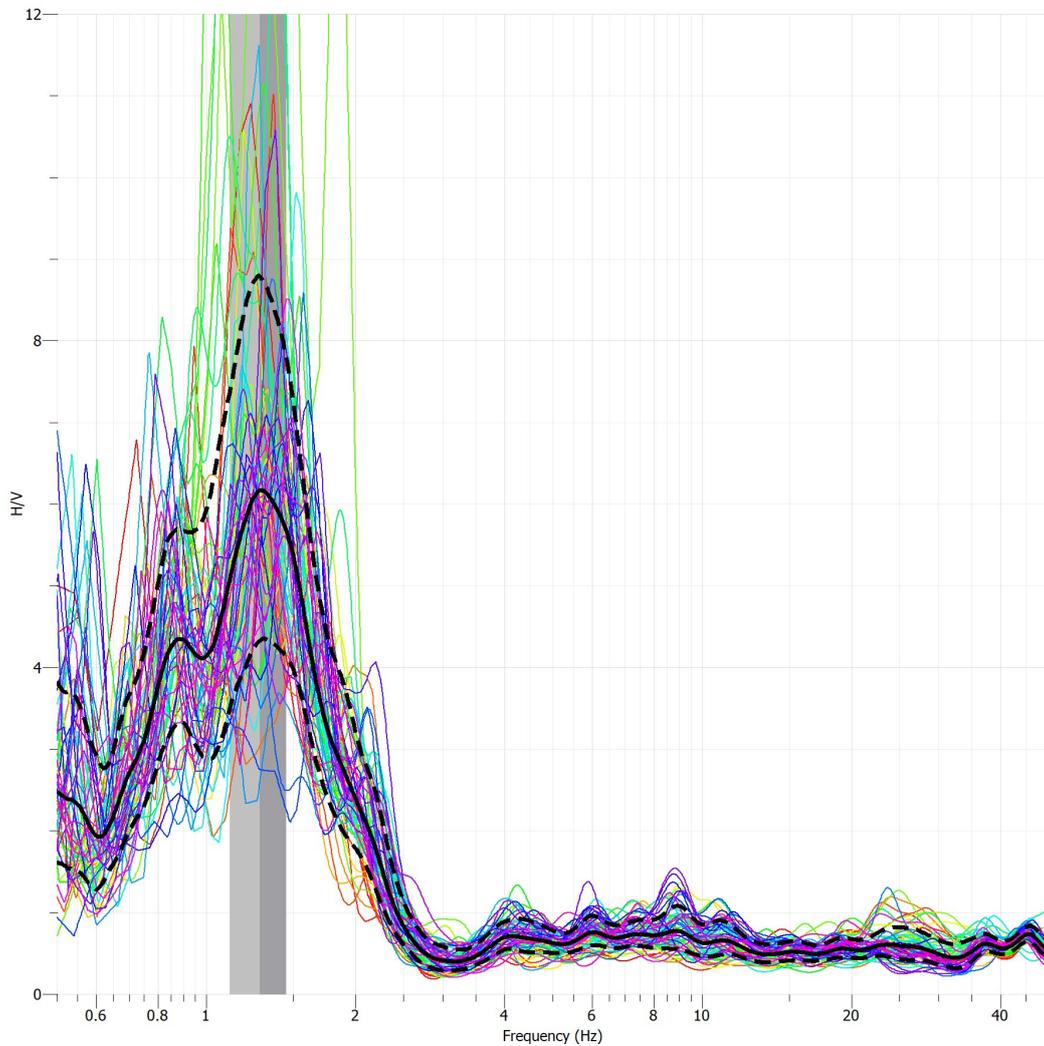


Figura 5.30 Esempio curve H/V per le singole finestre temporali e curva di ellitticità finale. Analisi registrazioni strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)

Nel caso in esame la curva di ellitticità HVSR, si è deciso di indagarla nell'intervallo di frequenza tra 0.50 Hz e 50.00 Hz. Questo intervallo rientra nel range di frequenze in cui la funzione H/V può essere indagata, il quale dipende dalle caratteristiche degli strumenti di acquisizione dei rumori ambientali utilizzati. Che per il caso in esame, siccome la frequenza di campionamento è di 200 Hz, la massima frequenza valutabile, per il teorema di Nyquist, risulta essere pari a:

$$f_{max} = \frac{200 \text{ Hz}}{2} = 100 \text{ Hz} \quad (5.1)$$

Mentre la frequenza inferiore raggiungibile dipende dalla sensibilità degli strumenti. Se non si dispone di questo dato come regola di massima si può considerare che la frequenza più bassa osservabile sia funzione della durata di campionamento, e quindi nel nostro caso pari a:

$$\frac{200 \text{ sec}}{10} = 20 \text{ sec} \Rightarrow f_{min} = 0.05 \text{ Hz} \quad (5.2)$$

Il grafico di Figura 5.30 riporta:

- *La curva nera continua:* curva di ellitticità H/V finale, data dalla media delle curve H/V delle singole finestre temporali;
- *Le curve nere tratteggiate:* rappresentano gli intervalli di confidenza della curva H/V finale, dati dalla moltiplicazione o divisione del rapporto medio per la deviazione standard data dalle singole curve H/V;
- *Le curve colorate:* sono le curve H/V delle singole finestre temporali;
- *Le due bande grigie:* indentificano la frequenza di risonanza principale e la sua deviazione.

Interpretando il grafico, è possibile valutare la qualità delle misure effettuate, come vedremo nel paragrafo successivo, e permette di effettuare una prima analisi diretta sulla frequenza di risonanza del deposito del terreno. Infatti per casi semplici, si può dimostrare come quest'ultima nel caso di una copertura sedimentaria di spessore H, sovrapposta ad un basamento rigido e in condizioni di stratificazione piana, è data dalla relazione:

$$f_0 = \frac{V_s}{4 \cdot H} \quad (5.3)$$

Pertanto mediante questa relazione, nota la velocità delle onde di taglio V_s e la frequenza di risonanza è possibile risalire allo spessore della copertura H. Molto spesso la curva di ellitticità può presentare più di un picco di ampiezza a diverse frequenze, indicatore di una presenza di più interfacce ad alto contrasto di impedenza; in ogni caso la formula (5.3) è valida solo nel caso di singolo strato omogeneo su substrato rigido.

5.5.2 Valutazione della qualità delle misure

Una volta elaborate le prove HVSR è opportuno anche valutare la qualità di quest'ultime, e in particolare osservare:

- La stazionarietà nel tempo della funzione H/V durante l'intera storia di registrazione;
- La direzionalità azimutale, in modo da avere un'eterogeneità del campo del rumore.

La stazionarietà nel tempo può essere valutata, analizzando la variazione del rapporto spettrale delle singole finestre temporali nel tempo, e quindi valutare tutte le curve colorate del grafico di Figura 5.30. Mentre per quanto riguarda la direzionalità del segnale di rumore, ci si avvale dell'ausilio del tool *H/V rotate* di GEOPSY.

In Figura 5.31, viene riportata la valutazione della direzionalità del rapporto H/V attraverso il tool di GEOPSY, sempre per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM. Interpretando il grafico, si può facilmente osservare come vi sia una stabilità azimutale del rapporto e pertanto considerare un campo del rumore diffuso. Nel caso in cui fossero presenti delle marcate non eterogeneità azimutali, queste starebbero a significare che vi siano fenomeni capaci di invalidare le ipotesi di base del metodo di interpretazione delle prove HVSR. Qualora si verificasse questa ipotesi, la misurazione in esame andrebbe rifatta o se si dispone di più registrazioni scartata dall'interpretazione.

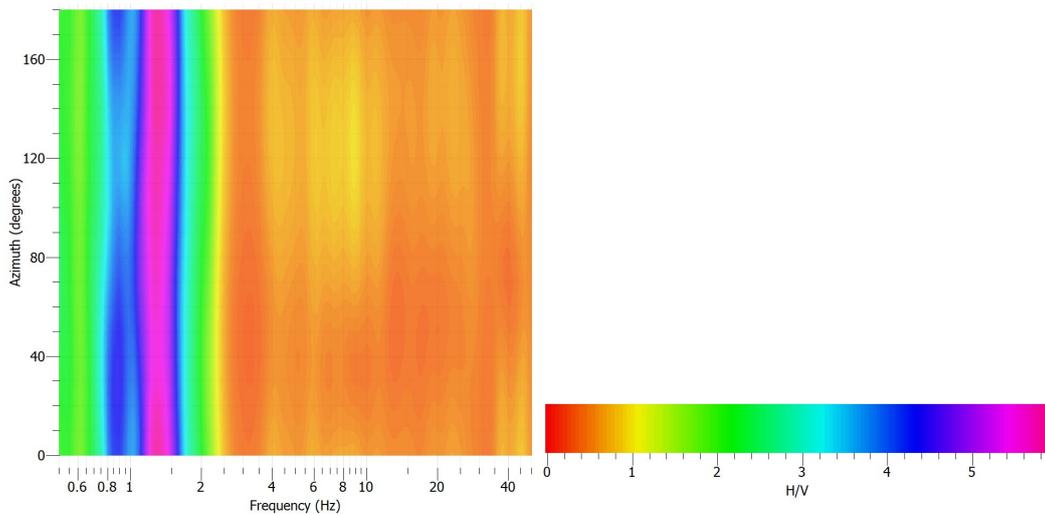


Figura 5.31 Esempio della valutazione della stazionarietà e della direzionalità del rapporto H/V per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)

Però non è sufficiente valutare la sola stazionarietà nel tempo e la direzionalità del rapporto H/V, un altro importante aspetto da tenere in conto nella valutazione della bontà delle prove HVSR, è l'effetto di disturbo da parte di intensi sorgenti di rumore. Quest'analisi può essere effettuata interpretando gli spettri di ampiezza di Fourier delle tre componenti del segnale. In Figura 5.32 sono riportati quelli della registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM.

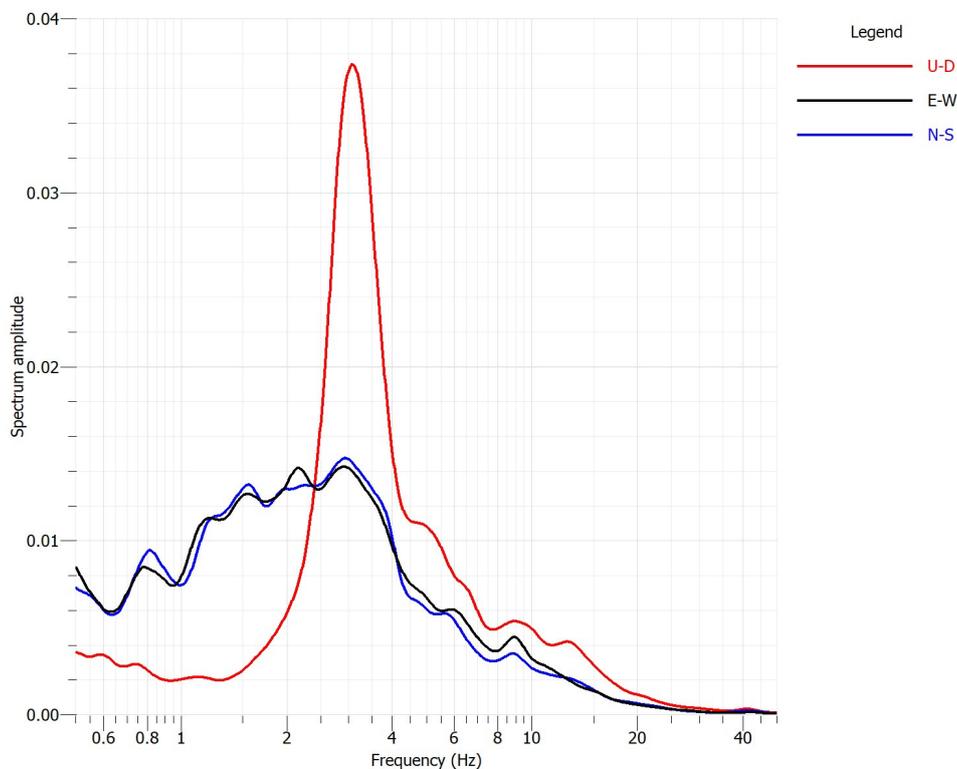


Figura 5.32 Esempio spettri delle singole componenti per la registrazione dello strumento n.3 dell'array KUM-SM (software GEOPSY)

Interpretando il grafico di Figura 5.32, si può osservare come non siano presenti massimi spettrali ben definiti in tutte e tre le componenti del segnale di registrazione; ma vi è un picco nello spettro di ampiezza di Fourier solo nella componente U-D. Questa osservazione ci permette di affermare che per la registrazione in esame non vi siano intense sorgenti di rumore.

Un'ulteriore valutazione della qualità dei risultati delle prove HVSR, è la verifica dei criteri individuati nel documento del progetto SESAME riguardante le prove HVSR. I criteri, noti appunto come criteri SESAME, sono elencati nel prospetto di Figura 5.33; mentre per una loro descrizione più dettagliata, si rimanda alla trattazione delle linee guida del progetto SESAME. Dal prospetto è possibile osservare come i criteri possano essere distinti in due categorie principali:

- *Criteri di affidabilità della curva H/V*, mirati a valutare la curva nella sua totalità e verificare la correttezza delle finestre temporali scelte per l'elaborazione;
- *Criteri di chiarezza del picco H/V*, sia rispetto alle frequenze circostanti alla frequenza principale di risonanza e sia la sua stabilità nelle curve H/V delle singole finestre temporali.

I tre criteri della prima categoria devono essere tutti verificati; mentre per quanto riguarda la seconda categoria devono essere rispettati almeno 5 criteri su 6. In ogni caso, come riportato dalle linee guida, il rispetto di questi criteri non implica necessariamente che l'indagine sia stata effettuata correttamente; e allo stesso modo il non rispetto non implica lo scarto delle analisi a priori. Pertanto la valutazione del rispetto dei criteri SESAME è utile per valutare l'efficacia dell'indagine in termini geofisici.

Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

Figura 5.33 Criteri SESAME. Estratto da “Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations. Measurements, processing and interpretation”

<p>Criteria for a reliable H/V curve</p> <p>i) $f_0 > 10 / l_w$ and</p> <p>ii) $n_c(f_0) > 200$ and</p> <p>iii) $\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ or $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$</p>	<ul style="list-style-type: none"> • l_w = window length • n_w = number of windows selected for the average H/V curve • $n_c = l_w \cdot n_w$, f_0 = number of significant cycles • f = current frequency • f_{sensor} = sensor cut-off frequency • f_0 = H/V peak frequency • σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$) • $\varepsilon(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ • A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0 • $A_{H/V}(f)$ = H/V curve amplitude at frequency f • f^- = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f^-) < A_0/2$ • f^+ = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f^+) < A_0/2$ • $\sigma_A(f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided • $\sigma_{\log H/V}(f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{\log H/V}(f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve • $\theta(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ • $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits • $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer • h = depth to bedrock • h_{min} = lower-bound estimate of h
---	---

<p>Criteria for a clear H/V peak <i>(at least 5 out of 6 criteria fulfilled)</i></p> <p>i) $\exists f \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f) < A_0/2$</p> <p>ii) $\exists f^+ \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f^+) < A_0/2$</p> <p>iii) $A_0 > 2$</p> <p>iv) $f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$</p> <p>v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$</p> <p>vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$</p>
--

5.5.3 Elaborazione dei dati

Come già anticipato in precedenza per il sito in esame di Kumamoto si sono processate le registrazioni dei rumori ambientali degli array KUM-LL, KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1. Si sono presi in considerazione più array, anche di dimensioni diverse, in modo tale da aver un rapporto H/V in più punti possibili del deposito di terreno da caratterizzare.

Seguendo la procedura descritta nel paragrafo 5.5.1, si sono determinate le curve di ellitticità finali per ogni strumento di registrazione presente negli array, trascurando sempre lo strumento n.1 in quanto al momento dell'acquisizione ha restituito errori di registrazione nella componente N-S. Si è poi verificata la qualità delle misure, di ogni singola registrazione, osservando che tutte le acquisizioni presentano una buona stazionarietà nel tempo della funzione H/V, un'eterogeneità del campo del rumore, e dall'analisi degli spettri di Fourier non si sono individuate possibili intense sorgenti di rumore che possono aver portato a effetti di disturbo.

Le curve di ellitticità così ottenute sono di seguito riportate (array KUM-LL: Figura 5.34; array KUM-SM: Figura 5.35; array KUM-S: Figura 5.36; array KUM-SS1: Figura 5.37). I risultati sono stati poi uniti su un unico grafico in modo da poter valutare le possibili variazioni laterali del deposito di terreno (Figura 5.38).

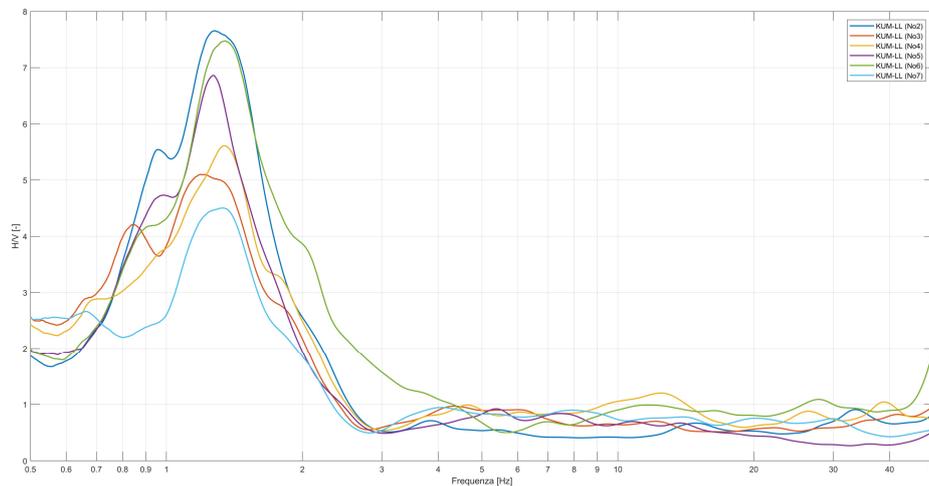


Figura 5.34 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-LL

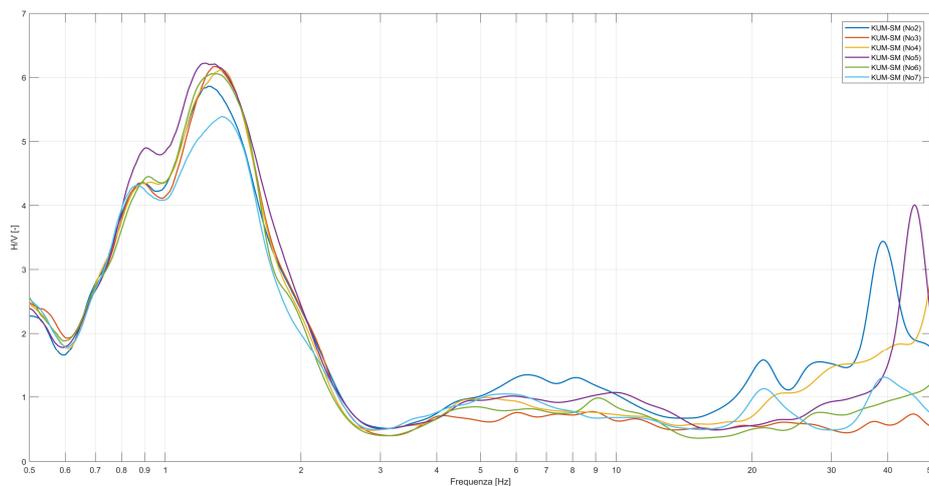


Figura 5.35 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-SM

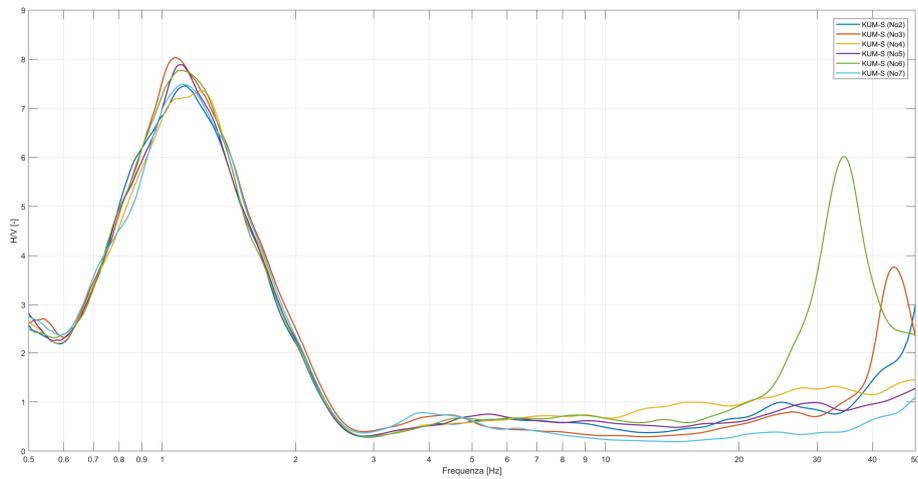


Figura 5.36 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-S

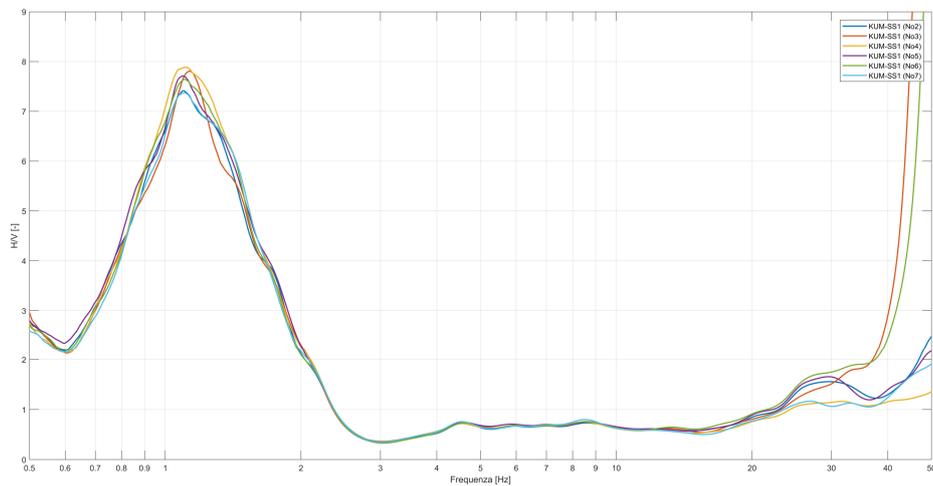


Figura 5.37 Curve di ellitticità finali degli strumenti dell'array KUM-SS1

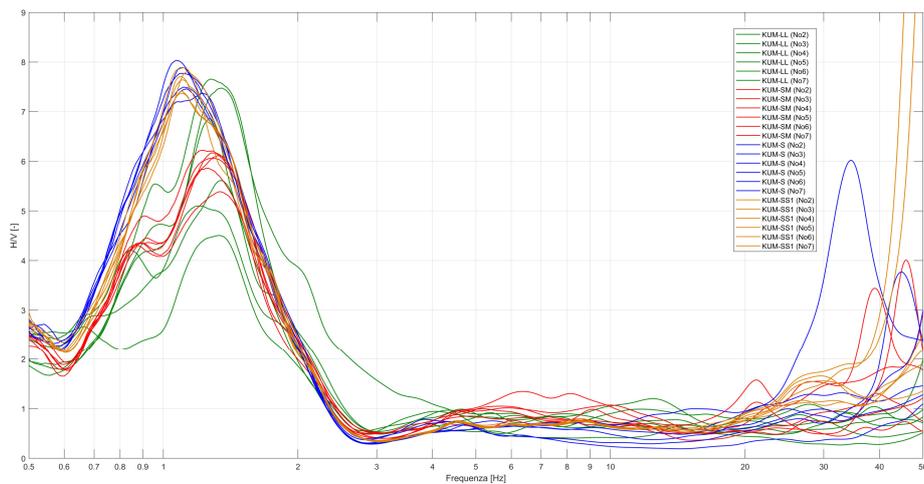


Figura 5.38 Curve di ellitticità finali degli array KUM-LL, KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1

5.5.4 Curva di ellitticità del sito

Le curve di ellitticità dell'array KUM-LL, permettono di valutare molto bene la variazione laterale del deposito di terreno oggetto d'indagine, in quanto la distanza massima tra due geofoni d'acquisizione dello stendimento triangolare essendo pari a 962 m permette di ricoprire una vasta area. Dai relativi risultati (Figura 5.34), si può osservare come la frequenza di risonanza è compresa tra 1.19 Hz e 1.347 Hz; e la variazione tra le curve di ellitticità dei singoli strumenti non è elevata. Unica differenza si può notare nelle curve di ellitticità degli strumenti n.7 e n.3, le quali presentano un picco meno marcato; ma questo si può ricondurre al fatto che il punto di acquisizione si trovava in prossimità della sponda del fiume Shirakawa (Figura 5.6); e quindi può risentire di una struttura stratigrafica più complessa.

Invece gli array KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1, essendo array di più piccole dimensioni e più prossimi al punto oggetto di studio, permettono di condurre una valutazione più accurata della frequenza di risonanza e della curva di ellitticità del sito d'interesse. Dall'analisi dei risultati, si osserva che alcuni strumenti oltre al primo picco a basse frequenze, presentano un secondo picco, più o meno marcato, a frequenze superiori a 30 Hz. Questo picco, non ritrovandolo in tutte le acquisizioni e essendo ad elevate frequenze, può essere attribuito a fenomeni locali dovuti al posizionamento dello strumento sul piano campagna; e pertanto non sono stati presi in considerazione durante l'analisi. Focalizzando l'attenzione sulla variazione della frequenza di risonanza, ottenuta dagli strumenti d'acquisizione degli array di piccole dimensioni; si osserva una differenza tra il doppio triangolo KUM-SM, e i doppi triangoli KUM-S e KUM-SS1. Infatti per l'array medio-piccolo la frequenza di risonanza varia tra 1.22 Hz e 1.34 Hz; mentre i doppi triangoli più piccoli presentano valori compresi tra 1.07 Hz e 1.22 Hz. Pertanto, se pur limitata la differenza, si possono individuare due range distinti di frequenza di risonanza.

Successivamente, per decidere la frequenza di risonanza e la curva di ellitticità da utilizzare nelle successive analisi, si è proceduto a valutare la qualità dei risultati attraverso la verifica dei criteri individuati dal progetto SESAME (Figura 5.33), ricordandosi che il rispetto di quest'ultimi non implica necessariamente che l'indagine sia stata effettuata correttamente. Dopo aver verificato i criteri di tutti gli strumenti degli array KUM-SM, KUM-S e KUM-SS1; si è osservato che: i criteri riguardanti l'affidabilità della curva H/V sono sempre rispettati, e pertanto la scelta durante l'elaborazione delle finestre temporali è risultata corretta; mentre i criteri di chiarezza del picco H/V non sono sempre rispettati. In particolare, non viene mai verificato il criterio VIII, che indica che il picco evidenziato nella curva H/V media si deve ritrovare anche nelle curve ricavate dall'elaborazione delle singole finestre temporali a frequenze prossime ad una determinata soglia rispetto alla frequenza di risonanza. Il criterio VII, che implica che le curve di confidenza presentino il picco anche loro nell'intervallo di frequenza $f_0 \pm 5\%$, viene rispettato solamente nei risultati del sensore n.3 dell'array KUM-SM e del sensore n.5 dell'array KUM-S. Siccome tutti gli altri criteri della seconda categoria sono sempre rispettati, e dato che i criteri SESAME richiedono il rispetto di almeno 5 criteri su 6; si è deciso di utilizzare le curve di ellitticità derivanti da questi ultimi due strumenti di acquisizione per le successive analisi. In Tabella 5.6, sono riportate le frequenze di risonanza, e le relative ampiezze dei picchi delle curve di ellitticità utilizzate nella caratterizzazione della stratigrafia del deposito di terreno oggetto di studio.

Tabella 5.6 Frequenza di risonanza, e relativa ampiezza del sensore n.3 dell'array KUM-SM e del sensore n. 5 dell'array KUM-S

KUM-SM		KUM-S	
N.3		N.5	
f_0 [Hz]	1.28050	f_0 [Hz]	1.10488
Amplitude [-]	6.16813	Amplitude [-]	7.85537

In Figura 5.39, dove sono riportate le curve di ellitticità e i relativi intervalli di confidenza; è possibile osservare molto bene la leggera differenza della frequenza di risonanza. Questa permetterà successivamente di condurre delle considerazioni sulla posizione del contrasto sismico d'impedenza; sempre nell'ipotesi di singolo strato omogeneo poggiate su subastato rigido.

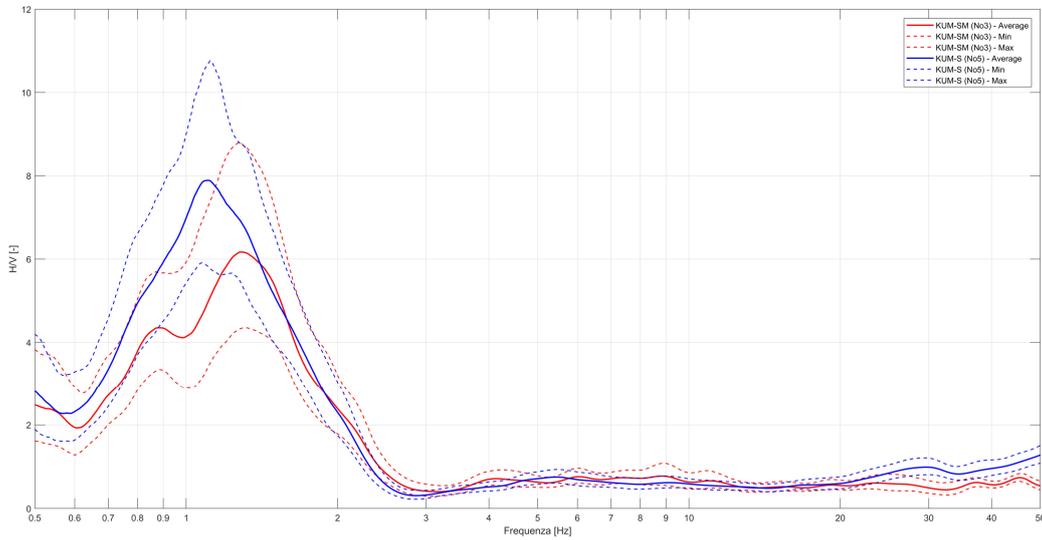


Figura 5.39 Curve di ellitticità del sensore n.3 dell'array KUM-SM (linee rosse) e del sensore n.5 dell'array KUM-S (linee blu); e relativi intervalli di confidenza della curva H/V

5.6 *Processo di inversione e determinazione del profilo stratigrafico*

Lo step finale dell'identificazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto, è il processo di inversione della curva di dispersione ottenuta dall'elaborazione dei dati delle indagini non invasive. Nel caso in esame, per l'analisi, si è ricorso all'ausilio del modulo DINVER del software GEOPSY. Il programma, per il processo di inversione, implementa il metodo "Neighbourhood Algorithm" (Wathelet, 2005), che permette di campionare il range di variazione dei parametri in maniera accurata, in modo da dirigere la soluzione verso le combinazioni di parametri che forniscano i modelli migliori (Sambridge, 1999; Sambridge 1999). L'idea principale del metodo, è quella di suddividere lo spazio dei parametri in celle, e generare un insieme di campioni per ogni iterazione la cui densità di campionamento è determinata sulla base dei modelli in precedenza calcolati. Così facendo le informazioni derivanti dai questi modelli, permettono di raffinare la ricerca dei profili stratigrafici successivi in regioni diverse che hanno fornito i risultati più vicini alla curva di dispersione sperimentale. La procedura di ricerca del profilo stratigrafico finale, del metodo "Neighbourhood Algorithm", appena descritta, può essere sintetizzata in Figura 5.40, dove è possibile osservare che le celle di campionamento, all'aumentare delle iterazioni, si concentrano laddove la funzione di misfit (o anche detta funzione di disaccordo) risulta essere minore (Sambridge, 1999).

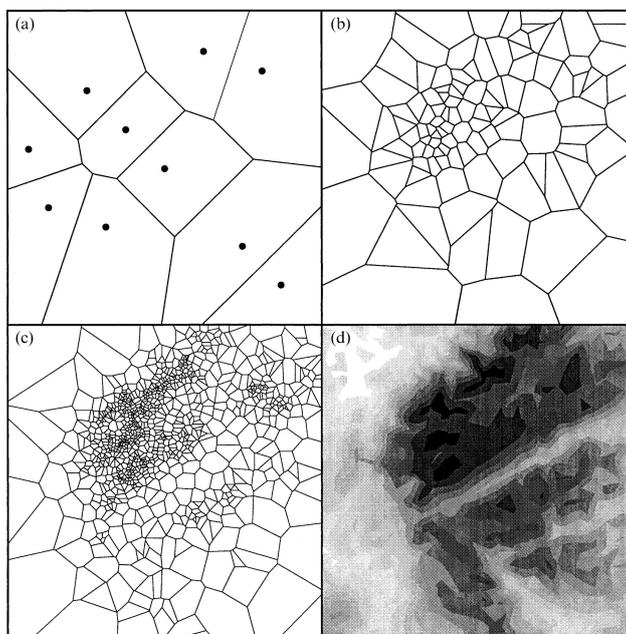


Figura 5.40 *Evoluzione delle celle per successive iterazioni; esse si concentrano laddove il misfit è più basso (da Sambridge, 1999)*

Per identificare la struttura del sottosuolo è opportuno identificare i seguenti parametri caratteristici di ogni singolo strato: lo spessore (h), la densità (ρ), il modulo di taglio (o la velocità di propagazione delle onde di taglio, V_s) e il rapporto di Poisson (ν). Su di essi sono stati condotti diversi studi dedicati alla valutazione dell'influenza che ciascuno ha sulla determinazione del profilo finale; e in particolare si è osservato come la densità e il rapporto di Poisson forniscano un contributo trascurabile; e pertanto possano essere esclusi dal processo di inversione (Nazarian, 1984 e Sanchez-Saliner, 1987).

Pertanto, sulla base di questo, nella prima fase del processo di inversione, a partire dai dati puntuali della curva di dispersione sperimentale, in precedenza calcolata (Figura 5.26), si è proceduto alla

determinazione di un profilo di velocità delle onde di taglio iniziale, sulla base delle indicazioni fornite dal metodo “Steady State Rayleigh Method”, descritto nel paragrafo 2.3. Sulla base dei risultati così ottenuti, sarà possibile assegnare un range di variazione dello spessore dei strati e della velocità di propagazione delle onde di taglio, all’interno del quale il software procederà alla determinazione del profilo stratigrafico finale.

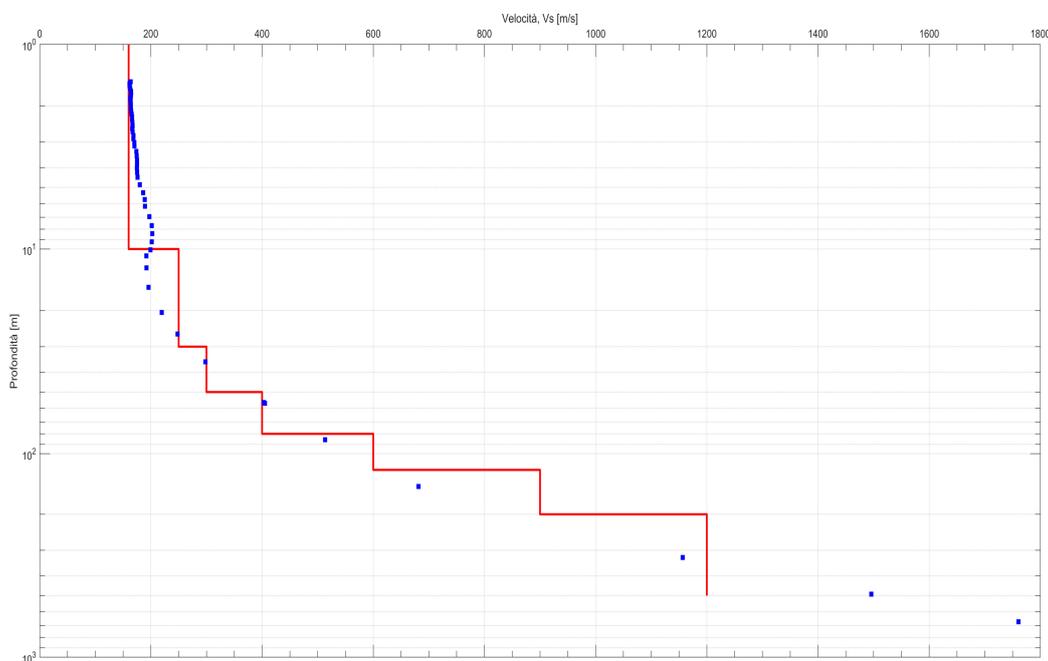


Figura 5.41 Profilo di velocità delle onde di taglio iniziale, determinato a partire dalle indicazioni del metodo “Steady State Rayleigh Method”

Inoltre per determinare i range di variazione dei parametri, per la caratterizzazione del deposito di terreno, si è tenuto in conto dell’inquadramento geologico del sito di Kumamoto, condotto da Comina e Cardinale (2019, paragrafo 4.3). E in particolare si è preso in considerazione il profilo stratigrafico, ritenuta da loro più rappresentativa del sito d’indagine (Figura 4.7; da Ishizaka et al., 1995). Per questo motivo, si è deciso di condurre le analisi di inversione considerando un modello a 8 strati paralleli, dove i primi quattro sono stati considerati come depositi alluvionali, lo strato 5 è stato attribuito ai depositi piroclastici, lo strato 6 ai depositi di ghiaie-sabbie-limo, lo strato 7 ad un nuovo strato di depositi piroclastici della caldera di Aso, e infine l’ultimo alla presenza andesitica (strato 8). Inoltre le prove di letteratura condotte su alcuni strati nelle zone limitrofe di Kumamoto (paragrafo 4.3), e le conoscenze geologiche hanno permesso di limitare il range di variazione dei parametri, così da aumentare la possibilità di avvicinarsi alla convergenza del metodo. In particolare, ai depositi alluvionali, date le loro scarse caratteristiche meccaniche individuate dall’inquadramento geologico del sito, sono stati assegnati valori di velocità e densità relativamente bassi, limitando anche il range di variazione dei parametri. Mentre per i successivi tre strati, non avendo a disposizione particolari informazioni geologico-stratigrafiche, si è deciso di individuare intervalli di variazione dei parametri più ampi. Infine per lo strato attribuito alla presenza andesitica, e pertanto assimilabile a bedrock sismico, si è considerato un range di variazione della velocità dell’onde di taglio su valore più grandi.

Dopo aver tenuto in conto di queste considerazioni preliminari necessarie in quanto è fondamentale la competenza dell'operatore in una scelta della parametrizzazione ottimale (Foti et al., 2017), tenendo in conto della non unicità della soluzione sono state condotte successive analisi, modificando i range di variazione dei parametri in base ai risultati ottenuti dalle analisi precedenti. Per ogni analisi, condotta attraverso l'ausilio del modulo DINVER del software GEOPSY, sono stati inizialmente assegnati il range di variazione dei seguenti parametri:

- Velocità di propagazione delle onde di taglio: forniti con range di variazione, in base a valori tipici di V_s dei materiali del deposito di terreno in precedenza ipotizzato.
- Spessore degli strati: sono stati forniti con range di variazione sulla base della suddivisione stratigrafica in precedenza ipotizzata.
- Rapporto di Poisson: come parametro fisso, ma variabile tra i vari strati. In particolare, al primo strato di depositi alluvionali è stato assegnato un valore più basso, in quanto si è tenuto in conto che presumibilmente sia situato al di sopra del livello di falda, posizionato, da risultati da indagini di letteratura, a circa 3 metri dal piano campagna (da KuniJiban). Per gli altri strati è stato assegnato un coefficiente più alto per segnalare la condizione di saturazione del terreno; mentre l'ultimo strato, rappresentativo substrato roccioso di andesite, si è utilizzato un coefficiente di Poisson rappresentativo della roccia.
- Densità: per ogni strato del deposito di terreno ipotizzato, sono stati individuati dei valori di densità significativi in base alla tipologia di materiale; in ogni caso si ricorda come la densità e il rapporto di Poisson influenzano poco nel processo di inversione della curva di dispersione.
- Velocità di propagazione delle onde di compressione: sono stati individuati dei range di variazioni molto ampi (100 – 5000 m/s) in quanto non influenza il processo di inversione.

Inoltre dopo aver collegato le proprietà degli strati tra di loro, per la caratterizzazione del deposito di terreno, è stata impostata la ricerca in modo tale che si possano individuare profili di velocità accettabili con possibili inversione della velocità di propagazione delle onde di taglio con la profondità. Questa scelta è motivata dal fatto che nella curva di dispersione finale, caratteristica del sito d'indagine (Figura 5.26) è presente una non linearità nell'intervallo di frequenza tra circa 6 Hz e 12 Hz. Infine si è impostato che i parametri del terreno, lungo la profondità del singolo strato, rimangano costanti; così da ottenere un deposito di terreno con 8 strati omogenei e paralleli tra di loro.

Oltre ai parametri di modello del terreno, si sono definiti i parametri di stabilizzazione dell'algoritmo:

- N_{S0} : cioè il numero di modelli inizialmente generati random, scelti nell'intervallo di variazione dei parametri del terreno, da cui far partire il processo di inversione con il metodo "Neighbourhood Algorithm". Per tutte le analisi si sono considerati 50 modelli di deposito di terreno come punto di partenza del processo di inversione;
- N_S : il numero di modelli che verranno generati durante il processo di inversione dal "Neighborhood Algorithm". Per ogni successiva analisi si è impostati numeri di modelli differenti;
- N_R : il numero di celle migliori ("best cells", celle a minore errore) da considerare nella generazione degli N_S modelli. Per tutte le analisi si sono considerate 50 best cells;
- GiveUp: tiene in conto della difficoltà di generare nuovi modelli, cioè quanto il calcolo del misfit fallisce. Pertanto permette di scartare alcune celle, dopo un numero di fallimenti pari al valore indicato, 90 per le analisi successivamente riportate.

Per confrontare le analisi di inversione effettuate, il metodo "Neighbourhood Algorithm", calcola il misfit, cioè la differenza tra la curva di dispersione calcolata, cioè quella caratteristica del

modello stratigrafico campionato dal software, e la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.26).

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=1}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 \cdot n_F}} \quad (5.4)$$

Nel caso in esame, il misfit viene determinato attraverso la relazione (5.4), come differenza quadratica media tra la velocità della curva sperimentale (x_{di}) e la velocità della curva calcolata (x_{ci}), per ogni singolo valore di frequenza, su un certo numero di campioni considerati (n_F); tenendo in conto dell’incertezza del campione alla frequenza considerata (σ_i).

Dopo aver condotto una prima analisi, con intervalli di variazione dei parametri molto ampi, che non si riporta, si sono calibrati meglio gli range di variazione e sono state condotte due analisi di inversione denominate rispettivamente inversione n.1 e inversione n.2; i cui parametri del modello del sottosuolo sono riportati in Tabella 5.7.

La differenza tra le due analisi, è nella curva di dispersione sperimentale finale considerata. Infatti nell’inversione n.1, si è considerata la curva di dispersione sperimentale, in precedenza calcolata (Figura 5.26), senza tenere in conto dei primi due punti a più bassa frequenza (punti della curva a frequenza di 0.9542 Hz e 1.106 Hz), vista la loro elevata incertezza. Tale curva successivamente definita come curva di dispersione finale ridotta. Mentre nell’analisi d’inversione n.2, è stata considerata la curva di dispersione finale nel suo complesso. Inoltre i dati relativi alle curve di dispersione sperimentale, come si potrà osservare nei risultati successivi, sono stati importati nel software DINVER, tenendo anche in conto della deviazione standard. Pertanto l’inversione n.2, pur considerando un elevato valore di deviazione standard dei punti a bassa frequenza, dovrebbe permettere di individuare con maggiore certezza i passaggi tra i vari strati a maggiori profondità, rispetto ai risultati dell’inversione n.1.

Tabella 5.7 Valori e intervalli di variazione dei parametri del modello per l’inversione n.1 e n.2

Numero strato	Velocità onde di compressione [m/s]		Rapporto di Poisson [-]	Velocità onde di taglio [m/s]				Densità [Kg/m ³]
	min	max		Valore		Spessore [m]		Fissato
1	100	5000	0.33	150	250	1	4	1800
2	100	5000	0.45	150	250	5	15	1800
3	100	5000	0.45	150	250	5	15	1800
4	100	5000	0.45	150	250	10	25	1800
5	100	5000	0.4	200	400	10	25	1900
6	100	5000	0.4	300	600	10	40	2000
7	100	5000	0.4	250	550	10	40	1900
8	100	5000	0.2	500	3000			2600

Per entrambe le inversioni (n.1 e n.2) sono stati generati circa 300 mila modelli del deposito di sottosuolo, mediante l’utilizzo del metodo “Neighbourhood Algorithm”, implementato in DINVER. Di seguito sono riportati i risultati restituiti dalle due inversioni, e si evince come i parametri del modello di partenza (Tabella 5.7), hanno permesso di indagare bene il comportamento reale del deposito di terreno.

Per l’inversione n.1 si riportano i profili di velocità delle onde di taglio accettabili con misfit inferiore a 0.4, e con minore misfit (Figura 5.42); e il confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati a misfit inferiore a 0.4 e la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.43).

Analogamente, per l’analisi di inversione n.2 si riportano i profili di velocità delle onde di taglio con misfit inferiore a 0.3 e con minore misfit (Figura 5.44); e il confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati a misfit inferiore a 0.3 e la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.45).

