



COMUNE DI PORDENONE



Provincia di Pordenone



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA

O.P.C.M. n°3907 del 13/11/2010 e O.P.C.M. n°4007 del 29/02/2012

D.G.R. n°1661 del 13/09/2013

A cura di:	Con la collaborazione di:	
Dr. Geol. Matteo Collareda	Dr. Geol. Alessandro Moro	 Dr. Geol. Claudia Tomassoli
Incarico affidato con determina n° 2014/0606/14 del 22/07/2014		Dicembre 2014
		Dr. Geol. Matteo Collareda via Lungo Giara 29 - 36033 Isola Vicentina (Vicenza) tel./fax 0444 962532 - cell. 349 0567455 e-mail: info@studiosisma.com pec: studiosisma@epap.sicurezza postale.it

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	5
3.1	Inquadramento geologico generale.....	5
3.2	Inquadramento geologico locale.....	6
3.3	Inquadramento geomorfologico.....	9
3.4	Inquadramento idrografico e idrogeologico.....	10
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	12
4.1	Inquadramento sismotettonico generale.....	12
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale.....	16
4.3	Sismicità storica.....	18
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche.....	24
4.5	Zonazione sismica nazionale.....	27
4.6	Pericolosità sismica di riferimento.....	29
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	31
5.1	Introduzione.....	31
5.2	La natura del problema.....	31
5.3	Finalità e livelli di approfondimento.....	33
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	35
6.1	Indagini pregresse.....	35
6.2	Indagini di nuova realizzazione.....	35
6.3	Metodologia di elaborazione delle nuove indagini.....	35
6.3.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.).....	35
6.3.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.).....	39
6.3.3	Indagine geoelettrica con inversione tomografica.....	57
6.4	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze.....	62
7	ELABORATI CARTOGRAFICI	63
7.1	Carta delle indagini.....	63
7.2	Carta geologico-tecnica.....	63
7.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Livello 1).....	66
7.4	Carta delle frequenze.....	72
8	METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI	75
9	MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO	83
9.1	Descrizione del metodo.....	83
9.2	Casi applicativi nel comune di Pordenone.....	90
10	COMMENTI FINALI E CRITICITÀ	94
11	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	95
12	BIBLIOGRAFIA	97
13	ALLEGATI FUORI TESTO	97

1 INTRODUZIONE

Tra i principali compiti che la Regione Friuli Venezia Giulia svolge in materia ambientale e di governo del territorio vi è quello di pianificare e programmare strumenti diretti alla mitigazione dei rischi naturali e antropici con l'obiettivo di favorire trasformazioni positive nella vita delle persone e una migliore sostenibilità ambientale.

I rischi naturali possono essere mitigati attraverso azioni preventive, come la corretta gestione del territorio da parte delle amministrazioni competenti: attendere un evento sismico per intervenire in fase di emergenza, aumenta esponenzialmente il costo di gestione degli interventi e delle successive ricostruzioni. Al contrario, agire in modo preventivo, ridurrebbe i costi di gestione delle fasi successive all'evento.

Procedere in modo preventivo, quindi, significa sviluppare una serie di norme, linee guida e comportamenti operativi/educativi finalizzati alla gestione dei rischi naturali, alla riduzione generale dei costi sociali e della loro ricaduta sulla popolazione.

La Regione Friuli Venezia Giulia, da diversi anni, ha attivato una serie di iniziative di tipo normativo e tecnico-operativo per conseguire efficaci progressi sulla conoscenza dei fenomeni naturali del proprio territorio legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico.

Gli studi preventivi in campo sismico permettono di identificare aree in cui la pericolosità sismica raggiunge livelli che possono pregiudicare la sostenibilità del territorio, sia in termini di vite umane, sia economici e sia di degrado ambientale.

Per microzonazione sismica (di seguito definita MS) si intende la “valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo”.

In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità: è ormai noto che lo stesso evento sismico può provocare scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle qualità dei terreni posti a copertura del *bedrock*, delle caratteristiche morfologiche del sito e, inoltre, è riconosciuto che gli effetti di un terremoto variano col variare delle condizioni geologiche in cui esso si sviluppa.

Le caratteristiche geologiche del territorio possono alterare localmente e in maniera evidente l'azione sismica. Recentemente, anche in Italia (ad esempio Umbria-Marche, 1997 - Salò, 2004 - L'Aquila, 2010 - Modenese, 2012), sono stati evidenziati livelli di danneggiamento estremamente diversi in edifici ubicati a breve distanza tra loro e aventi all'incirca le stesse caratteristiche strutturali. In alcune di queste località (ad esempio Umbria-Marche, 1997) sono state effettuate registrazioni accelerometriche durante un *aftershock*, che hanno mostrato come i livelli di scuotimento dei siti in pianura su terreni sciolti siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto a siti su roccia e abbiano avuto una durata molto più lunga.

Gli studi di MS hanno l'obiettivo di razionalizzare la conoscenza di questi fenomeni, restituendo informazioni utili per chi deve pianificare o realizzare interventi sul territorio.