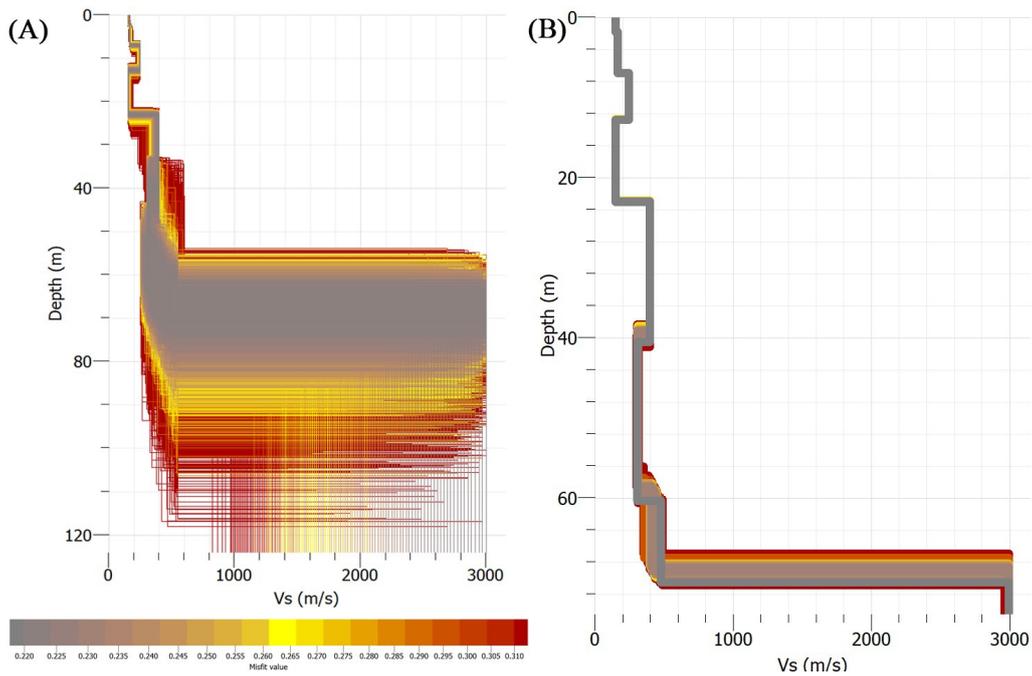


Figura 5.42 Inversione n.1. (A) Profili di velocità accettabili con misfit inferiore a 0.4 (B) Profili di velocità accettabili a minore misfit (0.219818)

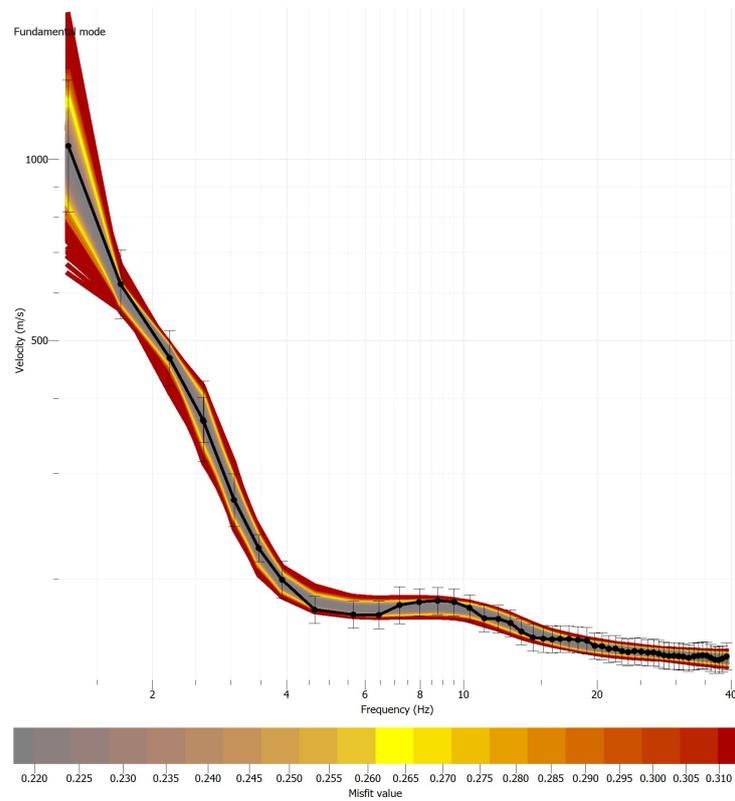


Figura 5.43 Inversione n.1. Confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati, con misfit inferiore a 0.4, e la curva di dispersione sperimentale (in nero)

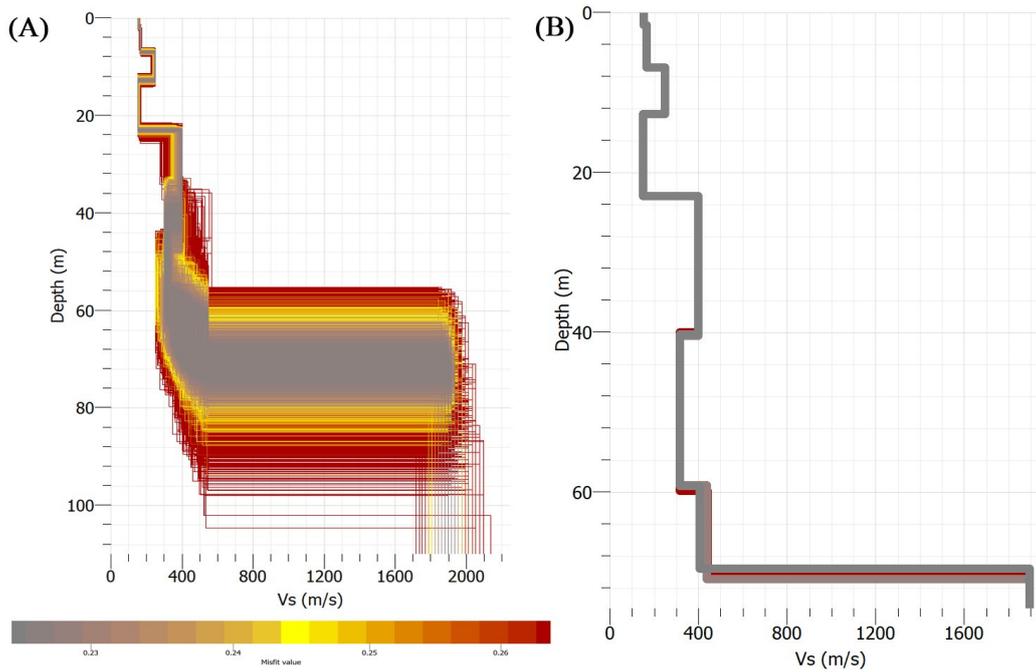


Figura 5.44 Inversione n.2. (A) Profili di velocità accettabili con misfit inferiore a 0.3 (B) Profili di velocità accettabili a minore misfit (0.225578)

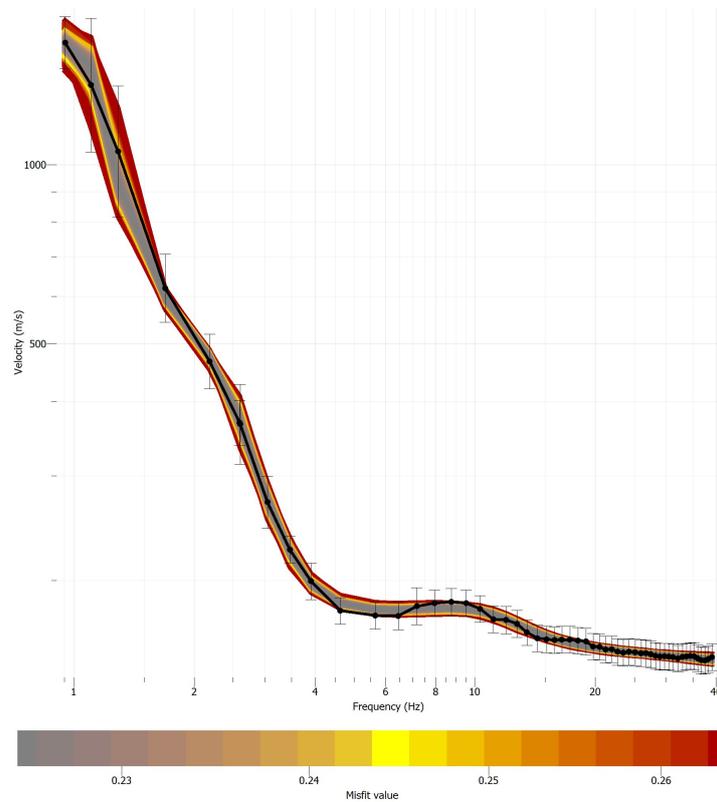


Figura 5.45 Inversione n.2. Confronto tra le curve di dispersione dei profili elaborati, con misfit inferiore a 0.3, e la curva di dispersione sperimentale (in nero)

Come è possibile osservare dai confronti tra le curve di dispersione dei modelli del deposito di terreno, elaborati dalle analisi di inversione n.1 e n.2, e la curva di dispersione sperimentale (rispettivamente Figura 5.43 e Figura 5.45); tutti questi profili di velocità possono ritenersi affidabili, in quanto rientrano all'interno della deviazione standard della curva caratteristica del sito d'indagine. Confrontandoli, è possibile osservare come i modelli generati dal processo di inversione sono molto concordi fino alla profondità di circa 30 metri, individuando abbastanza bene sia le velocità di propagazione delle onde di taglio sia la posizione in profondità dei primi 5 strati del deposito di terreno. Inoltre evidenziano anche un forte contrasto di impedenza tra lo strato n.7 e lo strato n.8 (associati rispettivamente ai depositi piroclastici della caldera del mt. Aso e all'affioramento roccioso di andesite), presumibilmente situato tra circa 60 e 80 metri di profondità. Mentre confrontando esclusivamente il profilo stratigrafico a minimo misfit (rispettivamente 0.219818 per l'inversione n.1 e 0.225578 per l'inversione n.2), ottenuto dalle due analisi, è possibile osservare che i risultati siano coincidenti nei primi 7 strati. Mentre per l'ultimo strato (strato n.8, associato all'affioramento roccioso di andesite), l'inversione n.1 (che tiene conto della curva di dispersione ridotta) ha restituito una velocità delle onde di taglio di circa 3000 m/s molto superiore rispetto ai circa 1900 m/s dell'inversione n.2; però le due analisi hanno individuato il passaggio tra lo strato n.7 e lo strato n.8 circa alla stessa profondità, 70 metri. Inoltre è possibile osservare come i profili stratigrafico a minore misfit presentino una netta inversione nel profilo di velocità tra lo strato n.3 e lo strato n.4, a circa 12-13 metri di profondità; e un'ulteriore strato, compreso tra 40 e 60 metri, con velocità di propagazione delle onde di taglio inferiori, rispetto allo strato superiore e inferiore.

Dopo aver confrontato e commentato i risultati delle inversioni n.1 e n.2, si sono condotte due successive analisi in cui si sono modificati leggermente i parametri del modello del sottosuolo in base ai risultati delle precedenti analisi; i nuovi intervalli di variazione dei parametri dei singoli strati del deposito di terreno sono riportati in Tabella 5.8. Come nelle analisi precedenti, la prima ricerca del modello del deposito di sottosuolo del sito di Kumamoto (inversione n.3) è stata condotta considerando la curva di dispersione finale ridotta, mentre la seconda analisi (inversione n.4) tenendo conto della curva di dispersione completa (Figura 5.26).

Tabella 5.8 Valori e intervalli di variazione dei parametri del modello per l'inversione n.3 e n.4

Numero strato	Velocità onde di compressione [m/s]		Rapporto di Poisson [-]	Velocità onde di taglio [m/s]				Densità [Kg/m ³]
	min	max		Valore		Spessore [m]		
	min	max	fissato	min	max	min	max	Fissato
1	100	5000	0.33	150	250	1	5	1800
2	100	5000	0.45	150	250	5	12	1800
3	100	5000	0.45	150	250	5	12	1800
4	100	5000	0.45	150	250	8	15	1800
5	100	5000	0.4	250	370	15	30	1900
6	100	5000	0.4	380	420	20	35	2000
7	100	5000	0.4	300	800	20	35	1900
8	100	5000	0.2	800	3000			2600

Per entrambe le inversioni (n.3 e n.4) sono stati generati circa 200 mila modelli del deposito di sottosuolo, mediante l'utilizzo del metodo "Neighbourhood Algorithm", implementato in DINVER. Per l'inversione n.3 si riportano i profili di velocità delle onde di taglio accettabili con misfit inferiore a 0.25 (si considerano 16361 modelli), e i relativi migliori 20 modelli (Figura 5.46). Inoltre si confronta le curve di dispersione dei migliori 20 profili con la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.47). Analogamente, per l'analisi di inversione n.4 si riportano i profili di velocità delle onde di taglio con misfit inferiore a 0.25 (3626 modelli) e i relativi migliori 26 modelli (Figura 5.48). Allo stesso modo, inoltre, si confrontano le curve di dispersione di questi ultimi migliori profili con la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.49).

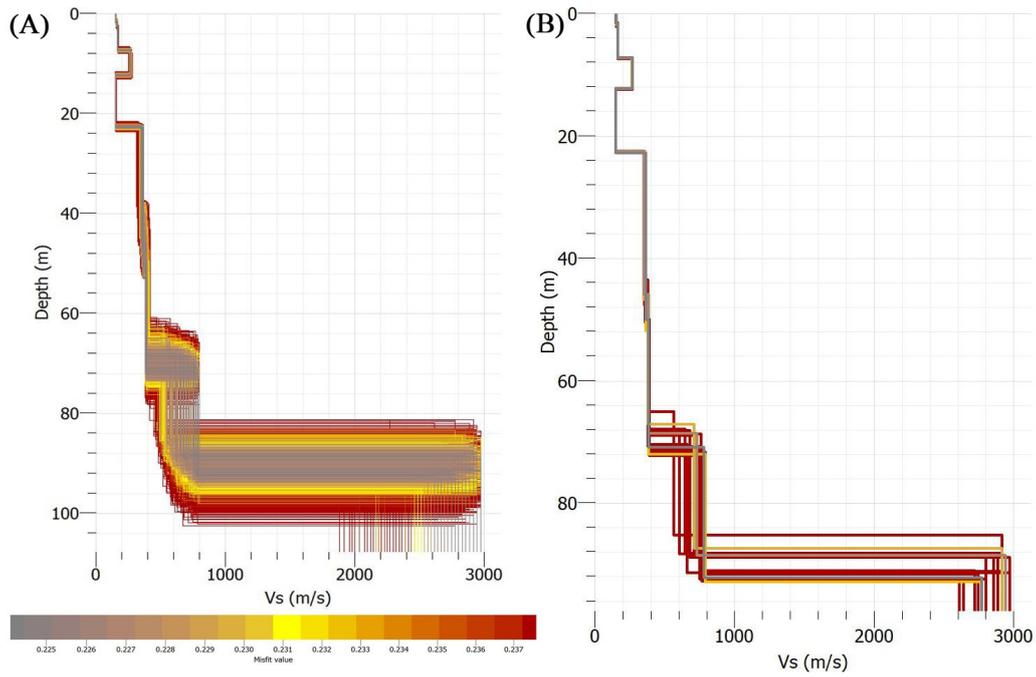


Figura 5.46 Inversione n.3. (A) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.25 (16361 modelli) (B) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.2255 (20 modelli, in grigio il profilo con minore misfit)

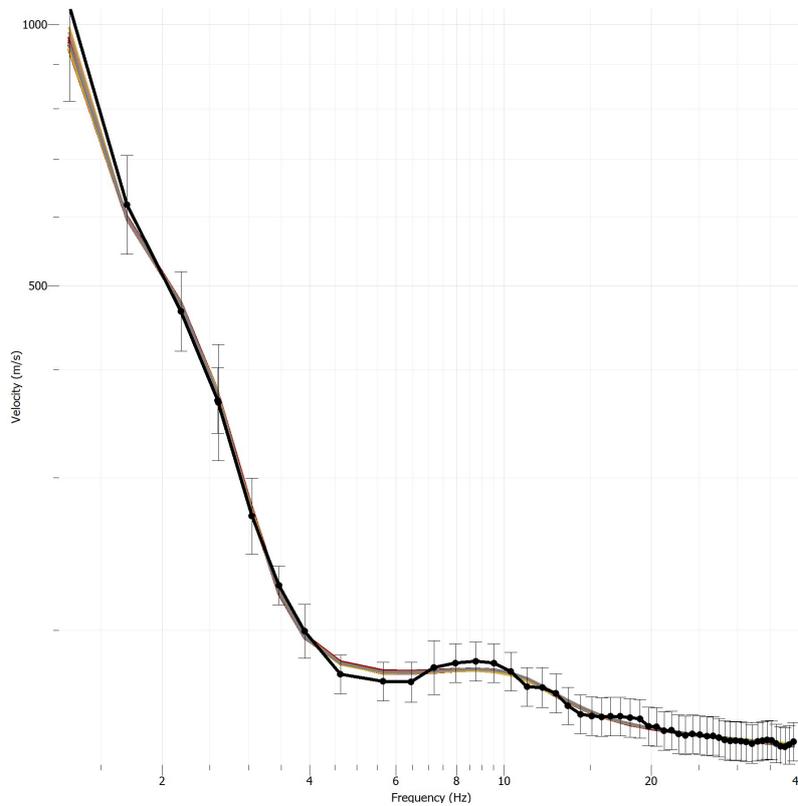


Figura 5.47 Inversione n.3. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 20 profili elaborati (misfit inferiore a 0.2255), e la curva di dispersione sperimentale (in nero)

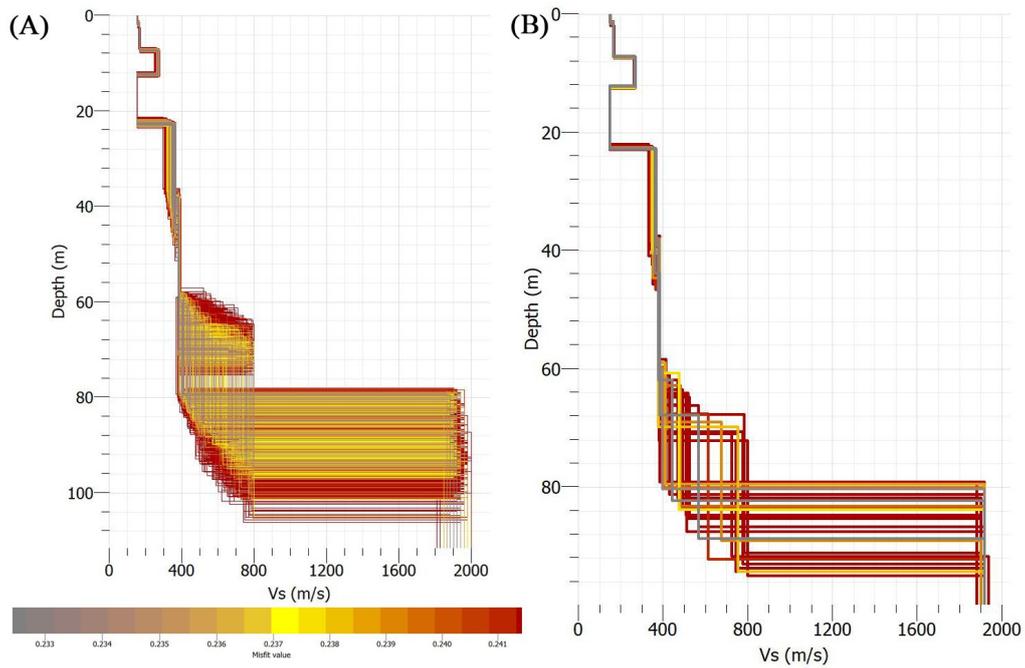


Figura 5.48 Inversione n.4. (A) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.25 (3626 modelli) (B) Profili di velocità con misfit inferiore a 0.2345 (26 modelli, in grigio il profilo con minore misfit)

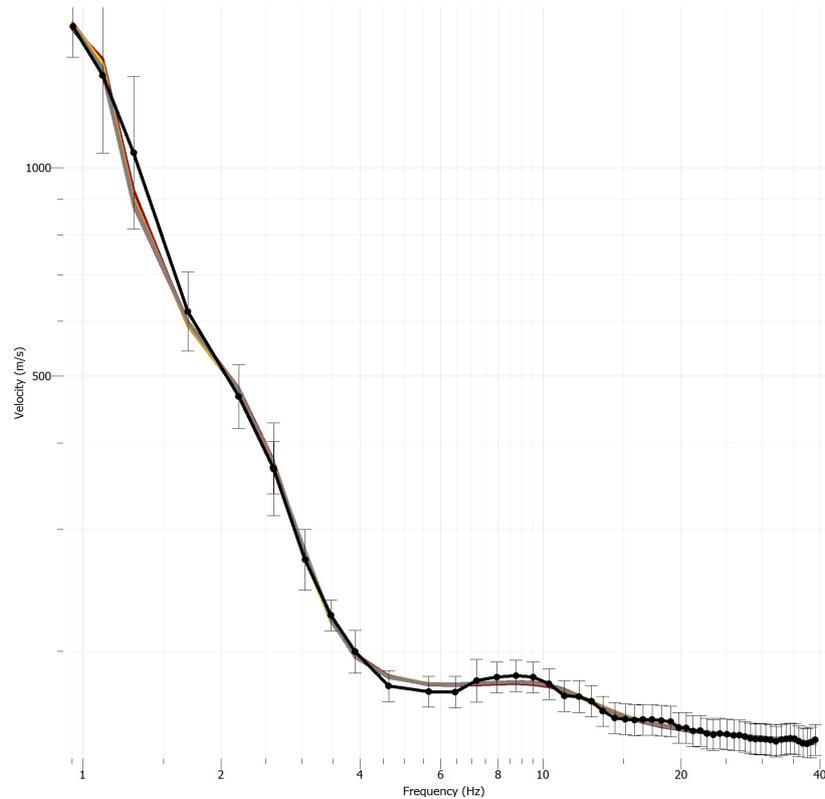


Figura 5.49 Inversione n.4. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 26 profili elaborati (misfit inferiore a 0.2345), e la curva di dispersione sperimentale (in nero)

Le nuove analisi di inversione, com'è possibile osservare dai profili stratigrafici considerati affidabili (rispettivamente Figura 5.46 per l'inversione n.3, e Figura 5.48 per l'inversione n.4), identificano con poca incertezza la posizione e la velocità di propagazione della velocità delle onde di taglio dei primi 6 strati del modello del sottosuolo del sito d'indagine di Kumamoto. Invece, resta maggiore incertezza, sull'esatta posizione dell'interfaccia tra gli strati 6-7, e 7-8; e le relative caratteristiche di questi strati.

Rispetto ai modelli di sottosuolo con minore misfit restituiti dalle precedenti analisi (inversione n.1 e n.2), si può osservare che l'inversione di velocità tra circa 12 e 23 metri, e sempre ben evidente, mentre l'inversione meno marcata dello strato n.6, nelle nuove analisi risulta non essere più presente, in quanto lo strato n.5 presenta una velocità nettamente più inferiore. Invece per quanto riguarda lo strato n.7 è possibile osservare un aumento del contrasto, e l'individuazione del passaggio con l'affioramento roccioso di andesite a maggiore profondità, rispetto alle analisi precedenti.

Per quanto riguarda il miglior profilo individuato dalle analisi, per l'inversione n.3 si è ottenuto un valore di misfit pari a 0.224447, mentre l'inversione n.4 di 0.232675; però per il confronto si è deciso di considerare un maggior numero di profili con minore misfit in quanto analizzando le curve di dispersione quest'ultimi rispecchiavano abbastanza bene l'andamento della curva atteso. Infatti, si sono confrontati i migliori profili (20 modelli per l'inversione n.3, e 26 per l'inversione n.4), e si è osservato come i risultati siano simili fino alla profondità di circa 60 metri, ma oltre questa profondità, le due nuove inversioni non individuano esattamente la posizione e la velocità di propagazione delle onde di taglio degli ultimi due strati. Infatti l'inversione con la curva di dispersione ridotta (inversione n.3) posiziona il passaggio tra lo strato 6-7 a una profondità di circa 70 metri e una velocità di 800 m/s; mentre l'inversione n.4 individua l'interfaccia tra i due strati tra i 60-70 metri con velocità leggermente inferiori. Mentre per quanto riguarda l'affioramento roccioso (strato n.8), l'analisi con la curva ridotta, come già evidenziato nelle precedenti inversioni (inversioni n.1 e n.2), sovra stima la velocità di propagazione delle onde di taglio rispetto all'analisi con la curva completa (rispettivamente circa 2800 m/s e 1900 m/s); e posiziona il passaggio di strato a una profondità leggermente maggiore (rispettivamente 90 metri e 80-90 metri).

Infine confrontando le curve di dispersione dei migliori modelli generati dalle analisi di inversione n.3 e n.4, con la curva di dispersione sperimentale (rispettivamente Figura 5.47 e Figura 5.49), è possibile osservare come l'andamento del grafico di profili stratigrafici considerati, sovrappone abbastanza bene l'andamento ottenuto dalle indagini sismiche non invasive.

Inoltre, disponendo delle curve di ellitticità del sito di Kumamoto, derivanti dall'elaborazione dei dati passivi mediante il metodo dei rapporti spettrali HVSR, si è condotta anche un'analisi congiunta considerando sia la curva di dispersione sperimentale (Figura 5.26), che la curva di ellitticità del sensore n.3 dell'array KUM-SM (Figura 5.39). L'analisi però non ha fornito risultati interessanti, infatti rispetto alle analisi di inversioni precedenti, ha individuato la posizione dell'interfaccia tra lo strato 7 e 8 a circa 160 metri, molto più in profondità anche rispetto alla stratigrafia di letteratura, ritenuta rappresentativa del sito d'indagine di Kumamoto (Figura 4.7).

Pertanto, per questo motivo, si sono considerati solo i modelli del sottosuolo derivanti dall'analisi di inversione condotte con la sola curva di dispersione sperimentale caratteristica del sito di Kumamoto (Figura 5.26). Mentre i risultati dall'elaborazione dei dati passivi mediante metodo dei rapporti spettrali HVSR, sono stati utilizzati come parametro di confronto, andando a verificare la relazione (5.3), nell'ipotesi di copertura sedimentaria sovrapposta ad un basamento rigido in condizioni di stratificazione piana parallela.

5.6.1 Confronto con analisi inversione MATLAB e discussione dei risultati

Si è inoltre proceduto ad effettuare un raffronto tra i risultati ottenuti e i profili stratigrafici ricavati dalla medesima curva di dispersione Comina e Cardinale (2019). Le loro analisi, a differenza di quelle sopra riportate, hanno utilizzato un algoritmo di inversione di tipo Monte Carlo realizzato da Boiero (2009), Boiero (2011) e Socco & Boiero (2008); e implementato in ambiente MATLAB. Come tutti i metodi Monte Carlo, l'algoritmo da loro utilizzato sfrutta un campionamento pseudo-random dello spazio dei parametri; e genera modelli casuali all'interno di un range circoscritto di parametri definiti a priori e per ognuno di essi viene calcolato un valore di misfit tra la curva di dispersione caratteristica ottenuta dall'indagine non invasive, e quella derivante dal profilo ottenuto dal processo di inversione. In particolare, l'algoritmo da loro utilizzato è in grado di gestire la non unicità della soluzione evitando il minimo locale, ed è efficace per recuperare i modelli di sottosuolo anche in presenza di inversioni di velocità (Socco & Boiero, 2008; Boiero D., 2009).

Per ogni loro inversione sono stati campionati 100 mila modelli stratigrafici, e per ognuno è stato valutato la sua curva di dispersione e il relativo misfit rispetto alla curva sperimentale del sito. Di tutti i modelli, sono stati poi solo considerati quelli che hanno un valore di confidenza al di sotto di un livello prestabilito (Socco et al. 2006).

L'analisi d'inversione da loro condotta, è stata eseguita considerando i parametri del deposito di terreno di Tabella 5.8, e la curva di dispersione sperimentale ridotta. I profili stratigrafici accettabili, da loro ottenuti, sono riportati in Figura 5.50, dove in particolare è possibile individuare il profilo a minore misfit, 0.5145 (linea rosso). Dal grafico di Figura 5.51, inoltre è possibile affermare come questi profili di velocità presentino un andamento della relativa curva di dispersione, confrontabile molto bene con la curva di dispersione sperimentale finale del sito di Kumamoto.

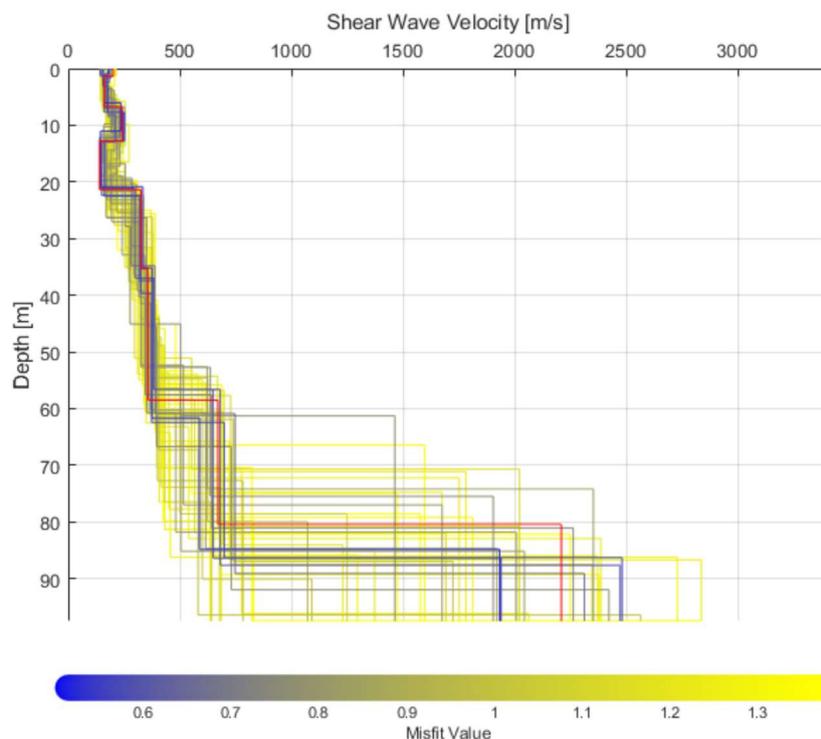


Figura 5.50 Profili di velocità accettabili (analisi condotte con MATLAB), in rosso il profilo stratigrafico con minore misfit (0.5145) (da Cardinale, 2020)

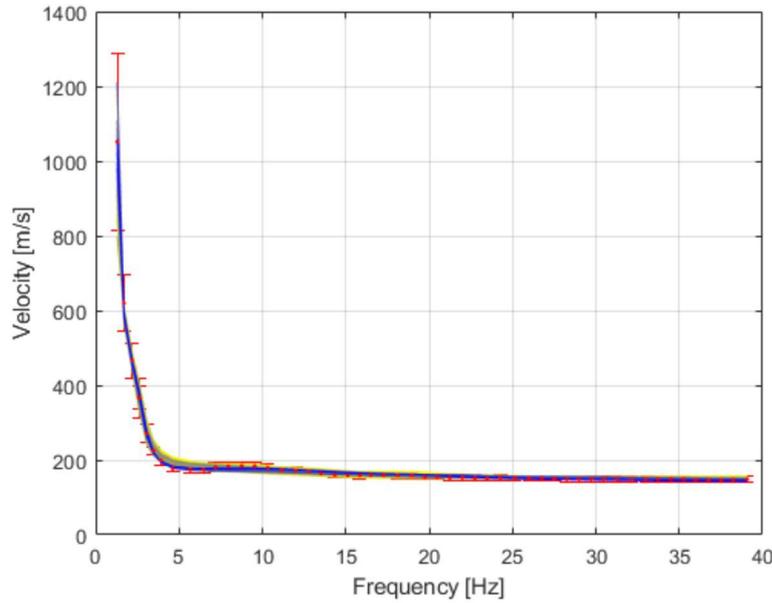


Figura 5.51 Confronto tra la curva di dispersione sperimentale e le curve di dispersione caratteristiche dei profili stratigrafici di Figura 5.50 (da Cardinale, 2020)

Confrontando i profili stratigrafici elaborati dagli studi dell'Università degli Studi di Torino è possibile osservare come i loro risultati rispecchiano abbastanza bene l'andamento individuato dalle inversione n.3 e n.4 (Figura 5.46 e Figura 5.48); in particolar modo nei primi strati del deposito di terreno. Mentre l'unica differenza è nella posizione dell'interfaccia tra lo strato 6 e lo strato 7 che, le loro analisi posizionano a circa 60 metri, maggiormente in superficie rispetto alle analisi condotte con GEOPSY. Per quanto riguarda invece, la posizione dell'affioramento roccioso di andesite anche le analisi condotte con MATLAB, individuano una posizione di quest'ultimo a circa 80 - 90 metri di profondità e una relativa velocità di propagazione delle onde di taglio di circa 1800 – 2500 m/s.

Inoltre, disponendo del dato della velocità delle onde di taglio rappresentativa dei primi 30 metri di profondità dell'area d'indagine di Kumamoto (da NIED, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention), si è calcolato, per effettuare un ulteriore confronto, la $V_{S,30}$ dei profili a minore misfit ottenuti dalle inversioni n.3 e n.4 (rispettivamente eq. (5.5) e (5.6)).

$$V_{S,30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{S,i}}} = \frac{30}{\frac{1.61}{152.3} + \frac{5.65}{166.99} + \frac{5}{270.38} + \frac{10.49}{150} + \frac{7.25}{364.24}} \cong 200 \text{ m/s} \quad (5.5)$$

$$V_{S,30} = \frac{30}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{S,i}}} = \frac{30}{\frac{1.58}{153.1} + \frac{5.65}{166.13} + \frac{5.05}{270.38} + \frac{10.48}{150.77} + \frac{7.24}{361.40}} \cong 200 \text{ m/s} \quad (5.6)$$

Tali valori risultano essere in linea con i valori della mappatura sismica proposta dal NIED, che sinteticamente erano stati riportati nel paragrafo 4.3. Come già visto in precedenza, anche la $V_{S,30}$ dimostra che, nei primi 30 metri di profondità del deposito di terreno, i profili stratigrafici a minore misfit restituiti dalle due analisi di inversione sono molto simili tra di loro.

Infine, per effettuare un'ulteriore validazione dei modelli di sottosuolo restituiti dalle analisi di inversione, sono state condotte analisi di confronto tenendo in conto della frequenza di picco delle curve di ellitticità in precedenza ottenute (Figura 5.39 e Tabella 5.6).

Tale frequenza, detta frequenza fondamentale di risonanza, oltre ad essere fondamentale per i progettisti per evitare fenomeni di doppia risonanza in fase di progettazione delle opere ingegneristiche, può essere utilizzata per determinare la posizione in profondità delle interfacce a contrasto di impedenza elevato, quest'ultime critiche per le amplificazioni del sito. Nell'ipotesi di copertura sedimentaria sovrapposta ad un basamento rigido e stratificazione piana, la frequenza di risonanza, può essere calcolata attraverso la formula (5.3). Le curve di ellitticità considerate (Figura 5.39), come si è visto in precedenza, evidenziano due picchi ben definiti, che potrebbero indicare la presenza di due interfacce con un contrasto di velocità rilevante. Per questo motivo, date le due frequenze fondamentali di risonanza (1.2805 per lo strumento n.3 dell'array KUM-SM, e 1.10488 dello strumento n.5 dell'array KUM-S) e i profili stratigrafici di inversione a minore misfit delle inversioni n.3 e n.4, si è verificato se le interfacce tra gli strati n.6-7 e n.7-8. Per quest'ultimi è stata calcolata la V_s media ponderata degli strati al di sopra dell'interfaccia, e attraverso la formula (5.3), utilizzando le frequenze di risonanza di picco (Tabella 5.6), si è determinato la profondità teorica del contrasto d'impedenza. I risultati ottenuti sono stati riportati rispettivamente in Tabella 5.9 per l'inversione n.3 e in Tabella 5.10 per l'inversione n.4.

Tabella 5.9 Confronto tra la posizione delle interfacce del profilo a minore misfit dell'inversione n.3, e le frequenze di risonanza del deposito di terreno individuate dall'elaborazioni HVSR

Interfaccia tra strato 6 e strato 7		Interfaccia tra strato 7 e strato 8	
V_s media [m/s]	312.19	V_s media [m/s]	421.19
$H_{interfaccia inversione}$ [m]	70.89	$H_{interfaccia inversione}$ [m]	92.16
$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.10$ Hz)	70.64	$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.10$ Hz)	95.30
$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.28$ Hz)	60.95	$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.28$ Hz)	82.23

Tabella 5.10 Confronto tra la posizione delle interfacce del profilo a minore misfit dell'inversione n.4, e le frequenze di risonanza del deposito di terreno individuate dall'elaborazioni HVSR

Interfaccia tra strato 6 e strato 7		Interfaccia tra strato 7 e strato 8	
V_s media [m/s]	309.22	V_s media [m/s]	369.81
$H_{interfaccia inversione}$ [m]	67.88	$H_{interfaccia inversione}$ [m]	88.68
$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.10$ Hz)	69.97	$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.10$ Hz)	83.68
$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.28$ Hz)	60.37	$H_{curve ellitticità}$ [m] ($f_0=1.28$ Hz)	72.20

Dal confronto effettuato, si evince che la frequenza di risonanza ottenuta dall'elaborazione delle acquisizioni dello strumento n.5 dell'array KUM-S, giustifica abbastanza bene la posizione dell'interfaccia tra gli ultimi due strati ottenuti dalle due analisi di inversione. Bisogna ricordare che il raffronto è qualitativo in quanto non è valida l'ipotesi di base della formulazione (5.3) di singolo strato omogeneo su substrato rigido.

5.6.2 Determinazione del profilo stratigrafico del sito di Kumamoto

Sulla base dei risultati ottenuti dalle inversioni con il metodo “Neighbourhood Algorithm” implementato nel modulo DINVER del software GEOPSY, e delle analisi condotte Comina e Cardinale (2019), attraverso l’algoritmo di inversione Monte Carlo implementato in ambiente MATLAB; Comina (2019), ha condotto l’inversione definitiva per la determinazione del profilo stratigrafico del sito di Kumamoto.

L’analisi d’inversione da lui condotta, è stata elaborata attraverso l’ausilio dell’algoritmo Monte Carlo implementato in MATLAB (Boiero, 2009; Boiero, 2011; e Socco & Boiero, 2008); utilizzando come parametri degli strati del deposito di terreno, gli intervalli riportati in Tabella 5.8, e la curva di dispersione sperimentale ridotta (Figura 5.26).

Di tutti i profili stratigrafici restituiti dall’analisi, per l’identificazione della struttura del sottosuolo del sito di Kumamoto, sono stati considerati i migliori 45 profili; che come si può osservare dalla Figura 5.52 rispecchiano molto bene l’andamento della curva di dispersione sperimentale.

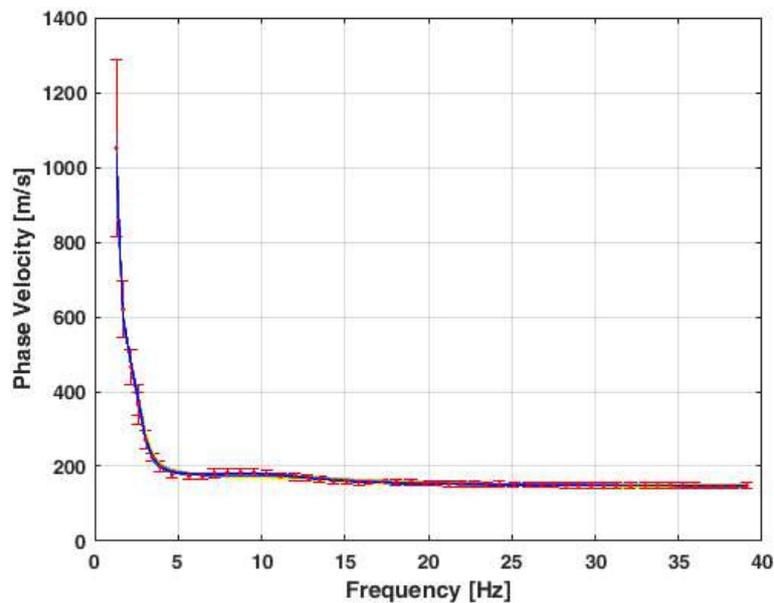


Figura 5.52 Inversione definitiva. Confronto tra le curve di dispersione dei migliori 45 profili (in blu) e la curva di dispersione sperimentale (in rosso) (Cortesia Prof. Comina)

Analizzando poi l’andamento dei profili di velocità così elaborati (Figura 5.53, e in allegato C), si può osservare come presentino un andamento abbastanza concorde tra di loro, e con le analisi di inversione in precedenza effettuate.

Successivamente tenendo conto del profilo a minore misfit (0.1575, in blu in Figura 5.53) e dei restati migliori profili, è stato possibile determinare il profilo stratigrafico finale, utile per l’identificazione della struttura del sottosuolo del sito d’indagine di Kumamoto. Oltre al profilo di velocità denominato successivamente “Best profile” (in rosso in Figura 5.53), si è determinato sulla base dei 45 migliori profili, anche la deviazione standard degli spessori e delle velocità delle onde di taglio dei singoli strati del modello del terreno (Tabella 5.11).

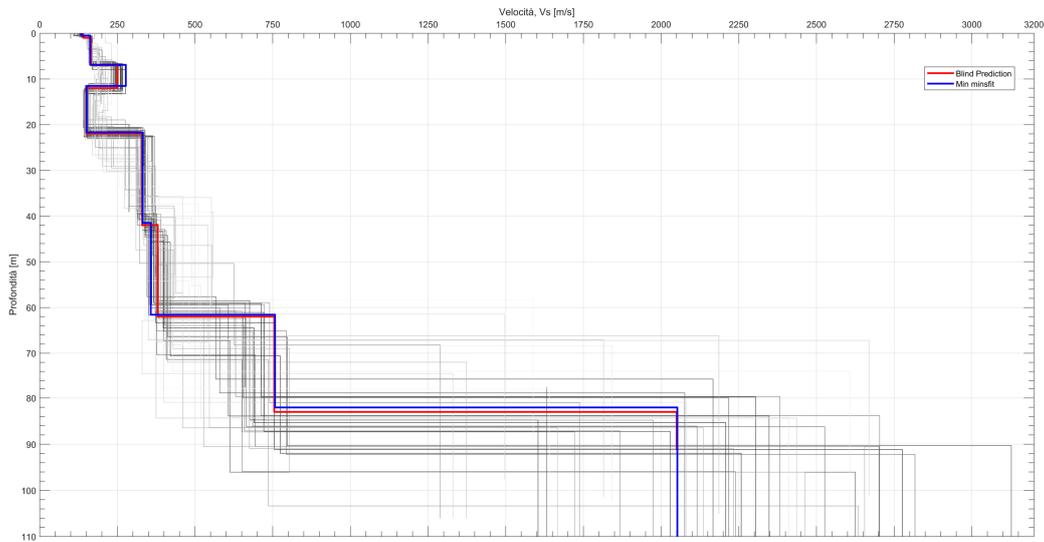


Figura 5.53 Inversione definitiva. Migliori 45 profili di velocità (in grigio scuro i profili a migliore misfit, in blu profilo di velocità a minore misfit), e profilo di velocità “Best profile” (in rosso) (cortesia Prof. Comina)

Tabella 5.11 Profilo stratigrafico definitivo del sito d’indagine di Kumamoto (media e deviazione standard) (cortesia Prof. Comina)

Layer	Spessore [m]	std (spessore)	Vs [m/s]	std (Vs)
1	1	0.75	140	15
2	6	1	165	15
3	5	1.5	250	30
4	10	1.5	150	25
5	20	5	330	30
6	20	7.5	380	50
7	21	10	755	150
8			2050	420

Dalla Tabella 5.11, si nota come il valore della deviazione standard sia sugli spessori che sulle velocità, aumenti con la profondità dimostrando la bassa risoluzione delle indagini eseguite con le profondità elevate.

Confrontando il profilo stratigrafico definitivo (“Best profile”), con l’inquadramento geologico del sito di Kumamoto, in particolare la stratigrafica ritenuta significativa (Figura 4.7), è possibile osservare quanto segue:

- Layer dal n.1 al n.5: fino a 42 metri di profondità sono presenti presumibilmente depositi alluvionali, con primo strato privo di presenza d’acqua. La velocità media delle onde di taglio dei primi tre strati è circa 200 m/s; mentre lo strato n.4 presenta un’inversione del profilo di velocità (da 12 a 22 metri), che era stata riscontrata già nell’andamento della curva di dispersione sperimentale;
- Layer n.6: situato tra 42 e 62 metri di profondità, con velocità delle onde di taglio di circa 380 m/s, e presumibilmente comprendente la formazione di argille di Ariake e il deposito piroclastico del mt. Aso n.4;

- Layer n.7: a profondità compresa tra 62 e 83 metri, velocità di 755 m/s e presumibilmente comprendente la formazione di Miyuki (cioè alternanza di depositi di conglomerati e strati di limo) e il deposito piroclastico del mt. Aso n.3;
- Layer n.8: affioramento roccioso di andesite, oltre gli 83 metri circa, con velocità di propagazione delle onde di taglio di circa 2050 m/s.

Pertanto, si può osservare come il profilo stratigrafico definitivo del sito d'indagine di Kumamoto, non rispecchia esattamente l'andamento delle interfacce individuate dall'inquadramento geologico; però l'aumento di velocità con la profondità viene confermato dalla presenza di depositi piroclastici più addensati dal carico litostatico, rispetto ai depositi alluvionali e argillosi più sciolti superficiali.

In conclusione, si può affermare che l'inversione della curva di dispersione sperimentale ottenuta dall'elaborazione dei dati dell'indagine sismiche attive e passive, ha permesso di ottenere un profilo di velocità caratteristico del sottosuolo, utile per la valutazione della risposta sismica locale del sito d'indagine di Kumamoto. Inoltre l'inquadramento geologico, ottenuti dagli studi condotti dell'Università degli Studi di Torino, ha permesso di interpretare meglio le caratteristiche dei singoli strati del deposito di terreno, così da agevolare la successiva analisi di valutazione dell'amplificazione sismica locale di sito oggetto di studio.

5.6.3 Confronto con caratterizzazione sismica mediante indagine invasiva

A posteriori, in fase di valutazione della risposta sismica locale non lineare, gli organizzatori della ESG6 hanno fornito ulteriori informazioni sulle caratteristiche del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto. In particolare è stato messo a disposizione dei partecipanti della Blind Prediction, il report di una campagna d'indagine invasiva condotta dalla "Oyo Corporation", in corrispondenza del "Target site", che ha fornito le seguenti informazioni per i primi 39 m del sottosuolo:

- Stratigrafia;
- Risultati della prova penetrometrica standard (SPT);
- I valori di propagazione delle onde di compressione e delle onde di taglio ottenuti attraverso indagine sismica con metodo PS-logging (suspension method);
- I risultati delle prove di laboratorio triassiali cicliche condotte su 5 campioni indisturbati prelevati dal deposito di terreno; e le relative proprietà fisiche del materiale.

Gli organizzatori della ESG6, per coloro che non hanno condotto la caratterizzazione sismica attraverso i risultati dell'indagine sismica non invasiva, hanno messo a disposizione un modello di sottosuolo, che di seguito è denominato per semplicità "Blind Prediction" (Figura 5.54, linea blu). Il profilo stratigrafico da loro proposto, è stato elaborato considerando congiuntamente le informazioni derivanti dall'indagine sismica con metodo PS-logging, fino a V_s 290 m/s; e lo studio di Senna et al. (2018). Le caratteristiche fornite, in termini di velocità di propagazione delle onde di compressione e delle onde di taglio, densità e spessore dei singoli layer, sono state riportate in Tabella 5.12.

Il profilo "Blind Prediction" fornito, non ha influito sia sulla caratterizzazione sismica che sulla risposta sismica locale del sito, in quanto è stato considerato esclusivamente per un confronto finale a posteriori.

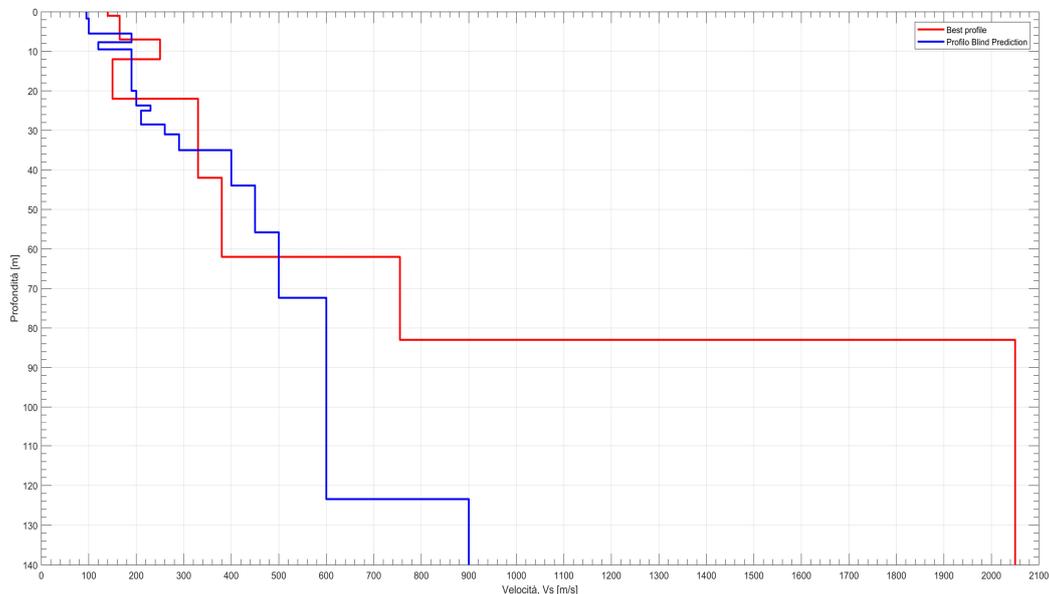


Figura 5.54 Confronto tra il "Best Profile" e il profilo stratigrafico "Blind Prediction", realizzato dagli organizzatori del ESG6 considerando congiuntamente le informazioni derivanti dall'indagine stratigrafica della Oyo Corporation (2020) e il modello di sottosuolo elaborato da Senna et al. (2018)

Come è possibile osservare dal confronto tra il “Best profile” e “Blind Prediction” (Figura 5.54), la caratterizzazione sismica del sito d’indagine di Kumamoto attraverso i risultati di prove sismiche non invasive ha permesso di individuare con abbastanza buona precisione le proprietà del deposito di terreno.

Tabella 5.12 *Caratteristiche del profilo stratigrafico “Blind Prediction” realizzato dagli organizzatori del ESG6 considerando congiuntamente le informazioni derivanti dall’indagine stratigrafica della Oyo Corporation (2020) e il modello di sottosuolo elaborato da Senna et al. (2018)*

N. layer	V _p [m/s]	V _s [m/s]	Densità [g/cm ³]	Spessore [m]
1	280	95	1.5	1.7
2	490	100	1.5	3.8
3	1020	190	1.6	2.2
4	1160	120	1.5	1.8
5	1550	190	1.6	10.5
6	3470	200	1.7	3.7
7	2160	230	1.7	1.3
8	2160	210	1.7	3.5
9	1150	260	1.7	2.5
10	1440	290	1.7	4
11	1600	400	1.85	8.96
12	1600	450	1.85	11.84
13	1700	500	1.9	16.56
14	2100	600	1.9	51.07
15	2400	900	2.05	138.67
16	2600	1100	2.15	317.82
17	4000	2100	2.4	929.16
18	5500	3100	2.6	475.57
19	5500	3200	2.65	—

6. Simulazione registrazioni “weak motion” nel sito di Kumamoto

Attraverso i modelli del sottosuolo del sito di Kumamoto, ottenuti nel capitolo 5 e gentilmente concessi dal Prof. Comina C. per le successive analisi, si procede alla valutazione della risposta sismica locale lineare, prendendo in considerazione le registrazioni “weak motion” dello sciame sismico del terremoto che ha interessato la prefettura del Giappone di Kumamoto nel 2016.

6.1 Introduzione

Per la valutazione della risposta sismica locale lineare del sito di Kumamoto si dispone di 12 registrazioni di eventi sismici acquisite sia nel sito di previsione, che per semplicità chiameremo KUMA, e sia nel sito di riferimento, che chiameremo SEVO. Esse saranno utilizzate per la costruzione della funzione di trasferimento sperimentale e per calibrare al meglio il modello del sottosuolo non disponendo di prove di laboratorio, utili per la caratterizzazione delle proprietà dei materiali presenti nel deposito di terreno.

Infine per condurre la valutazione della risposta sismica locale lineare per il sito di Kumamoto in esame, si utilizzerà la registrazione acquisita nel sito SEVO, il 16 aprile 2016 alle ore 03:03:10; che chiameremo registrazione TARGET. Tutte le registrazioni, come vedremo poi durante il loro processamento, possono essere classificate come eventi sismici deboli (weak motion) e pertanto ci permettono di condurre un’analisi lineare della risposta sismica del sito.

6.1.1 Dataset registrazioni “weak motion”

Come anticipato nel paragrafo 4.2.1, nel 2016 un importante sciame sismico ha interessato l’area di Kumamoto; causando importanti effetti di sito locale, attribuibili presumibilmente alla presenza di depositi alluvionali superficiali poco addensati, caratteristici della struttura del sottosuolo dell’area oggetto d’indagine. La sequenza sismica è iniziata il 14 aprile 2016 (12:26 UTC) con un evento di Mw 6.5; mentre la scossa principale si è registrata il 15 aprile 2016 (16:25 UTC) con una magnitudo Mw di 7.3. Lo sciame sismico è poi continuato nei giorni successivi, con più di 1400 eventi di intensità minori; e si è osservato come quest’ultimo sia partito dalla parte nord della faglia di Hinagu, per poi continuare lungo tutta la faglia di Futagawa, fino ad arrivare al bordo occidentale della caldera del vulcano Aso. Tutti i meccanismi di faglia sono principalmente di tipo trascorrente laterale destro, su piano quasi verticale; anche se per gli eventi verificatisi lungo la faglia di Futagawa è necessario considerare un ulteriore componente dovuta a uno slittamento normale non trascurabile.

Nel sito di previsione di KUMA, situato nella città di Kumamoto, a seguito del foreshock avvenuto il 14 aprile 2016 si sono installate delle stazioni di registrazioni di terremoto che hanno permesso di acquisire la storia sismica dell’evento che ha colpito la prefettura di Kumamoto. Le osservazioni sono state eseguite utilizzando accelerometri con frequenza di campionamento di 100 Hz. Mentre nel sito di riferimento SEVO, si trova un sismometro di velocità presso la stazione di registrazione di KU.KMP1, posizionato dall’Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University. La stazione di registrazione si trova sul monte Kinbo, dove l’ampia distribuzione di andesite, permette di classificare le registrazioni come acquisizioni su affioramento roccioso. Gli eventi sismici anche per questo sito sono stati acquisiti con una frequenza di campionamento di 100 Hz. Le registrazioni dei movimenti del terreno per il sito SEVO sono in m/s, mentre per il sito KUMA sono in cm/s^2 . I dati sono grezzi, senza alcuna correzione, e sono stati estratti usando la media per tutta la durata della registrazione.

I dettagli dei terremoti sono riportati in Tabella 6.1, tutte le informazioni sull'ipocentro sono tratte da catalogo unificato del Japan Meteorological Agency (JMA), pubblicato come bollettino sismologico del Giappone da JMA, in collaborazione con il Ministry of Education, Culture, Sports, Science, and Technology. Mentre i meccanismi di origine delle rotture, riportati in Tabella 6.2 sono stati determinati dalla rete nazionale di sismografi F-net del National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED). Infine la posizione degli ipocentri di tutti gli eventi sismici considerati nell'analisi, che per semplicità sono stati numerati in ordine crescente alla loro data di avvenimento, e le stazioni di acquisizione sono state riportate su base cartografica in Figura 6.8.

Tabella 6.1 Dettagli eventi sismici “weak motion”

	Data	Orario evento	Latitudine (N)	Longitudine (E)	Profondità [km]	Magnitudo
EVENTO #1	16/04/2016	01:05:42.48	32.7163	130.8048	15.46	3.3
EVENTO #2	16/04/2016	04:05:49.20	32.7973	130.8132	12.29	4
EVENTO #3	16/04/2016	07:23:54.32	32.7867	130.7738	11.93	4.8
EVENTO #4	16/04/2016	11:02:51.71	32.7583	130.7782	14.57	4.4
EVENTO #5	17/04/2016	00:14:51.69	32.9617	131.0792	8.92	4.8
EVENTO #6	17/04/2016	04:46:49.09	32.6872	130.7762	10.32	4.5
EVENTO #7	17/04/2016	19:23:41.22	32.6775	130.7207	10.58	4.4
EVENTO #8	18/04/2016	08:35:43.02	32.8695	130.8733	10.2	4.2
EVENTO #9	21/04/2016	21:52:03.39	32.7853	130.8318	10.98	4
EVENTO #10	05/05/2016	10:31:30.47	33.0003	131.1342	11.16	4.6
EVENTO #11	05/05/2016	10:40:12.83	32.9928	131.1222	10.81	4.9
EVENTO #12	19/05/2016	02:37:44.28	32.8313	130.8142	16.43	3.9
TARGET	16/04/2016	03:03:10.78	32.9638	131.0868	6.89	5.9

Tabella 6.2 Caratteristiche meccanismi di origine degli eventi sismici (da F-net)

	Lat. (N)	Long. (E)	Profondità [km]	Strike (°)	Dip (°)	rake (°)	Mo (Nm)	Mw
EVENTO #1	No informazioni							
EVENTO #2	No informazioni							
EVENTO #3	32.7867	130.7738	5	92 ; 248	29 ; 63	-69 ; -101	8.86E+15	4.6
EVENTO #4	32.7583	130.7782	11	199 ; 34	41 ; 50	-102 ; -80	3.72E+15	4.3
EVENTO #5	32.9617	131.0792	8	241 ; 140	54 ; 75	-161 ; -38	1.18E+16	4.7
EVENTO #6	32.6872	130.7762	5	276 ; 181	60 ; 82	10 ; 150	4.52E+15	4.4
EVENTO #7	32.6775	130.7207	8	302 ; 80	39 ; 59	-55 ; -115	4.88E+15	4.4
EVENTO #8	32.8695	130.8733	8	318 ; 98	36 ; 61	-56 ; -112	2.41E+15	4.2
EVENTO #9	32.7853	130.8318	8	358 ; 262	65 ; 78	-167 ; -26	7.14E+14	3.9
EVENTO #10	33.0003	131.1342	8	208 ; 116	71 ; 84	-174 ; -19	8.44E+15	4.6
EVENTO #11	32.9928	131.1222	8	320 ; 228	79 ; 84	6 ; 169	1.52E+16	4.8
EVENTO #12	No informazioni							
TARGET	32.9638	131.0868	5	209 ; 116	60 ; 85	-174 ; -30	1.92E+17	5.5

6.2 Risposta sismica locale lineare

Prima di poter condurre la valutazione della risposta sismica locale del sito d’indagine di Kumamoto, è stato opportuno analizzare il dataset delle registrazioni (descritti nel paragrafo 6.1.1), e procedere alla determinazione dei Ground Motion Parameters (parametri di scuotimento) dei singoli eventi sismici. Per condurre queste analisi e per poter correggere, come si vedrà successivamente, le storie temporali degli eventi sismici acquisiti, si è ricorso all’ausilio del software SeismoSignal (versione 2018), che ha permesso di osservare meglio l’accelerogramma, il velocigramma e il sismogramma delle tre componenti di ogni scossa sismica. Infatti, come è possibile osservare nel caso della componente EW dell’evento n.1 (Figura 6.1), appare evidente come tale segnale sia affetto da derive, insite nella fase di registrazione dell’evento sismico da parte della stazione d’acquisizione KU.KMP1, che si propagano durante i processi d’integrazione portando a distorsioni che non rappresentano il reale comportamento dello scuotimento. Questi errori di misurazione, come detto non lasciano tracce nelle accelerazioni, ma sono più facili da osservare nel grafico delle velocità dove vi è una regressione lineare; e nel sismogramma dove a fine evento persiste uno spostamento cumulato. Quest’ultimo per essere giustificato deve essere associato ad un moto che lo produce, come ad esempio una rottura di faglia; ma nel nostro caso non trovandoci in condizioni di campo vicino, può essere attribuito esclusivamente agli errori di misurazione della strumentazione di acquisizione; e dovrà essere rimosso dalla storia temporale.

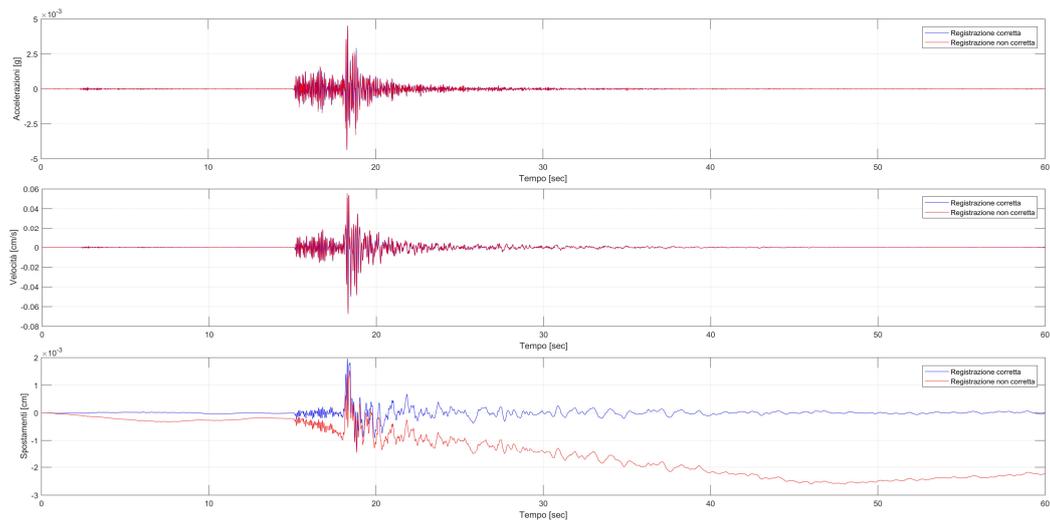


Figura 6.1 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento n.1, nella componente EW, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)

Pertanto si è proceduto ad effettuare una correzione delle acquisizioni degli eventi sismici, attraverso l’ausilio del software SeismoSignal. In particolare è stato utilizzato un filtro di frequenza, il filtro infinite Impulse Response di “Butterworth”, in modo da ottenere una frequenza il più possibile piatta, in modulo nella banda passante, e in configurazione “band-pass” andando ad eliminare la parte di energia del segnale che non rientra nella fascia d’interesse, in termini di periodo. Nel caso degli eventi sismici in esame, è stato usato un filtro di ordine quattro, e sono state tagliate le frequenze sotto i 0.25 Hz (periodi maggiori di 4 secondi) e sopra i 25 Hz (periodi minori di 0.04 secondi). Questi valori di filtraggio sono stati scelti, in quanto sono i valori standard utilizzati dai database strong motion per ottenere record di accelerogrammi corretti; in ogni caso per ogni evento si è proceduto a verificare che la scelta del tipo di filtro abbia permesso di rimuovere le derive senza estromettere parti significative del segnale dell’evento sismico.

Come è possibile osservare nel confronto delle storie temporali della componente EW dell'evento n.1 (Figura 6.1), la registrazione degli spostamenti, dopo la correzione (linea blu) oscilla intorno allo zero, e non presenta alla fine dell'acquisizione uno spostamento permanente. L'operazione di correzione, come anticipato in precedenza, invece è poco osservabile dalle storie di accelerazioni e velocità dell'evento sismico.

L'operazione di correzione dei segnali, appena descritta, è stata condotta per tutti i 12 eventi sismici disponibili, sia per le registrazioni nel sito d'indagine di Kumamoto, che per quelle della stazione KU.KMP1 del mt. Kinbo (Outcrop). Al termine delle correzioni, condotte su tutte e tre le componenti del moto sismico (NS, EW UD), tutte le registrazioni considerate non hanno riscontrato spostamenti cumulati. Pertanto gli eventi, dopo essere stati corretti dagli errori di misurazione delle stazioni di acquisizioni, possono essere utilizzati per la determinazione della funzione di trasferimento sperimentale del sito d'indagine.

Dopo aver corretto i segnali, per tutti gli eventi sismici, si è inoltre proceduto a determinare gli spettri di Fourier e i seguenti Ground Motion Parameters (parametri di scuotimento), utili per quantificare la scossa sismica:

- *Massima accelerazione (PGA)*: picco più alto, in valore assoluto, registrato per la storia di accelerazioni. Tale parametro da solo non ci permette di caratterizzare completamente il sisma, infatti non ci fornisce informazioni sul contenuto di frequenza e sulla durata dell'evento;
- *Massima velocità (PGV)*: picco più alto in valore assoluto letto sul velocigramma. Utile per quantificare l'ampiezza del moto sismico a frequenze intermedie;
- *Massimo spostamento (PGD)*: picco più alto, in valore assoluto registrato nella storia sismica degli spostamenti. Serve a caratterizzare l'ampiezza dell'evento sismico a basse frequenze. Questo parametro deve essere preso con cautela, nel caso in cui l'acquisizione non sia stata corretta adeguatamente, e nel caso di campo vicino potrebbe rappresentare lo spostamento permanente dovuto ad una rottura di faglia o ad un'instabilità;
- *Uniform duration*: intervalli di tempo in cui la registrazione delle accelerazioni supera effettivamente una soglia fissata;
- *Bracketed duration*: intervallo di tempo che intercorre tra inizio e fine della parte significativa del sisma. Per calcolarla si considera il primo e l'ultimo istante di tempo in cui la registrazione delle accelerazioni supera una soglia fissata;
- *Significant duration*: determinata a partire dall'intensità di Arias, cioè un parametro integrale che tiene conto della misura cumulativa del moto sismico durante la sua intera durata. In particolare la significant duration è definita come l'intervallo temporale tra gli istanti in cui l'energia complessiva registrata è compresa tra il 5% e il 95% dell'intensità totale di Arias.

Come è possibile osservare l'uniform duration e la bracketed duration hanno il difetto di dipendere da un valore soglia, non univocamente determinato. Nel caso in esame tale soglia è stata fissata al 5% della massima accelerazione (Bolt, 1973). Mentre la significant duration, essendo oggettivamente determinata permette di condurre un confronto tra tutti gli eventi sismici (Bommer & Martínez-Pereira, 1999).

Nella Tabella 6.3, sono state riportate i Ground Motion Parameters in precedenza descritti, dei 12 eventi sismici utilizzati per la valutazione della funzione di trasferimento sperimentale. I parametri di scuotimento fanno riferimento alla storia temporale, in precedenza corretta, acquisita sia nel sito d'indagine di Kumamoto che nel sito di riferimento del mt. Kinbo (sito di Outcrop, KU.KMP1). Per semplicità, per condurre un successivo confronto tra tutti gli eventi sismici, si sono uniformate le unità di misura delle registrazioni delle due stazioni d'acquisizione. Pertanto la massima accelerazione è stata riportata in g (conversione da cm/s^2), la velocità massima in cm/s , il massimo spostamento in cm e le durate in secondi.

Tabella 6.3 Ground motion parameters degli eventi sismici

	REGISTRAZIONI SITO KUMAMOTO			REGISTRAZIONI OUTCROP (mt. Kinbo)		
	NS	EW	UD	NS	EW	UD
EVENTO #1						
PGA [g]	0.0048	0.0067	0.0033	0.00251	0.00449	0.00333
PGV [cm/s]	0.1236	0.1745	0.0507	0.04385	0.06743	0.05765
PGD [cm]	0.0101	0.0126	0.0067	0.00280	0.00197	0.00131
Uniform duration [sec]	9.33	7.14	9.93	5.97000	4.79000	4.45000
Bracketed duration [sec]	43.29	13.12	43.54	13.76000	10.10000	9.50000
Significant duration [sec]	8.06	5.49	9.08	6.13000	4.70000	4.70000
EVENTO #2						
PGA [g]	0.0407	0.0370	0.0360	0.0059	0.0066	0.0075
PGV [cm/s]	0.7062	1.2030	0.5396	0.0881	0.2035	0.1426
PGD [cm]	0.0401	0.1256	0.0279	0.0082	0.0120	0.0113
Uniform duration [sec]	5.91	6.96	4.93	8.54	9.37	6.27
Bracketed duration [sec]	21.33	21.49	21.29	35.53	33.09	30.71
Significant duration [sec]	7.49	7.17	5.75	9.78	9.33	9.13
EVENTO #3						
PGA [g]	0.0377	0.0674	0.0441	0.0092	0.0150	0.0100
PGV [cm/s]	2.0312	1.5791	0.7177	0.2182	0.1951	0.2126
PGD [cm]	0.2069	0.1163	0.0621	0.0310	0.0298	0.0169
Uniform duration [sec]	10.66	7.25	6.98	10.59	8.16	8.35
Bracketed duration [sec]	22.91	19.38	16.8	22.22	20	20.7
Significant duration [sec]	9.81	6.32	6.46	10.55	9.75	8.45
EVENTO #4						
	NS	EW	UD	NS	EW	UD
PGA [g]	0.0543	0.1020	0.0294	0.0166	0.0232	0.0112
PGV [cm/s]	3.0542	4.0120	0.7503	0.5155	0.5906	0.3351
PGD [cm]	0.3170	0.5597	0.0614	0.0316	0.0608	0.0305
Uniform duration [sec]	8.95	5.3	9.13	7.05	5.97	8.14
Bracketed duration [sec]	18.57	12.25	18.72	15.87	14.56	18.31
Significant duration [sec]	8.7	5.56	7.41	7.54	7.71	7.72
EVENTO #5						
PGA [g]	0.0281	0.0149	0.0099	0.0065	0.0046	0.0036
PGV [cm/s]	1.6882	0.6123	0.3211	0.4324	0.2403	0.1570
PGD [cm]	0.1267	0.0573	0.0252	0.0535	0.0347	0.0169
Uniform duration [sec]	9.16	14.93	14.33	11.99	14.39	14.4
Bracketed duration [sec]	22.76	28.3	30.37	23.99	24.93	24.58
Significant duration [sec]	8.83	12.67	14.48	10.67	11.66	13.77
EVENTO #6						
PGA [g]	0.0247	0.0266	0.0158	0.0065	0.0073	0.0068
PGV [cm/s]	1.6876	1.2396	0.5979	0.2211	0.3160	0.2032
PGD [cm]	0.1617	0.1649	0.0510	0.0219	0.0382	0.0228
Uniform duration [sec]	13.14	12.32	11.93	9.31	9.94	8.61
Bracketed duration [sec]	28.54	31.44	22.59	20.28	21.69	18.41
Significant duration [sec]	9.78	9.38	9.11	9.61	8.96	8.88

EVENTO #7						
PGA [g]	0.0231	0.0161	0.0119	0.0115	0.0111	0.0133
PGV [cm/s]	1.1338	0.8410	0.2750	0.2732	0.3943	0.1879
PGD [cm]	0.1629	0.0932	0.0453	0.0267	0.0456	0.0134
Uniform duration [sec]	11.8	14.73	12.68	7.67	8.76	5.91
Bracketed duration [sec]	29.65	29.54	27.62	18.21	18.04	17.9
Significant duration [sec]	11.35	12.8	11.55	8.44	8.51	6.87
EVENTO #8						
PGA [g]	0.0113	0.0119	0.0059	0.0047	0.0053	0.0029
PGV [cm/s]	0.2742	0.2893	0.1994	0.0872	0.0691	0.0922
PGD [cm]	0.0234	0.0276	0.0084	0.0084	0.0072	0.0058
Uniform duration [sec]	11.62	12.42	13.64	9.61	10.32	11.6
Bracketed duration [sec]	30.65	25.81	34.42	21.96	19.78	23.19
Significant duration [sec]	10.79	12.02	12.16	9.05	10.13	9.63
EVENTO #9						
PGA [g]	0.0219	0.0256	0.0149	0.0073	0.0095	0.0087
PGV [cm/s]	0.5903	0.5465	0.3137	0.1494	0.1829	0.1073
PGD [cm]	0.0516	0.0294	0.0114	0.0143	0.0091	0.0061
Uniform duration [sec]	9.16	7.75	8.09	6.9	6.89	5.43
Bracketed duration [sec]	18.46	16.59	16.74	17	14.66	11.92
Significant duration [sec]	8.82	7.05	6.42	7.06	7.03	6.18
EVENTO #10						
PGA [g]	0.0138	0.0113	0.0056	0.0033	0.0037	0.0023
PGV [cm/s]	0.4924	0.4009	0.1999	0.1703	0.1024	0.0808
PGD [cm]	0.0460	0.0400	0.0128	0.0162	0.0082	0.0076
Uniform duration [sec]	11.52	13.5	15.68	13.48	12.54	14.37
Bracketed duration [sec]	28.33	45.91	48.09	27.82	29.38	36.77
Significant duration [sec]	11.04	12.43	13.98	14.17	13.06	12.99
EVENTO #11						
PGA [g]	0.0138	0.0153	0.0053	0.0035	0.0056	0.0030
PGV [cm/s]	0.4427	0.4357	0.1426	0.2229	0.1302	0.1111
PGD [cm]	0.0453	0.0651	0.0189	0.0268	0.0194	0.0108
Uniform duration [sec]	11.42	10.05	14.88	12.59	9.42	11.11
Bracketed duration [sec]	34.14	29.99	29.73	31.51	21.84	24.17
Significant duration [sec]	11.79	10.92	14.34	11.53	11.79	11.09
EVENTO #12						
PGA [g]	0.0142	0.0247	0.0140	0.0061	0.0094	0.0116
PGV [cm/s]	0.3198	0.4528	0.2246	0.0857	0.1340	0.2018
PGD [cm]	0.0210	0.0129	0.0103	0.0025	0.0045	0.0055
Uniform duration [sec]	8.07	6.6	6.53	5.83	5.21	3.63
Bracketed duration [sec]	18.14	13.26	11.94	13.06	10.87	7.1
Significant duration [sec]	7.2	5	5.87	6.09	5.22	4.92

Analizzando i ground motion parameters, si può osservare come le PGA nel sito di Kumamoto siano inferiori a 0.102 g, e pertanto come assunto in precedenza, gli eventi sismici possono essere considerati come sismi a basso contenuto di energia, "weak motion". Inoltre confrontando le PGA misurate nel sito d'indagine e le relative in outcrop (mt. Kimbo); è possibile affermare come vi sia già una amplificazione della massima accelerazione al suolo. Infine si può osservare, come in termini di significant duration tutti gli eventi sono confrontabili tra di loro.

Successivamente, seguendo la medesima procedura, è stata corretta la storia sismica dell’evento TARGET registrato dalla stazione d’acquisizione KU.KMP1 del mt. Kinbo. Di seguito si riportano le storie temporali, confrontando la registrazione non corretta (linea rossa) e la relativa correzione utilizzando il filtro “Butterworth” (linea blu), in precedenza descritto. Sono riportate esclusivamente le storie di accelerazioni, velocità e spostamenti della componente NS (Figura 6.3) e della componente EW (Figura 6.4), in quanto sono quelle che successivamente verranno utilizzate per la valutazione della risposta sismica locale lineare per il sito in esame di Kumamoto.

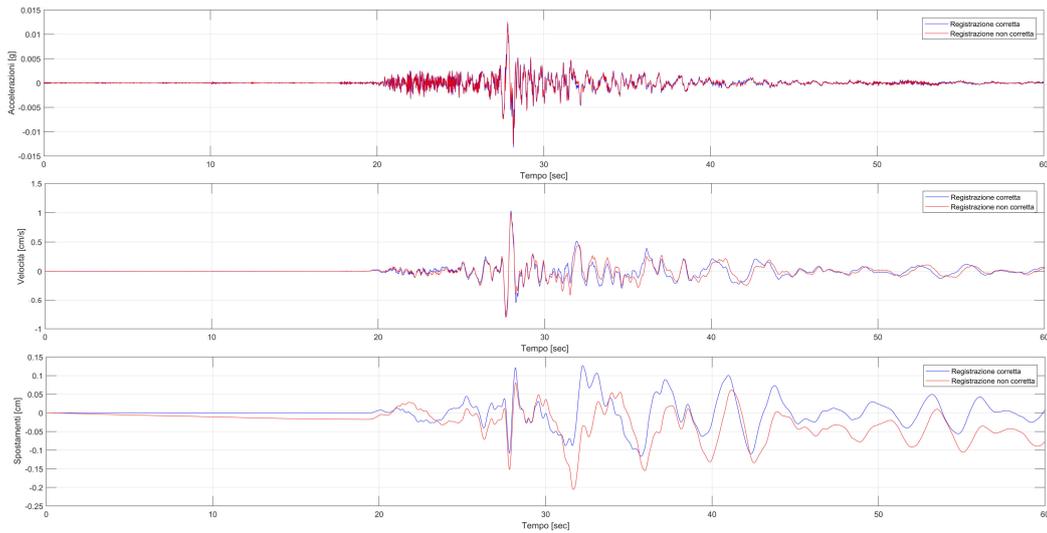


Figura 6.2 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento target, nella componente NS, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)

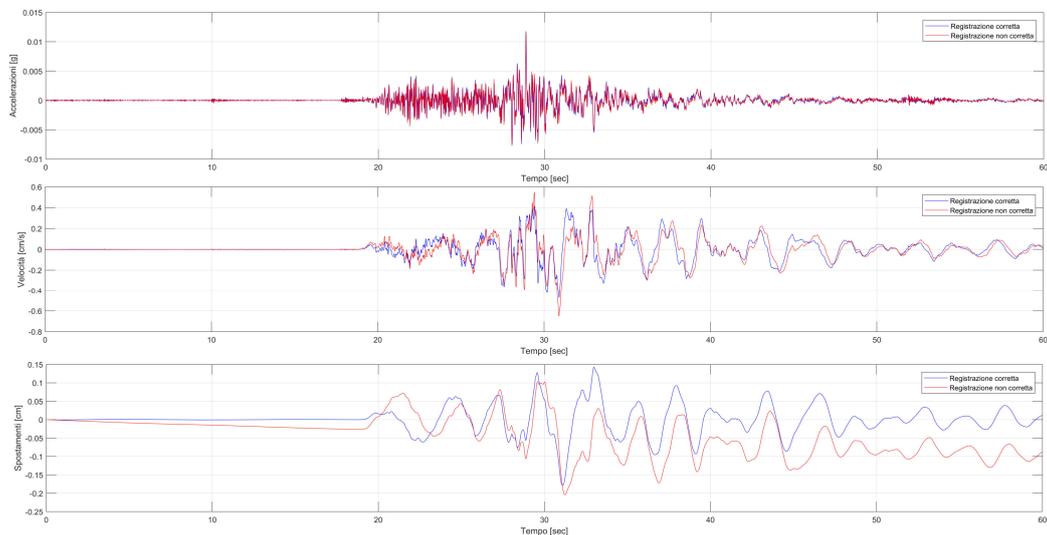


Figura 6.3 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento target, nella componente EW, acquisita dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)

Anche per l’evento target, per entrambe le componenti, si osserva come dopo la correzione non siano più presenti errori di deriva, e le storie degli spostamenti oscillano attorno allo zero, e non si riscontrino spostamenti permanenti alla fine della registrazione dell’evento sismico.

Inoltre per l'evento sismico target si riporta anche lo spettro di ampiezza di Fourier, calcolato mediante la Fast Fourier Transformation (FFT) della storia temporale delle registrazioni delle accelerazioni delle due componenti dello scuotimento sismico (Figura 6.4, Figura 6.5).

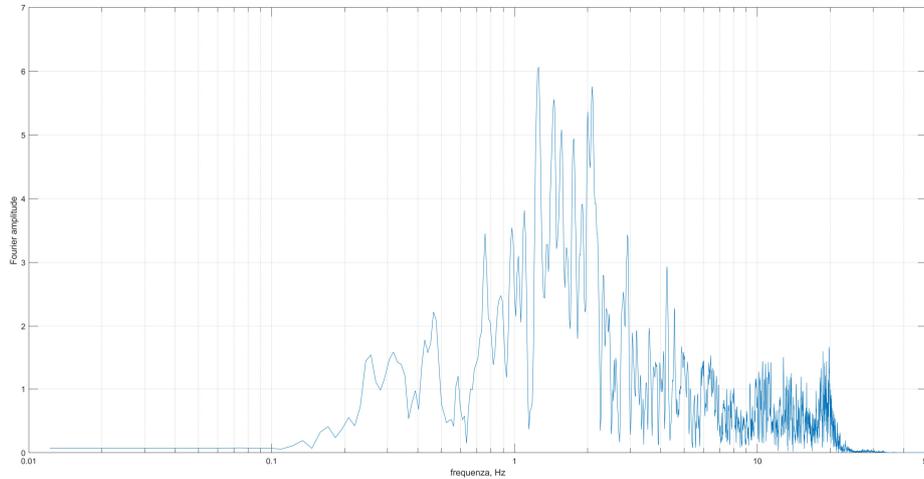


Figura 6.4 Spettro di Fourier dell'evento target, componente NS, stazione KU.KMPI

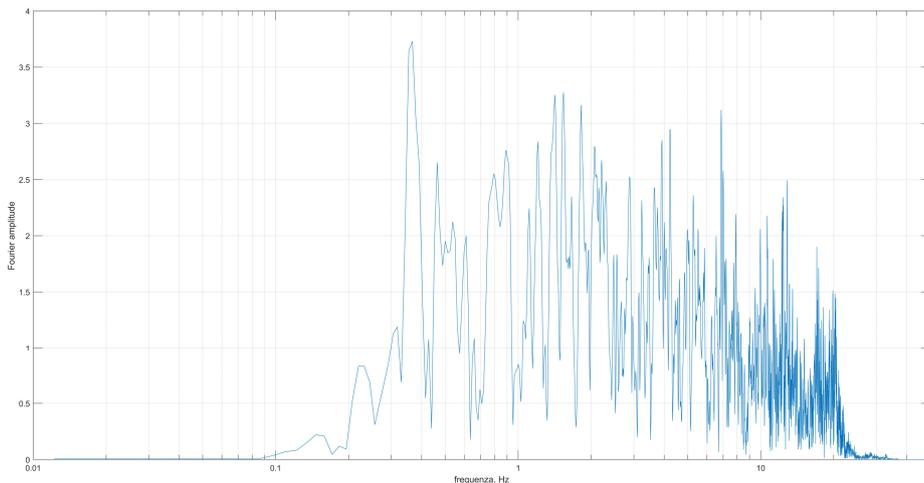


Figura 6.5 Spettro di Fourier dell'evento target, componente EW, stazione KU.KMPI

Lo spettro di ampiezza di Fourier ci mostra come l'ampiezza del movimento del suolo sia distribuita nel dominio della frequenza, e pertanto individuare quale contenuto di frequenza di un determinato accelerogramma è maggiormente dominante.

Come è possibile osservare dagli spettri di ampiezza di Fourier, il moto sismico target nella componente NS (Figura 6.4) ha un contenuto dominante di energia incluso nella gamma di frequenza compresa tra circa 1 e 2 Hz; mentre nella componente EW (Figura 6.5) non è possibile individuare una range di frequenza in cui lo scuotimento sismico sia predominante.

Come fatto per gli eventi sismici, che verranno utilizzati per la determinazione della funzione di trasferimento sperimentale anche per l'evento target sono stati determinati i ground motion parameters, che sono riportati in Tabella 6.4.

Tabella 6.4 Ground motion parameters dell’evento TARGET, acquisita dalla stazione KU.KMPI

	REGISTRAZIONE OUTCROP (mt. Kinbo)		
	EVENTO TARGET		
	NS	EW	UD
PGA [g]	0.0132	0.0117	0.0054
PGV [cm/s]	1.0311	0.4740	0.3735
PGD [cm]	0.1271	0.1787	0.0728
Uniform duration [sec]	12.78	14.28	18.74
Bracketed duration [sec]	31.73	33.6	40.77
Significant duration[sec]	13.53	16.69	15.8

Confrontando i ground motion parameters dell’evento TARGET, con quelli dei 12 eventi sismici, è possibile osservare che i valori di massima accelerazione al suolo sono confrontabili tra di loro, e pertanto le funzioni di trasferimento sperimentali, che verranno calcolate, si potranno utilizzare per calibrare il modello del sottosuolo per condurre l’analisi lineare di risposta sismica locale del sito d’indagine di Kumamoto.

Pertanto, dopo aver analizzato i dataset degli eventi sismici a disposizione, ed averli corretti, si procede a determinare la funzione di trasferimento sperimentale attraverso gli eventi sismici di cui si dispone della registrazione sia in outcrop sia nel sito d’indagine di Kumamoto. Dopo aver calibrato il modello del sottosuolo, determinato nel capitolo 5, si è condotta la valutazione della risposta sismica locale lineare del sito in esame, utilizzando la registrazione sismica dell’evento denominato TARGET.

Le analisi successive, e i relativi confronti, saranno ritenuti affidabili nell’intervallo di frequenze compreso tra 0.25 Hz e 15 Hz. Questo intervallo deriva da opportune considerazioni sul grafico riportante la variazione con la frequenza del filtro “Butterworth” in precedenza utilizzato per la correzione del segnale sismico di tutte le registrazioni degli eventi sismici (Figura 6.6), infatti si può affermare come quest’ultimo nel range di frequenza tra 0.25 Hz e 15 Hz, non perturba il segnale durante la fase di filtraggio delle componenti di frequenza.

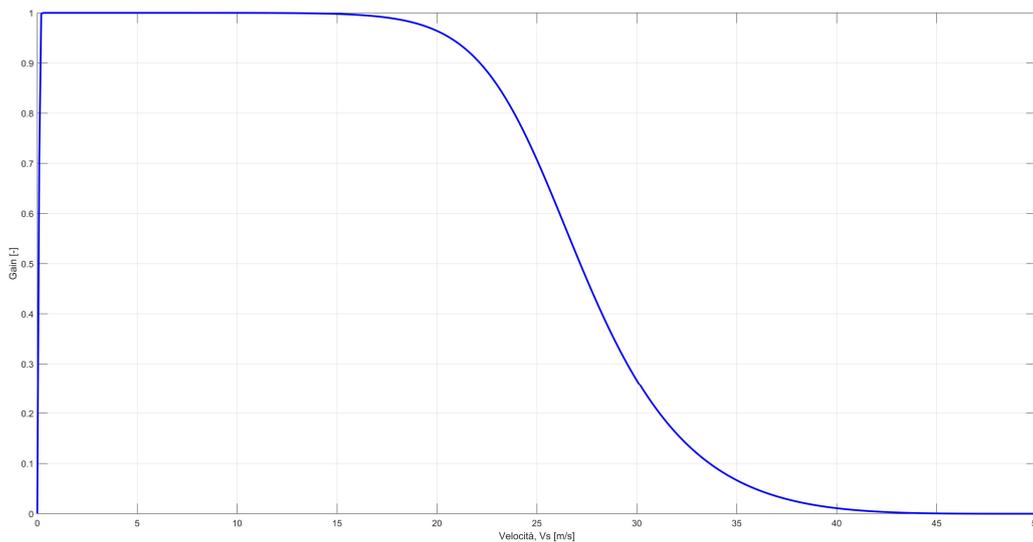


Figura 6.6 Variazione con la frequenza del filtro “Butterworth”, band-pass 0.25 - 25 Hz, ordine quattro

6.2.1 Funzioni trasferimento sperimentali

Prendendo in considerazione i primi 12 eventi sismici, in precedenza corretti, disponendo delle registrazioni di quest'ultimi sia in outcrop (monte Kinbo) che nel sito di riferimento di Kumamoto, è stato possibile calcolare per ognuno la funzione di trasferimento sperimentale. In particolare, per ogni evento si sono considerate le componenti NS e EW, in quanto significative per l'analisi.

La determinazione delle funzioni di trasferimento sperimentale, ha come obiettivo quello di calibrare al meglio la risposta sismica locale lineare del deposito di terreno in occasione dell'evento sismico TARGET. Per questo motivo, in questa fase sono state condotte diverse analisi, tenendo in conto sia degli ipocentri degli eventi sismici (Tabella 6.1), sia dei loro parametri di scuotimento (Tabella 6.3).

Per determinare le funzioni di trasferimento per ogni singola componente dei weak motion considerati, si sono decomposti i segnali delle storie temporali delle accelerazioni nelle loro componenti armoniche attraverso la Fast Fourier Transformation (FFT), calcolando così lo spettro di ampiezza di Fourier. Prima di calcolare la funzione di trasferimento, però si è proceduto con un'operazione di smoothing, o levigatura, degli spettri di Fourier, in modo da rimuovere la fluttuazione dei valori spettrali degli eventi sismici e facilitare il confronto in termini di frequenza. Per farlo si sono utilizzati i filtri di smoothing dello spettro di Fourier proposti da Towhata (2008). In particolare le operazioni di smoothing degli spettri di Fourier, sono state condotte sia con il filtro "Hanning Window", equazione (6.1).

$$S_k = 0.25 \cdot S_{k-1} + 0.50 \cdot S_k + 0.25 \cdot S_{k+1} \quad (6.1)$$

Che con il filtro di smoothing "Hamming Window", equazione (6.2).

$$S_k = 0.23 \cdot S_{k-1} + 0.54 \cdot S_k + 0.23 \cdot S_{k+1} \quad (6.2)$$

Come proposto da Towhata (2008), dopo aver liscio gli spettri di Fourier è possibile attraverso l'equazione (6.3) ricavare la funzione di trasferimento per ogni evento sismico, come rapporto spettrale degli spettri di Fourier, dello stesso evento sismico, acquisiti in superficie nel sito d'indagine di Kumamoto e in outcrop nella stazione di acquisizione KU.KMP1.

$$\text{Amplificazione} = \frac{\text{Spettro di fuorier (superficie)}}{\text{Spettro di fourier (outcrop)}} \quad (6.3)$$

È importante ricordare che l'uso dei filtri di smoothing non altera la storia temporale delle accelerazioni, tantomeno riduce l'energia degli eventi sismici; ma permette, soprattutto nel calcolo della funzione di trasferimento, di ovviare al problema di picchi del valore di amplificazione, dovuti proprio alla fluttuazione degli spettri di Fourier.

Per individuare il filtro di smoothing più appropriato tra "Hanning e Hamming Window", e per stabilire il numero di volte che è opportuno effettuare l'operazione di levigatura per rimuovere le fluttuazioni; si è condotta un'analisi di prova della procedura sull'evento sismico n.1, nella componente NS. In particolare, il confronto per decidere l'operazione di levigatura più opportuna da utilizzare, è stato condotto sulla funzione di trasferimento di tale evento sismico. Inizialmente, utilizzando entrambi i filtri di smoothing, sono state ripetute analisi inferiori a 50 iterazioni; ma si è osservato come quest'ultime non fossero sufficienti per rimuovere completamente le eccessive fluttuazioni degli spettri. Pertanto successivamente, sono state ripetute ulteriori analisi applicando entrambi i filtri di smoothing per 50, 100, 200, 500 e 1000 volte. Le funzioni di trasferimento dell'evento n.1 (componente NS), così ottenute sono state riportate in Figura 6.7.