2 GENERALITÀ

La MS è uno strumento molto utile ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza. La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (scala comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

In sostanza, lo studio di MS viene sintetizzato in una carta del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti fenomeni di deformazione permanente del territorio, attivi o potenzialmente inducibili/attivabili in caso di sisma (instabilità di versante, liquefazioni, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

In funzione dei diversi contesti e dei diversi obiettivi, gli studi di MS possono essere effettuati a vari livelli di approfondimento, con complessità e impegno crescenti, passando dal Livello 1 fino al Livello 3:

- il **Livello 1** è un livello propedeutico ai veri e propri studi di MS, in quanto consiste in una raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee rispetto alle zone sopra descritte;
- il **Livello 2** si propone di quantificare l'effetto sismico proprio di ogni zona omogenea individuata nel Livello 1, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessario, e definisce la Carta di Microzonazione Sismica;
- il **Livello 3** restituisce una "Carta di microzonazione sismica" con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Tali studi sono di fondamentale importanza nella pianificazione al fine di:

- orientare la scelta di aree per nuovi insediamenti;
- definire gli interventi ammissibili in una data area;
- programmare le indagini e i livelli di approfondimento;
- stabilire gli orientamenti e le modalità di intervento nelle aree urbanizzate;
- definire le priorità di intervento.

Nella pianificazione d'emergenza, sia di livello comunale che provinciale, gli studi di MS consentono una migliore e consapevole individuazione degli elementi strategici di un piano di emergenza e, in generale, delle risorse della protezione civile.

La conoscenza dei possibili effetti locali indotti da un evento sismico su un territorio contribuisce a:

- scegliere opportunamente le aree in cui si dovranno posizionare le strutture di emergenza e gli edifici strategici;
- individuare le strutture e le infrastrutture che necessitano di specifiche analisi, per definirne il grado di adeguamento necessario ad evitarne il collasso in caso di sisma e, quindi, per non compromettere le loro funzioni di pubblica utilità.

Il presente studio è stato svolto a un Livello 1 di approfondimento, secondo le modalità riportate negli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.i”.

A tal riguardo, anche se non previsto nel Livello 1, sono state effettuate delle **misurazioni geofisiche su tutto il territorio comunale**, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire, carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture.

Tali indagini potranno essere riutilizzate anche per i successivi **livelli di approfondimento**, che prevedrebbero necessariamente la realizzazione di queste prove.

Inoltre, lo studio di vulnerabilità effettuato presso alcuni edifici comunali ha permesso di valutare il loro grado di sicurezza. In determinate aree **lo studio è stato approfondito ad un Livello 3**, per stimare quantitativamente la pericolosità sismica e per ottenere alcuni dati utilizzabili nelle eventuali fasi di progettazione futura.

Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 possono offrire elementi conoscitivi utili per l’adeguamento o il miglioramento di opere esistenti, e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il Progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

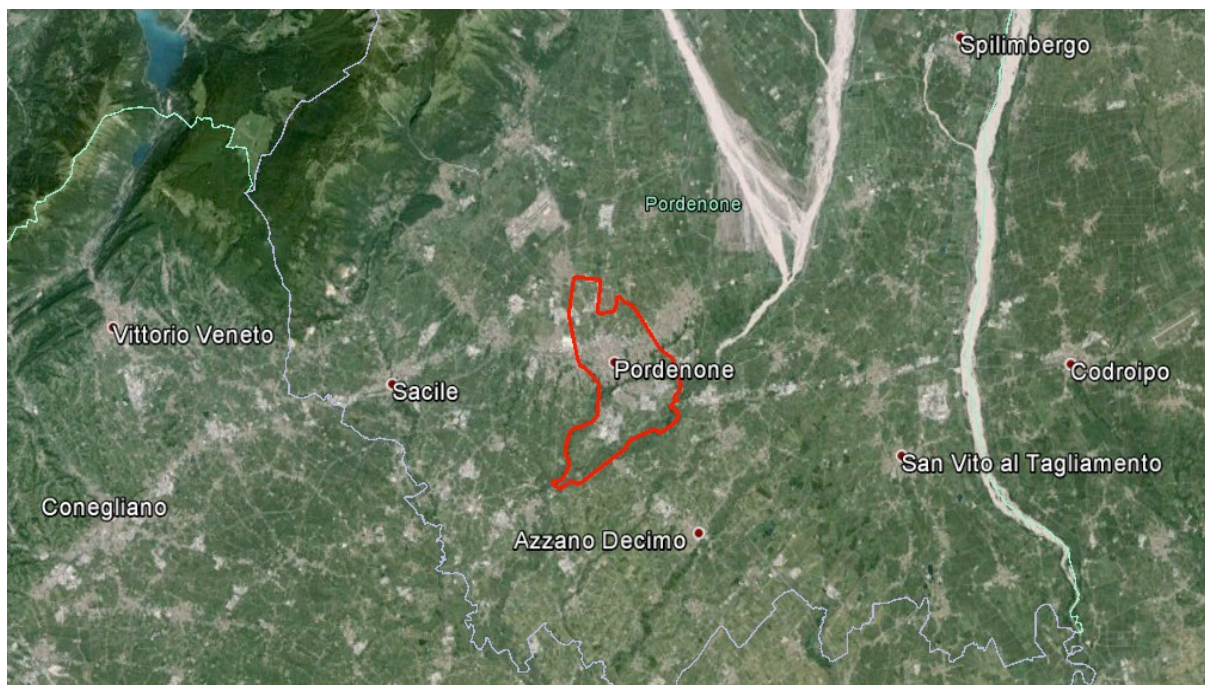
3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento geologico generale

Il territorio comunale di Pordenone si estende per circa 38,23 km² con una popolazione di 50.583 abitanti (dati Istat 2011); è delimitato, a nord dai comuni di Roveredo in Piano e San Quirino, a est dai comuni di Cordenons e Zoppola, a sud dai comuni di Fiume Veneto, Azzano Decimo e Pasiano di Pordenone e a ovest dai comuni di Porcia e Prata di Pordenone.

Esso appartiene al settore meridionale della provincia di Pordenone, inserito nella pianura friulana nell'area di media pianura a cavallo della fascia della risorgive. Vista la posizione in zona di pianura, l'andamento della superficie topografica è pianeggiante, compreso tra le quote di circa 83 m s.l.m. (nel settore nord) e 12 m s.l.m. (nel settore di sud-ovest lungo il corso del fiume Noncello).

Nella cartografia il territorio comunale è inserito nelle seguenti Tavole alla scala 1:25.000: Aviano (F. 064 - S.E.), Pordenone (F. 085 - N.E.) e Cordenons (F. 086 - N.O.), mentre è compreso nei Fogli alla scala 1:100.000 Pordenone (F. 39) e Maniago (F. 24) della Carta Geologica d'Italia.



Posizione del territorio comunale di Pordenone nell'ambito della pianura friulana

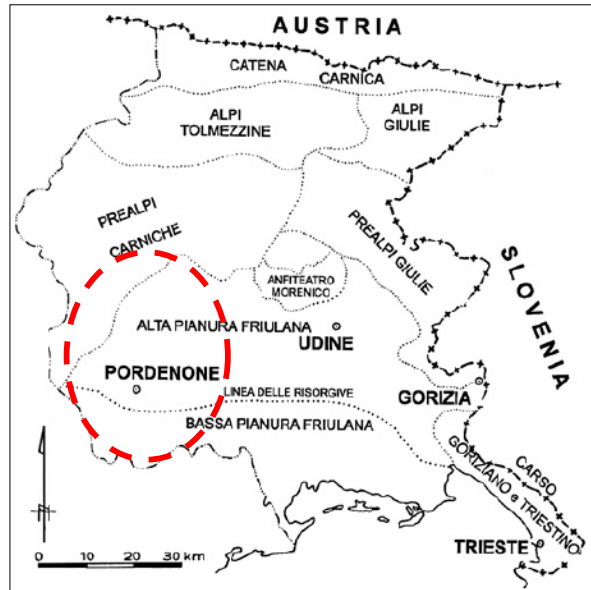
Il territorio regionale del Friuli Venezia Giulia è stato distinto (Marinelli, 1888) in unità orografiche aventi ciascuna una propria individualità geografica e geologica; esse, procedendo da nord a sud e da ovest a est, sono:

- 1) la Catena carnica o paleocarnica, estesa in senso est-ovest, sviluppata dalla “linea della Gail”, segmento del “lineamento periadriatico” in territorio austriaco, è costituita quasi esclusivamente da terreni paleozoici;
- 2) le Alpi Carniche meridionali (Alpi Tolmezzine) più a sud della precedente, fino all'alto corso del Tagliamento. Sono costituite da terreni mesozoici, con prevalenza di quelli medio-triassici, che s'innalzano su una base permo-triassica;
- 3) le Alpi Giulie, ad est delle precedenti, dalle quali sono separate dal basso corso del torrente Fella e a sud della Catena Paleocarnica fino alla val Resia, impostata sull'omonima linea

tettonica. Sono il dominio di prevalenti rocce triassiche con particolare sviluppo delle piattaforme carbonati che ladino-carniche e noriche;

4) le Prealpi Carniche, sviluppate a sud del percorso montano del Tagliamento fino ai rilievi che si affacciano sull'alta pianura friulana occidentale. Sono dominanti le rocce mesozoiche e cenozoiche fino ai depositi miocenici di molassa affioranti solo in questa unità orografica;

5) le Prealpi Giulie, prosecuzione orientale delle precedenti ma con successioni mesozoiche;



6) l'anfiteatro glaciale tilaventino, allo sbocco in pianura del fiume Tagliamento, formato dai depositi derivanti dai movimenti del grande ghiacciaio würmiano;

7) la pianura friulana, prosecuzione orientale di quella veneta, estesa dal piede dei rilievi prealpini fino alla linea di costa dell'Adriatico, in cui si situa il comune di Pordenone.

E' divisa in alta e bassa pianura dalla "linea delle risorgive" che, con l'affiorare della falda freatica più superficiale, marca la separazione fra i depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi e quindi permeabili, sviluppati a settentrione, da quelli più meridionali sabbioso-limosi e limoso-argillosi, meno permeabili.

8) Il Carso, marcato dal basso corso del fiume Isonzo al suo margine nord-occidentale ed esteso fino al confine italo-sloveno, costituito prevalentemente da calcari di piattaforma cretaci e paleocenici con lembi di copertura di flysh eocenico.