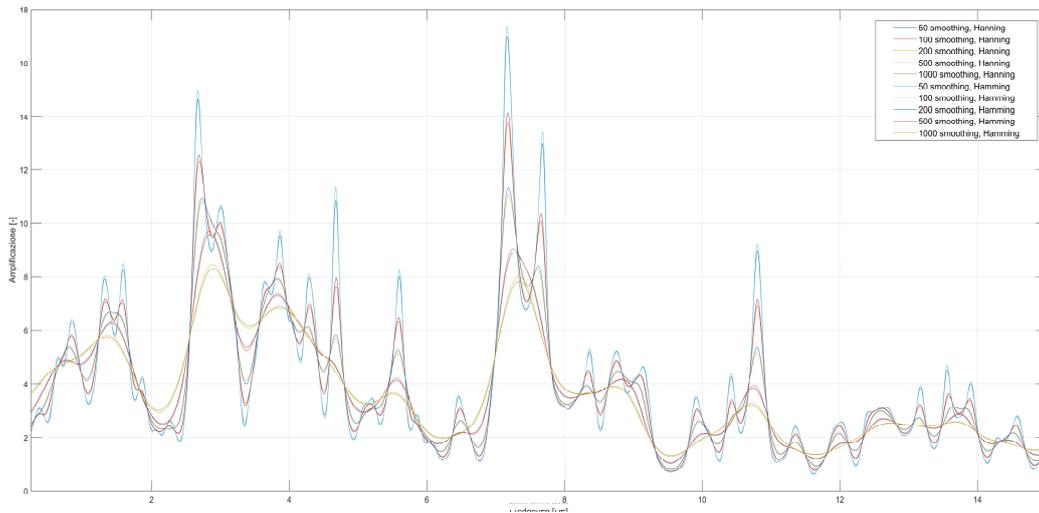


Figura 6.7 Confronto filtri di smoothing (“Hanning Window” e “Hamming Window”)

Analizzando i risultati della Figura 6.7, si osserva come il processo di smoothing con i due filtri restituisce circa i medesimi risultati, pertanto si è deciso di utilizzare per tutti gli altri eventi sismici solamente il filtro di smoothing “Hanning Window”. Mentre per quanto riguarda il numero di volte da utilizzare il filtro, si è osservato come le analisi superiori a 100 iterazioni, causano una eccessiva levigatura, facendo perdere di significato la funzione di trasferimento. Invece confrontando l’analisi condotte con 50 e 100 iterazioni i risultati risultano abbastanza simili, e a basse frequenze i picchi risultano essere molto chiari e distinti; mentre a frequenze maggiori l’analisi condotta con 100 iterazione permette di lisciare maggiormente doppi picchi ravvicinati che sono privi di significato. Pertanto, si è deciso, come anche effettuato dalla trattazione di Towhata (2008), di effettuare l’operazione di filtraggio dello spettro di Fourier, di tutti gli altri eventi sismici considerati, attraverso il filtro di smoothing “Hanning Window”, ripetendo l’iterazione del processo per 100 volte.

Una volta elaborate le 24 funzioni di trasferimento sperimentali a partire dalle componenti NS e EW dei 12 weak motion considerati, vista l’elevata dispersione dei grafici si è provato a raggruppare le singole funzioni tenendo in conto degli ipocentri e dei parametri di scuotimento dei singoli eventi sismici.

Per quanto riguarda la dispersione spaziale (Tabella 6.1 e Figura 6.8), si sono considerati separatamente, gli scuotimenti con ipocentro in prossimità della caldera del mt. Aso, e gli eventi attribuibili alla piana alluvionale della prefettura di Kumamoto. Da quest’ultimi sono stati poi inoltre scartati ulteriori eventi che sono stati ritenuti troppo vicino alle stazioni di registrazione, le cui coordinate geografiche sono state riportate in Tabella 6.5.

Tabella 6.5 Coordinate geografiche delle stazioni d’acquisizione situate nel sito di previsione (KUMA) e nel sito di riferimento (mt. Kimbo, KU.KMP1 – SEVO)

	Latitudine (N)	Longitudine (E)	Altezza [m]
KUMA	32.7756	130.6879	10.00
KU.KMP1 - SEVO	32.8198	130.6227	175.00

Oltre alla distanza epicentrale tra gli eventi sismici e le stazioni d’acquisizione, si è calcolata la distanza tra la strumentazione di registrazione posizionata nel sito di previsione e quella del sito di riferimento. Essendo quest’ultima distanza pari a circa 7.8 km, si è ritenuto non necessario modificare le funzioni di trasferimento sperimentali con una legge di attenuazione regionale per tenere in conto della distanza tra i due siti.

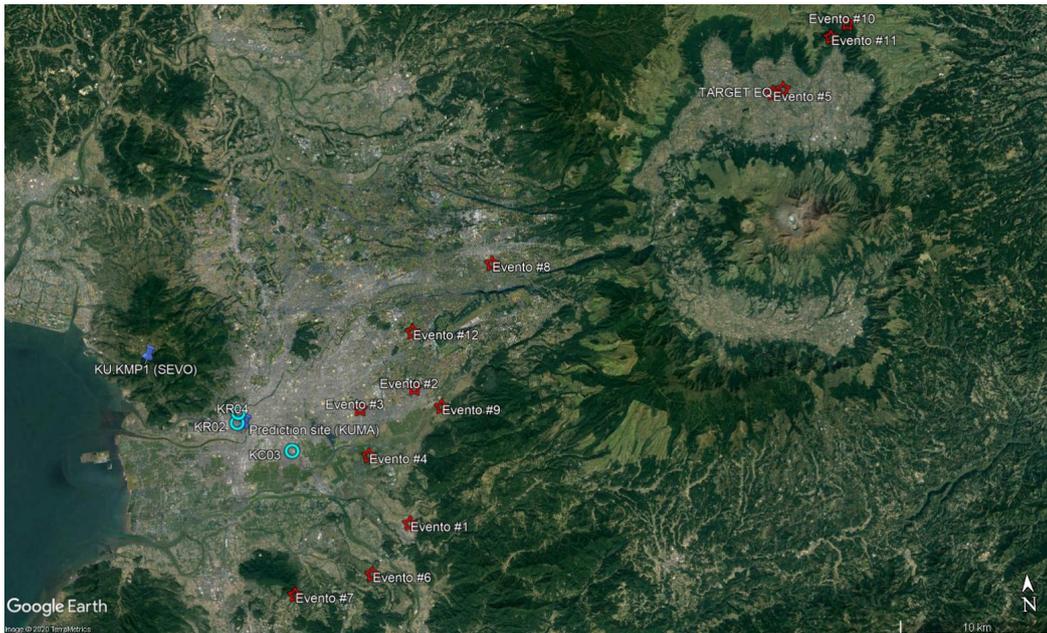


Figura 6.8 Posizionamento degli eventi sismici considerati (stelle rosse), delle stazioni di registrazione (puntatori blu) e dei siti d'indagine (cerchi azzurri): KC03 da letteratura di Chimoto et al. (2016), KR02 e KR04 da letteratura di Tsuno et al., 2017 (da Google Earth)

Pertanto, la prima analisi è stata condotta considerando gli eventi sismici con ipocentro nei pressi della caldera del mt. Aso. In particolare, sono state considerate le componenti NS ed EW dei weak motion n.5, n.10 e n.11 (Tabella 6.1). Le distanze epicentrali, dal sito di Kumamoto, di questi tre eventi sismici risultano essere comprese tra 42 km e 48.6 km. Dalle sei funzioni di trasferimento sperimentali considerate (Figura 6.9), si è poi calcolata la funzione di trasferimento media degli eventi sismici della caldera mt. Aso (linea nera in Figura 6.9).

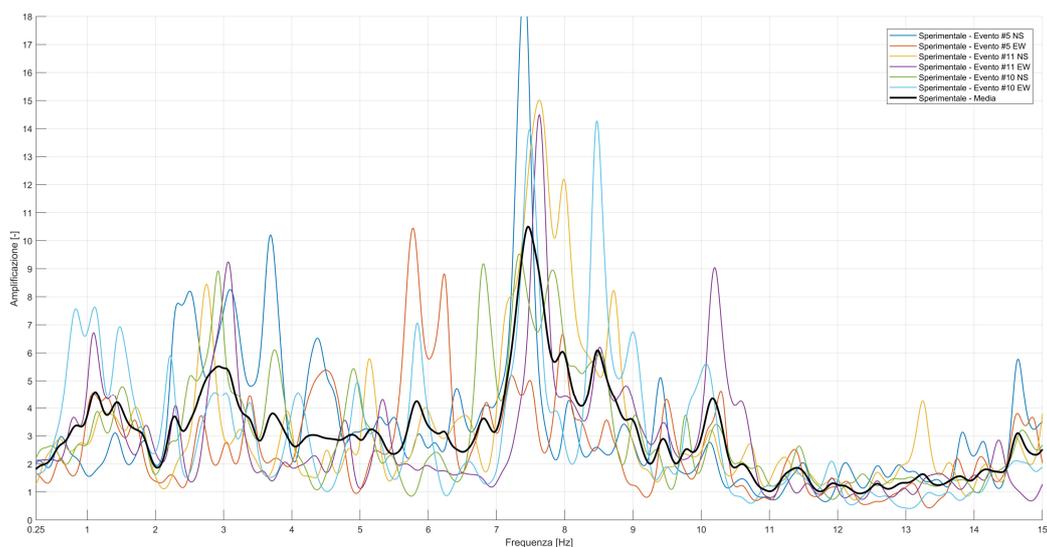


Figura 6.9 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con ipocentro nei pressi della caldera del mt. Aso, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)

Analizzando i risultati di Figura 6.9 nell’intervallo di frequenza 0.25 Hz e 15 Hz, che come descritto in precedenza possiamo definire affidabile, si può osservare un picco di amplificazione molto marcato a circa 7.5 Hz, e due meno accentuati tra 1-2 Hz e a circa 3 Hz.

La seconda analisi considerando la dispersione spaziale, è stata condotta considerando gli eventi con ipocentro attribuibile alla piana alluvionale della prefettura di Kumamoto, scartando alcuni, ritenuti troppo vicini alle stazioni d’acquisizione. In particolare si sono considerati le componenti NS ed EW dei weak motion n.1, n.6, n.7 e n.8 (Tabella 6.1). Le loro distanze epicentrali, dal sito di Kumamoto, risultano essere comprese tra 11.3 km e 20.3 km. Come fatto in per gli eventi della caldera del mt. Aso, si è calcolata la funzione di trasferimento media delle otto prese in considerazione (linea nera in Figura 6.10).

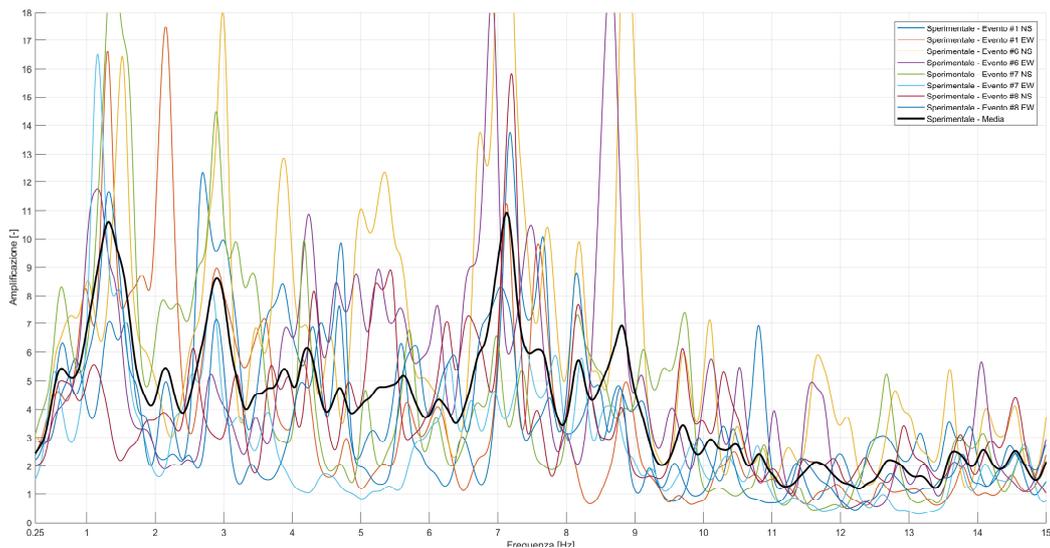


Figura 6.10 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con ipocentro nella piana alluvionale di Kumamoto e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)

Confrontando la funzione di trasferimento media ottenuta considerando gli eventi con ipocentro nei pressi della caldera del mt. Aso, con quella appena ottenuta dagli eventi della piana alluvionale di Kumamoto (Figura 6.10), si può osservare un andamento molto simile, ma un’amplificazione maggiore delle componenti a bassa frequenza. I primi due picchi, in precedenza riscontrati a circa 1-2 Hz e 3 Hz, risultano essere molto più marcati e evidenti, mentre il terzo non si è modificato di molto nel considerare eventi sismici differenti. In particolare il primo picco risulta essere a 1.3 Hz, il secondo a 2.88 Hz e il terzo a 7.1 Hz; e le loro ampiezze risultano essere simili tra di loro.

Infine sono state condotte ulteriori tre analisi separando le funzioni di trasferimento sperimentali ottenute dai weak motion considerati (Tabella 6.1), in funzione della massima accelerazione al suolo (PGA) registrata nel sito di acquisizione di Kumamoto (Tabella 6.3). Gli eventi sismici sono stati raggruppati nelle seguenti tre fasce, separato ulteriormente le componenti NS e EW in base alla PGA registrata nella singola direzione:

- PGA comprese tra 0 g e 0.02 g: evento n.1, n.8, n.10, n.11 e n.12 nella componente NS, e gli eventi n.1, n.5, n.7, n.8, n.10 e n.11 nella componente EW (Figura 6.11);
- PGA comprese tra 0.02 g e 0.05 g; evento n.2, n.3, n.5, n.6, n.7 e n.9 nella componente NS, e gli eventi n.2, n.6, n.9 e n.12 nella componente EW (Figura 6.12);
- PGA comprese tra 0.05 g e 0.15 g: l’evento n.4 sia nella componente NS e EW, e l’evento n.3 nella sola componente EW (Figura 6.13).

Gli intervalli di PGA utilizzati per suddividere i weak motion, sono stati individuati in funzione delle PGA registrate per gli eventi sismici in esame, e concordi con i range di accelerazioni utilizzati nello studio condotto da Tsuno et al. (2017) sul medesimo sciame sismico; che successivamente è stato utilizzato come ulteriore parametro di confronto.

A partire dalle singole funzioni di trasferimento suddivise utilizzando le fasce sopra riportate, si è poi calcolata per ogni analisi la funzione di trasferimento sperimentale media (linea nera in ogni figura).

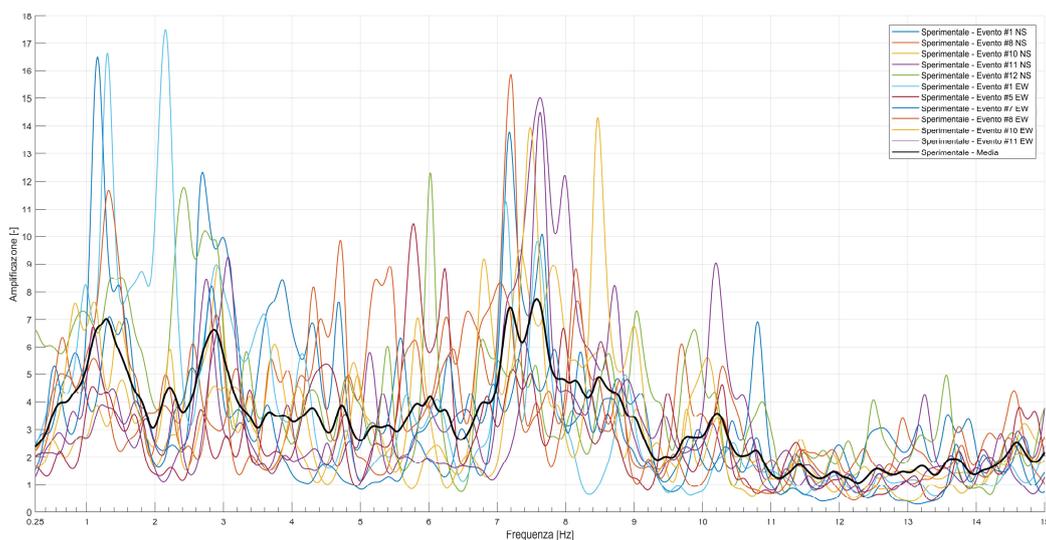


Figura 6.11 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0 g e 0.02 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)

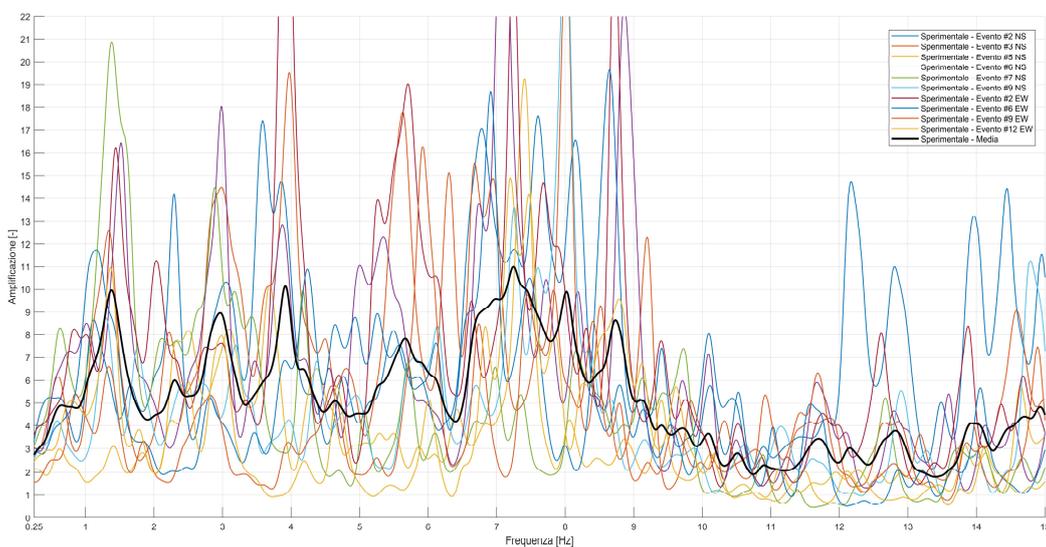


Figura 6.12 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0.02 g e 0.05 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)

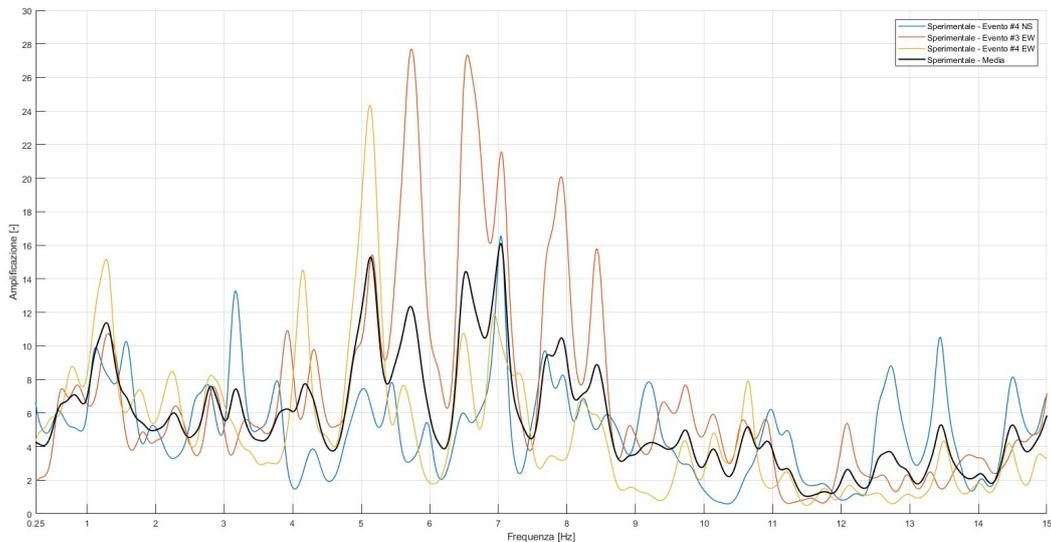


Figura 6.13 Funzione di trasferimento sperimentali degli eventi con PGA nel sito di Kumamoto compresa tra 0.05 g e 0.15 g, e funzione di trasferimento sperimentale media di essi (linea nera)

La funzione di trasferimento sperimentale media ottenuta considerando gli eventi sismici con intensità compresa nell’intervallo 0.05 g e 0.15 g (Figura 6.13), disponendo di un numero ridotto di registrazioni sismiche, non ha permesso di definire in modo chiaro la risposta sismica locale del sito d’indagine; ma ha permesso di individuare chiaramente solo il primo picco di amplificazione a frequenza 1.28 Hz. Confrontando invece le funzioni di trasferimento sperimentali medie calcolate considerando i weak motion con PGA basse (0 g – 0.02 g, Figura 6.11) e medie (0.02 g – 0.05 g, Figura 6.12) è possibile osservare come i primi eventi inducono una minore amplificazione rispetto agli eventi sismici a PGA media.

Infine, si sono confrontate le funzioni di trasferimento sperimentali medie ottenute dalle analisi tenendo in conto della suddivisione spaziale degli ipocentri e della PGA degli eventi (Figura 6.14).

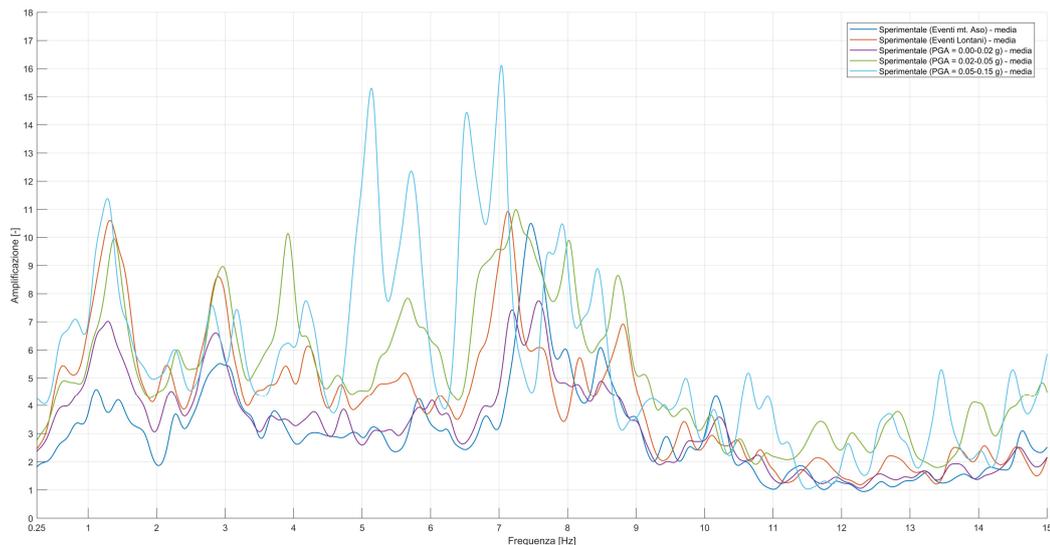


Figura 6.14 Confronto tra le funzioni sperimentali medie in precedenza calcolate (Figura 6.9, Figura 6.10, Figura 6.11, Figura 6.12 e Figura 6.13)

Dal confronto delle analisi (Figura 6.14), si può osservare che sia il primo che il secondo picco risultano essere ben definiti sia dalle analisi tenendo in conto della suddivisione spaziale, che da quelle considerando le PGA, e risultano essere a circa 1.3 Hz e 2.9 Hz. Le funzioni di trasferimento sperimentali medie ottenute considerando gli eventi a PGA media e le scosse con ipocentro nella piana alluvionale di Kumamoto, presentano valori di amplificazione fino a circa 3 Hz molto simili. Mentre l'analisi condotta considerando gli eventi a PGA media, ha evidenziato ulteriori fenomeni di amplificazione elevati a frequenze maggiori, in particolare 3.9 Hz e 5.67 Hz, valori che però non sono stati riscontrati così chiaramente nelle altre analisi.

Inoltre, è possibile osservare la presenza di un ulteriore picco nella funzione di trasferimento sperimentale del sito d'indagine a circa 7 Hz, ma non è stato individuato univocamente alla stessa frequenza da tutte le analisi condotte. Infine come anticipato in precedenza la funzione di trasferimento ottenuta considerando gli eventi della caldera del mt. Aso, presenta valori di amplificazioni, a basse frequenze, molto più inferiori rispetto agli altri risultati ottenuti. La riduzione dell'amplificazione si può osservare, come anticipato in precedenza, nelle analisi condotte considerando esclusivamente gli eventi a bassa PGA.

Oltre alle funzioni di trasferimento appena calcolate attraverso i "weak motion" dello sciame sismico che ha colpito l'area della prefettura di Kumamoto nel 2016; in letteratura si sono trovati degli studi sui fattori di amplificazione, in più punti d'indagine, condotti sul stesso evento sismico. Questi studi sono stati presi in considerazione, come ulteriore parametro di confronto per la caratterizzazione del deposito di terreno necessaria per la valutazione della risposta sismica locale.

Il primo studio di letteratura considerato è di Chimoto et al. (2016), i quali hanno condotto analisi di risposta sismica locale, in più punti di indagine della pianura di Kumamoto, a partire dai profili di Vs ottenuti dall'interpretazione mediante metodo SPAC delle indagini sui microtremori. La funzione di trasferimento di maggiore interesse è quella ottenuta dal sito d'indagine denominato KC03 (Figura 6.15), che come si può osservare in Figura 6.8 risulta essere in prossimità del sito oggetto di studio, ma sulla sponda opposta del fiume Shirakawa. In particolare, si individuano due picchi di amplificazione, uno a 1.9 Hz e uno a 6 Hz con ampiezza simile; e un terzo picco a 10 Hz, di ampiezza ridotta rispetto ai due precedenti.

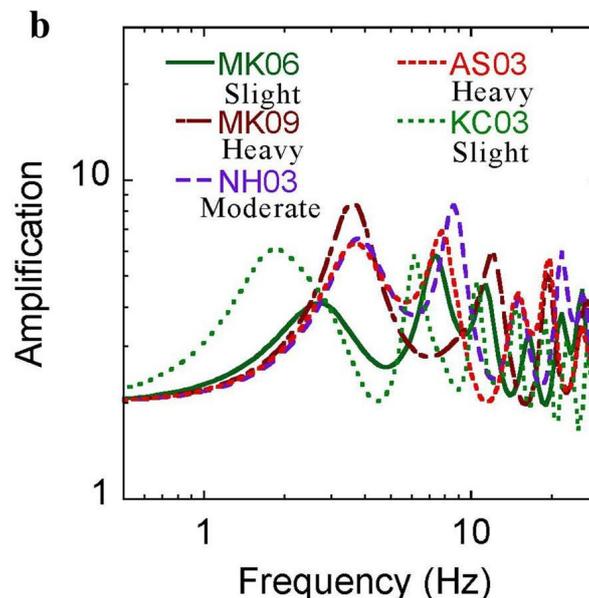


Figura 6.15 Confronto tra i fattori di amplificazione di vari siti dell'isola di Kyushu. Il sito d'indagine KC03 appartiene alla prefettura di Kumamoto (da Chimoto et al., 2016)

Oltre allo studio di Chimoto et al. (2016), per condurre al meglio la valutazione della risposta sismica del sito d’indagine di Kumamoto, si è preso in considerazione come parametro di confronto anche lo studio condotto da Tsuno et al. (2017). Le funzioni di trasferimento, in questo caso sono state ottenute a partire da una serie d’acquisizioni degli sciami sismici del 2016, registrate dalle strumentazioni in più punti di indagini della città di Kumamoto, e nel sito di riferimento del mt. Kimbo. In particolare il punto di indagine denominato KR02 è quello più vicino al sito oggetto di studio (Figura 6.8). Tsuno et al. (2017) per determinare la risposta sismica locale, hanno suddiviso i weak motion in funzione della PGA, utilizzando le stesse fasce considerate nell’analisi corrente. Le tre funzioni di trasferimento (Figura 6.16), pur considerando eventi sismici a intensità diversa, presentano un andamento simile, e presentano quattro picchi di ampiezza simile a 1.2 Hz, 2.3 Hz, 5 Hz e tra 9-10 Hz.

Oltre la funzione di trasferimento per i weak motion, Tsuno et al. (2017) hanno calcolato la funzione di trasferimento individuata in occasione del mainshock, osservando grandi fattori di amplificazione nell’intervallo di frequenza tra 1-3 Hz e deamplificazioni a frequenze maggiori di 4 Hz, rispetto alle analisi condotte considerando i weak motion. Questa diversità nell’andamento della funzione di trasferimento, si presume essere dovuta al comportamento non lineare del terreno di sottosuolo della città di Kumamoto durante l’evento sismico del 2016.

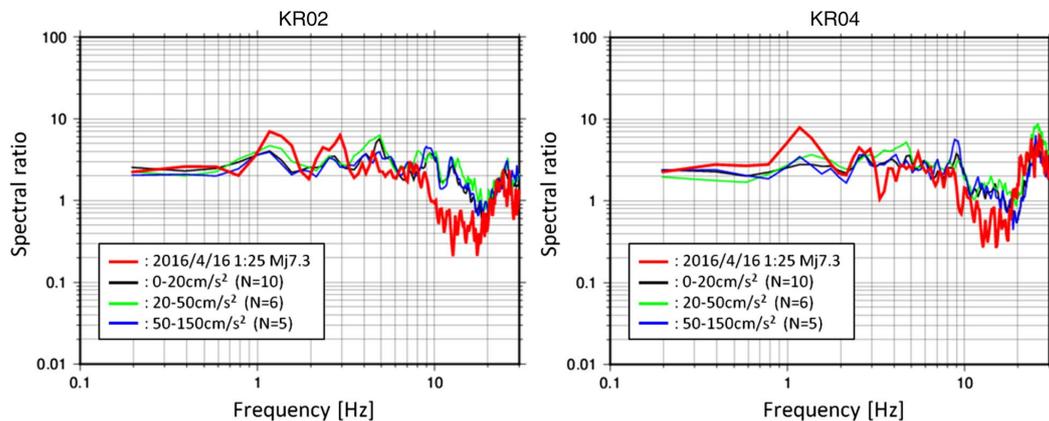


Figura 6.16 Confronto tra i fattori di amplificazione dei siti KR02 e KR04 per i “weak motion” e lo “strong motion”. Dove N, indica il numero di eventi considerati per il calcolo della funzione di trasferimento (da Tsuno et al., 2017)

In conclusione, tenendo in conto delle analisi condotte utilizzando i 12 weak motion forniti dagli organizzatori della Blind Prediction, e dei risultati ritrovati in letteratura, si ritiene opportuno considerare, come rappresentativa del sito oggetto di studio, la funzione di trasferimento sperimentale media ottenuta considerando i soli weak motion con ipocentro nella piana alluvionale di Kumamoto (linea nera in Figura 6.10). Quest’ultima, considerando il range di frequenza affidabile tra 0.25 Hz e 15 Hz, individua chiaramente tre picchi di amplificazione e ulteriori picchi a intensità minore. Il primo a 1.32 Hz con ampiezza 10.61, il secondo a 2.89 Hz di ampiezza 8.60 e il terzo a 7.13 Hz di ampiezza 10.94. Tale funzione, nelle successive analisi sarà denominata come funzione di trasferimento sperimentale del sito d’indagine di Kumamoto, e sarà utilizzata per calibrare al meglio la risposta sismica locale lineare del deposito di terreno, oggetto di studio, in occasione dell’evento sismico TARGET.

6.2.2 Funzioni trasferimento teoriche

Una volta determinata la funzione di trasferimento sperimentale (linea nera in Figura 6.10), non disponendo d'indagini stratigrafiche invasive e di prove di laboratorio su campioni prelevati dal sottosuolo, per la valutazione della risposta sismica locale, si sono definite le proprietà del deposito di terreno del sito di Kumamoto tenendo in conto dell'inquadramento geologico fornito da Cardinale (2020, paragrafo 4.3) e conducendo opportune analisi parametriche sui profili a minore misfit (Figura 5.53), gentilmente concessi da Comina (2019).

Attraverso l'ausilio del software DEEPSOIL v.7 e del codice implementato in ambiente MATLAB da Mauro Aimar, che gentilmente è stato concesso, sono state condotte analisi di valutazioni della risposta sismica locale lineare nel dominio della frequenza (EL), variando il rapporto di smorzamento a piccoli livelli deformativi D_0 dei migliori 45 modelli del sottosuolo forniti da Comina (2019). In particolare sono state condotte due analisi per ogni profilo di velocità dell'onda di taglio V_s , considerando il valore di D_0 costante su tutta la profondità del deposito, e pari a 1 % e 2%. Mentre gli altri parametri necessari per determinare la funzione di trasferimento teorica del deposito di terreno, sono stati calcolati come funzione della velocità delle onde di taglio. Il modulo di taglio a piccoli livelli deformativi G_0 , è stato valutato attraverso la relazione (2.1), ed essendo un'analisi visco-elastica lineare non si è considerato il suo decadimento; e il peso dell'unità di volume degli strati γ , è stato determinato attraverso la relazione (6.4):

$$\gamma = \gamma_s \cdot (1 - n) + \gamma_w \cdot n \quad (6.4)$$

Il peso dell'unità di volume della matrice solida, è stato assunto pari a 26.5 kN/m³, mentre quello della matrice liquida pari a 9.81 kN/m³ posizionando il livello di falda a circa 3-4 m di profondità dal piano campagna, come da inquadramento geologico condotto da Cardinale (2020, paragrafo 4.3). Mentre la porosità n , è stata valutata utilizzando la relazione di Hunter (2003), che lega quest'ultima al valore di velocità delle onde di taglio (6.5).

$$n = 1.396 - 0.16 \cdot \log(V_s) \quad (6.5)$$

Inoltre, la discretizzazione in substrati dei singoli layer di tutti i modelli di sottosuolo considerati, è stata condotta manualmente utilizzando la relazione (3.7), in modo da evitare errori di analisi dovuti alla non rappresentatività dell'onda sismica nello strato in esame.

Le analisi sono state condotte considerando la sola registrazione TARGET, in quanto la scelta dell'evento sismico, in questa prima fase di confronto sulle funzioni di trasferimento teoriche dei singoli profili, non influisce nella valutazione della risposta del deposito di terreno, perché le analisi visco-elastiche lineari non tengono in conto dell'intensità dello scuotimento.

Inizialmente sono state valutate le funzioni di trasferimento teoriche dei 45 profili a minore misfit, conducendo un'analisi visco-elastica lineare ipotizzando un rapporto di smorzamento costante pari a 1 %. Come è possibile osservare in Figura 6.17, la risposta dei vari modelli del sottosuolo risulta abbastanza concorde a basse frequenze, tranne per alcuni profili (ultimi 6 profili a maggiore misfit) che hanno restituito fattori di amplificazione sui primi picchi, a frequenze molto diverse dalla media. Per questo motivo, nelle analisi successive si è tenuto in conto solamente dei migliori 39 profili, in quanto hanno individuato con discreta precisione i primi due picchi della funzione di trasferimento teorica.

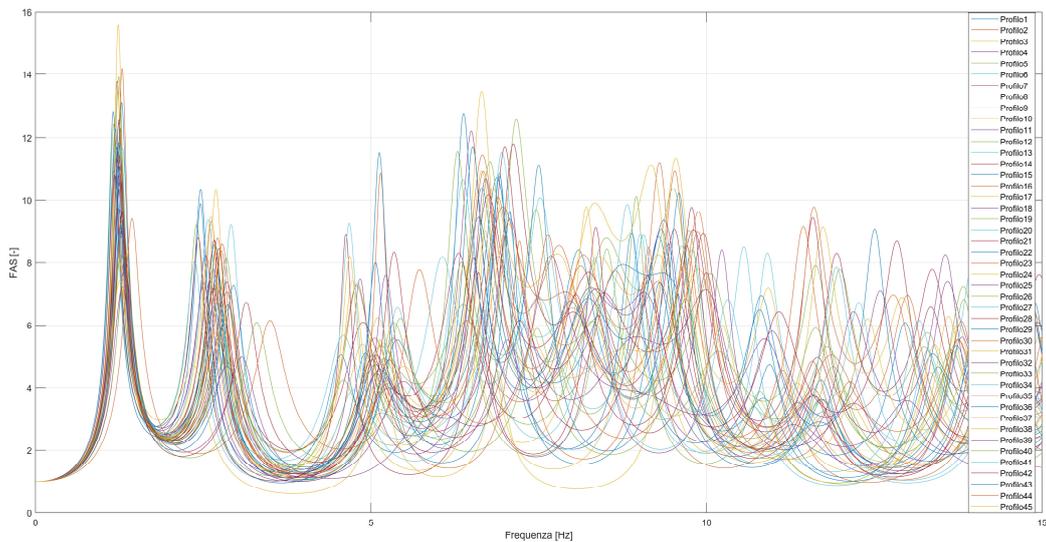


Figura 6.17 Funzioni di trasferimento teoriche dei 45 profili a minore misfit da analisi visco-elastica lineare con damping 1%

Una volta condotte le analisi visco-elastiche lineari nel dominio della frequenza per i 39 modelli di sottosuolo a minore misfit, ipotizzando il rapporto di smorzamento pari a 1% e 2%, si è considerato per ogni analisi la funzione di trasferimento teorica media e quella ottenuta dall’analisi del profilo a minore misfit. Quest’ultime sono state poi confrontate con la funzione di trasferimento sperimentale ottenuta in precedenza, come è possibile osservare in Figura 6.18.

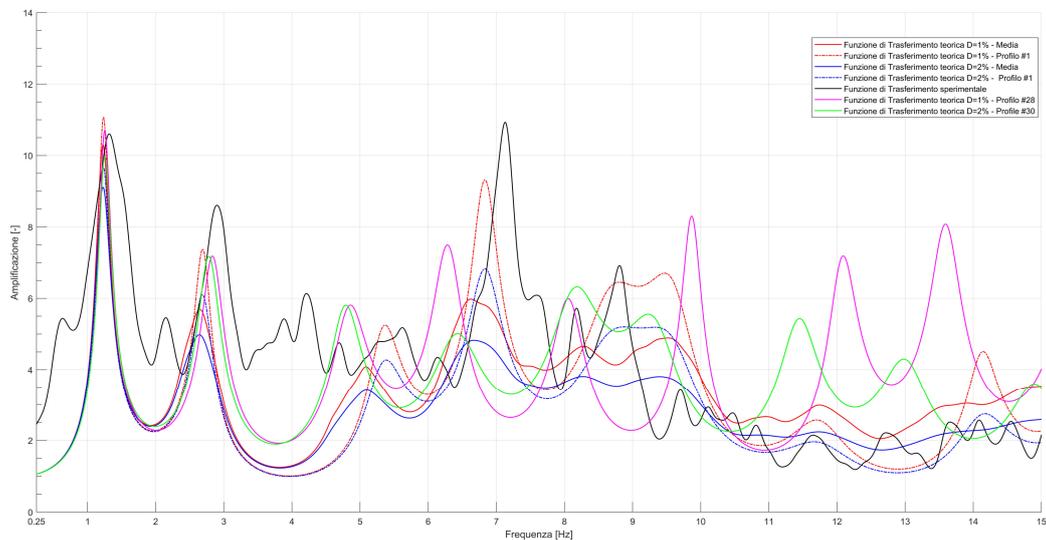


Figura 6.18 Confronto tra la funzione di trasferimento sperimentale, e le funzioni di trasferimento teorica media dei 39 migliori modelli di sottosuolo, del profilo a minore misfit e del profilo che meglio approssima la funzione sperimentale (analisi con damping 1% e 2%)

Inoltre, avendo a disposizione più modelli di sottosuolo che approssimavano con discreta precisione la curva di dispersione sperimentale, ci si è focalizzati sui primi picchi di amplificazione del deposito, e sull’intervallo di frequenza tra 0.25-5 Hz si è ricercato quale profilo, tra i 39, meglio approssimava la funzione di trasferimento sperimentale.

Come è possibile osservare in Figura 6.18, l’analisi che meglio approssima il comportamento del sottosuolo di Kumamoto evidenziato dalla funzione di trasferimento sperimentale, è quella condotta considerando il rapporto di smorzamento pari al 2%. Mentre il profilo che meglio approssima la funzione di trasferimento sperimentale è il profilo n.30. Pertanto la simulazione della registrazione del “weak motion” TARGET, sarà condotta eseguendo un’analisi visco-elastica nel dominio della frequenza considerando il rapporto di smorzamento costante su tutta la profondità e pari al 2 %, e tenendo in conto sia del “Best profile” che del “Profilo n.30” (Figura 6.19 e Tabella 6.6).

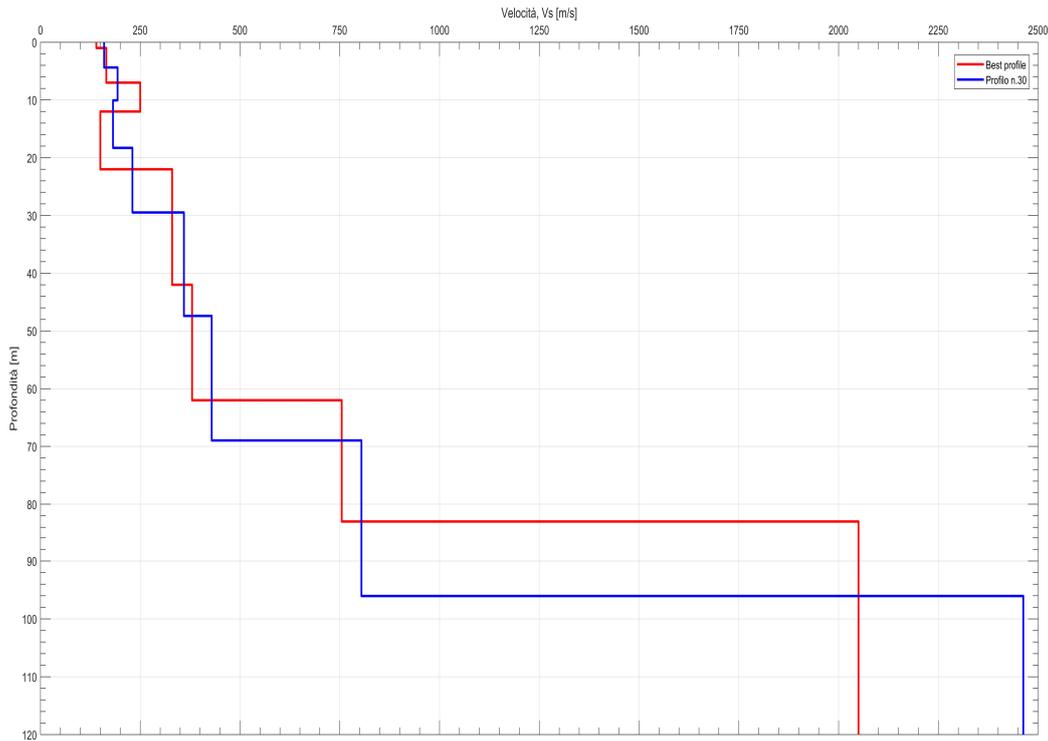


Figura 6.19 Profilo di velocità delle onde di taglio del Best profile (linea rossa) e del Profilo n.30 (linea blu)

Tabella 6.6 Stratigrafia Best profile” e Profilo n.30”

Best profile	
Spessore [m]	Vs [m/s]
1	140
6	165
5	250
10	150
20	330
20	380
21	755
	2050

Profilo n.30	
Spessore [m]	Vs [m/s]
4.4	160
5.7	193
8.2	182
11.2	230
17.9	360
21.6	429
27	804
	2463

6.2.3 “Weak motion” nella stazione accelerometrica di Kumamoto

Sulla base delle considerazioni precedenti, si è condotta una valutazione della risposta sismica locale del sito d’indagine di Kumamoto, sotto l’effetto di un “weak motion”, di tipo visco-elastica lineare nel dominio della frequenza (EL), ipotizzando un damping costante e pari al 2% per tutto il deposito di sottosuolo. Nell’analisi si sono considerate le componenti NS e EW del evento sismico denominato Target, in precedenza è stato opportunamente corretto (rispettivamente Figura 6.2 e Figura 6.3), e si sono confrontati i risultati ottenuti tenendo in conto sia della risposta fornita dal deposito di terreno denominato “Best profile” che dal “Profilo n. 30” (Figura 6.19, Tabella 6.6).

Le analisi EL, condotte sui due profili stratigrafici, hanno restituito le funzioni di trasferimento riportate in Figura 6.20, ed essendo le valutazioni indipendenti dall’intensità dello scuotimento sismico, si è osservata correttamente la stessa risposta del sottosuolo per le componenti NS e EW.

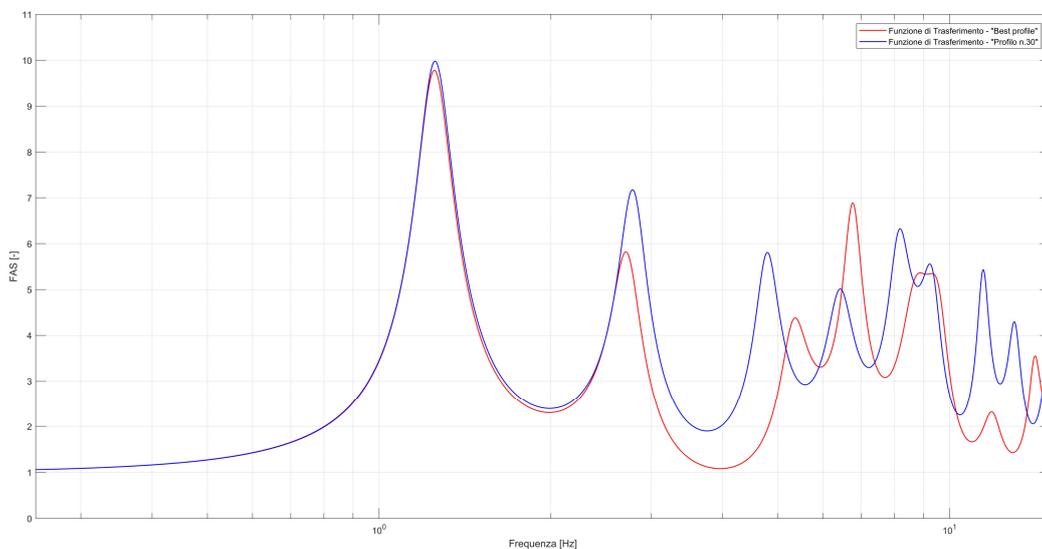


Figura 6.20 Funzione di trasferimento teorica del evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%) per il “Best profile” (linea rossa) e per il “Profilo n.30” (linea blu)

Confrontando i risultati ottenuti in termini di funzione di trasferimento (Figura 6.20) nell’intervallo tra 0.25 e 15 Hz, si osserva come entrambi i modelli di sottosuolo amplificano allo stesso modo le componenti di frequenza dello scuotimento sismico fino a 2.6 Hz, con un picco a 1.25 Hz. Mentre, la risposta dei depositi di terreno considerati, si differenzia a frequenze maggiori, sempre comunque senza deamplificare le componenti di frequenza dell’evento sismico. Il secondo picco delle funzioni di trasferimento, viene evidenziato a circa 2.75 Hz per entrambi i profili, ma con fattore di amplificazione maggiore per il “Profilo n.30”.

Dopo aver valutato la risposta dei due depositi di terreno considerati, in termini di funzione di trasferimento, si sono analizzati i profili delle deformazioni indotte dall’evento sismico TARGET (Figura 6.21, sinistra “Best profile” e destra “Profilo n.30”). Essendo la registrazione utilizzata, considerata come un weak motion, e avendo condotto un’analisi EL, le deformazioni indotte nel deposito di terreno devono risultare inferiori alla soglia di deformazioni che delimita il passaggio tra un comportamento pseudo-lineare e un comportamento non lineare stabile di tutti i materiali che costituiscono il sottosuolo. Come è possibile osservare in Figura 6.21, la componente NS dell’evento TARGET ha un quantitativo di energia maggiore, causando così deformazioni più grandi in tutto il deposito di terreno. La massima deformazione indotta, si riscontra nel “Best Profile” a circa 21 m di profondità e pari a 0.024 %; mentre per il resto del profilo stratigrafico

risultano essere nettamente inferiori. Tenendo in conto che i primi metri del deposito di terreno sono caratterizzati dalla presenza di depositi alluvionali, le deformazioni indotte riscontrate (Figura 6.21), si possono considerare inferiori al limite di risposta lineare e pertanto l'evento sismico utilizzato può essere considerato "weak motion", come correttamente ipotizzato.

Confrontando, sempre le deformazioni massime indotte nei due depositi stratigrafici, si osserva che quest'ultime risultano essere concentrate nella porzione di profilo dove si riscontra l'inversione di velocità di propagazione delle onde di taglio. Questo strato molto deformabile, trovandosi tra due strati maggiormente più rigidi, tende ad accumulare tutte le deformazioni indotte dallo scuotimento sismico; infatti per questo motivo confrontando i due profili, esse risultano essere maggiori nel "Best profile", in quanto il contrasto d'impedenza risulta essere più marcato.

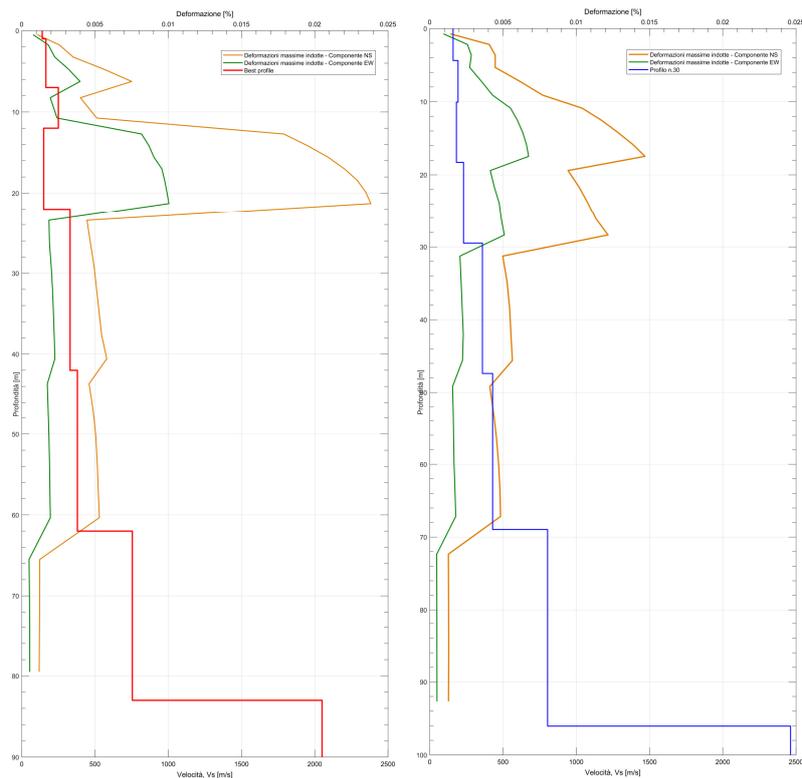


Figura 6.21 Deformazioni massime indotte dall'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%), al variare della profondità, per il "Best profile" (grafico di sinistra) e per il "Profilo n.30" (grafico di destra)

Dopo aver condotto la valutazione della risposta sismica locale lineare, ipotizzando un damping del 2%, si sono analizzate le storie temporali dell'evento sismico TARGET, che si sarebbero ottenute se si fosse installata una stazione d'acquisizione in superficie in corrispondenza del sito oggetto di studio di Kumamoto. Sono riportate le storie di accelerazioni (in g), velocità (in cm/s) e spostamenti (in cm) nell'ipotesi del profilo stratigrafico "Best profile" (Figura 6.22) e "Profilo n.30" (Figura 6.23); sia per la componente NS (grafici di sinistra), che per la componente EW (grafici di destra). E i confronti tra degli spettri di Fourier delle registrazioni in superficie (Figura 6.24: linee rosse del grafico di sinistra per il "Best profile" e linee blu per il grafico di destra per il "Profilo n.30") e delle acquisizioni in outcrop (verde). Come è possibile osservare dal confronto di quest'ultimi, tutte le componenti di frequenza dello scuotimento sismico tra 0.25 Hz e 15 Hz, risultano essere amplificate, e trovano una corrispondenza con quanto atteso dallo studio delle funzioni di trasferimento (Figura 6.20).

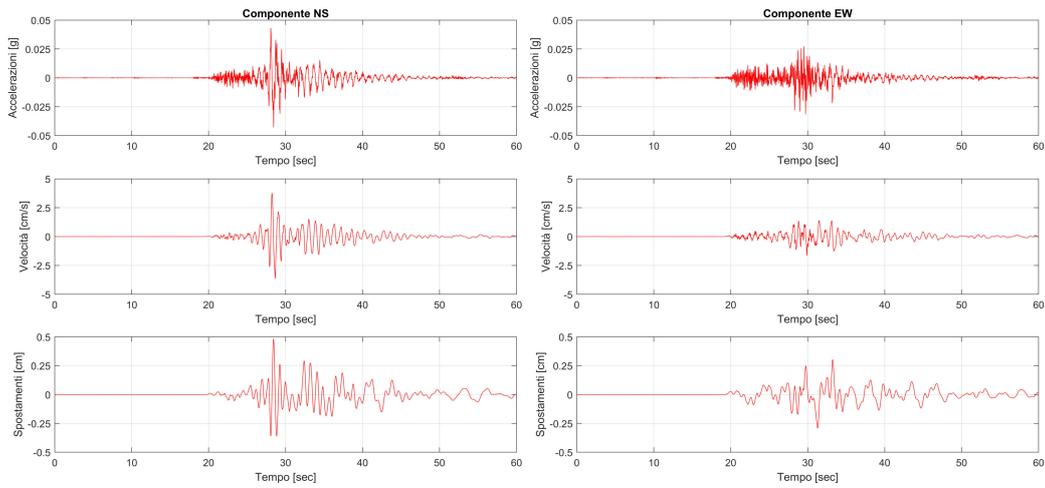


Figura 6.22 Storie temporali in superficie, nell’ipotesi del modello di sottosuolo “Best profile”, dell’evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%. Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

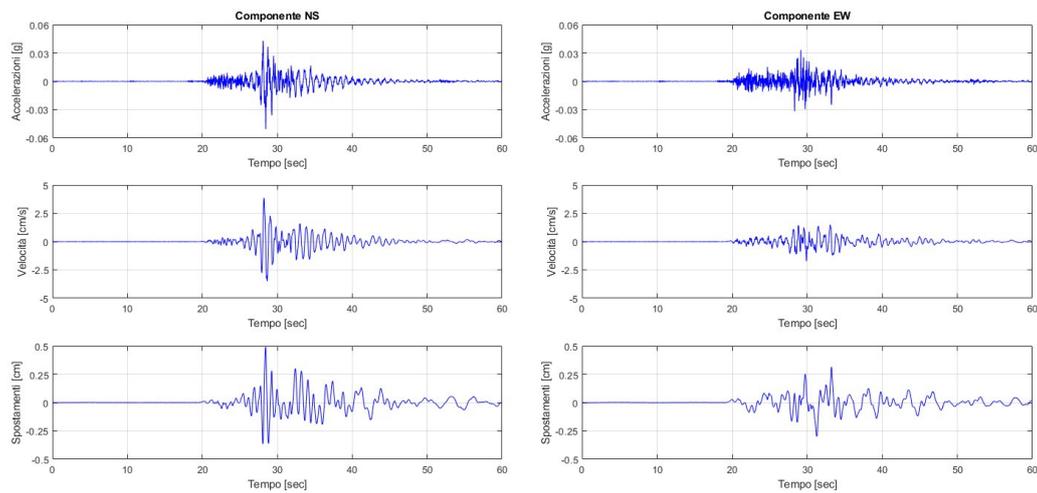


Figura 6.23 Storie temporali in superficie, nell’ipotesi del modello di sottosuolo “Profilo n.30”, dell’evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%. Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

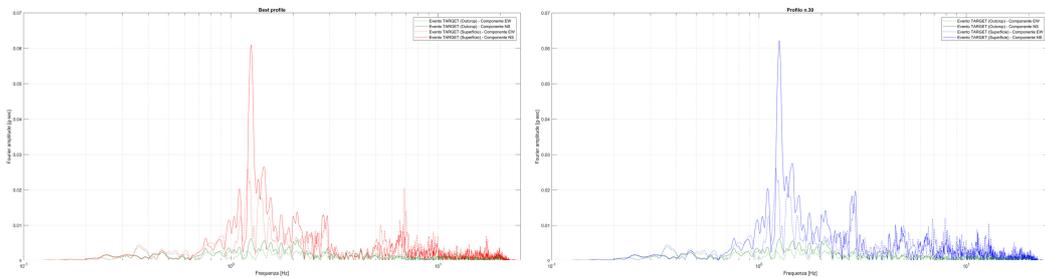


Figura 6.24 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (“Best profile”: linee rosse, grafico sinistra. “Profilo n.30”: linee blu, grafico destra) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell’evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%)

Dalle storie temporali è possibile condurre una prima valutazione dell'amplificazione causata dal deposito di terreno di Kumamoto, sotto l'effetto di un "weak motion", in termini di massima accelerazione attesa in superficie (Tabella 6.7). Dal confronto si osserva che se il reale deposito di terreno del sito in esame sia maggiormente assimilabile al "Profilo n.30", la massima accelerazione dell'evento sismico TARGET risulta essere molto più amplificata rispetto al profilo ipotizzato per il sito d'indagine; e inoltre la componente NS causerebbe un scuotimento maggiore.

Tabella 6.7 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell'evento sismico TARGET in outcrop e in superficie per i modelli di sottosuolo ipotizzati

PGA [g]	NS	EW
Outcrop	0.0132	0.0117
Superficie – "Best profile"	0.0432	0.0315
Superficie – "Profilo n.30"	0.05056	0.0333

Infine, essendo quest'ultimo confronto poco significativo in quanto fornisce un dato puntuale al suolo in un istante, si sono determinati gli spettri di risposta elastici, che permettono di definire in funzione del periodo naturale di vibrazione di una costruzione a comportamento indefinitamente elastico, la massima accelerazione che subirà quando sarà investita dall'evento sismico. Gli spettri di risposta sono valutati considerando un oscillatore ad un grado di libertà, con damping 5 %, alla cui base viene applicato lo scuotimento sismico. Nel caso in esame, dell'evento sismico TARGET, la risposta della struttura è riportata in Figura 6.25, dove è possibile confrontare come viene amplificato lo spettro della registrazione in outcrop (linee verdi) e gli spettri in superficie per i due modelli di sottosuolo ipotizzati (linee rosse per il "Best profile" e linee blu per il "Profilo n.30").

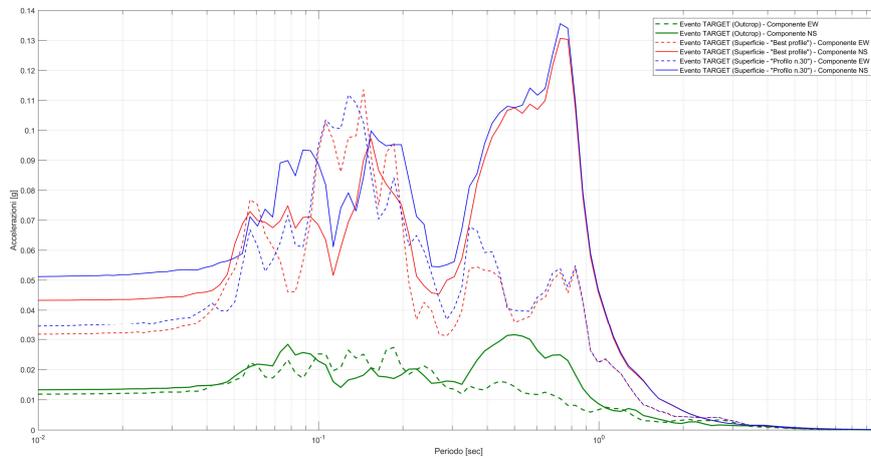


Figura 6.25 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie ("Best profile", linee rosse; e "Profilo n.30", linee blu) delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico TARGET (analisi EL, damping 2%)

Essendo tutte le componenti in frequenza amplificate, anche dal confronto degli spettri di risposta Figura 6.25 è possibile osservare un'amplificazione delle accelerazioni di tutti i periodi di oscillazione. Dal confronto dei due modelli è possibile osservare, come già riscontrato sul valore della PGA, una maggiore amplificazione in corrispondenza di bassi periodi, nel caso del modello di sottosuolo "Profilo n.30", soprattutto nella componente NS. E infine sempre nella componente NS dell'evento sismico TARGET è possibile riscontrare una marcata amplificazione dello spettro di risposta a circa 0.8 secondi, periodo a cui la struttura risulta essere soggetta alla massima accelerazione nel caso dello scuotimento considerato (circa 0.135 g).

7. Simulazione registrazioni “strong motion” nel sito di Kumamoto

Caratterizzato sismicamente il deposito di terreno del sito di Kumamoto (capitolo 5), e analizzata la sua risposta sismica locale lineare da “weak motion” (capitolo 6), ci si è focalizzati sulla valutazione del comportamento non lineare del sito d’indagine, considerando le registrazioni “strong motion” dello sciame sismico di Kumamoto del 2016.

7.1 Introduzione

Come in precedenza descritto, lo sciame sismico che ha interessato la prefettura di Kumamoto nel 2016 (paragrafo 4.2.1), ha evidenziato un marcato comportamento non lineare dei depositi alluvionali superficiali poco addensati, e causato importanti effetti di sito locale. Per questo, motivo è opportuno condurre una valutazione della risposta del sottosuolo sotto gli effetti di eventi sismici di elevata intensità (“strong motion”). Per la valutazione della risposta sismica locale non lineare del sito di Kumamoto si dispone delle registrazioni del foreshock (14 aprile 2016, 21:26 UTC, M_w 6.5) e del mainshock (15 aprile 2016, 16:25 UTC, M_w 7.3) dello sciame sismico che ha interessato la prefettura di Kumamoto nel 2016. Questi due eventi principali, sono stati acquisiti dalla stazione di riferimento denominata SEVO (stessa stazione d’acquisizione considerata nel capitolo 6), dove si trova un sismometro di velocità presso la stazione di registrazione KU.KMP1, posizionato dall’Institute of Seismology and Volcanology, Faculty of Science, Kyushu University (Figura 7.1). Essa è situata sul mt. Kinbo, dove è possibile riscontrare un’ampia distribuzione di roccia andesitica, che permette di classificare l’area come affioramento roccioso.

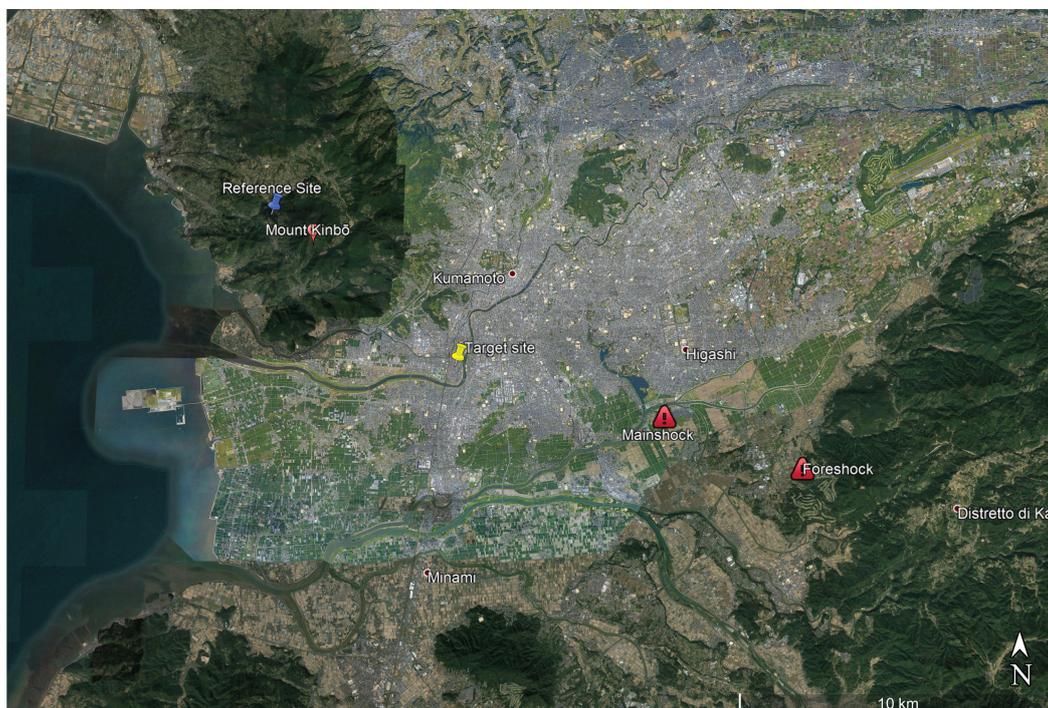


Figura 7.1 Localizzazione del sito Target (sito d’indagine), del sito di riferimento del mt. Kinbo (SEVO) e degli epicentri del Mainshock e del Foreshock dell’evento sismico del 2016 che ha interessato la prefettura di Kumamoto (da Google Earth)

7.1.1 Dataset registrazioni “strong motion”

Tutti gli eventi sismici sono stati acquisiti dalla stazione di registrazione KU.KMP1 con una frequenza di campionamento di 100 Hz e i movimenti in termini di velocità (in m/s). I dati forniti dagli organizzatori del ESG6, sono grezzi senza alcuna correzione, e sono stati estratti considerando la sola media dei primi 100 campionamenti del pre-trigger.

Analizzate le registrazioni fornite, per l’evento sismico “Foreshock”, come già effettuato in precedenza per i “weak motion”, si è proceduto alla rimozione degli errori di acquisizione, attraverso l’utilizzo del filtro di frequenza “Butterworth”, implementato in SeismoSignal. In particolare, si è rimossa la parte di segnale “band-pass”, inferiore a 0.25 Hz e superiore a 25 Hz (Figura 6.6). Com’è possibile osservare dal confronto delle storie temporali delle componenti dell’evento sismico “Foreshock” (Figura 7.2) e dai relativi spettri di Fourier (Figura 7.3), il filtro utilizzato ha permesso di rimuovere le derive senza estromettere parti significative del segnale.

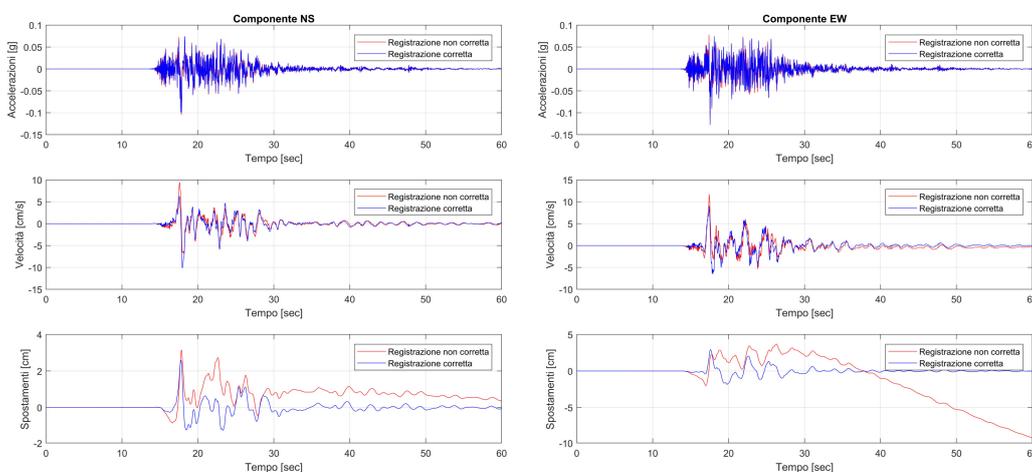


Figura 7.2 Confronto tra la storia temporale non corretta (linea rossa) dell’evento sismico “Foreshock”, nella componente NS (grafici sinistra) e EW (grafici destra), acquisite dalla stazione KU.KMP1; e la relativa correzione (linea blu)

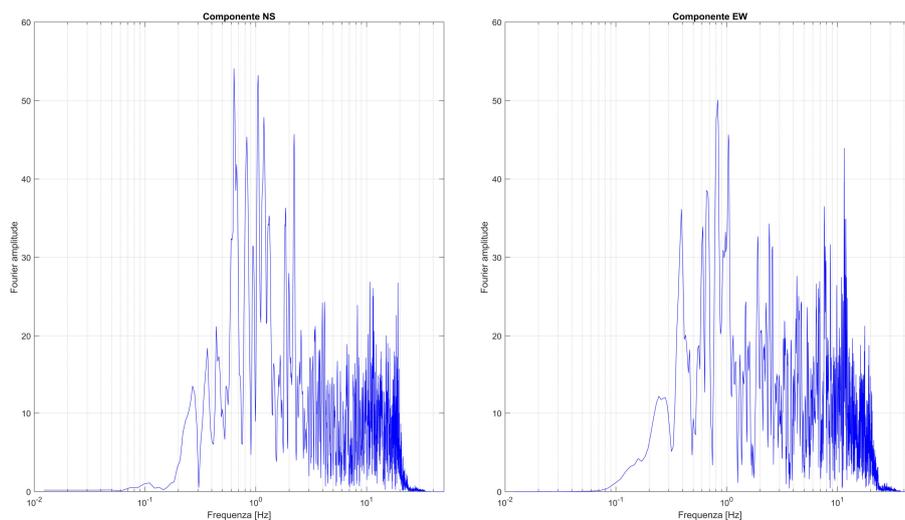


Figura 7.3 Spettri di Fourier dell’evento sismico “Foreshock”, nella componente NS (grafico sinistra) e EW (grafico destra), acquisito dalla stazione KU.KMP1

Per quanto riguarda l’acquisizione dello strong motion “Mainshock”, la stazione di registrazione KU.KMP1 al momento dell’arrivo delle onde di massima ampiezza dello scuotimento ha smesso di funzionare, a causa di problemi tecnici della batteria di backup (Tsuno et al., 2017). Per questo motivo, come è possibile osservare in Figura 7.4, le storie temporali sono disponibili solo fino alla massima accelerazione, e siccome non si dispone di tutte le componenti di frequenza dell’intero evento sismico (Figura 7.5), l’operazione di filtraggio in precedenza effettuata per il “Foreshock” non è stato possibile eseguirla.

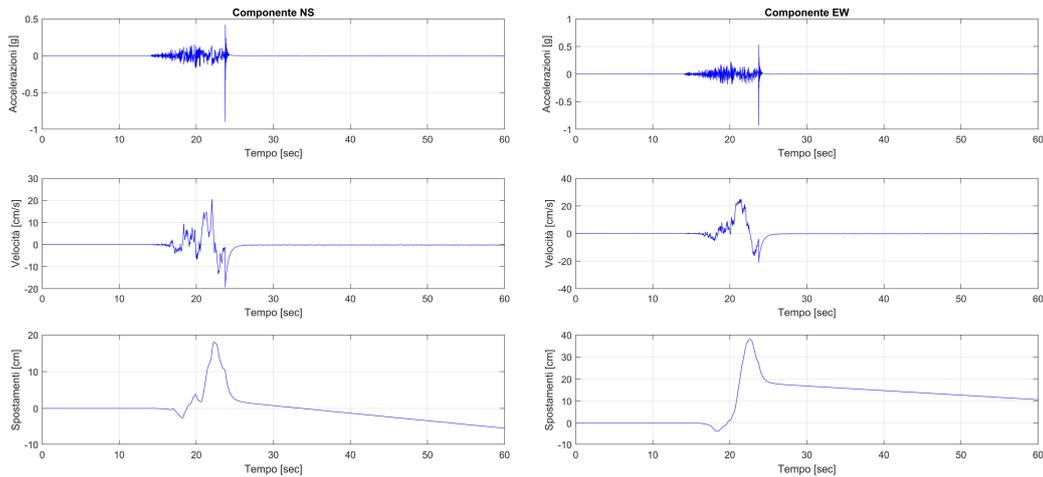


Figura 7.4 Storie temporale dell’evento sismico “Mainshock” nella componente NS (grafici sinistra) e EW (grafici destra), acquisite dalla stazione KU.KMP1

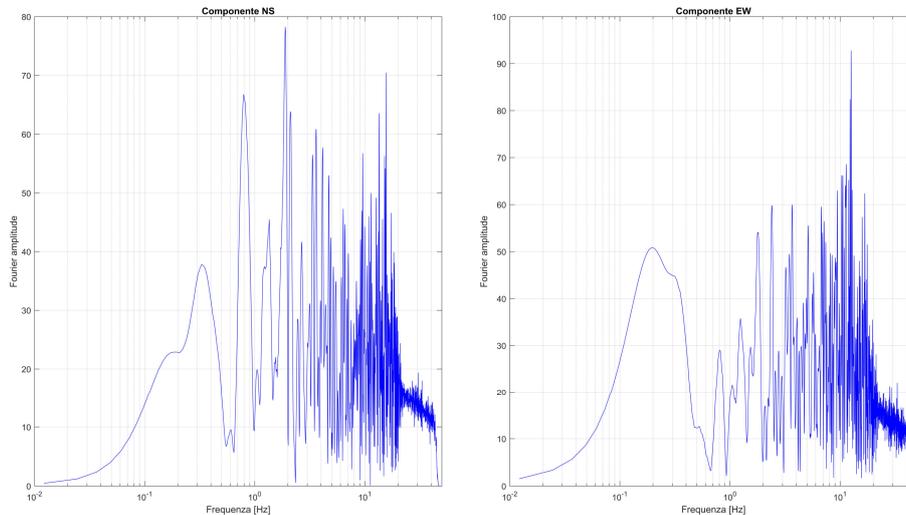


Figura 7.5 Spettri di Fourier dell’evento sismico “Mainshock”, nella componente NS (grafico sinistra) e EW (grafico destra), acquisito dalla stazione KU.KMP1

Conducendo una valutazione della risposta sismica locale monodimensionale si sono considerate, per entrambi gli eventi sismici, le sole componenti NS e EW. in quanto sono quelle che successivamente verranno utilizzate per la valutazione della risposta sismica locale lineare per il sito in esame di Kumamoto. Analizzando gli spettri di Fourier degli “strong motion” considerati, per l’evento sismico “Foreshock” è possibile riscontrare componenti di frequenza principali in

entrambe le componenti tra 0.6 Hz e 2.3 Hz; e ulteriori componenti non trascurabili a frequenze maggiori. Mentre per l'evento sismico "Mainshock", non disponendo dell'intera acquisizione, non è stato possibile individuare le componenti di frequenza principali. Successivamente per entrambi gli "strong motion", sono stati valutati i Ground motion parameters delle registrazioni acquisite dalla stazione KU.KMP1 (Tabella 7.1).

Tabella 7.1 Ground motion parameters dell'evento sismico "Foreshock" corretto, e dell'evento sismico "Mainshock"; acquisiti dalla stazione di registrazione KU.KMP1

	"Foreshock"		"Mainshock"	
	NS	EW	NS	EW
PGA [g]	0.0994	0.1277	0.8976	0.9326
PGV [cm/s]	10.1136	9.0216	20.541758	24.972815
PGD [cm]	2.5876	2.9362	18.070326	38.039677
Uniform duration [sec]	13.67	12.96	13.89	3.58
Bracketed duration [sec]	33.77	33.39	33.53	8.08
Significant duration [sec]	11.73	11.98	11.94	6.32

L'evento sismico "Mainshock" evidenzia una massima accelerazione al suolo in affioramento roccioso pari a 0.898 g, che risulta essere nettamente maggiore a quella dello scuotimento "Foreshock", 0.099 g. Mentre le durate degli eventi sismici risultano essere confrontabili tra di loro. Infine confrontando singolarmente gli eventi nelle due componenti, i ground motion parameters delle acquisizioni sono simili tra di loro.

7.1.2 Comportamento meccanico del deposito di terreno di Kumamoto

Per definire il comportamento realistico non lineare dei materiali costituenti il deposito di terreno di Kumamoto, sono disponibili i dati derivanti da una campagna d'indagine invasiva condotta nei pressi del punto oggetto di studio, che ha permesso di caratterizzare i primi 39 metri del deposito di terreno. Dal foro di sondaggio, dai risultati della prova penetrometrica standard (SPT) e dall'indagine sismica con metodo PS-logging (suspension method), è stato possibile ricostruire la stratigrafia, e i materiali che caratterizzano i primi 39 metri del deposito di terreno. Inoltre, durante l'indagine, è stato possibile prelevare 5 campioni indisturbati che elaborati con prove triassiali cicliche hanno permesso di determinare le proprietà meccaniche del deposito di terreno al variare del livello di deformazione. Quest'ultimi sono estratti dal sottosuolo con tubi a pareti sottili (3 campioni: T1, T2 e T5) e con triplo tubo rotativo (2 campioni: T3 e T4). Come già ipotizzato in precedenza, e riscontrato in fase d'indagine, la falda può essere posizionata a circa 4.5-5.5 m di profondità rispetto al piano campagna.

I risultati dell'elaborazione di tutti i dati, della ricostruzione stratigrafica (Tabella 7.2) e della valutazione delle proprietà meccaniche dei campioni di terreno prelevati, sono stati forniti in un report della campagna d'indagini dalla "Oyo Corporation (2020)". Inoltre, per le proprietà meccaniche del terreno, sono state forniti i risultati ottenuti dalla prova triassiale ciclica, in termini di modulo di taglio normalizzate (G/G_0) e rapporto di smorzamento (D) al variare del livello deformativo. A partire dai dati delle prove di laboratorio forniti sono state elaborate le curve di decadimento considerando il modello di materiale "Generalized Quadratic/Hyperbolic (GQ/H) Model with Shear Strength Control" proposto da Groholski et al. (2016) e implementato in DEEPSOIL. L'adattamento delle curve è stato eseguito utilizzando il modello MRDF Pressure-Dependent Hyperbolic model (Phillips & Hashash, 2009).

Il modello considerato, permette di elaborare le curve di decadimento a partire dai valori dei test

data (riportati nell'allegato D), tenendo in conto della resistenza al taglio del materiale. Per determinare quest'ultimo parametro, si è utilizzato il metodo di Meyerhof (1965), che permette di correlare il valore di angolo di resistenza al taglio (ϕ) ai valori di N_{spt} ottenuti dalla prova penetrometrica standard condotta dalla Oyo Corporation (2020), e messe a disposizione dagli organizzatori della Blind Prediction. I risultati ottenuti per i metri del deposito di terreno indagato, sono stati riportati in Tabella 7.3. Mentre le curve di decadimento elaborate tenendo in conto della resistenza al taglio (per i campioni T1, T2, T3, T4 e T5), e utilizzate per la valutazione della risposta sismica locale non lineare, sono state riportate in Figura 7.6, confrontandole con i valori delle prove di laboratorio sui provini prelevati.

Tabella 7.2 Stratigrafia del sito d'indagine e posizione dei campioni indisturbati prelevati (da Oyo Corporation, 2020)

Profondità [m]	Spessore [m]	Materiale	Campione (Profondità prelevamento)
0 - 1.80	1.80	Bank (Gravel)	
1.80 - 5.60	3.80	Sandy Silt	T1 (4.00 m – 5.00 m)
5.60 - 7.65	2.05	Sand with Silt	
7.65 - 8.40	0.75	Clay with Sand	T2 (7.65 m – 8.65 m)
8.40 - 9.55	1.15	Silt with Sand	
9.55 - 19.95	10.40	Sand	T3 (13.00 m – 14.00 m)
19.95 - 22.70	2.75	Sand with Silt	T4 (20.00 m – 21.00 m)
22.70 – 24.90	2.20	Silt with Sand	T5 (23.00 m – 24.00 m)
24.90 – 28.60	3.70	Sand with Silt	
28.60 – 30.90	2.30	Sand with Gravel	
30.90 – 38.00	7.10	Gravel	
38 – 39.44	1.44	Tuff breccia	

Tabella 7.3 Risultati della prova penetrometrica standard (SPT, da Oyo Corporation, 2020) e resistenza al taglio stimata dei primi metri del deposito di terreno di Kumamoto

Profondità [m]	N_{spt} [-]	Materiale	τ [kPa]	Profondità [m]	N_{spt} [-]	Materiale	τ [kPa]
2.3	2	Sandy Silt	16.51	17.3	27	Sand	106.52
3.3	5	Sandy Silt	25.73	18.3	28	Sand	111.62
4.3	0	Sandy Silt	28.31	19.3	17	Sand	102.73
5.3	2	Sandy Silt	36.99	20.3	5	Sand with Silt	89.13
6.3	21	Sand with Silt	58.41	21.3	5	Sand with Silt	92.44
7.3	23	Sand with Silt	63.42	22.3	5	Sand with Silt	95.75
8.3	1	Clay with Sand	45.11	23.3	0	Silt with Sand	90.67
9.3	5	Silt with Sand	52.55	24.3	0	Silt with Sand	93.83
10.3	2	Sand	52.15	25.3	4	Sand with Silt	103.96
11.3	19	Sand	74.59	26.3	4	Sand with Silt	107.23
12.3	7	Sand	65.00	27.3	5	Sand with Silt	112.26
13.3	21	Sand	84.41	28.3	1	Sand with Silt	108.31
14.3	20	Sand	87.30	29.3	21	Sand with Gravel	145.58
15.3	7	Sand	75.24	30.3	27	Sand with Gravel	158.23
16.3	22	Sand	97.27				

Per quanto riguarda la restante parte di deposito di terreno, di cui non si dispone di indagini invasive o prove di laboratorio, si sono considerate le informazioni derivanti dalla ricostruzione stratigrafica ipotizzata in fase di inquadramento geologico dell'area del sito di Kumamoto (Figura 4.7). E per le proprietà non lineari dei materiali si sono considerate le curve di decadimento disponibili in letteratura. In particolare per la formazione di argille di Ariake, si è utilizzata la curva di decadimento per le argille proposta da Darendeli (2001), ipotizzando un indice di plasticità di 25. Mentre per i depositi piroclastici della caldera del mt. Aso (Aso 4 e Aso 3) e la formazione di Miyuki (alternanza di depositi di conglomerati e strati argillosi) è stata utilizzata la curva di decadimento per depositi ghiaiosi proposta da Rollins (1998). Entrambe le curve di decadimento utilizzate sono riportate in Figura 7.6.

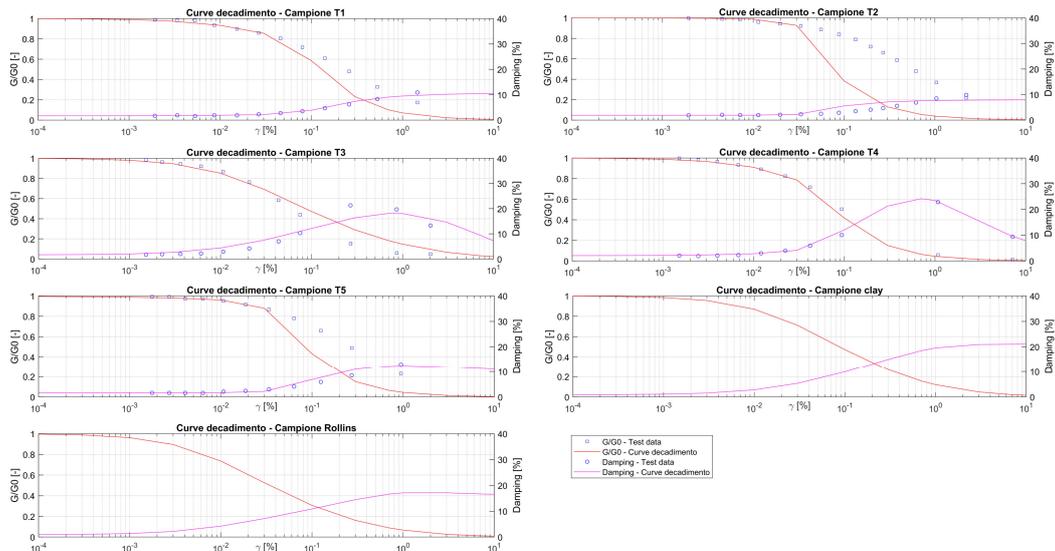


Figura 7.6 Risultati delle prove triassiale cicliche (da Oyo Corporation, 2020). Le curve di decadimento del modulo di taglio normalizzate (G/G_0), e le curve del rapporto di smorzamento (D) al variare del livello deformativo (per i campioni T1, T2, T3, T4 e T5); corrette tenendo in conto della resistenza al taglio dei materiali (modello di DEEPSOIL GQ/H). E curve di decadimento delle argille $PI=25$ (da Darendeli, 2001) e delle ghiaie (da Rollins, 1998)

Pertanto, in conclusione, sulla base delle considerazioni appena condotte, la valutazione della risposta sismica non lineare del deposito di terreno della stazione accelerometrica di Kumamoto, è stata condotta considerando il “Best profile”; e in funzione della profondità si sono considerati i seguenti materiali con le relative curve di decadimento:

- Da 0 m a 31 m: le curve di decadimento elaborate a partire dai test data dei campioni prelevati e processati dalla Oyo Corporation (2020), e modificate tenendo in conto della resistenza al taglio dei materiali;
- Da 31 m a 40 m: le curve di decadimento delle ghiaie (da Rollins, 1998);
- Da 40 m a 50 m: le curve di decadimento delle argille con PI di 25 (da Darendeli, 2001);
- Da 50 m fino a 83 m (posizione del Bedrock sismico per il “Best profile”) le curva di decadimento delle ghiaie (da Rollins, 1998);
- Infine per il Bedrock sismico, si è ipotizzato per quest’ultimo un comportamento visco-elastico lineare con damping costante e pari a 1%.

7.2 Risposta sismica locale non lineare

Per comprendere il comportamento del sottosuolo del sito di Kumamoto sotto l’effetto di eventi sismici di grande intensità (“strong motion”), è stata condotta una valutazione della risposta sismica locale attraverso un’analisi visco-elastica lineare equivalente (EQL), nel dominio della frequenza; e un’analisi non lineare (NL), nel dominio del tempo; tenendo in conto del comportamento non lineare dei materiali che costituiscono il deposito di terreno. Le valutazioni condotte con l’ausilio del software DEEPSOIL v.7, hanno permesso di studiare come i due eventi sismici principali dello sciame sismico del 2016, siano stati modificati dall’interazione tra le onde sismiche e le caratteristiche morfologiche e stratigrafiche del sottosuolo di Kumamoto. Il confronto tra l’acquisizione in affioramento roccioso (stazione di registrazione KU.KMP1), e lo scuotimento atteso nella sito oggetto di studio, sia per il “Foreshock” (Figura 7.2, evento sismico corretto) che per il “Mainshock” (Figura 7.4), è stato condotto tenendo conto del profilo stratigrafico ottenuto dalla caratterizzazione sismica del sito mediante prove sismiche non invasive (“Best profile”, in Figura 6.19 e Tabella 6.6). Considerando la relazione (3.7), il profilo stratigrafico è stato discretizzato manualmente in sottolayer (Allegato D; Tabella D.8), in modo tale che lo strato sia di spessore ridotto rispetto alla lunghezza d’onda dell’input sismico passante, ipotizzando a tal fine una frequenza massima significativa passante di 30 Hz. Come già effettuato per valutazione della risposta sismica lineare, l’unità di volume degli strati è stata determinata a partire dalle velocità delle onde di taglio, tenendo in conto della relazione di Hunter (2003), che lega quest’ultime alla porosità del materiale. Al fine della gestione del processo di calcolo delle analisi EQL, sono state considerate 20 iterazioni come numero massimo, verificando poi in fase di controllo dei risultati che il processo sia andato a buon fine in un numero inferiore. Mentre per le analisi NL, dato che l’accuratezza della soluzione dipende dal time step considerato, si è utilizzato uno Step flessibile, con incremento di tempo che viene suddiviso solo se le deformazioni superano l’incremento massimo di 0.005 %.

Le analisi EQL e NL, condotte sul “Best profile”, hanno restituito le funzioni di trasferimento riportate in Figura 7.7 per l’evento sismico “Foreshock”; e in Figura 7.8 per l’evento sismico “Mainshock” (linee rosse per le componenti NS e linee blu per le componenti EW).

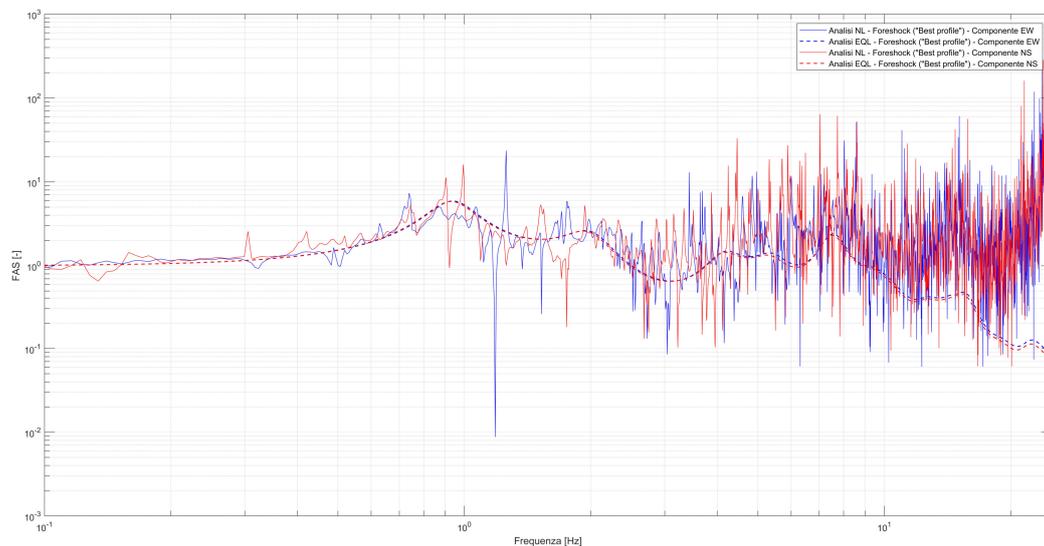


Figura 7.7 Funzioni di trasferimento dell’analisi EQL (linee tratteggiate) e NL (linee continue), per l’evento sismico “Foreshock” (componente NS, linee rosse; componente EW, linee blu), nell’ipotesi di modello di sottosuolo “Best profile”

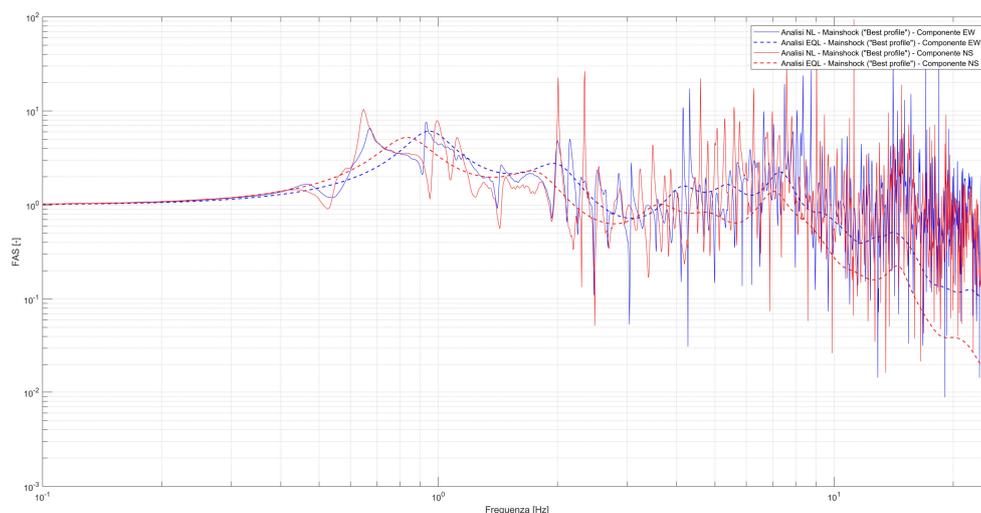


Figura 7.8 Funzioni di trasferimento dell'analisi EQL (linee tratteggiate) e NL (linee continue), per l'evento sismico "Mainshock" (componente NS, linee rosse, e componente EW, linee blu), nell'ipotesi di modello di sottosuolo "Best profile"

Le funzioni di trasferimento sono state riportate nell'intervallo di frequenza tra 0.1 Hz e 25 Hz, in quanto in esso rientrano le componenti principali degli eventi sismici considerati. Si può osservare fin da subito che rispetto alle analisi visco-elastiche lineari (EL), la risposta del deposito terreno, come atteso visto il comportamento non lineare dei materiali, è influenzata dal livello deformativo indotto dal evento sismico. Infatti, sia il "Foreshock" che il "Mainshock" subiscono una differente amplificazione sia tra di loro, che nelle singole componenti. In particolare, confrontando le funzioni di trasferimento derivanti dalle analisi EQL, si può ipotizzare che entrambe le componenti dell'evento sismico "Foreshock", inducono nel deposito di terreno una deformazione simile tra di loro, cosa che sembra non avvenire per l'evento sismico "Mainshock", dove la funzione di trasferimento nella componente NS presenta valori maggiormente più deamplificati.