3.2 Inquadramento geologico locale

Nella Regione Friuli Venezia Giulia si saldano tre catene montuose, ciascuna delle quali espressione di orogenesi diverse che hanno avuto origine ed evoluzione in differenti intervalli temporali: la Catena Paleocarnica, la porzione orientale di quella Sudalpina e quella nord-occidentale della Dinaridi Esterne.

La Catena Paleocarnica non metamorfica si è strutturata nell'orogenesi ercinica ed è qui molto ben conservata perché riesumata e riattivata nella successiva orogenesi alpina (responsabile delle altre due catene); presenta una tipica doppia vergenza asimmetrica ridotta verso nord nella sua porzione settentrionale, più estesa verso sud in quella meridionale.

La Catena Sudalpina e quella Dinarica hanno avuto un'origine pressoché comune dal paleomargine africano affacciato sul bordo meridionale dell'oceano Tetideo, passivo fino al Giurassico, ma con un'evoluzione successiva diversa; precoce per l'orogene dinarico che vede la massima strutturazione nell'Oligocene, più tardiva per la porzione orientale della catena Sudalpina. Essa infatti si è sviluppata specie nella fase neo-alpina, cioè dal Miocene superiore ad oggi, come manifestato sia dalle evidenze neo-tettoniche (ZANFERRARI et al., 1982) sia dalla sua intensa storia sismica.

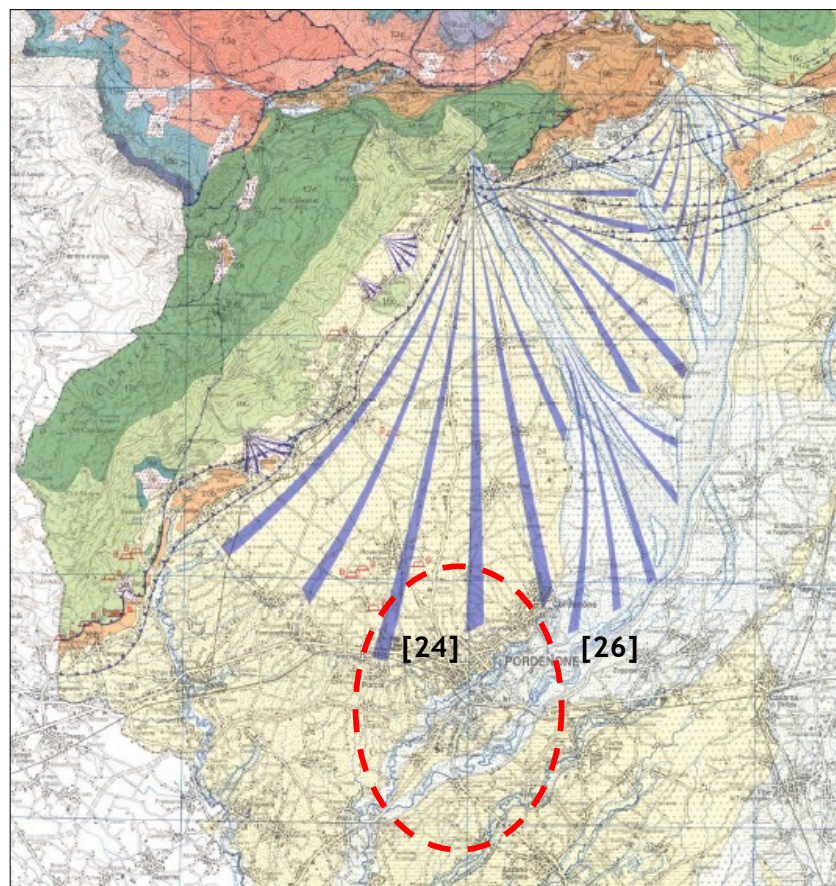
La Catena Sudalpina è per massima parte tipicamente sud-vergente e si estende in affioramento dal limite meridionale della Catena Paleocarnica fino ai rilievi collinari prealpini che bordano l'alta pianura. Questa in realtà ne maschera la continuazione, l'attività di deformazione e di sollevamento, sotto i depositi quaternari che ne lambiscono i piedi.

Della Catena Dinarica rientra nel territorio regionale l'estremo nord-occidentale delle Dinaridi Esterne che trovano la loro maggiore espressione geografica e morfologica nel Carso nonché nei colli del Friuli orientale. Tutti rilievi orientati secondo la tipica direzione nord ovest-sud est con vergenza verso sud-ovest, in continuità con quella della costa dalmata e delle sue isole. In realtà le strutture dinariche, o perlomeno la ripresa di esse sotto gli effetti delle spinte neo-alpine, si riscontrano fino nella Carnia Nord-occidentale e nel Bellunese, se non oltre (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987).

Nei rilievi regionali affiora una successione di terreni di quasi 30.000 m (se impilata idealmente in continuità, prescindendo dai disturbi tettonici) rappresentativa di oltre 450 milioni di anni. Essa infatti abbraccia l'intero intervallo crono stratigrafico dalla base dell'Ordoviciano sup. (Caradociano) all'attuale senza soluzione di continuità.

Dal punto di vista litologico la successione regionale (affiorante o riscontrata nelle perforazioni profonde) è costituita per la massima parte da rocce sedimentarie, carbonatiche in particolare, essendo quelle magmatiche limitate a sporadici episodi vulcanici, vulcanoclastici mentre quelle metamorfiche ad una ristretta fascia di affioramenti nelle Alpi Carniche occidentali.