Se si confrontano poi le funzioni di trasferimento ottenute dall'analisi Visco-Elastica Lineare Equivalente (Figura 7.7 e Figura 7.8) con quelle dell'analisi Visco-Elastica Lineare (Figura 6.20); è poi possibile comprendere gli effetti della dissipazione intrinseca dei materiali del deposito di terreno. Infatti sovrapponendo i risultati delle due analisi, si osserva un abbassamento del primo picco di frequenza, e il relativo spostamento di quest'ultimo verso frequenze più basse, passando da circa 1.25 Hz a frequenze inferiori a 1 Hz (0.93 Hz per il "Foreshock", 0.95 Hz per la componente EW del "Mainshock" e 0.83 Hz per la componente NS del "Mainshock"). Questo comportamento riscontrato è dovuto all'incremento delle deformazioni indotte dallo scuotimento sismico nel caso di eventi di intensità maggiori che, come è possibile riscontrare dalle curve di decadimento (Figura 7.6), produce un aumento del rapporto di smorzamento e una diminuzione del modulo di taglio dei materiali che costituiscono il deposito di terreno. Inoltre, come è possibile riscontrare nell'andamento delle funzioni di trasferimento, il deposito di terreno si comporta come un filtro passa banda, lasciando passare e amplificando le componenti a bassa frequenza, e deamplificando le componenti di frequenza maggiori dell'input sismico. Infatti per le analisi EQL, si osserva che oltre i circa 8.8 Hz (per il "Foreshock" e il "Mainshock – componente EW") e 7.6 Hz (per il "Mainshock – componente NS") tutte le componenti di frequenza dello scuotimento risultano essere deamplificate. Mentre le componenti di frequenza amplificate risultano essere quelle negli intervalli 0.1 - 2.5 Hz e 3.7 - 8.8 Hz (con picco a circa 7.5 Hz); per il "Foreshock" e il "Mainshock – componente EW; e nei range di frequenza 0.1 - 2.2 Hz e a circa 7.1 Hz per il "Mainshock – componente NS".

Per quanto riguarda invece le funzioni di trasferimento ottenute dalle analisi non lineari (NL), bisogna tenere in conto che sono state calcolate a posteriori, il che significa che si valuta il rapporto tra le trasformate di Fourier delle accelerazioni in superficie, ottenute dall’analisi nel dominio del tempo, e l’acquisizione in outcrop. Pertanto per comprendere meglio le componenti di frequenza dello scuotimento amplificate, sarebbe opportuno effettuare un lisciamento delle funzioni elaborate. In ogni caso, si può verificare che il trend delle funzioni di trasferimento ottenute dalle analisi NL, risulta essere coincidente con quello delle analisi EQL.

Per comprendere meglio il comportamento dell’intero deposito di terreno è opportuno analizzare anche l’andamento delle massime deformazioni indotte dagli eventi sismici negli strati del “Best profile” (Figura 7.9: analisi EQL grafico di sinistra e analisi NL grafico di destra).

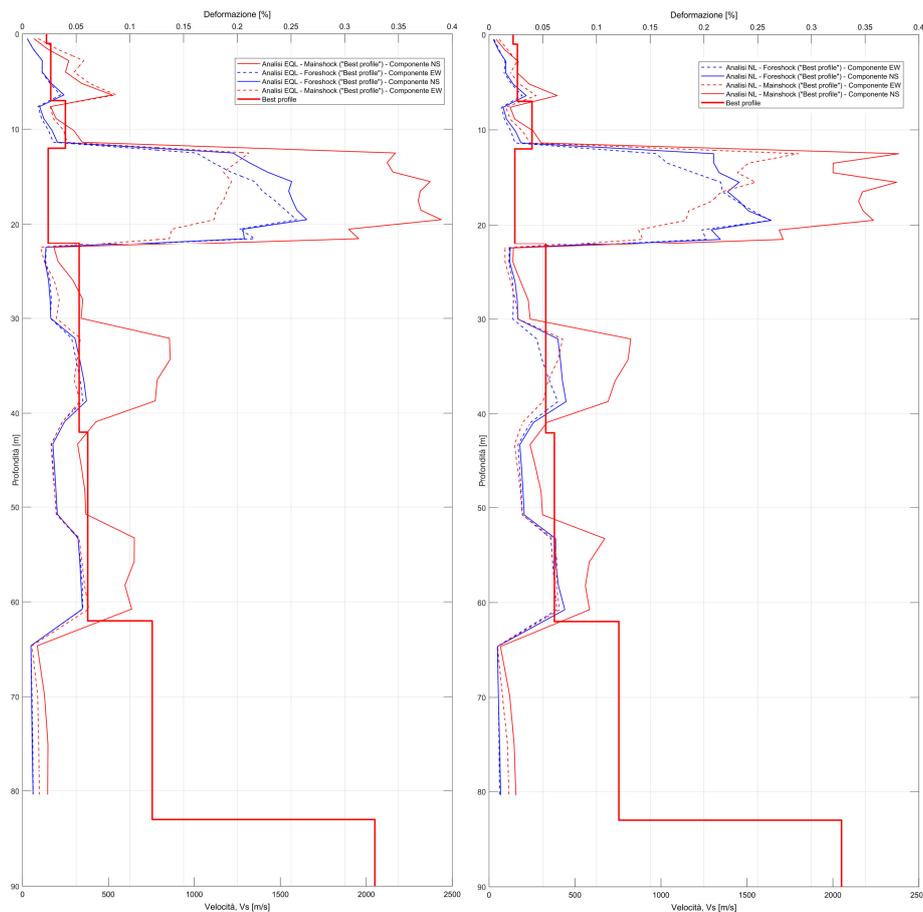


Figura 7.9 Deformazioni massime indotte dall’evento sismico “Foreshock” (linee blu) e dall’evento sismico “Mainshock” (linee rosse), nell’ipotesi di modello di sottosuolo “Best profile”; sia per l’analisi EQL (grafico di sinistra) e che per l’analisi NL (grafico di destra)

Analizzando le massime deformazioni indotte nel deposito di terreno, e confrontandole con il “Best profile” (Figura 7.9), si osserva che quest’ultime risultano essere concentrate nella porzione di profilo dove si riscontra l’inversione di velocità di propagazione delle onde di taglio. Infatti, questo strato molto deformabile, trovandosi tra due strati maggiormente rigidi, tende ad accumulare le deformazioni indotte dallo scuotimento sismico. Inoltre un minore accumulo delle deformazioni si osserva anche in corrispondenza dei depositi piroclastici, alle profondità di 30-40 m e 50-60 m. Confrontando poi i risultati ottenuti con l’analisi NL e l’analisi EQL, si riscontra che i profili delle massime deformazioni sono quasi coincidenti.

Analizzando invece i profili delle singole componenti degli eventi sismici considerati, si osserva che per il “Foreshock”, non vi è una sostanziale differenza tra le due componenti dello scuotimento con deformazioni massime pari 0.25 % alla profondità di 19 m. Mentre per il “Mainshock”, la componente NS (circa 0.37 % nello strato dell’inversione), induce nel “Best profile livelli deformativi massimi maggiori rispetto alla componente EW (circa 0.2 % nel medesimo layer)

7.2.1 “Foreshock” nella stazione accelerometrica di Kumamoto

Successivamente si sono valutate le storie temporali dell’evento sismico “Foreshock” in corrispondenza del sito oggetto di studio di Kumamoto, sia per l’analisi EQL (Figura 7.10: storie temporali, Figura 7.11: spettri di Fourier), che per l’analisi NL (Figura 7.12: storie temporali, Figura 7.13: spettri di Fourier).

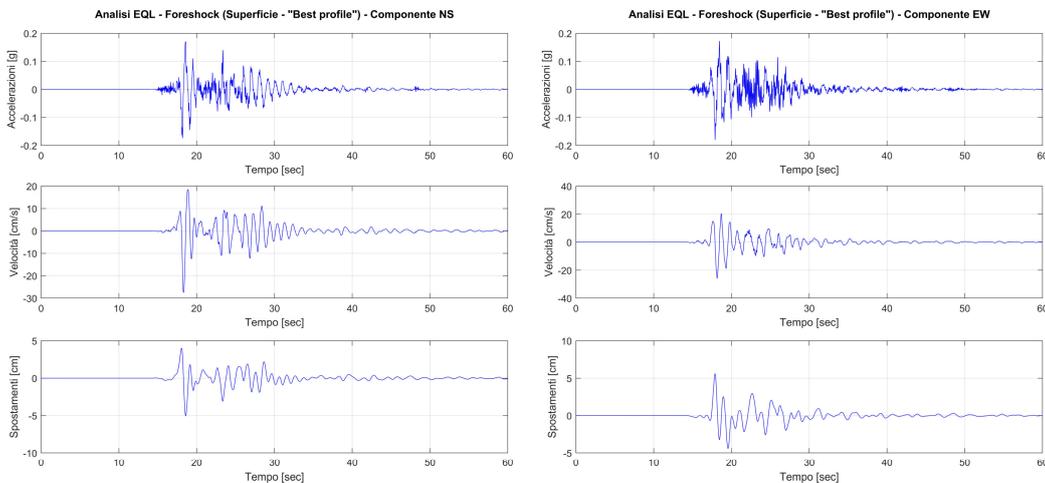


Figura 7.10 Storie temporali dell’analisi EQL (in superficie), nell’ipotesi del modello di sottosuolo “Best profile”, per l’evento sismico “Foreshock” (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

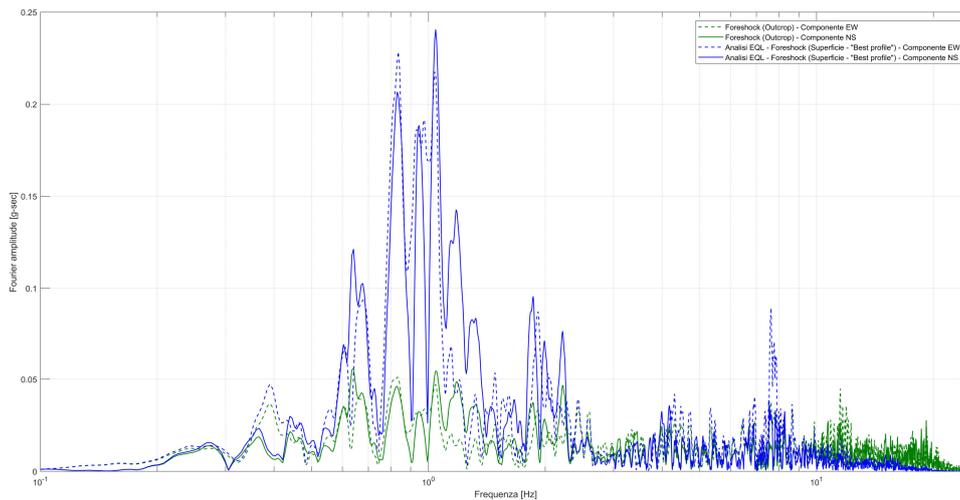


Figura 7.11 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee blu) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell’evento sismico “Foreshock” (analisi EQL)

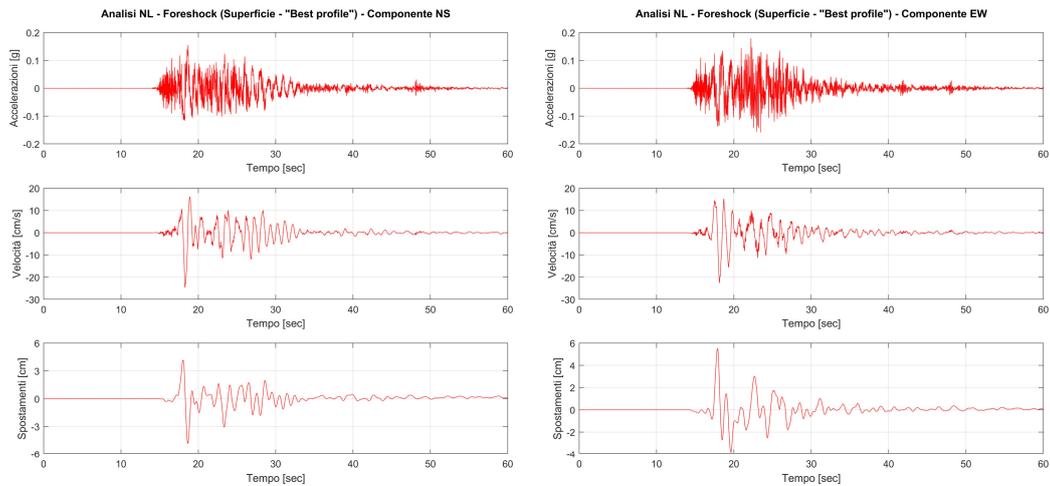


Figura 7.12 Storie temporali dell’analisi NL (in superficie), nell’ipotesi del modello di sottosuolo “Best profile”, per l’evento sismico “Foreshock” (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

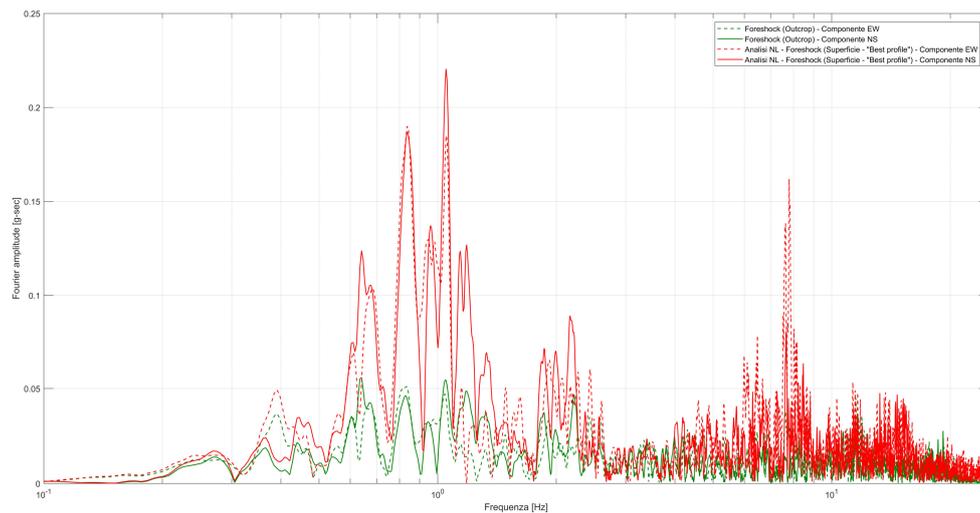


Figura 7.13 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee rosse) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell’evento sismico “Foreshock” (analisi NL)

Dal confronto degli spettri di Fourier (Figura 7.11 e Figura 7.13) è possibile osservare, come già riscontrato nelle funzioni di trasferimento, che le componenti a basse frequenza risultano essere amplificate (fornendo spettri pressoché identici per entrambe le analisi non lineari condotte), mentre quelle ad alte frequenze risultano essere amplificate solo nel caso dell’analisi NL. Inoltre si riscontra che le maggiori amplificazioni sono avvenute in corrispondenza proprio delle componenti principali dell’evento sismico “Foreshock” (tra 0.8 Hz e 1.2 Hz).

Dalle storie temporali, invece è possibile condurre, anche se poco significativa una prima valutazione dell’amplificazione causata dal deposito di terreno di Kumamoto, in termini di massima accelerazioni attese in superficie (Tabella 7.4).

Tabella 7.4 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell'evento sismico "Foreshock" in outcrop e in superficie; sia per l'analisi EQL che per l'analisi NL

PGA [g]	NS	EW
Outcrop	0.0994	0.1277
Superficie – "Analisi EQL"	0.1739	0.1880
Superficie – "Analisi NL"	0.1551	0.1794

Infine, si sono determinati gli spettri di risposta elastici, che permettono di definire in funzione del periodo la massima accelerazione attesa (Figura 7.14). Quest'ultimi sono stati valutati considerando un oscillatore a 1 grado di libertà, con damping del 5 %, alla cui base viene applicato lo scuotimento sismico.

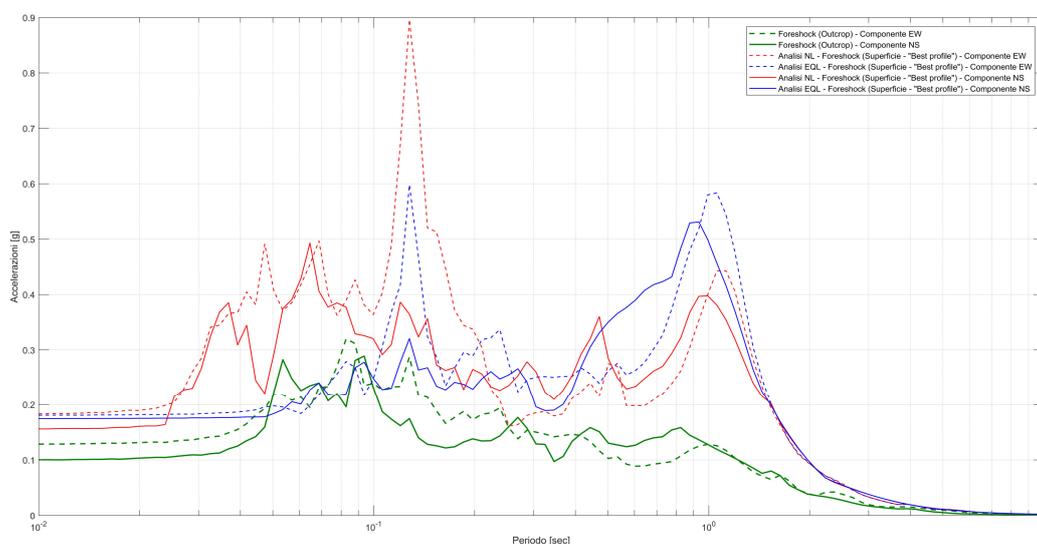


Figura 7.14 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie (Analisi EQL, linee blu; e analisi NL, linee rosse), delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Foreshock"

Dal confronto degli spettri di risposta del "Foreshock" (Figura 7.14) in superficie (linee blu per le analisi EQL e linee rosse per le analisi NL) con i relativi ottenuti dall'acquisizione in outcrop (linee verdi), si osserva che le amplificazioni più considerevoli per le accelerazioni si riscontrano sui periodi di circa 1 sec. E che le analisi NL ha causato amplificazioni delle accelerazioni del "Foreshock" anche a bassi periodi. Inoltre se si confronta la massima accelerazione attesa al suolo (periodo nullo), quest'ultima risulta essere amplificata per tutte e due le analisi in entrambe le componenti (valori in Tabella 7.4).

7.2.2 “Mainshock” nella stazione accelerometrica di Kumamoto

La stessa valutazione condotta sul “Foreshock”, è stata eseguita anche sull’evento sismico “Mainshock”, andando ad analizzare le storie temporali ottenute in corrispondenza del sito oggetto di studio di Kumamoto, sia per l’analisi EQL (Figura 7.15: storie temporali, Figura 7.16: spettri di Fourier), che per l’analisi NL (Figura 7.17: storie temporali, Figura 7.18: spettri di Fourier).

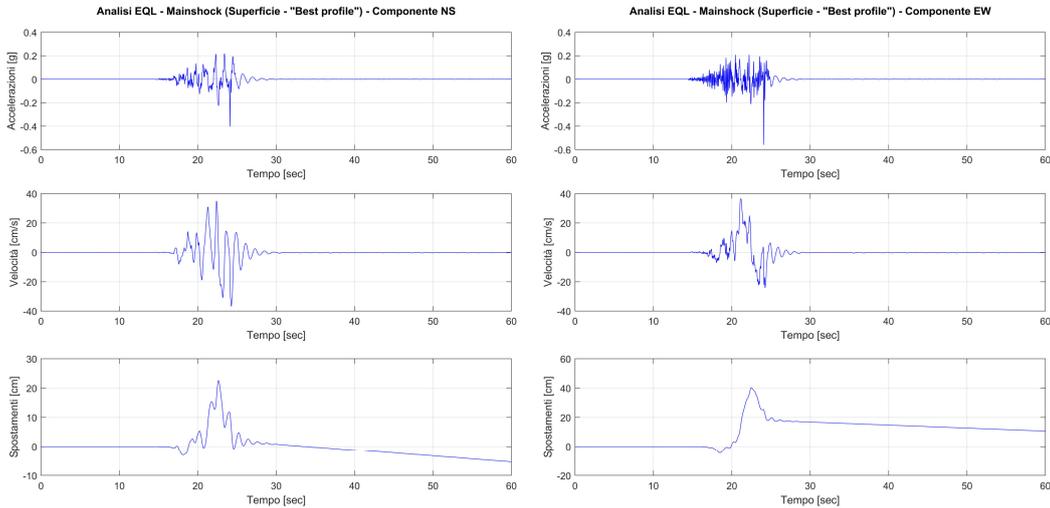


Figura 7.15 Storie temporali dell’analisi EQL (in superficie), nell’ipotesi del modello di sottosuolo “Best profile”, per l’evento sismico “Mainshock” (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

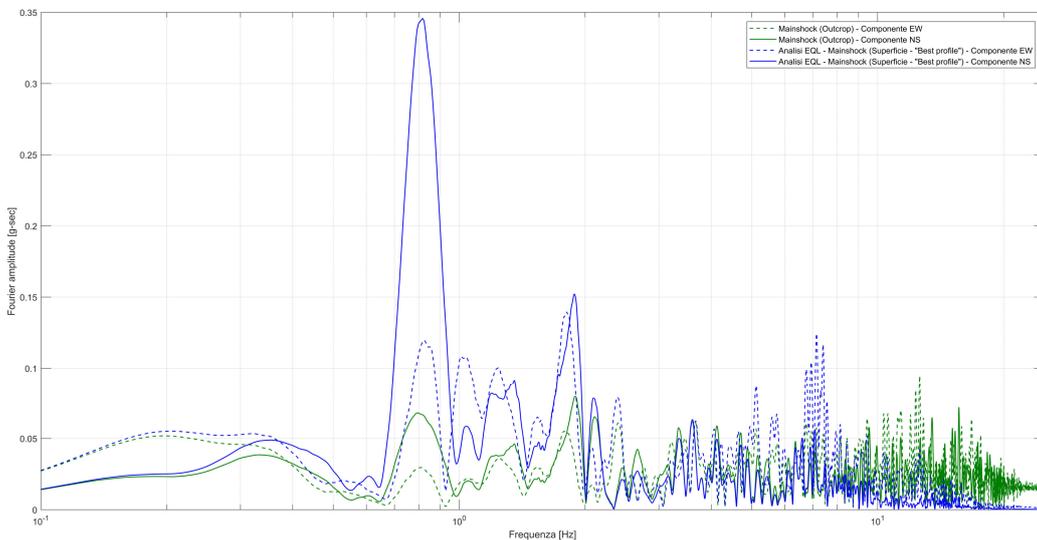


Figura 7.16 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee blu) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell’evento sismico “Mainshock” (analisi EQL)

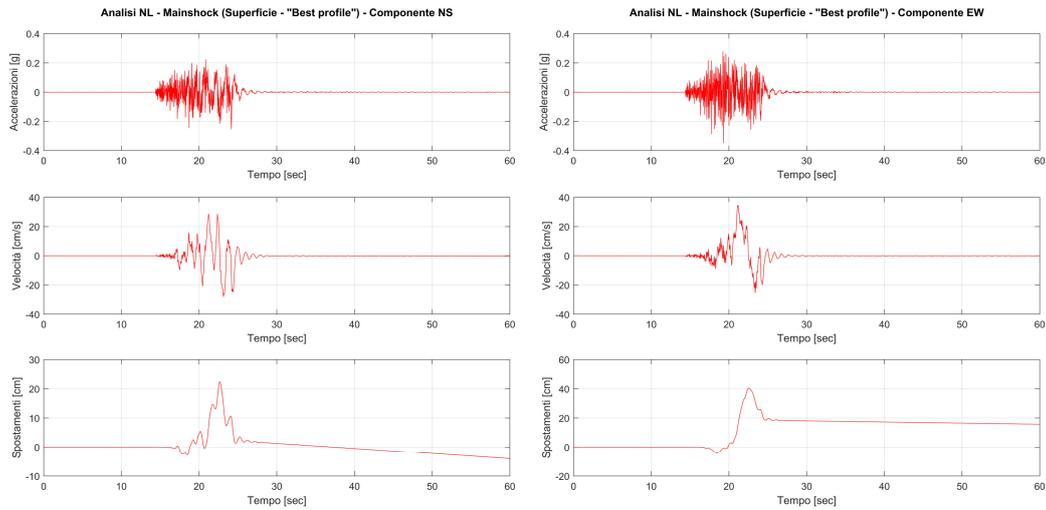


Figura 7.17 Storie temporali dell'analisi NL (in superficie), nell'ipotesi del modello di sottosuolo "Best profile", per l'evento sismico "Mainshock" (Componente NS grafici sinistra, componente EW grafici destra)

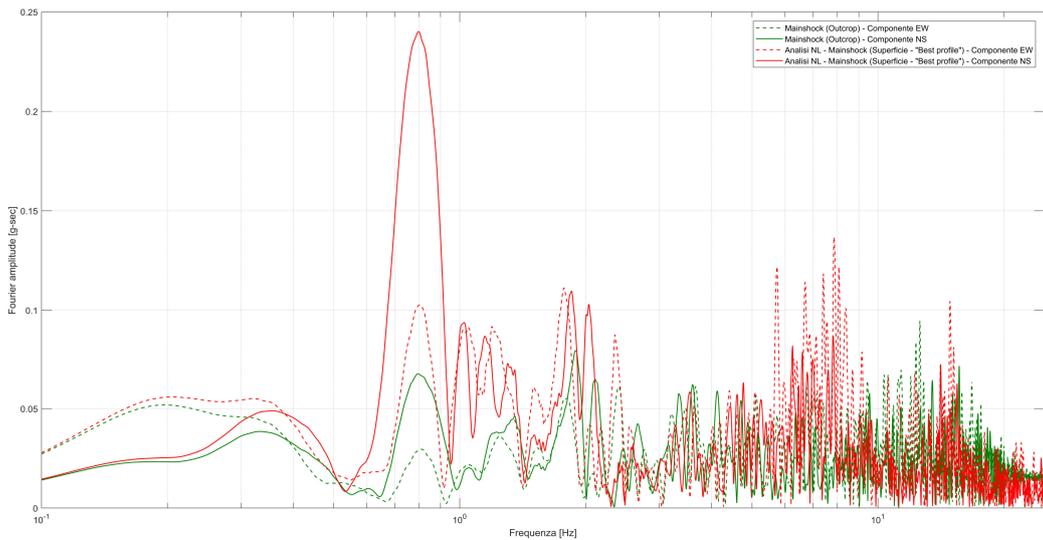


Figura 7.18 Spettri di Fourier in outcrop (linee verdi) e in superficie (linee rosse) delle componenti NS (linee continue) e EW (linee tratteggiate) dell'evento sismico "Mainshock" (analisi NL)

Confrontando gli spettri di Fourier (Figura 7.17 e Figura 7.19), come riscontrato in precedenza, si è osservato un comportamento simile, tra le due analisi, a basse frequenze. Inoltre è possibile osservare una marcata amplificazione della componente principale dello scuotimento NS a 0.8 Hz, come se si verificasse un fenomeno di risonanza. Infine, il deposito di terreno nel caso dell'analisi NL condotta considerando il "Mainshock", ha portato ad una amplificazione più ridotta delle componenti ad alta frequenza, se si confronta con l'evento sismico "Foreshock".

Dalle storie temporali del “Mainshock”, è possibile confrontare le massime accelerazioni attese in superficie sia per l’analisi EQL che per l’analisi NL, con la relativa registrata in affioramento roccioso (Figura 7.5).

Tabella 7.5 Confronto della massima accelerazione (PGA in g) dell’evento sismico “Mainshock” in outcrop e in superficie; sia per l’analisi EQL che per l’analisi NL

PGA [g]	NS	EW
Outcrop	0.8976	0.9326
Superficie – “Analisi EQL”	0.4031	0.5586
Superficie – “Analisi NL”	0.2531	0.3493

Infine anche per il “Mainshock”, si sono determinati gli spettri di risposta, confrontando quelli ottenuti in superficie del sito di Kumamoto attraverso le analisi EQL e NL, con i relativi elaborati dall’acquisizione in affioramento roccioso (Figura 7.19).

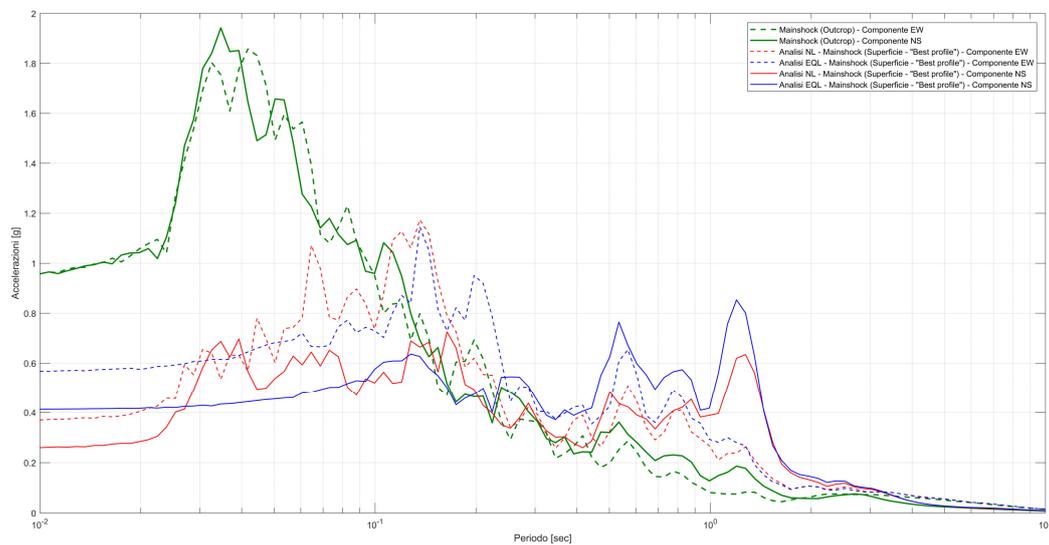


Figura 7.19 Confronto tra gli spettri di risposta in outcrop (linee verdi) e in superficie (Analisi EQL, linee blu; e analisi NL, linee rosse), delle componenti NS (linee continue) ed EW (linee tratteggiate) dell’evento sismico “Mainshock”

Dal confronto degli spettri di risposta del “Mainshock” (Figura 7.19) in superficie (linee blu per le analisi EQL e linee rosse per le analisi NL) con i relativi ottenuti dell’acquisizione in outcrop (linee verdi), si osserva innanzitutto che le massime accelerazioni attese al suolo (valori in Tabella 7.5) risultano essere tutte deamplificate, e in quantità maggiori nel caso dell’analisi NL. Successivamente, si può poi osservare che partendo da spettri di risposta simili in outcrop per le due componenti del “Mainshock”, il deposito di terreno ha portato ad una riduzione maggiore delle massime accelerazioni a bassi periodi per la componente NS dello scuotimento rispetto a quelle EW. Infine si osserva che in generale, le accelerazioni a periodi inferiori 0.1 sec risultano essere deamplificate, mentre il comportamento si inverte per periodi maggiori. E come già riscontrato nel caso del “Foreshock”, vi è una marcata amplificazione delle accelerazioni sui periodi di 1 sec.

8. Conclusioni

Lo studio proposto in questo lavoro di tesi, è stato finalizzato alla previsione cieca del modello di sottosuolo a partire da dati derivanti da indagini sismiche non invasive, attive e passive, e alla valutazione della risposta sismica locale del deposito di terreno della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone), sotto l'effetto degli eventi sismici che hanno interessato la prefettura oggetto di studio nel 2016.

La caratterizzazione sismica della stazione accelerometrica di Kumamoto, è stata condotta elaborando la curva di dispersione della velocità di fase del modo fondamentale delle onde superficiali di Rayleigh, a partire dai risultati di una campagna di indagini sismiche non invasive. L'interpretazione dei dati disponibili, è stata eseguita con l'ausilio del software GEOPSY, e ha evidenziato come le diverse tipologie di prove, e le diverse configurazioni geometriche, hanno restituito risultati attendibili in intervalli di frequenza differenti. In particolare l'indagine attiva MASW ha permesso di caratterizzare meglio le frequenze superiori a 10 Hz; mentre le indagini passive, basandosi su acquisizioni di bassissima frequenza, hanno indagato il deposito di terreno anche ad elevate profondità, restituendo valori attendibili fino circa 15 Hz. Inoltre, l'utilizzo di array passivi di diverse dimensioni e l'interpretazione dei relativi risultati con tecniche f-k e SPAC, ha consentito di sovrapporre i risultati e indagare con maggiore accuratezza il comportamento non lineare della curva di dispersione tra 6 Hz e 12 Hz. Particolarmente interessante, e pertanto si rimanda a successivi studi in merito, è l'elaborazione ottenuta dall'interpretazione SPAC delle acquisizioni dell'array KUM-SS1, il quale nonostante le dimensioni ridotte (1,2) m, ha permesso di individuare con discreta buona accuratezza l'intera curva di dispersione finale.

La curva di dispersione sperimentale ottenuta attraverso un processo di media dei risultati delle indagini sismiche, consideranti congiuntamente e opportunamente filtrati tra 0.95 Hz e 40 Hz, è stata successivamente invertita con l'ausilio dell'algoritmo Neighbourhood, implementato in GEOPSY. Una volta calibrati i parametri che influiscono l'analisi, è stato possibile ottenere il profilo di velocità delle onde di taglio in funzione della profondità come valore medio (denominato "Best Profile"), e come deviazione standard sia sugli spessori che sulle velocità Vs. A supporto delle analisi di inversioni, sono state considerate inoltre le curve di ellitticità elaborate a partire dai dati delle indagini passive. Di quest'ultime, non essendo andata a buon fine l'analisi di inversione congiunta, si è tenuto in conto del solo picco di risonanza, andando a verificare la posizione teorica in profondità dal contrasto di impedenza del Bedrock sismico. Inoltre, al fine di calibrare al meglio il modello del sottosuolo, si è considerato l'inquadramento geologico dell'area della prefettura di Kumamoto, condotto dal prof. Cesare Comina e da Erasmo Cardinale dell'Università degli Studi di Torino. Il confronto con i modelli di sottosuolo, ha evidenziato una non completa sovrapposizione con le interfacce ipotizzate, ma tuttavia ha dimostrato che l'aumento di velocità presupposto, può essere ricondotto alla presenza di depositi piroclastici della caldera del mt. Aso, i quali risultano essere maggiormente addensati rispetto ai depositi alluvionali superficiali. Mentre l'individuazione della posizione esatta del Bedrock sismico, presumibilmente dovuto alla presenza di un deposito andesitico, anche con l'inquadramento geologico non è stato possibile eseguirla con accuratezza.

Tutte le analisi di caratterizzazione sismica del deposito di terreno sono state inoltre confrontate con i risultati ottenuti da Cardinale (2020) a partire dagli stessi dati, ma con metodi di interpretazione diverse. In ogni caso, si può affermare, che la caratterizzazione sismica del sito condotta, unita congiuntamente all'inquadramento geologico, ha permesso di individuare il profilo stratigrafico della stazione accelerometrica di Kumamoto che sarà considerato per la valutazione della risposta sismica locale del sito.

La valutazione della risposta sismica locale del sito della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone), è stata inizialmente condotta ipotizzando un comportamento lineare (EL) del deposito di terreno, e considerando il “weak motion” del 16 aprile 2016 (Mw 5.9). Per determinare il rapporto di smorzamento di quest’ultimo si è condotto un confronto tra le funzioni di trasferimento sperimentali, ottenute considerando 12 “weak motion” acquisti sia nel sito oggetto di studio che in affioramento roccioso (stazione di registrazione KU.KMP1) e le funzioni di trasferimento teoriche; giungendo alla conclusione che presumibilmente il damping del “Best profile” a bassi livelli deformativi è costante e pari al 2%.

Inoltre, in questa fase, disponendo di ulteriori profili nel range di variazione del “Best profile”, è stato possibile condurre l’analisi di risposta sismica locale lineare anche sul profilo stratigrafico denominato “Profilo n.30”, in quanto quest’ultimo presentava una funzione di trasferimento teorica che meglio approssimava quella sperimentale.

Analizzando i risultati ottenuti nel caso del “weak motion”, è possibile osservare che l’incertezza nella determinazione del profilo di velocità stratigrafico non ha portato a cospicue variazioni della registrazione considerata.

La valutazione della risposta sismica locale del sito della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone) è stata condotta mediante analisi EQL e NL, tenendo in conto del solo “Best profile”, e considerando il “Foreshock” del 14 aprile 2016 (Mw 6.5) e il “Mainshock” del 15 aprile 2016 (Mw 7.3), dello sciame sismico che ha investito la prefettura di Kumamoto nel 2016.

Per condurre l’analisi si è tenuto in conto sia della caratterizzazione sismica del sito, condotta in precedenza, che di prove di laboratorio condotte su campioni prelevati in prossimità del sito oggetto di studio, che hanno permesso di individuare al meglio le proprietà meccaniche non lineari dei materiali costituenti i primi metri del deposito di terreno.

Le valutazioni condotte considerando gli “strong motion” hanno evidenziato un marcato comportamento non lineare del deposito di terreno, con amplificazioni considerevoli degli spettri di risposta a circa 1 sec.

In conclusione, si può affermare che nonostante le poche informazioni disponibili e la sola campagna d’indagini non invasiva, è stato possibile condurre con buona accuratezza la valutazione della risposta sismica locale della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone).