Nelle grandi linee la successione dei terreni, prescindendo dai disturbi tettonici che la accavallano più volte creando diverse unità tettoniche, si estende in fasce longitudinali via via più recenti mano a mano che dal confine italo-austriaco si procede verso sud.



*Estratto della Carta Geologica del
Friuli Venezia Giulia alla scala
1:150.000 del 2006*

La totalità del territorio comunale risulta costituito da depositi quaternari di origine continentale.

Il Quaternario continentale è rappresentato da depositi fluvioglaciali, fluviali, lacustri e fluviolacustri di età per lo più tardo-pleistocenica, come gli enormi sistemi deposizionali, in *facies* di conoidi alluvionali, del Cellina, del Meduna e del Tagliamento che, coalescenti tra loro, hanno dato origine alla massima parte della pianura friulana. I depositi Olocenici sovrainposti, corrispondono per lo più agli alvei attuali dei corsi d'acqua principali.

Dall'analisi della *Carta Geologica Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 del 2006*, il territorio comunale risulta costituito da:

- 1) **[24] sedimenti fluviolacustri ed alluvionali del Pleistocene sup.** che costituiscono i corpi quaternari più estesi della pianura friulana. La loro genesi si deve al deposito di materiali prevalentemente ghiaiosi e sabbiosi, specie nella parte alta della pianura, operato dai fiumi di importanza regionale (specie Cormor, Corno e Tagliamento). Essi defluiscono dalla catena alpina ed erano oltremodo carichi di materiali detritici di varia natura e pezzatura specie al ritiro delle masse glaciali che ne coprivano gran parte della superficie.

La loro deposizione è avvenuta secondo le leggi della selezione granulometrica nel grande contenitore destinato ad accogliere la futura pianura friulana. La continuità laterale dei depositi fluvioglaciali ed alluvionali pleistocenici è interrotta dalla deposizione dei sedimenti olocenici ed attuali operata dal divagare più recente dei principali fiumi regionali al loro sbocco in pianura.

- 2) **[26] depositi prevalentemente alluvionali olocenici ed attuali** in continuità di alimentazione, evoluzione e deposito che interrompono la continuità laterale dei depositi pleistocenici.

L'evoluzione morfologica e stratigrafica del territorio comunale è dovuta all'azione del Cellina, del Meduna e dei corsi d'acqua di risorgiva. Al Cellina si deve la costituzione di un vasto conoide, il cui apice è allo sbocco del bacino montano, e che occupa gran parte della provincia. Al Meduna si deve la deposizione delle alluvioni della parte orientale e meridionale ed ai corsi di risorgiva si deve la rielaborazione dell'unghia del conoide del Cellina e delle alluvioni del Meduna.

Il territorio comunale ha quindi la parte settentrionale costituita dall'unghia del conoide del Cellina (alta pianura), la parte orientale e meridionale costituita dal sistema complementare di bassure e terrazzamenti dei corsi di risorgiva e del Meduna (bassa pianura).

L'alta pianura (a nord della linea delle risorgive) è caratterizzata dalla presenza di alluvioni grossolane sciolte o cementate; in superficie esse si presentano per lo più rimaneggiate e decalcificate, mentre in profondità si riscontrano occasionali strati argillosi e banchi di ghiaie e sabbie più o meno cementate.

La bassa pianura (a sud della linea delle risorgive) presenta alluvioni più fini, prevalentemente sabbioso-limose, alterate e decalcificate in superficie.

Studi geofisici sulla base del Quaternario nella pianura friulana riconoscono le unità rigide del basamento, nella zona di Pordenone, a circa 400-500 m dal piano campagna.

Mentre, dai dati emersi da alcune perforazioni eseguite per l'installazione di pozzi per acqua, viene indicata la presenza di conchiglie a partire da profondità di circa 100 m dal p.c., verosimilmente a testimonianza della presenza di depositi Quaternari marini originati da un'ingressione marina avvenuta nel Pleistocene.

Tenendo conto che le alluvioni sono state depositate dal fiume Cellina, secondo una direzione prevalente nord-sud, dal fiume Meduna, secondo una direzione NW-SE, e successivamente rielaborate dai corsi di risorgiva, in particolare dal fiume Noncello, il territorio comunale può essere suddiviso nelle seguenti aree litologicamente omogenee:

- 1) **area settentrionale a nord della fascia delle risorgive** caratterizzata prevalentemente da depositi ghiaiosi con sabbie e livelli a granulometrie più fini poco frequenti;
- 2) **fascia delle risorgive** con presenza di alternanze di livelli ghiaiosi, livelli sabbiosi o limosi e argillosi. In questa area i depositi hanno spessori ghiaiosi più potenti nelle aree non incise dai corsi di risorgiva;
- 3) **fascia a sud del Noncello** contraddistinta da alternanze di limi argillosi, sabbie e sabbie limose. Lenti con una componente ghiaiosa sono stati rilevato sul terrazzo sinistro del Noncello, mentre la componente sabbiosa si nota soprattutto in superficie lungo le sponde dei corsi principali del Meduna ed del Noncello.