A. Allegato: Risultati indagine attiva

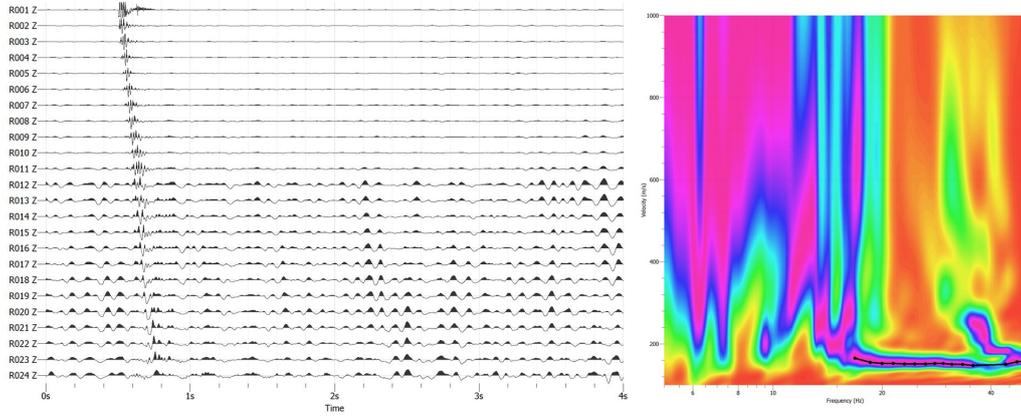


Figura A.1 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.706

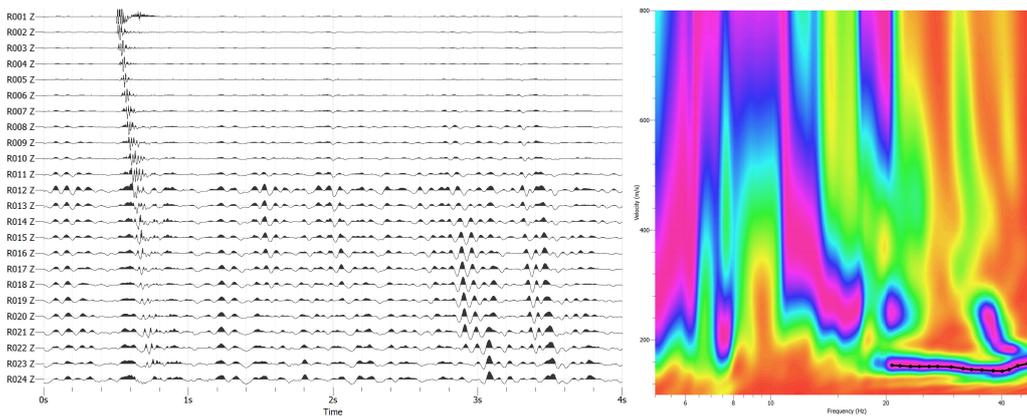


Figura A.2 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.707

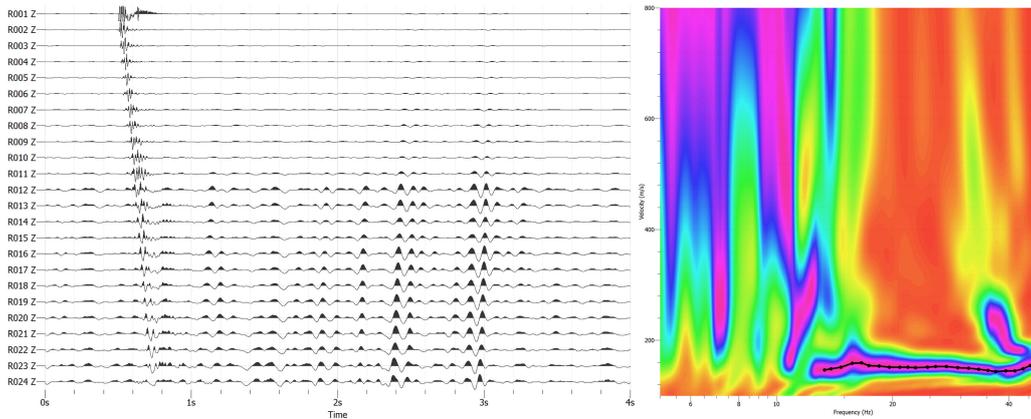


Figura A.3 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.708

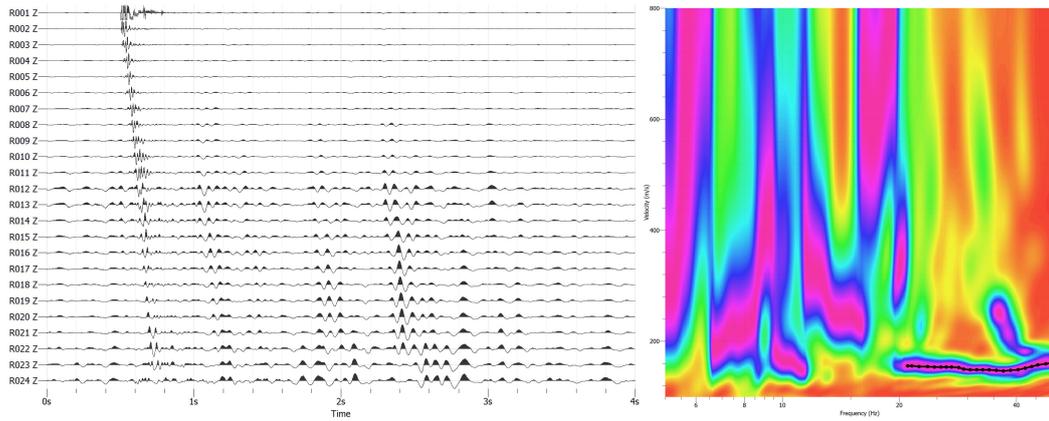


Figura A.4 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.709

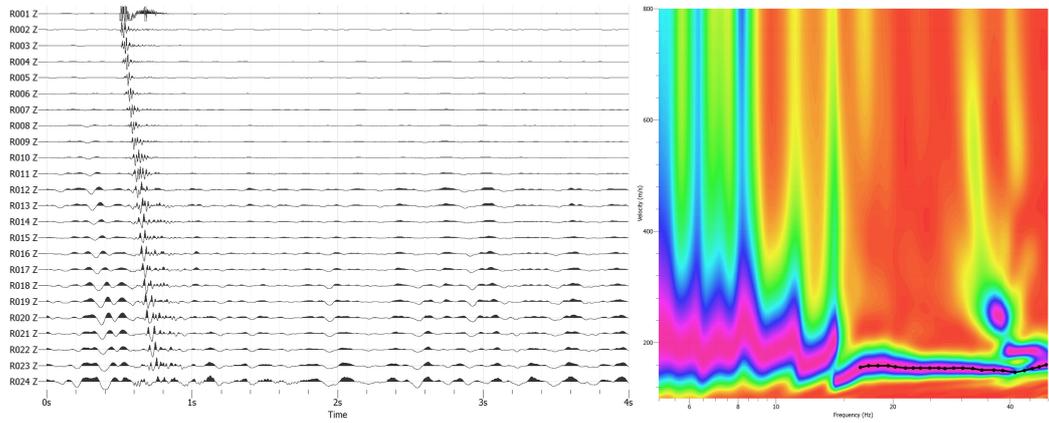


Figura A.5 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.710

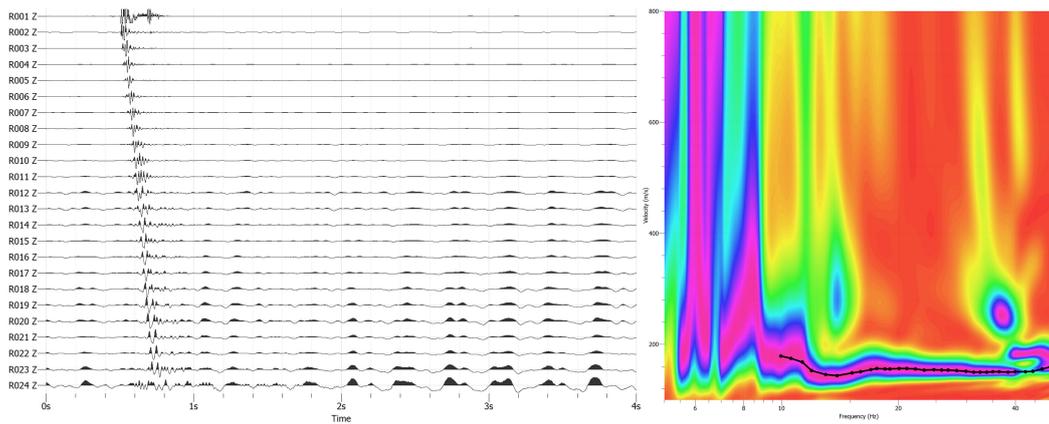


Figura A.6 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.711

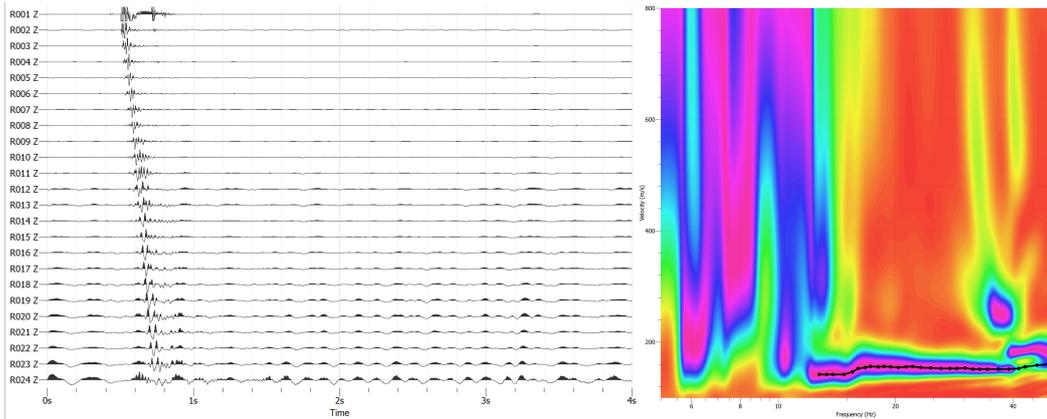


Figura A.7 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.712

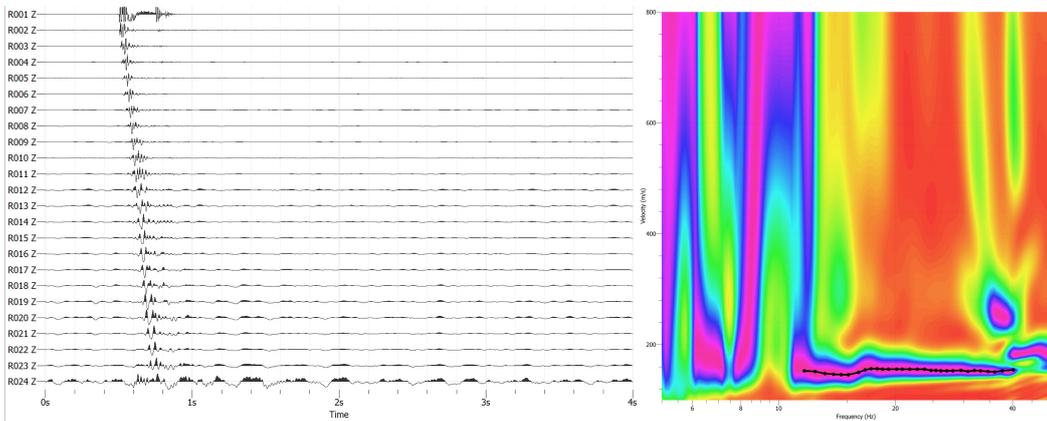


Figura A.8 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.713

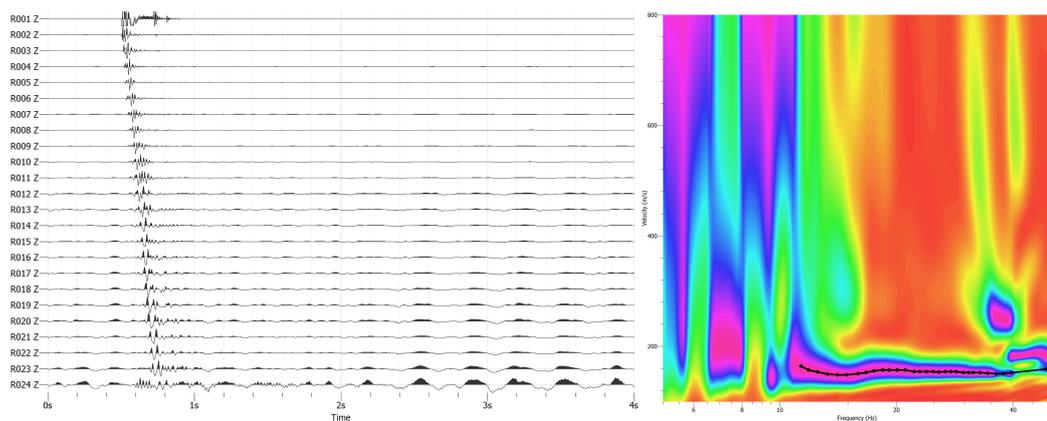


Figura A.9 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.714

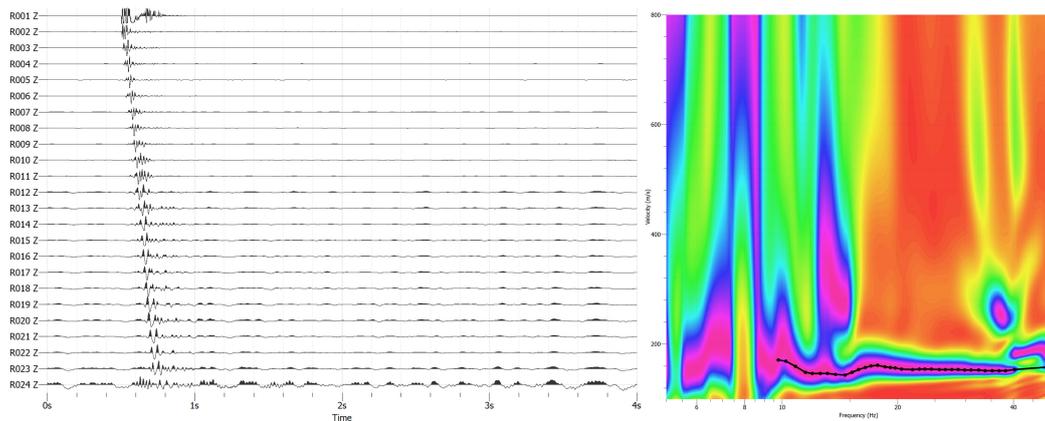


Figura A.10 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.715

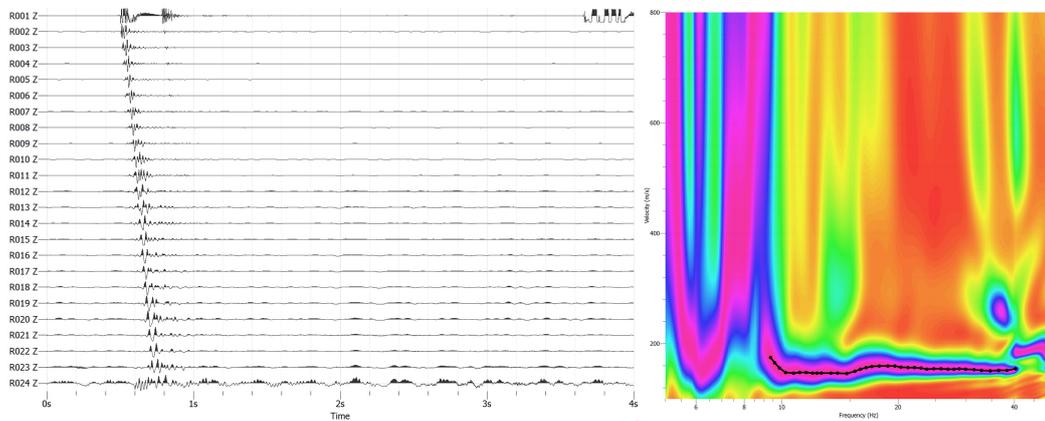


Figura A.11 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.716

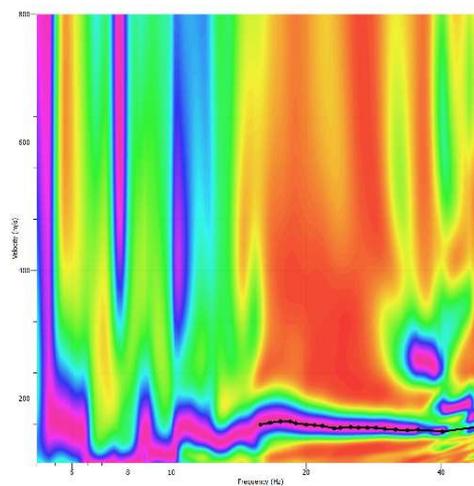


Figura A.12 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio forward

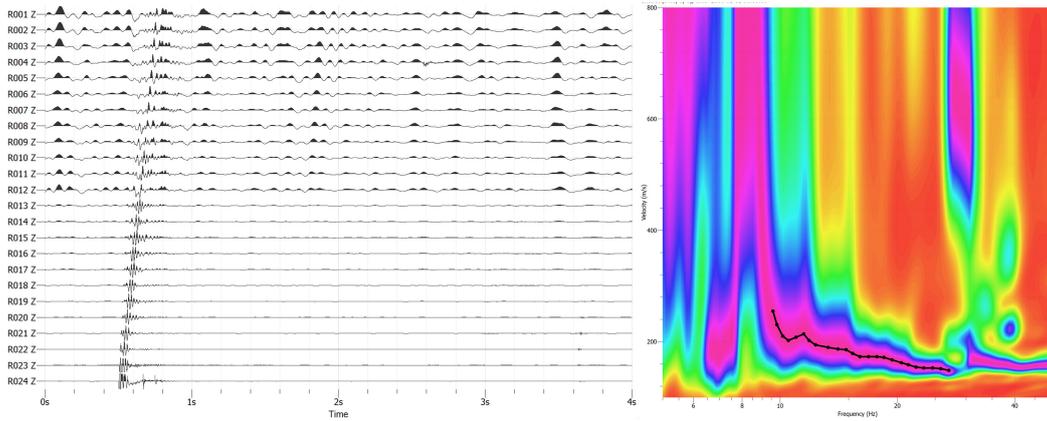


Figura A.13 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.718

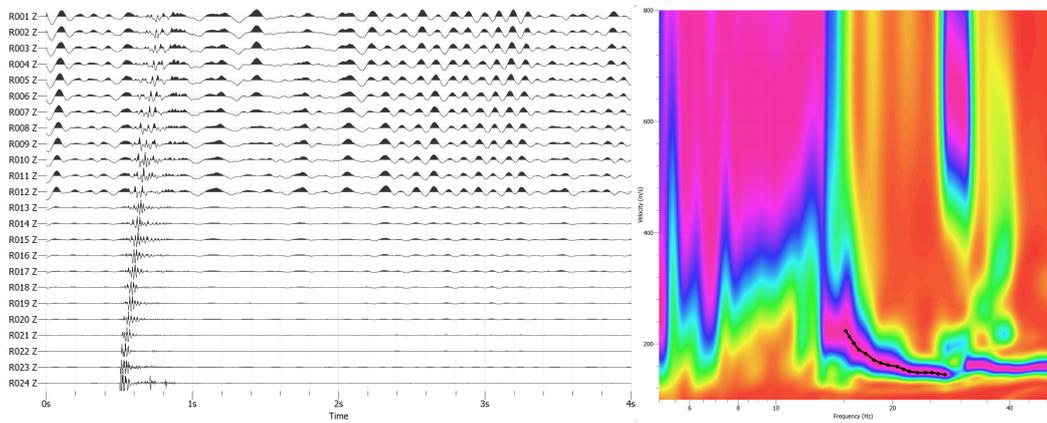


Figura A.14 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.719

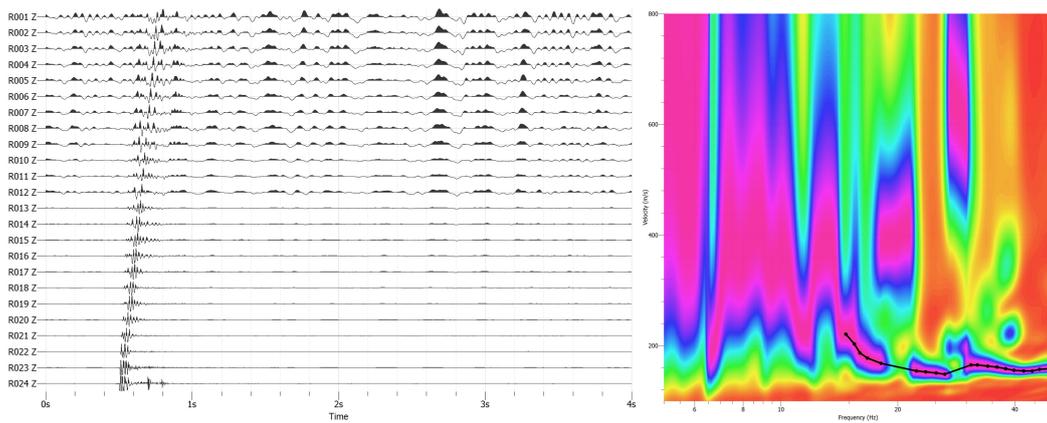


Figura A.15 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.720

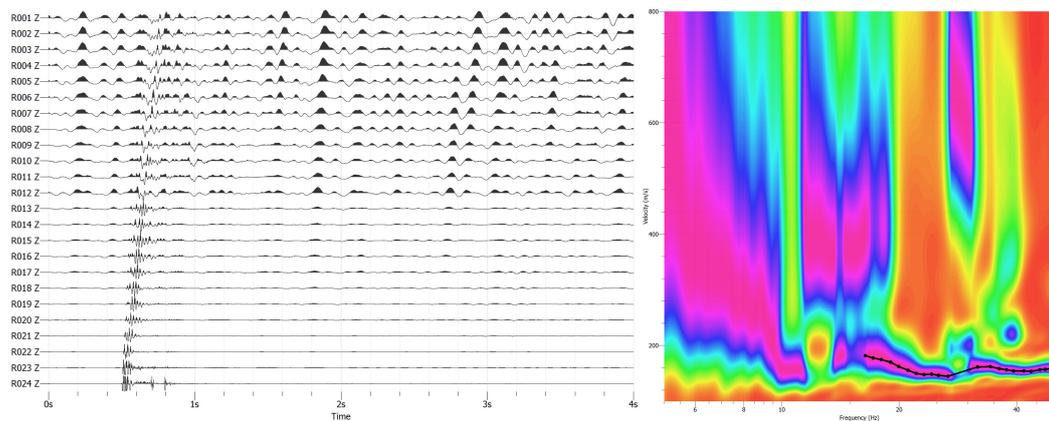


Figura A.16 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.721

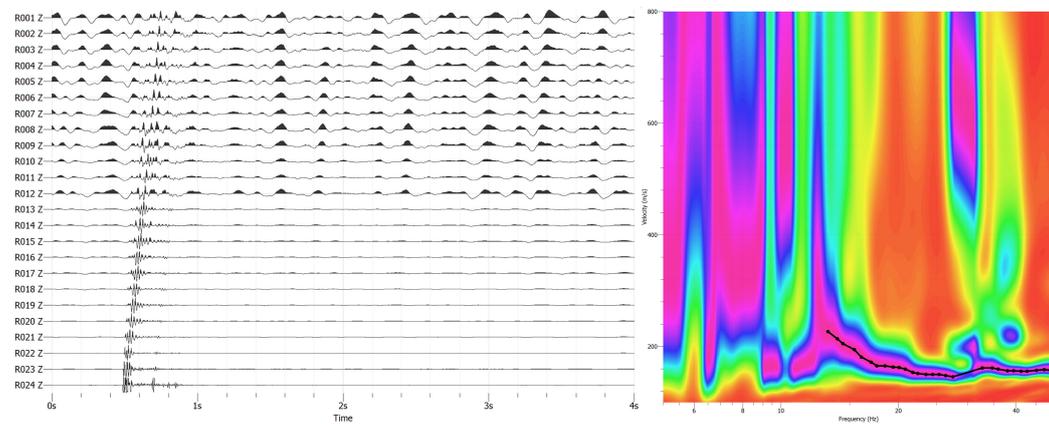


Figura A.17 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.722

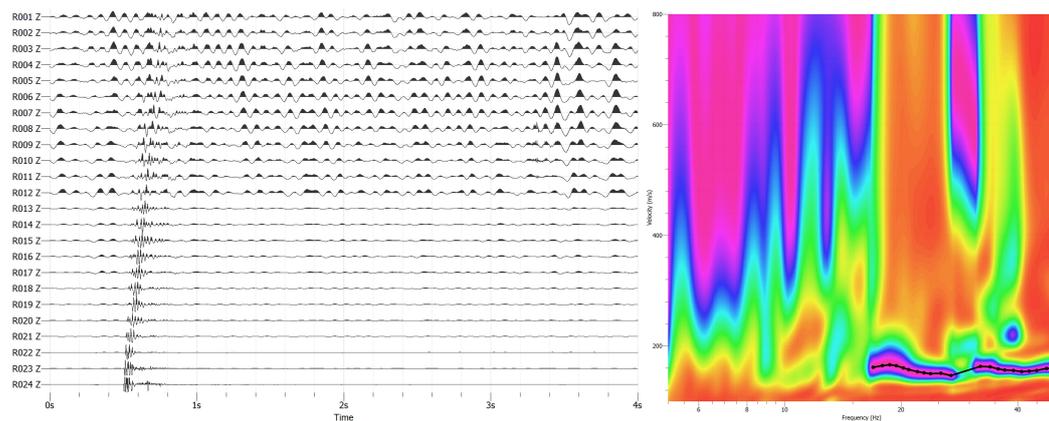


Figura A.18 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.723

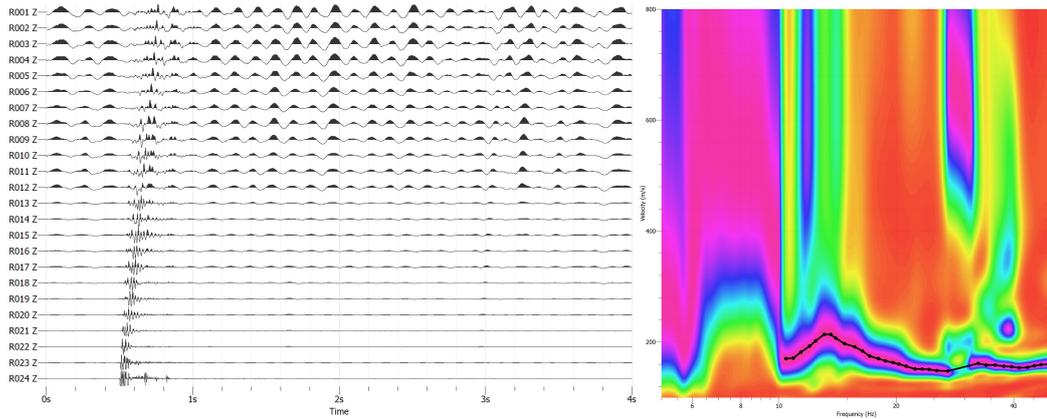


Figura A.19 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.724

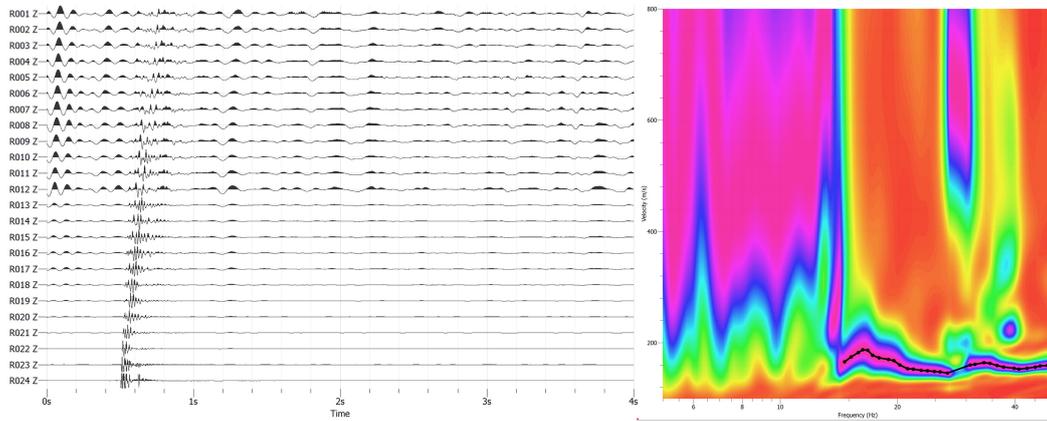


Figura A.20 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.725

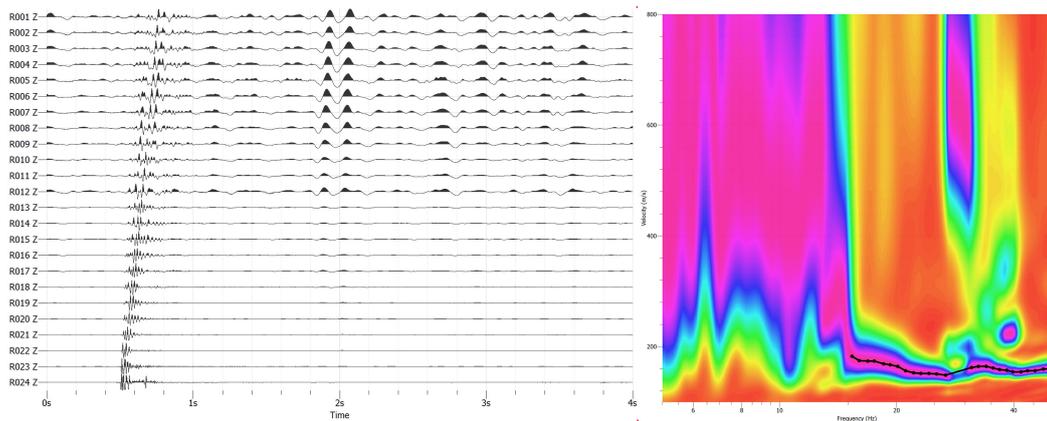


Figura A.21 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.726

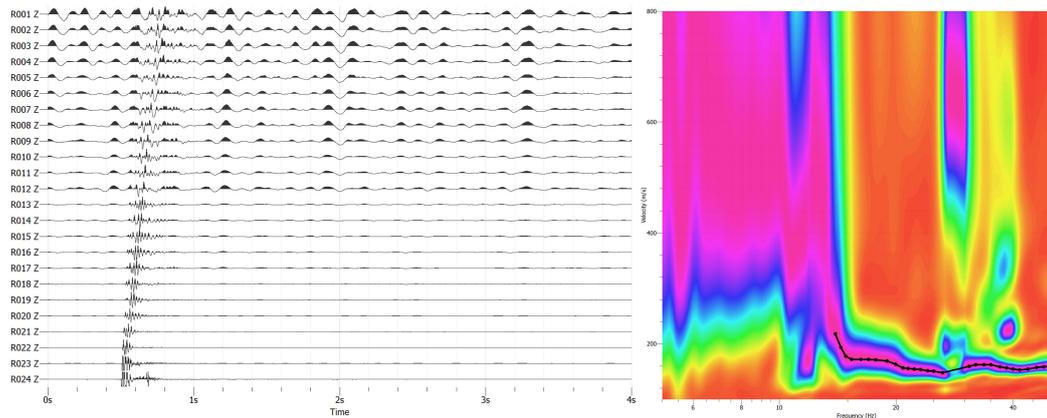


Figura A.22 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.727

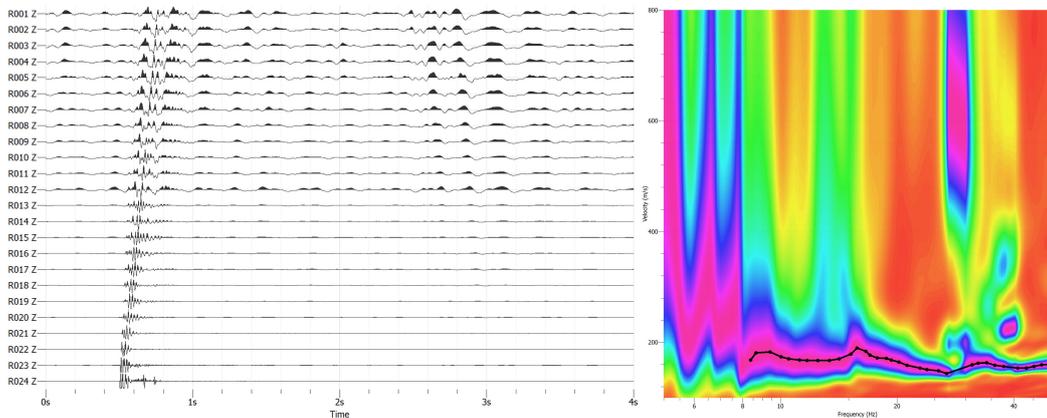


Figura A.23 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.728

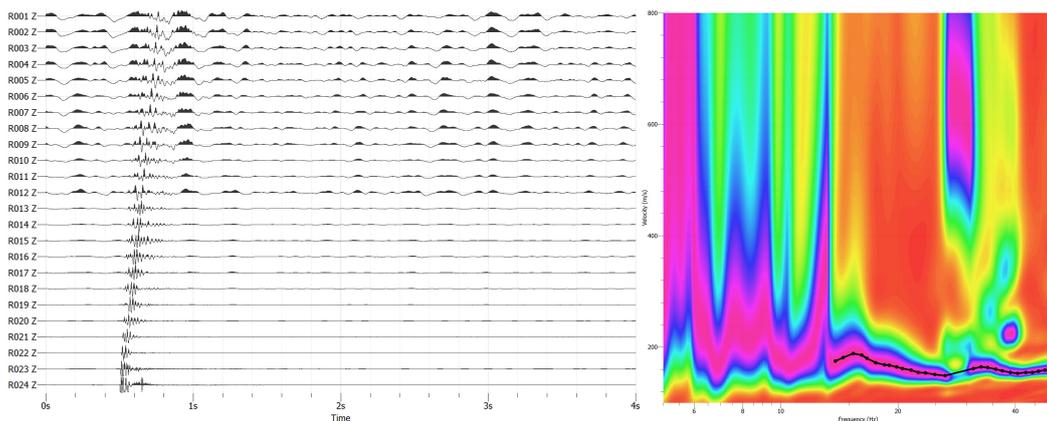


Figura A.24 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.729

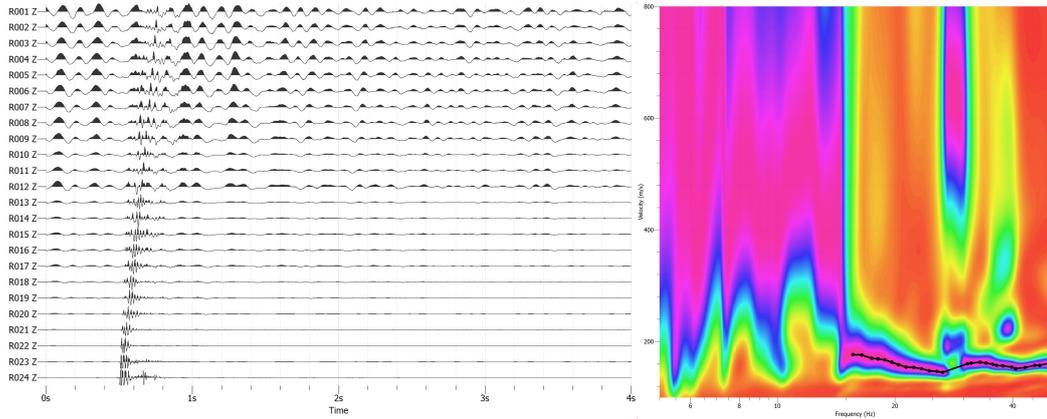


Figura A.25 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio n.730

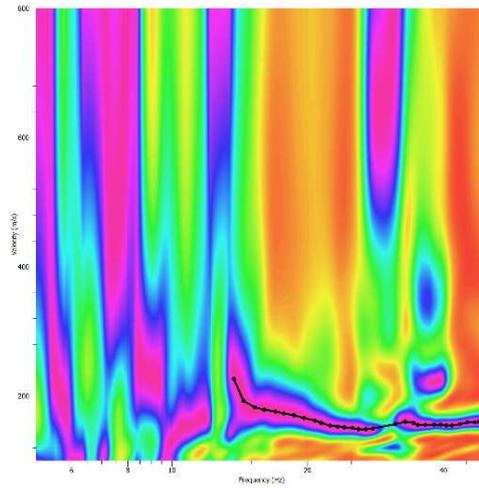


Figura A.26 Sismogramma, spettro velocità di fase-frequenza e relativo picking della curva di dispersione dello scoppio reverse

B. Allegato: Risultati indagine passive

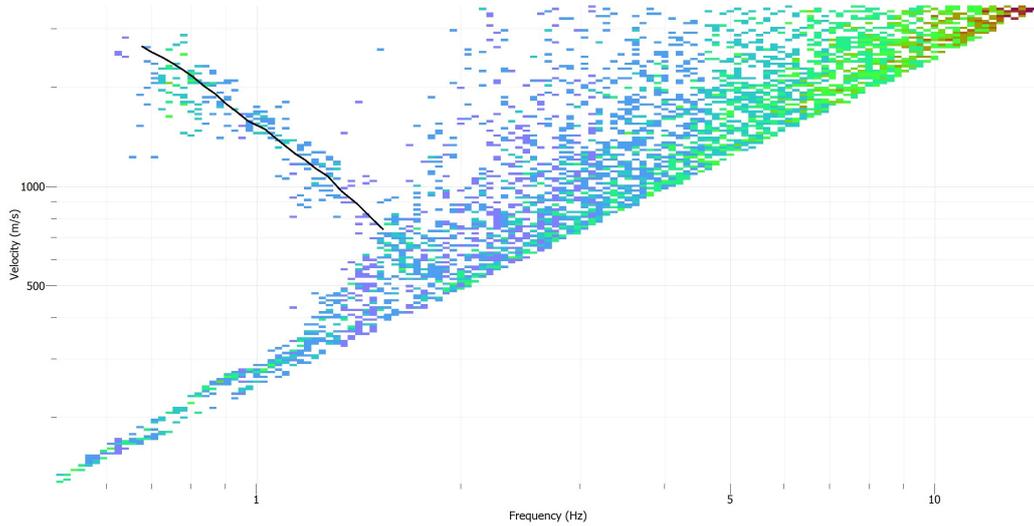


Figura B.1 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-LL e picking della curva di dispersione

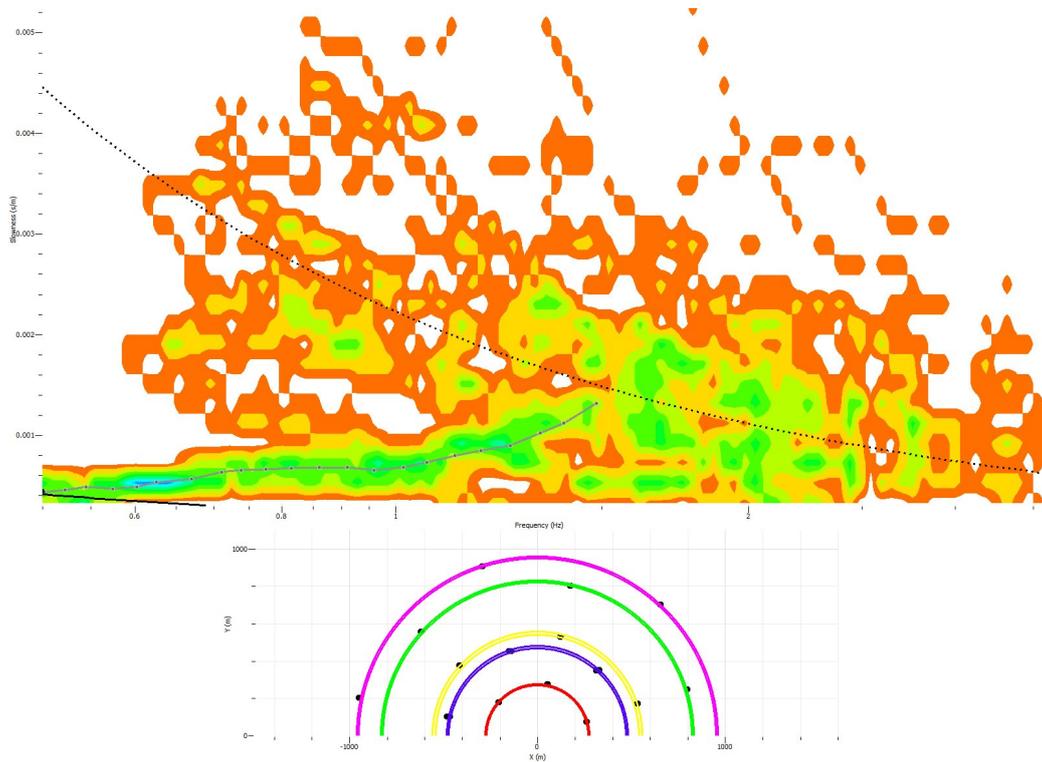


Figura B.2 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-LL, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi

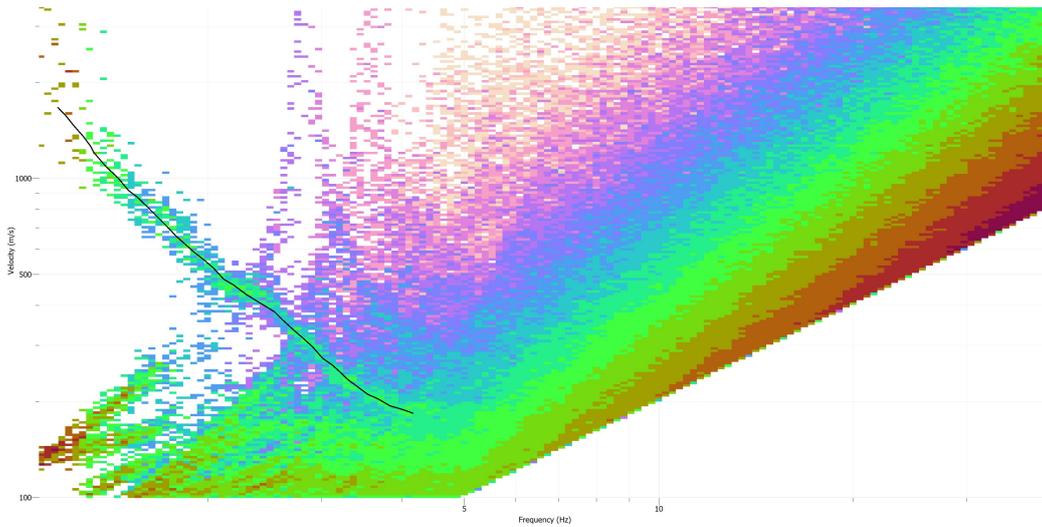


Figura B.3 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-M e picking della curva di dispersione

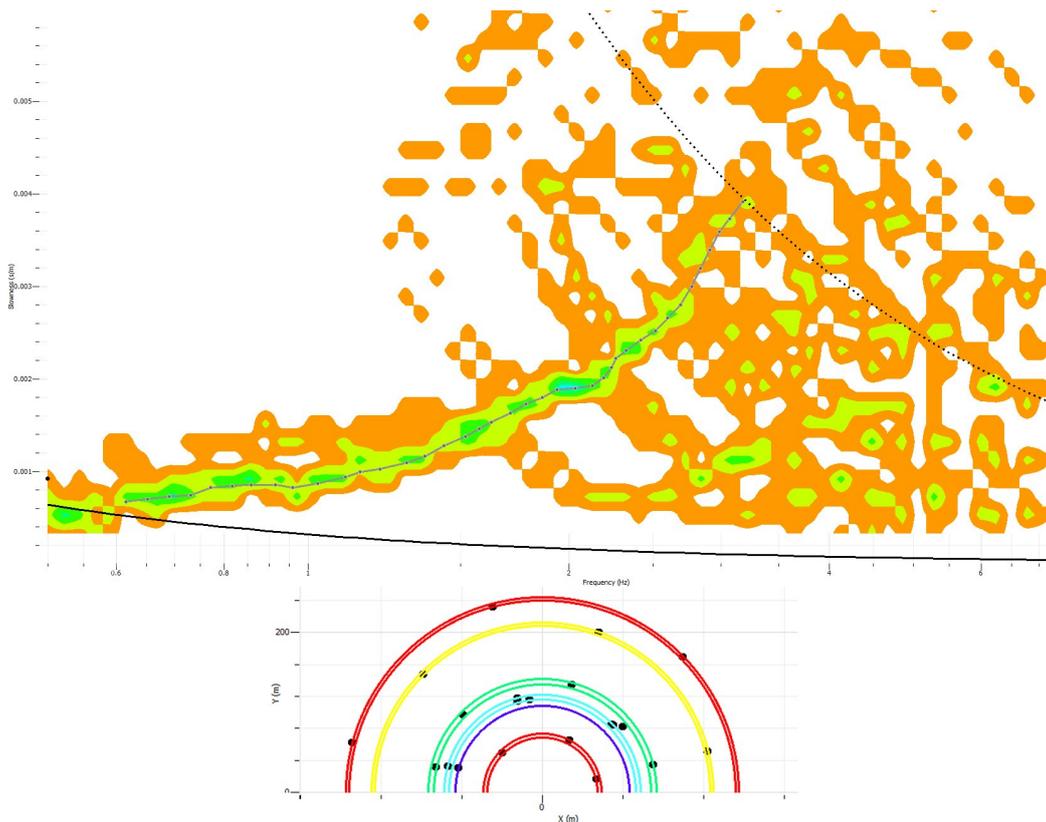


Figura B.4 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-M, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi

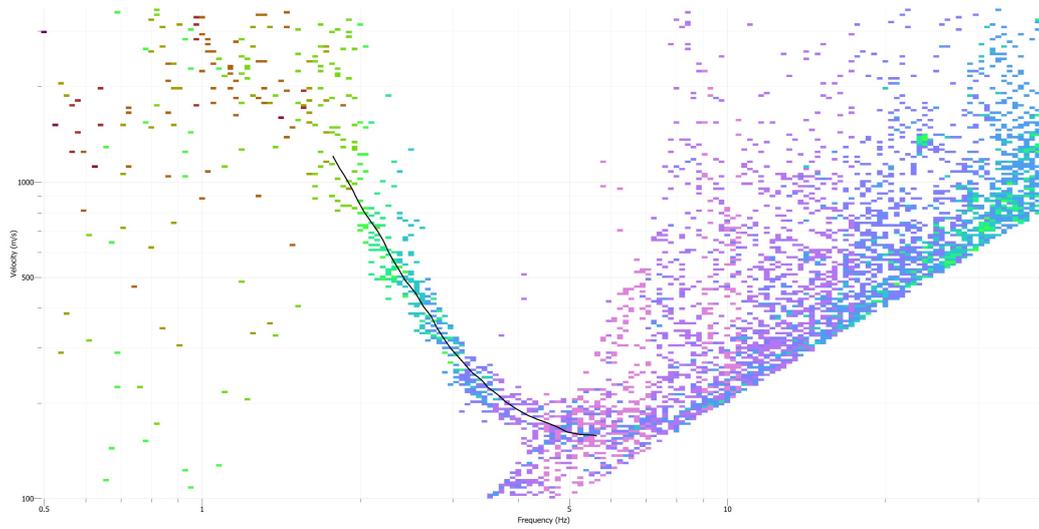


Figura B.5 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi *f-k* sull'array KUM-SM e picking della curva di dispersione

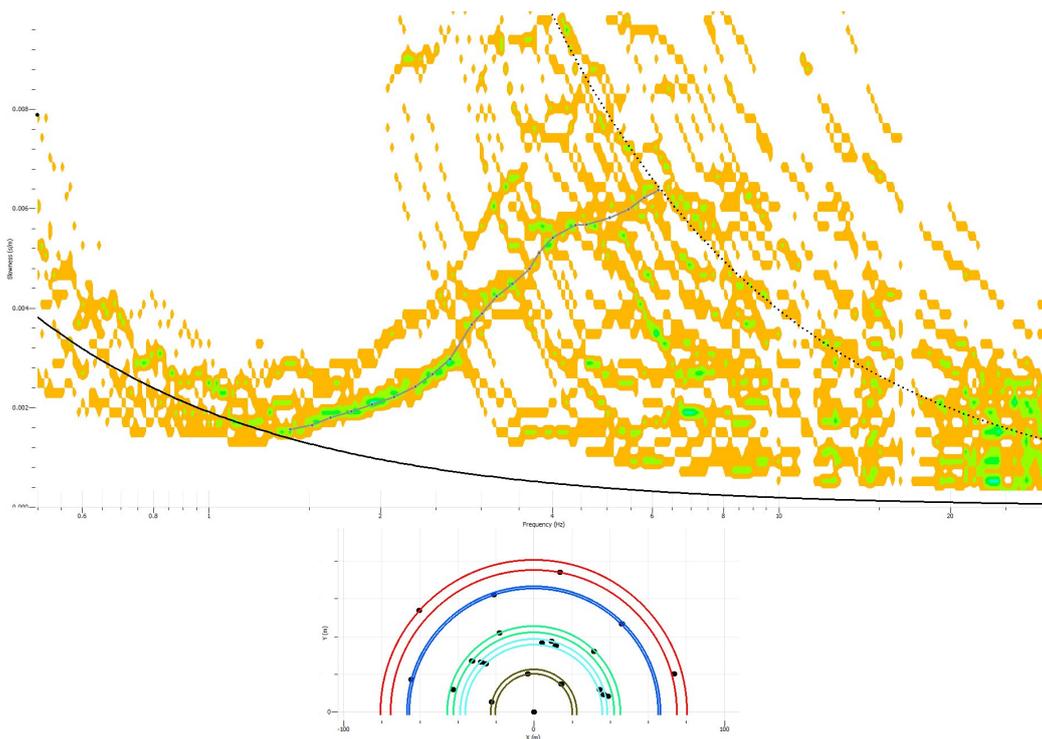


Figura B.6 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-SM, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi

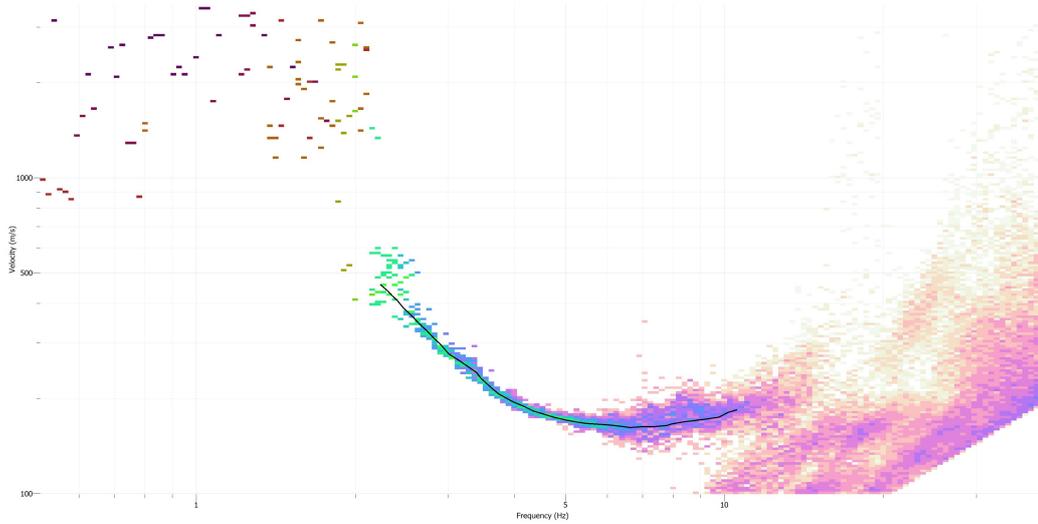


Figura B.7 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi f-k sull'array KUM-S e picking della curva di dispersione

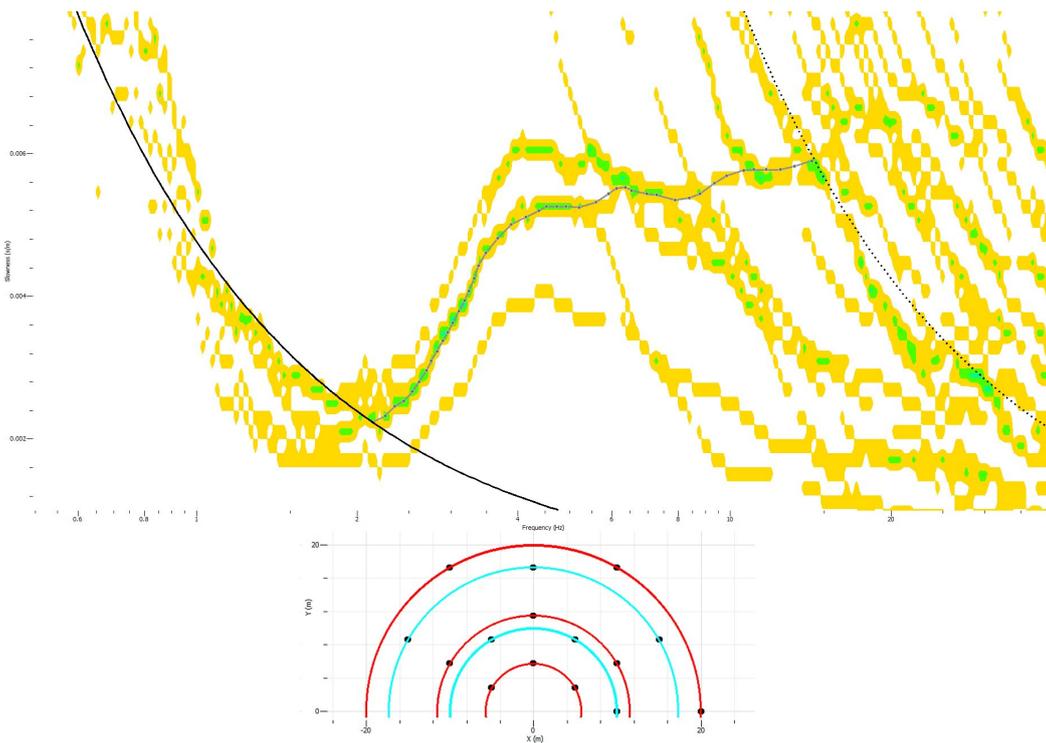


Figura B.8 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-S, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi

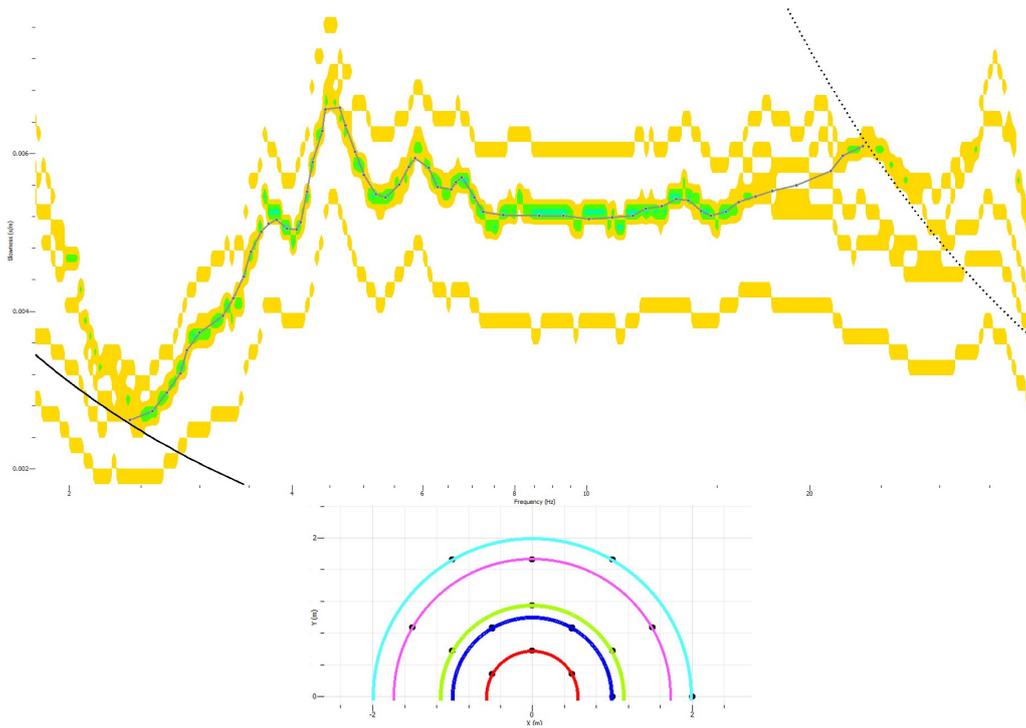


Figura B.9 Grafico di dispersione dei risultati dell'analisi SPAC sull'array KUM-SS1, picking della curva di dispersione e mappa co-array con ring usati nell'analisi

Tabella B.1 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-LL

KUM-LL					
N.2		N.3		N.4	
f ₀ [Hz]	1.28050	f ₀ [Hz]	1.18945	f ₀ [Hz]	1.34091
Amplitude [-]	7.65465	Amplitude [-]	5.08047	Amplitude [-]	5.49074
N.5		N.6		N.7	
f ₀ [Hz]	1.26875	f ₀ [Hz]	1.34710	f ₀ [Hz]	1.33474
Amplitude [-]	6.80744	Amplitude [-]	7.47269	Amplitude [-]	4.48854

Tabella B.2 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-SM

KUM-SM					
N.2		N.3		N.4	
f ₀ [Hz]	1.25132	f ₀ [Hz]	1.28050	f ₀ [Hz]	1.33474
Amplitude [-]	5.86030	Amplitude [-]	6.16813	Amplitude [-]	5.98075
N.5		N.6		N.7	
f ₀ [Hz]	1.22846	f ₀ [Hz]	1.30433	f ₀ [Hz]	1.34091
Amplitude [-]	6.20239	Amplitude [-]	6.05405	Amplitude [-]	5.25966

Tabella B.3 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-S

KUM-S					
N.2		N.3		N.4	
f ₀ [Hz]	1.12544	f ₀ [Hz]	1.06979	f ₀ [Hz]	1.22281
Amplitude [-]	7.36257	Amplitude [-]	7.93008	Amplitude [-]	7.24368
N.5		N.6		N.7	
f ₀ [Hz]	1.10488	f ₀ [Hz]	1.10488	f ₀ [Hz]	1.10998
Amplitude [-]	7.85537	Amplitude [-]	7.76016	Amplitude [-]	7.43378

Tabella B.4 Frequenza di risonanza e ampiezza del picco delle curve di ellitticità degli strumenti dell'array KUM-SS1

KUM-SS1					
N.2		N.3		N.4	
f ₀ [Hz]	1.09474	f ₀ [Hz]	1.13466	f ₀ [Hz]	1.11312
Amplitude [-]	7.40969	Amplitude [-]	7.81133	Amplitude [-]	7.76209
N.5		N.6		N.7	
f ₀ [Hz]	1.09198	f ₀ [Hz]	1.10250	f ₀ [Hz]	1.10250
Amplitude [-]	7.61624	Amplitude [-]	7.64177	Amplitude [-]	7.25460

C. Allegato: Caratterizzazione sismica del sito di Kumamoto (Giappone)

Tabella C.1 Curva di dispersione sperimentale finale del sito d'indagine di Kumamoto (cortesia Prof. Comina)

Frequency [Hz]	Velocità [m/s]	std [-]	Frequency [Hz]	Velocità [m/s]	std [-]
0.9542	1600.6	153.5347	18.9672	158.1	7.9042
1.106	1359.8	309.4808	19.7474	155	7.7488
1.2929	1051.4	235.3118	20.5	154.8	7.7375
1.6942	619.4	76.3387	21.2323	153.2	7.6604
2.1847	466.7	46.7483	21.9922	153.4	7.6688
2.596	368.3	30.8296	22.7422	151.9	7.5969
2.6057	366.3	52.4554	23.4833	151.3	7.565
3.0484	271	25.978	24.2578	151.9	7.5938
3.4659	225.4	11.2685	25.131	151.6	7.5786
3.9114	199.6	13.703	26	151	7.55
4.6256	178	8.9021	26.75	151.1	7.5545
5.656	174.7	8.7375	27.5	150.4	7.5212
6.4534	174.4	8.9968	28.25	149.5	7.4766
7.1862	181.2	12.4251	29	149.1	7.453
7.9527	183.3	9.163	29.75	149.2	7.4591
8.7543	184.2	9.3603	30.5	149	7.4515
9.536	183.3	9.1637	31.25	148.7	7.4364
10.3199	179.3	8.9654	32.125	148	7.4011
11.1484	172.2	8.6083	33.0078	148.9	7.4438
11.9851	171.8	8.8646	33.75	149.2	7.4576
12.7596	169.2	8.5594	34.5	149.5	7.4773
13.5019	163.7	7.8831	35.25	149.3	7.4667
14.3347	160	8.0012	35.9808	148.1	7.4038
15.1119	159.3	7.9661	36.75	147	7.35
15.8346	158.9	7.9463	37.5147	146.8	7.3412
16.5064	159.2	7.9578	38.2344	147.6	7.3781
17.276	159.2	7.9606	39.0781	148.8	7.4406
18.1022	158.6	7.9291			

Tabella C.2 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 1 al 11), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)

Profilo	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
misfit	0.16	0.17	0.20	0.20	0.20	0.21	0.21	0.21	0.22	0.22	0.22
V_s [m/s]	135	132	122	140	111	128	133	131	129	131	126
	162	165	168	169	165	164	169	162	163	164	166
	277	260	263	276	238	267	239	245	238	267	230
	151	149	153	143	145	146	143	155	158	147	148
	331	330	338	361	287	314	339	335	326	341	320
	358	373	397	420	368	377	372	361	346	411	373
	757	755	690	774	713	676	721	607	567	797	661
	2052	2776	2208	2258	2304	1604	2029	2348	2167	3127	1632
Spessore [m]	0.5	0.7	0.6	1.0	0.4	0.6	0.9	0.6	0.5	0.7	0.7
	6.4	6.0	6.5	7.0	6.0	6.0	5.9	5.7	5.8	6.1	5.6
	4.6	5.5	5.3	5.3	6.2	4.8	5.8	5.1	4.8	5.3	6.1
	10.2	9.6	10.5	9.4	7.3	9.1	8.7	10.3	10.4	10.2	8.6
	19.8	21.3	20.5	23.0	19.2	18.9	21.2	18.4	18.2	21.9	19.8
	20.1	20.2	21.1	24.8	20.0	19.0	18.6	19.3	18.0	22.2	18.3
	20.5	27.9	20.9	21.4	20.6	26.2	26.1	24.5	18.0	23.8	18.6
	40.5	47.9	40.9	41.4	40.6	46.2	46.1	44.5	38.0	43.8	38.6

Tabella C.3 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 12 al 22), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)

Profilo	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
misfit	0.22	0.23	0.23	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.26	0.26	0.27
V_s [m/s]	137	122	132	134	136	133	136	115	124	108	137
	165	165	162	168	162	166	168	166	170	170	161
	267	250	243	261	239	243	253	242	265	246	253
	148	141	145	151	163	158	146	151	143	143	158
	365	326	332	365	328	314	339	339	369	288	348
	398	356	351	376	382	377	400	373	407	374	403
	612	579	654	693	665	794	686	712	652	631	659
	2625	2076	2218	2701	2526	2817	2116	2703	2239	2382	1868
Spessore [m]	0.7	0.5	0.5	0.9	0.7	0.8	0.8	0.6	0.6	0.6	0.6
	6.3	6.1	5.7	6.4	5.5	5.5	5.9	5.6	7.0	6.2	6.0
	5.6	6.0	5.8	5.5	5.4	4.8	5.4	6.4	5.5	5.4	5.1
	10.0	8.1	8.6	9.7	10.8	9.7	9.7	10.0	9.4	7.8	11.0
	22.8	19.4	19.4	26.2	19.4	21.1	22.8	19.9	20.7	17.9	20.2
	21.8	20.0	21.8	21.7	20.6	23.2	20.6	18.9	28.2	22.9	21.0
	28.8	18.8	18.3	20.2	23.8	27.0	20.9	22.3	24.6	18.9	23.2
	48.8	38.8	38.3	40.2	43.8	47.0	40.9	42.3	44.6	38.9	43.2

Tabella C.4 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 23 al 33), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)

Profilo	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
misfit	0.27	0.27	0.44	0.48	0.51	0.55	0.62	0.6555	0.58	0.59	0.67

Vs [m/s]	126	128	154	158	163	154	177	160	154	156	160
	163	168	165	202	212	191	157	193	199	189	189
	253	232	233	196	172	199	231	182	175	206	219
	150	158	142	178	237	194	146	230	216	190	202
	310	315	276	341	372	317	337	360	361	349	336
	353	367	322	390	410	390	384	429	437	433	555
	723	740	625	651	736	675	528	804	460	413	546
	1974	1737	1289	1722	2635	2234	2655	2463	2136	1374	1666

Spessore [m]	0.5	0.9	1.2	3.7	5.1	3.4	1.1	4.4	3.5	3.0	4.0
	6.0	5.7	4.7	5.5	8.3	5.0	5.3	5.7	10.1	5.2	5.9
	5.9	5.4	6.4	5.7	7.0	7.0	6.2	8.2	5.1	9.0	7.0
	8.6	9.3	6.7	10.2	8.7	9.9	8.2	11.2	9.4	10.2	12.2
	17.7	19.1	15.3	14.6	21.6	15.7	14.8	17.9	12.1	10.3	17.3
	20.7	18.5	16.1	21.2	20.7	19.2	25.9	21.6	16.6	20.2	13.4
	25.4	22.1	17.8	26.6	32.0	30.8	29.0	27.1	29.6	14.0	26.5
	45.4	42.1	37.8	46.6	52.0	50.8	49.0	47.1	49.6	34.0	46.5

Tabella C.5 Migliori 45 profili stratigrafici del deposito di terreno del sito d'indagine di Kumamoto (dal 34 al 45), e relativo valore di misfit (cortesia Prof. Comina)

Profilo	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
misfit	0.76	0.78	0.78	0.80	0.85	0.88	0.89	0.91	0.91	0.96	1.00	1.00

Vs [m/s]	145	153	155	156	211	151	148	152	150	152	176	160
	164	200	169	184	231	188	186	188	188	177	152	167
	193	184	220	195	176	180	193	187	213	231	191	221
	163	215	194	170	147	175	211	204	207	180	185	194
	320	370	274	347	355	315	273	363	315	296	257	266
	310	540	435	559	553	460	330	490	349	511	384	549
	415	374	349	372	330	399	402	519	481	428	443	391
	2186	2436	1815	2669	1330	2082	1496	2410	1843	2607	1588	1640

Spessore [m]	0.8	3.0	2.2	3.0	2.2	2.7	2.3	2.3	2.7	3.2	0.9	2.1
	4.5	7.7	5.1	5.1	5.4	6.2	5.5	5.6	6.6	5.1	4.1	6.0
	6.2	9.4	4.8	7.8	5.4	5.8	7.7	10.0	4.7	7.1	5.9	5.6
	9.5	9.9	10.6	10.7	10.1	8.3	9.8	12.5	14.1	11.6	11.3	9.9
	8.9	11.8	15.6	12.5	12.8	12.7	10.3	10.0	10.6	10.2	11.3	15.6
	17.6	25.6	14.4	14.2	26.9	32.5	9.6	14.7	15.6	23.1	13.1	23.0
	18.8	16.7	14.3	13.9	11.6	12.7	16.3	29.1	14.1	13.5	11.6	15.9
	38.8	36.7	34.3	33.9	31.6	32.7	36.3	49.1	34.1	33.5	31.6	35.9

D. Allegato: Risposta sismica locale del sito di Kumamoto (Giappone)

Tabella D.1 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T1

Test data (Campione T1)			Curva decadimento (Campione T1)			
γ [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.00192	0.988	1.7	0.0001	0.999003875	1.700827355	0.020857897
0.00338	0.982	1.9	0.0003	0.997046603	1.708525333	0.062451096
0.00531	0.982	1.6	0.001	0.990533532	1.733009263	0.206810477
0.00863	0.935	1.9	0.003	0.974276167	1.790348568	0.610248454
0.0153	0.897	1.9	0.01	0.933101885	1.917641486	1.948194986
0.0265	0.859	2.3	0.03	0.855085217	2.175366487	5.355919089
0.046	0.805	2.8	0.1	0.585650326	3.886477832	12.22761465
0.0798	0.717	3.5	0.3	0.232595326	7.417745005	14.56886075
0.141	0.609	4.7	0.7	0.101748382	9.079606227	14.87061423
0.26	0.48	6.2	1	0.071448286	9.501326023	14.9174698
0.53	0.328	8.3	3	0.023910337	10.20673605	14.97649893
1.46	0.174	10.9	7	0.010256802	10.42706718	14.99040568
			10	0.007181176	10.47902453	14.99335884

Tabella D.2 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T2

Test data (Campione T1)			Curva decadimento (Campione T2)			
γ [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.00194	0.999	1.9	0.0001	0.999622197	1.900107561	0.114890319
0.00455	0.99	2.1	0.0003	0.999274851	1.900777824	0.344551191
0.00719	0.986	2	0.001	0.998476303	1.902598539	1.147586169
0.0114	0.96	2	0.003	0.996501536	1.908152572	3.435949485
0.0198	0.943	2.1	0.01	0.98835601	1.93539362	11.35954537
0.0335	0.922	2.3	0.03	0.927116523	2.225473795	31.96709114
0.0558	0.887	2.5	0.1	0.384152786	5.577859431	44.15211682
0.0878	0.84	2.9	0.3	0.129921632	7.132843518	44.79713764
0.134	0.789	3.5	0.7	0.055833248	7.585294741	44.91986885
0.196	0.72	4.1	1	0.039105051	7.689538007	44.94489863
0.27	0.66	4.7	3	0.013045816	7.85644315	44.9821316
0.383	0.587	5.6	7	0.00559234	7.906613151	44.9924025
0.619	0.48	6.9	10	0.003914837	7.918282705	44.99469132
1.04	0.369	8.5				
2.22	0.219	9.9				

Tabella D.3 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T3

Test data (Campione T3)			Curva decadimento (Campione T3)			
γ [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.00152	0.985	1.7	0.0001	0.998033959	1.707561697	0.038204557
0.00228	0.963	1.9	0.0003	0.994143457	1.779042774	0.114166887
0.00363	0.944	2	0.001	0.980944801	2.018459029	0.37550387
0.00611	0.92	2.2	0.003	0.946417719	2.649940092	1.086860899
0.0107	0.868	2.9	0.01	0.85209435	4.396512734	3.261801539
0.0207	0.764	4.2	0.03	0.692683446	7.479403512	7.95473857
0.0434	0.584	7	0.1	0.471826867	12.14175008	18.06144588
0.075	0.44	10.3	0.3	0.289660575	16.38675743	33.26446097
0.268	0.153	21.3	0.7	0.183003112	18.10372215	49.03727889
0.861	0.06	19.7	1	0.147447542	18.0717672	56.44264842
2.03	0.049	13.3	3	0.068331829	14.7079779	78.47189626
			7	0.033456377	9.576583198	89.64927738
			10	0.024122932	7.197717998	92.34213992

Tabella D.4 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T4

Test data (Campione T4)			Curva decadimento (Campione T4)			
γ [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.00152	0.996	2.1	0.0001	0.998723986	2.102344313	0.208098345
0.00246	0.982	1.9	0.0003	0.996213684	2.12432954	0.622725862
0.00399	0.965	2.1	0.001	0.987828563	2.195832423	2.058281283
0.0068	0.933	2.3	0.003	0.966636804	2.371893723	6.042375717
0.0121	0.891	3	0.01	0.910285216	2.825782832	18.96708692
0.0224	0.824	4	0.03	0.785998125	4.146866039	49.1321659
0.042	0.717	5.9	0.1	0.417421664	12.0375221	86.97573942
0.0937	0.503	10.1	0.3	0.15082938	21.31471736	94.28233837
1.08	0.058	22.9	0.7	0.065345055	24.18413596	95.30899985
7.19	0.013	9.4	1	0.045823821	23.50858301	95.48044799
			3	0.015310657	15.70857952	95.70579506
			7	0.006565503	9.710099563	95.76112012
			10	0.004596423	7.940689767	95.77301944

Tabella D.5 Test data dalla prova triassiale ciclica (da Oyo Corporation, 2020), e curva di decadimento (Modello di DEEPSOIL GQ/H) del campione di terreno T5

Test data (Campione T5)			Curva decadimento (Campione T5)			
γ [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.00176	0.992	1.6	0.0001	0.995012728	1.60142294	0.114360535
0.00272	0.991	1.6	0.0003	0.991568656	1.606983301	0.341894085
0.00407	0.974	1.6	0.001	0.986649159	1.613631376	1.13399279
0.00636	0.971	1.6	0.003	0.979481249	1.630078277	3.377263329
0.0107	0.951	2.1	0.01	0.960097381	1.703262829	11.03475838
0.0187	0.915	2.4	0.03	0.879349299	2.185990688	30.3200714
0.0338	0.868	3	0.1	0.431986565	6.867434389	49.64983196
0.0636	0.781	4.1	0.3	0.150490401	10.96367408	51.88927436
0.125	0.659	5.9	0.7	0.064969362	12.31673729	52.27020251
0.273	0.49	8.5	1	0.04554276	12.48297928	52.34399798
0.946	0.23	13	3	0.015211826	11.91382089	52.45056064
			7	0.006522907	11.26711784	52.4791474
			10	0.004566584	11.06662433	52.48545937

Tabella D.6 Curve di decadimento delle argille PI=25 (da Darendeli, 2001)

Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.0001	0.998389245	0.910293188	0.208028596
0.0003	0.995191935	0.956841124	0.622087174
0.001	0.984247974	1.114370344	2.050820616
0.003	0.954922366	1.541751694	5.969149623
0.01	0.869920624	2.812741664	18.12603323
0.03	0.712013201	5.363313592	44.50742261
0.1	0.47277128	9.911141425	98.50861909
0.3	0.270315739	15.01067483	168.9723844
0.7	0.156639734	18.51520389	228.4668123
1	0.120958448	19.57724403	252.0341265
3	0.049504168	20.93598951	309.4469215
7	0.02298231	21.03797169	335.2083756
10	0.016415575	21.06914306	342.0418564

Tabella D.7 Curve di decadimento delle ghiaie (da Rollins, 1998)

Strain [%]	G/G0 [-]	Damping [%]	Shear Strength [kPa]
0.0001	0.996083053	0.958429941	0.207548069
0.0003	0.988335263	1.049611239	0.617801119
0.001	0.962175146	1.357783391	2.004828739
0.003	0.895768866	2.168270535	5.599385435
0.01	0.735954599	4.217791393	15.33466061
0.03	0.526021347	7.148897112	32.88120833
0.1	0.306652525	10.87478658	63.89541415
0.3	0.161449755	14.48661647	100.9210569
0.7	0.089054586	16.62665035	129.8905262
1	0.06754062	17.11354261	140.7304863
3	0.026467253	17.1363957	165.4448529
7	0.012045167	16.69507706	175.6847338
10	0.008557439	16.57196836	178.3064037

Tabella D.8 "Best profile" discretizzato, per la valutazione della risposta sismica non lineare del sito della stazione accelerometrica di Kumamoto (Giappone)

Spessore [m]	Unità di volume, γ [kN/m ³]	Velocità, V_s [m/s]
1	10.45	140
1.2	11.15	165
1.2	11.15	165
1.2	16.94	165
1.2	16.94	165
1.2	16.94	165
1.25	18.04	250
1.25	18.04	250
1.25	18.04	250
1.25	18.04	250
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	16.69	150
1	18.77	330
2	18.77	330
2	18.77	330
2	18.77	330
2	18.77	330
2.2	18.77	330
2.2	18.77	330
2.2	18.77	330
2.2	18.77	330
2.2	18.77	330
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
2.5	19.14	380
5.25	20.95	755
5.25	20.95	755
5.25	20.95	755
5.25	20.95	755

Bibliografia

- Aki K. (1957), "Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors", *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 335, pp. 415-456.
- Aki K. (1965), "A note on the use of microseismic in determining the shallow structures of the Earth's crust", *Geophysics*, 30, pp. 665-666.
- Aki K. & Richards P. G. (1980), "Quantitative Seismology: Theory and Methods", vol.1 & 2, *W.H Freeman & Co., San Francisco*.
- Albarello D., Castellaro S., "Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola".
- Asano K., Iwata T. (2016), "Source rupture processes of the foreshock and mainshock in the 2016 Kumamoto earthquake sequence estimated from the kinematic waveform inversion of strong motion data", *Earth, Planets and Space*, 68:147.
- Asten M. W. (2004), "Passive seismic methods using microtremor wave field", *ASEG extended abstracts, 17th Geophysical Conference and Exhibition, Sydney Melbourne: CSIRO Publishing*.
- Asten M. W., Yong A., Foti S., Hayashi K., Martin A., Stephenson W. J., Cassidy F. J., Coleman J. (2019), "A preliminary assessment of uncertainties attributed by analysts, array types and processing algorithms for microtremor observations", *the COSMOS Blind Trials, ASEG Extended Abstracts, 2019:1, pp. 1-4*.
- Ballard R. F. (1964), "Determination of soil shear moduli at depth by in situ vibratory techniques", *Waterways Experiment Station, Miscellaneous paper No. 4-691, December*.
- Barnes G. (2003), "Origins of the Japan Islands: The New "Big Picture"", *Japan Review, Retrieved February 25, 2020, 15, pp.3-50*.
- Bettig B., Bard P.-Y., Scherbaum F., Riepl J., Cotton F., Cornou C., Hatzfeld D. (2001), "Analysis of dense array measurements using the modified spatial auto-correlation method (SPAC)", *Application to Grenoble area., Boletin de Geofisica Teoria e Aplicata*, 42, 3-4, 281-304.
- Boiero D. (2009), "Surface wave analysis for building shear velocity models", *Doctoral dissertation, Ph. D. thesis, Politecnico di Torino*.
- Boiero D. (2011), "Surface wave analysis for building shear velocity models", *Geophysics*, 76 (2); p.227.
- Bolt B. (1973), "Duration of strong motion", *Proceedings of the 5th World Conference on Earthquake Engineering, Rome, Italy, Vol. 6D, Paper no. 292*.
- Bolt B. A. (1976), "Nuclear explosions and earthquakes. The parted veil".
- Bommer J.J., Martínez-Pereira A. (1999), "The effective duration of earthquake strong motion" *Journal of Earthquake Engineering, Vol. 3, No. 2, pp. 127-172*.
- Cardinale E. (2020), "Blind test per la determinazione del profilo di velocità delle onde di taglio a partire da dati di prove per onde superficiali per il sito di Kumamoto", *Tesi di laurea magistrale*.
- Chida N. (1992), "Active faults in Central Kyushu, Southwest Japan-Quaternary faulting along the Median Tectonic Line in Kyushu", *Mem Geol Soc Jpn* 40:39-51.

- Chimoto K., Yamanaka H., Tsuno S., Miyake H., Yamada N. (2016), "Estimation of shallow S-wave velocity structure using microtremore array exploration at temporary strong motion observation stations for aftershock of the 2016 Kumamoto earthquake", *Earth, Planets and Space*, 68(1), 206, pp. 1-10.
- Comina C., Foti S., Boiero D., Socco L. V. (2011), "Reliability of VS₃₀ evaluation from surface waves tests", *Journal of geotechnical and Geoenvironmental engineering*, vol. 137, 6, pp. 579-586.
- Comina C. (2019), comunicazione personale, *Università degli Studi di Torino*.
- Comina C., Cardinale E. (2019), comunicazione personale, *Università degli Studi di Torino*.
- Cubellis E. (2012), "Vulcanologia e sismologia: il Giappone e Napoli", *Il Giappone, Il torcoliere Officine Grafico-Editoriali d'Ateneo. Centro Interdipartimentali di Servizi, U.N.O., Roma-Napoli*, vol. XLVIII.
- Darendeli M. B. (2001), "Development of a New Family of Normalized Modulus Reduction and Material Damping Curves", *Department of Civil, Architectural and Environmental Engineering, The University of Texas, Austin, Texas*.
- European Commission (2004), "Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibration. Measurements, processing and interpretation", *SESAME European research project*.
- Field E. H., Jacob K. (1993), "The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise", *Geophys. Res. Lett.*, 20, pp. 2925-2928.
- Fitch T. J. (1972), "Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific", *Journal of Geophysical Research*, 77, pp. 4432-4460.
- Foti S. (2000), "Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves", PhD thesis.
- Foti S. (2002), "Numerical and experimental comparison between 2-station and multistation methods for spectral analysis of surface waves", *RIG*, 36(1), 11-22.
- Foti S., Comina C., Boiero D., (2007), "Reliability of combined active and passive surface wave methods", *Rivista Italiana di Geotecnica*, 41 (2), pp. 39-47.
- Foti S., Hollender F., Garofalo F., Albarello D., Asten M., Bard P.Y., Comina C., Cornou C., Cox B., Di Giulio G., Forbriger T., Hayashi K., Lunedei E., Martin A., Mercierat D., Ohrnberger M., Poggi V., Renalier F., Sicilia D., Socco V. (2017), "Guidelines for good practice of wave analysis: a product of the InterPACIFIC project", *Bull. Earthquake. Eng.* 16, pp. 2367-2420.
- Fujii J. NakaJima T., Kamata H. (2001), "Paleomagnetic directions of the Aso pyroclastic-flow and the Aso - 4 co - ignimbrite ash - fall deposits in Japan", *Earth Planets and Space*, 53, pp. 50-1137.
- Groholski D., Hashas Y., Kim B., Musgrove M., Harmon J., and Stewart J. (2016), "Simplified Model for Small-Strain Nonlinearity and Strength in 1D Seismic Site Response Analysis." *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, 10.1061/(ASCE)GT.1943-5606.0001496, 04016042.

- Gruppo di lavoro MS (2008), “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica”, *Conferenza delle Regioni e delle Province autonome - Dipartimento della protezione civile, Roma, 3 vol. e Dvd.*
- Hashash Y.M.A., Musgrove M.I., Harmon J.A., Ilhan O., Xing G., Groholski D.R., Phillips C.A., and Park D. (2020) “DEEPSOIL 7.0, User Manual”. *Urbana, IL, Board of Trustees of University of Illinois at Urbana-Champaign.*
- Hoshizumi H., Ozaki M., Miyazaki K., Toshimitsu S., Uto K., Uchiumi S., Komazawa M., Hiroshima T., Sudo S. (2004), “Geological Map of Japan 1:200000, Kumamoto”, *Geological Survey of Japan, AIST.*
- Hunter J. A. (2003), “Some observations of Vp, Vs, depth and porosity from boreholes in water-saturated unconsolidated sediments”. *Proc. SAGEEP 2003, San Antonio, 650 – 661.*
- Ishizaka S., Iwasaki Y., Watanabe K., Iwauchi A., Taziri M., (1995), “Subsidence rate and sediments of the last interglacial epoch in the Kumamoto Plain, Japan”, *Quat Res, pp. 335-344.*
- Isozaki Y., Maruyama S. (1991), “Studies on Orogeny Based on Plate Tectonics in Japan and New Geotectonic Subdivision of the Japan Islands”, *Chigaku zasshi 100:5, pp. 697-761.*
- Khamehchiyan M., & Iwao Y. (1994), “Geotechnical properties of Ariake clay in Saga plain-Japan”, *Doboku Gakkai Ronbunshu, 505, pp. 11-18.*
- Kobayashi T. (1941), “The Sakawa Orogenic Cycle and its Bearing on the Origin of the Japanese Islands”, *Journal of the Faculty of Science, Imperial University of Tokyo 2:5, pp. 219-578.*
- Konder R. L., Zelasko J. S. (1963) “A hyperbolic stress-strain formulation of sands.” *Proceedings of the 2nd Pan American Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Sao Paulo, Brasil, 289-324.*
- Konno K., Ohmachi T. (1998), “Ground motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremors”, *Bull. seism. Soc. Am., 88-1, 228-241.*
- Lancellotta R. (2012), “Geotecnica”, *Quarta edizione, Zanichelli.*
- Lanzo G., Silvestri F. (1999) “Risposta sismica locale: teoria ed esperienze”, *Hevelius, Benevento.*
- Lai C.G., Foti S., Godio A., Rix G. J., Sambuelli L., Socco V. (2000), “Caratterizzazione geotecnica dei terreni mediante l’uso di tecniche geofisiche”, *Rivista Italiana di Geotecnica, Pubblicazione speciale, (3), pp. 99-118.*
- Lamb H. (1904), “On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid”, *Philos. Trans., vol. CCIII, pp. 1-42.*
- McMechan G. A., Yedlin M. J. (1981), “Analysis of dispersive waves by wave field transformation”, *Geophysics, 46, 869-874.*
- Meyerhof G.G. (1965), “Shallow foundations”, *Journal of the Soil Mechanics and Foundations Division, ASCE91 (SM2), 21-31*
- Mucciarelli M., Gallipoli M. R. (2004), “The HVSR technique from microtremor to strong motion: empirical and statistical considerations”, *In Proc. of 13th World Conference of Earthquake Engineering, Vancouver, BC, Canada, Paper, 45.*

- Nakamura Y. (1989), "A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Sub-surface Using Microtremor on the Ground Surface", *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, 30, pp. 25-33.
- Nakata T. & Imaizumi T. eds. (2002), "Digital Active Fault Map of Japan", *University of Tokyo Press*, p.60.
- Nazarian S. (1984), "In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by Spectral-Analysis-of-Surface waves method", *PhD Diss., Un. of Texas at Austin*.
- Nazarian S., Stokoe K. H., Hudson W. R. (1983), "Use of spectral analysis of surface waves method for determination of moduli and thicknesses of pavement systems: Transport", *Res. Record*, 930, pp. 26-40.
- Nogoshi M. & Igaesgi T. (1971), "On the amplitude characteristics of microtremor (part 2)", *J. Seism. Soc. Japan*, 24, pp. 26-40.
- Ogo K., Hazarika H., Kokusho T., Matsumoto D., Ishibashi S., & Sumartini W. O. (2018), "Analysis of liquefaction of volcanic soil during the 2016 Kumamoto Earthquake based on boring data", *Lowland Technology International*, 19 (4, March), pp. 245-250.
- Okada A. (1980), "Quaternary faulting along the Median Tectonic Line of the south-west Japan", *Mem Geol Soc Jpn* 18:79-108.
- Oyo Corporation (2020) "Kumamoto Eq. Ground Structure Survey Report (Draft)".
- Park C. B., Miller R. D., Xia J. (1999), "Multichannel analysis of surface waves", *Geophysics*, 64, 800-808.
- Pelekis P.C., Athanasopoulos G. A. (2011), "An overview of surface wave methods and a reliability of a simplified inversion technique", *Soil Dynamics Earthquake Engineering*, 31, pp. 1654-1668.
- Phillips C., Hashash Y. (2009), "Damping formulation for non-linear 1D site response analyses" *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, v. 29, pp 1143-1158.
- Richart F. E. Jr, Wood R.D., Hall J.R. Jr (1970), "Vibration of soils and foundations", *Prentice-Hall, New Jersey*.
- Rollins K.M. et al. (1998), " Shear Modulus and Damping Relationships for Gravels", *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*.
- Sambridge M. (1999), "Geophysical inversion with a Neighbourhood algorithm – I. Searching a parameter space", *Geophys J Int* 138:479-494.
- Sambridge M. (1999), "Geophysical inversion with a Neighbourhood algorithm – II. Appraising the ensemble", *Geophys J Int* 138:727-746.
- Sánchez-Salineró I. (1987), "Analytical investigation of seismic methods used for engineering applications", *PhD Diss., Un. of Texas at Austin*.
- Schnabel P.B., Lysmer J., Seed H.B., (1972), "SHAKE: a computer program for earthquake response analysis of horizontally layered sites", *Report n° EERC72-12, University of California at Berkeley*.

- Senna S., Wakai A., Suzuki H., Yatagai A., Matsuyama H., Fujiwara H. (2018), “Modeling of the Subsurface Structure from the Seismic Bedrock to the Ground Surface for a Broadband Strong Motion Evaluation in Kumamoto Plain”, *J. Disaster Res.*, Vol.13, No.5, pp. 917-927.
- Seno T. (1999), “Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands”, article of *The Island Arc* (1999) 8, 66-79.
- Shirahama Y., Yoshimi M., Awata Y. et al. (2016), “Characteristic of the Surface rupture associated with the 2016 Kumamoto earthquake sequence, central Kyushu, Japan”, *Earth Planets Space* 68, 191.
- Socco L.V., Boiero D., Wisen R. (2006), “Smart search Montecarlo inversion of surface wave data”, *Geophysical Prospecting*.
- Socco L.V. & Boiero D. (2008), “Improved Monte Carlo inversion of surface wave data”, *Geophysical Prospecting*, 56, pp. 357-371.
- Taira A. (2001), “Tectonic Evolution of the Japanese Island Arc System”, *Annual Review of the Earth and Planetary Science*.
- Towhata I. (2008), “Geotechnical Earthquake Engineering”, *Springer*.
- Tsuno S., Korenaga M., Okamoto K., Yamanaka H., Chimoto K., and Matsushima T. (2017) “Local site effects in Kumamoto City revealed by the 2016 Kumamoto earthquake”, *Earth, Planets and Space*, 69:37.
- Wathelet M. (2005), “Array recordings of ambient vibrations: surface-wave inversion”, *PhD Diss.*, *Liege University*, 177p.
- Wathelet M., Jongmans D., Ohrnberger M., Bonnefoy-Claudet S. (2008), “Array performances for ambient vibrations on a shallow structure and consequences over Vs inversion”, *Journal of Seismology volume 12*, pp. 1–19.
- Yeats R. (2012), “Active faults of the world”, *Cambridge University Press, New York*.
- Zywicki D. J. (1999), “Advanced signal processing methods applied to engineering analysis of seismic surface waves”, *PhD dissertation, Georgia Institute of Technology, Atlanta, USA*.

Sitografia e Software

SITOGRAFIA

The 6th iaspei/iaee international symposium: The Effects of Surface Geology on seismic motion, March 15-17 2021, Kyoto, Japan, ESG6 Blind Prediction, <http://sds.dpri.kyoto-u.ac.jp/esg6-bp/>.

Japan Meteorological Agency (JMA), JMA unified hypocenter catalog, https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/index_e.html.

National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience (NIED), F-net (Full Range Seismograph Network of Japan), <http://www.fnet.bosai.go.jp/top.php?LANG=en>.

Google Earth, <https://earth.google.com/web>.

Active fault database of Japan (AIST), <https://gbank.gsj.jp/activefault/search>.

KuniJiban, sito nazionale di ricerca delle informazioni sul territorio, <http://www.kunijiban.pwri.go.jp/viewer/>

J-SHIS, Japan Seismic Information Station, <http://www.j-shis.bosai.go.jp/>

Presidenza del Consiglio dei Ministri Dipartimento della Protezione Civile, Emergenza da Rischio Sismico, <http://www.protezionecivile.gov.it/attivita-rischi/rischio-sismico/emergenze>

SOFTWARE

MATLAB R2017b, MathWorks

GEOPSY pack, versione 2.10.1

SeismoSignal v4.3, Seismosoft

DEEPSOIL v7

Ringraziamenti

Giunto a conclusione di questo lavoro di tesi, e del percorso formativo, è per me doveroso dedicare qualche riga a tutti coloro che mi sono stati vicini, mi hanno aiutato e supportato.

Innanzitutto desidero ringraziare i miei relatori e correlatori, che hanno reso tutto questo possibile. Ringrazio in particolare il professor Sebastiano Foti, relatore di questa tesi di laurea, per la fiducia accordatami proponendomi di collaborare con Polito e Unito per un progetto di ricerca così importante e impegnativo; e per tutti gli insegnamenti e le conoscenze che mi ha trasmesso durante il percorso di elaborazione e interpretazione dei risultati. Renato Maria Cosentini, correlatore, per la sua straordinaria disponibilità e la sua fondamentale guida nelle analisi condotte, e per le preziose indicazioni nella stesura dell'elaborato. Federico Passeri, correlatore, per il materiale che mi ha fornito. Mauro Aimar, per il prezioso contributo che ha avuto mettendomi a disposizione il materiale necessario; e per i consigli e gli aiuti, che puntualmente sono arrivati nei momenti di difficoltà durante le correzioni delle analisi condotte. Il professor Cesare Comina, per la sua grande disponibilità, professionalità e simpatia dimostratami nei numerosi confronti. Ed Erasmo Cardinale, per la collaborazione nata durante il progetto.

Poi vorrei ricordare tutti i professori, che durante il percorso universitario in Ingegneria Civile hanno saputo trasmettermi attraverso i loro insegnamenti, le conoscenze e le competenze professionali. E in particolare vorrei ringraziare anche, i professori del corso di Disegno: Maurizio Bocconcino, Pina Novello, Francesca Ugliotti, Giada Mazzone e Matteo Del Giudice; e i professori del corso di Geotecnica Sismica e Rischio Sismico: Sebastiano Foti, Renato Maria Cosentini, Donato Sabia e Barbara Frigo; con i quali ho avuto la possibilità di condividere un piacevolissimo anno accademico da loro assistente come tutor degli allievi dei corsi.

Ancora un grazie ai professori Sebastiano Foti, Renato Maria Cosentini e Donato Sabia per l'ulteriore opportunità fornitami di collaborare con loro, in ambito di ricerca delle metodologie di stima del Rischio Sismico.

Per l'esperienza torinese devo ringraziare Lorenzo, in te ho trovato un amico e un collega, con cui ho condiviso 3 anni di superiori e 5 anni di convivenza. Se sono arrivato al termine del percorso lo devo anche a te, perché a casa sei riuscito ad assecondare tutte le mie richieste, a non farmi mancare il calore della mia famiglia, ad aiutarmi e a darmi i consigli migliori nei momenti di difficoltà. Grazie a te, e anche alla tua fantastica famiglia, questi 5 anni sono volati sempre scherzando, e mai avendo parole o litigi.

Un ringraziamento al siculo Diego, un collega mancato, ma un grandissimo amico. Grazie per le fantastiche serate che abbiamo passato assieme, le giornate di studio, le cene tradizionali, ma soprattutto per i tanti consigli universitari e non. L'augurio che questa amicizia nata tra le aule del Politecnico, possa durare anche negli anni a venire.

Un pensiero va poi a tutti i colleghi con cui ho avuto l'occasione di collaborare durante il mio percorso di studi. Michele, Manuel, Mattia e Silvestro con cui ho condiviso molte ore del mio tempo al Politecnico, e con qualcuno anche pranzi. Ho trovato un bel gruppo, in cui si è lavorato duramente, e scherzando nei momenti difficili, si sono portati a termine tutti i progetti.

Ma in particolare un grazie va Marco, se sono arrivato fin qui lo devo anche a te, che da quando ci siamo conosciuti, purtroppo solo gli ultimi anni, sei sempre stato presente sia nei viaggi che nei lavori di gruppi. In te ho trovato un collega ma soprattutto un amico, sempre pronto a darmi i corretti consigli nei momenti di difficoltà, e con cui potevo confrontarmi serenamente durante le esercitazioni. Le uniche difficoltà le abbiamo trovate nella suddivisione del lavoro, ma perché nessuno dei due voleva lasciare all'altro le parti più lunghe da fare. Grazie di cuore Marco.

Allontanandomi da Torino, devo un grande ringraziamento alla immensa Famiglia Pro Paschese, dalla dirigenza fino al settore giovanile; ma soprattutto ai compagni e amici della Serie B: Marco, Matteo, Fabio, Gabriele, Enrico, Roberto, Sonny, Daniele, Simone e Arrigo. Si cerca di non ricordare qualche partita, ma le innumerevoli serate in campo e fuori trascorse con voi non si potranno mai dimenticare. Grazie a voi tutti perché mi avete permesso di continuare a portare avanti questa mia grande passione. E un ricordo particolare lo devo ad una persona speciale, che sempre rimarrà uno di noi e il nostro capitano. Ciao Ale.

In ultimo, vanno i ringraziamenti più importanti ai miei genitori. Mi siete sempre stati vicini, mi avete incoraggiato e supportato in tutte le scelte fatte, avete creduto in me e nelle mie capacità, mi siete stati di aiuto nei momenti più difficili, mi avete sopportato nei miei momenti di nervosismo, ma soprattutto avete reso possibile questo traguardo. Grazie Mamma e grazie Papà, e grazie ai vostri sacrifici se oggi sono qua. E un ricordo finale va anche ai miei nonni che da lassù sicuramente in questo percorso mi sarete sempre stati vicino.

Infine, vorrei dedicare questo traguardo a me stesso, ai miei sacrifici e alla mia tenacia che mi hanno permesso di arrivare fin qui. Spero che questo primo traguardo possa essere solo l'inizio di una lunga e gratificante carriera professionale.

Villanova Mondovì, 27 ottobre 2020

Alessandro Sappa