3.3 Inquadramento geomorfologico

Come già anticipato nel paragrafo precedente, l'evoluzione morfologica del territorio comunale è dovuta all'azione del Cellina, del Meduna e dei corsi di risorgiva ed ha la parte settentrionale costituita dall'unghia del conoide del Cellina (alta pianura), la parte orientale e meridionale costituita dal sistema complementare di bassure e terrazzamenti dei corsi di risorgiva e del Meduna (bassa pianura).

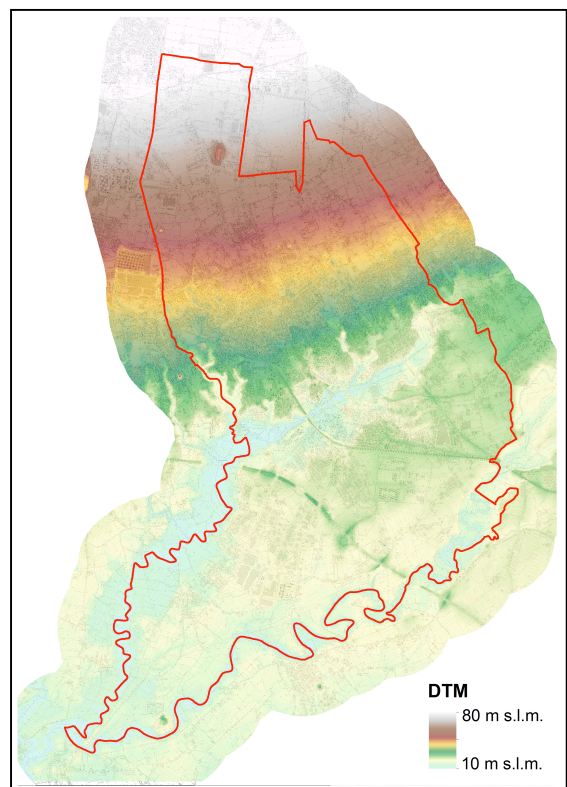
L'unghia del conoide del Cellina presenta una discreta pendenza dell'ordine dell'1-1,5% mentre la bassa pianura presenta una pendenza inferiore dell'ordine del 3‰.

La morfologia presenta le forme più interessanti nella parte centrale e meridionale del territorio a sud della linea delle risorgive. In questa zona si ha l'incontro dei due piani morfologici di riferimento, l'unghia del conoide con direzione nord-sud (alta pianura) e la bassa pianura con vergenza sud.ovest.

L'erosione da parte dei corsi di risorgiva sulle alluvioni preesistenti e dei terrazzamenti, a volte, è di notevole altezza.

Dall'analisi della cartografia esistente e del P.R.G. comunale si segnalano i seguenti elementi morfologici:

- 1) **bassure e terrazzamenti del Noncello:** la bassura del Noncello presenta una larghezza variabile lungo il suo corso, minore nella parte contigua alla città (150-350 m), maggiore a valle della fiera (350-1000 m). La bassura lungo il tratto ricadente nel comune di Pordenone presenta un terrazzamento discontinuo e i valori più alti dei terrazzi si raggiungono nel tratto tra il ponte della ferrovia e la confluenza con il Rio Mai (fino a 10 m);



Modello digitale del terreno in m s.l.m.

- 2) **bassure e terrazzi del Meduna:** nel territorio comunale rientra solo la sponda destra del corso d'acqua. La bassura non supera i 500 m di larghezza e i terrazzi, dove le scarpate sono più ripide, non superano generalmente i 4 m mentre l'incisione dell'asta è superiore mediamente ai 12 m.

3.4 Inquadramento idrografico e idrogeologico

Idrologia di superficie

I corsi d'acqua principali sono il fiume Meduna e il fiume di risorgiva Noncello, suo affluente.

Il bacino imbrifero del fiume Meduna ha un'estensione di oltre 800 km² e comprende i sottobacini dei fiumi Cellina, Colvera e Meduna propriamente detto.

L'elevata piovosità che caratterizza il bacino e i forti dislivelli morfologici rendono il deflusso delle acque molto rapido e le portate di piena molto elevate. Allo sbocco in pianura il fiume scorre incassato nei sedimenti e gran parte dell'acqua si infiltra nel sottosuolo degli estesi conoidi alluvionali. Questo fattore è importante per lo smorzamento delle portate fluenti in superficie ma non va sopravvalutato, dato che l'infiltrazione efficace di subalveo non sempre è elevata.

Dopo la confluenza con il Cellina, il Meduna riceve le acque di vari corsi d'acqua di risorgiva, tra i quali il Noncello.

Il Noncello è un fiume di risorgiva che nasce nel comune di Cordenons e si snoda verso oriente attraverso il centro storico di Pordenone; scorre lambendo il conoide del Cellina e raccogliendo quasi tutte le acque di risorgiva che fuoriescono nella zona a monte. Ha percorso meandriforme nel tratto iniziale e finale, rettificato artificialmente nel tratto mediano e drena un'area di circa 90 km².

A valle di Pordenone, l'alveo del fiume si presenta profondamente inciso e tortuoso, con estesi terrazzamenti e fondale con pendenza regolare; le portate di piena vengono drenate senza ostacoli.

Le piene del Noncello si esauriscono più rapidamente di quelle del Meduna, per cui normalmente non si ha la sovrapposizione dei due eventi. Tuttavia talvolta il drenaggio del Noncello è ostacolato dalla piena del Meduna che ne impedisce il regolare deflusso. Si ha così il rigurgito a monte della confluenza che può portare all'esonazione del Noncello e all'allagamento di ampie parti dell'abitato di Pordenone.

Le Risorgive

Le risorgive sono sorgenti di origine naturale tipiche delle zone di pianura: la venuta a giorno delle acque di risorgiva è legata all'emersione della falda per sfioramento.

La maggior parte di tali sorgenti si trova in una fascia (linea delle risorgive) che corre attraverso la parte settentrionale del centro urbano, a quote comprese fra i 30 e i 33 m s.l.m.

Esistono anche risorgive a quote più basse, in corrispondenza di rogge e zone depresse nei dintorni del Noncello e del lago Burida.

La tipica morfologia della sorgente di risorgiva è data da una polla d'acqua risaliente drenata da una roggia: ad oggi risulta difficile ritrovare questo tipo di forma in quanto l'opera di captazione e di intubamento ha interessato la quasi totalità di questo sistema sorgentifero.

Idrologia Sotterranea

La pianura friulana possiede peculiari caratteristiche geologiche, in particolare sedimentologiche e geomorfologiche, che si ripercuotono sulla situazione idrogeologica sotterranea. L'intera idrostruttura viene suddivisa dalla fascia delle risorgive in due parti: l'alta e la bassa pianura.

L'**alta pianura** è composta prevalentemente da sedimenti di granulometria grossolana con alta permeabilità; i valori indicativi vanno da 10^{-2} m/s in alveo a 10^{-3} m/s - 10^{-4} m/s nei primi metri dal piano campagna e a 10^{-5} m/s dove le ghiaie sono più sabbioso limose.

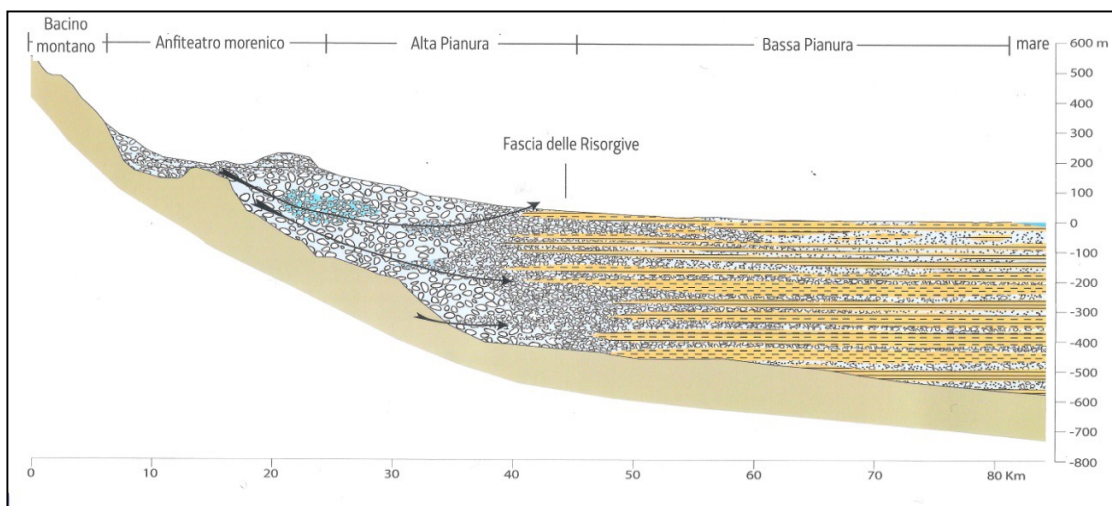
L'alta permeabilità fa sì che l'acqua di origine meteorica e le perdite degli alvei fluviali s'infiltrino abbastanza rapidamente all'interno del materasso ghiaioso, andando ad alimentare un'estesa e potente falda freatica.

La soggiacenza della falda nell'ampia area del conoide Cellina-Meduna ha valori medi intorno ai 60-80 m nella fascia settentrionale e viene via via riducendosi man mano che ci si avvicina alla linea delle risorgive.

La **fascia delle risorgive** si estende per circa 100 km, tagliando tutta la pianura friulana con andamento nord ovest-sud est. L'ampiezza risulta variabile, sia nello spazio sia nel tempo, in relazione alle condizioni di alimentazione ed è dell'ordine di alcune centinaia di metri. Il limite meridionale della fascia è diventato, convenzionalmente, il confine fra l'alta e la bassa pianura.

Lungo la fascia si ha l'affioramento parziale della falda, causato dalla diminuzione della permeabilità verticale e laterale legata all'aumento della frazione fine nei depositi alluvionali.

Il carico idraulico, che localmente deve aumentare per consentire il deflusso a mare delle acque, porta le stesse a scaturire in superficie attraverso una miriade di polle sorgenti che danno vita ad una rete di "fiumi (o rii, o rogge) di risorgiva".



Sezione idrogeologica schematica nord-sud della pianura friulana (estratto da: Progetto di ricerca finalizzato all'elaborazione del modello idrogeologico del sottosuolo delle aree del territorio comunale poste in destra idrografica del Fiume Noncello e comprendente le circoscrizioni Torre, Rorai Grande - Cappuccini e Centro, ai fini della definizione della dinamica dei fenomeni di allagamento per sovrizzo dei livelli di falda freatica", 2013)

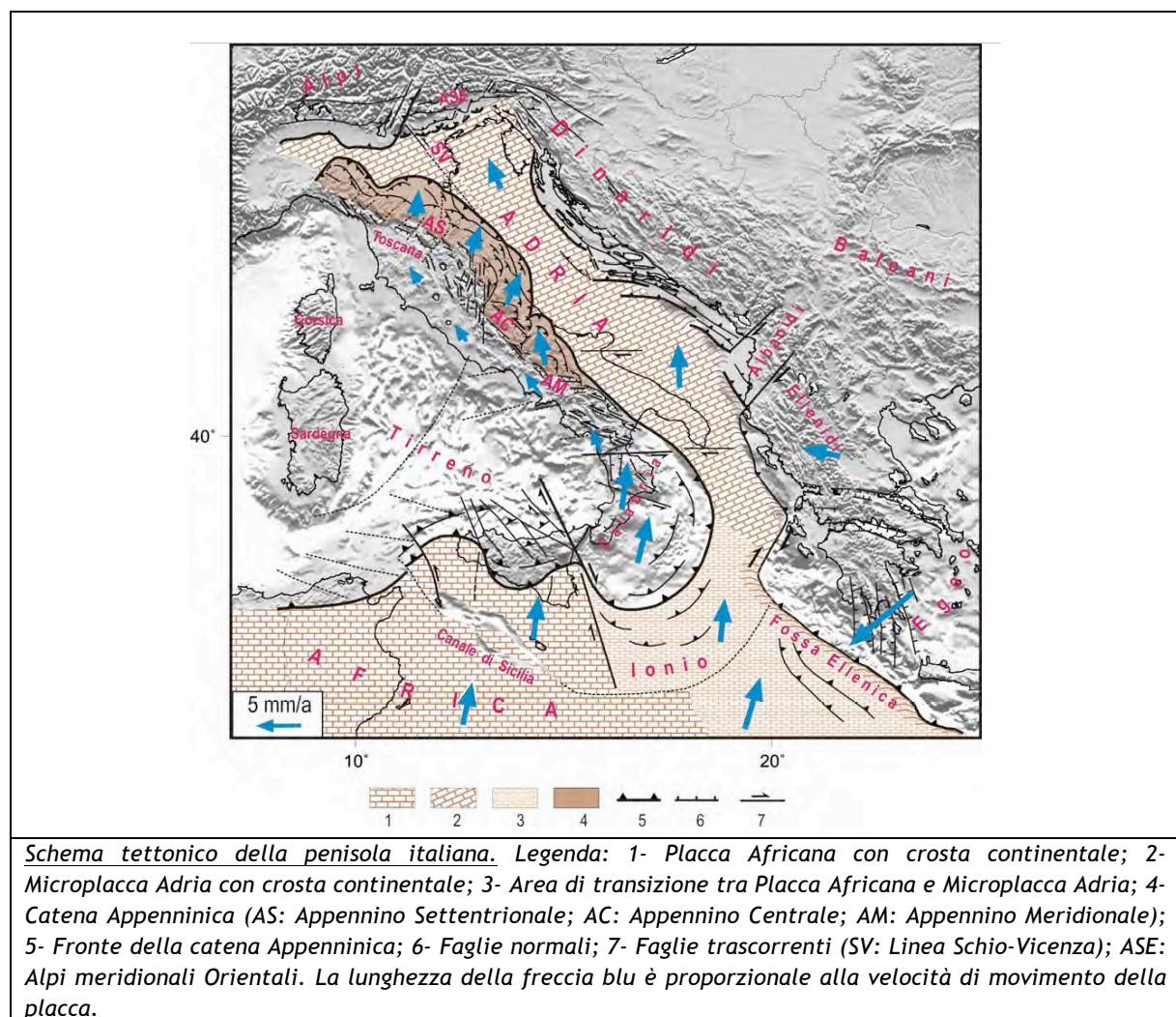
Fra Polcenigo e San Vito al Tagliamento la linea presenta un andamento a doppio arco, con concavità prima verso sud, fino a Pordenone, e poi verso nord. La zona di Pordenone si trova nella zona più bassa del primo arco, in corrispondenza di una depressione nord-sud del corpo idrico dell'alta pianura così che le sue risorgive si trovano ad una quota minore rispetto ai comuni limitrofi, in media fra i 30 e i 33 m s.l.m.

La **bassa pianura** è composta da alternanze di sedimenti fini, pressoché impermeabili, e sedimenti più o meno grossolani (ghiaie e sabbie) permeabili in livelli continui o in lenti. Questa situazione condiziona le caratteristiche dell'acquifero, che da libero si scinde in un sistema multifalda con più acquiferi confinati. Nel sottosuolo dell'area in esame sono state finora individuate e sono utilizzate cinque falde artesiane (numerare da A ad E, partendo dalla più superficiale e proseguendo con quelle più profonde) contenute in depositi quaternari.

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

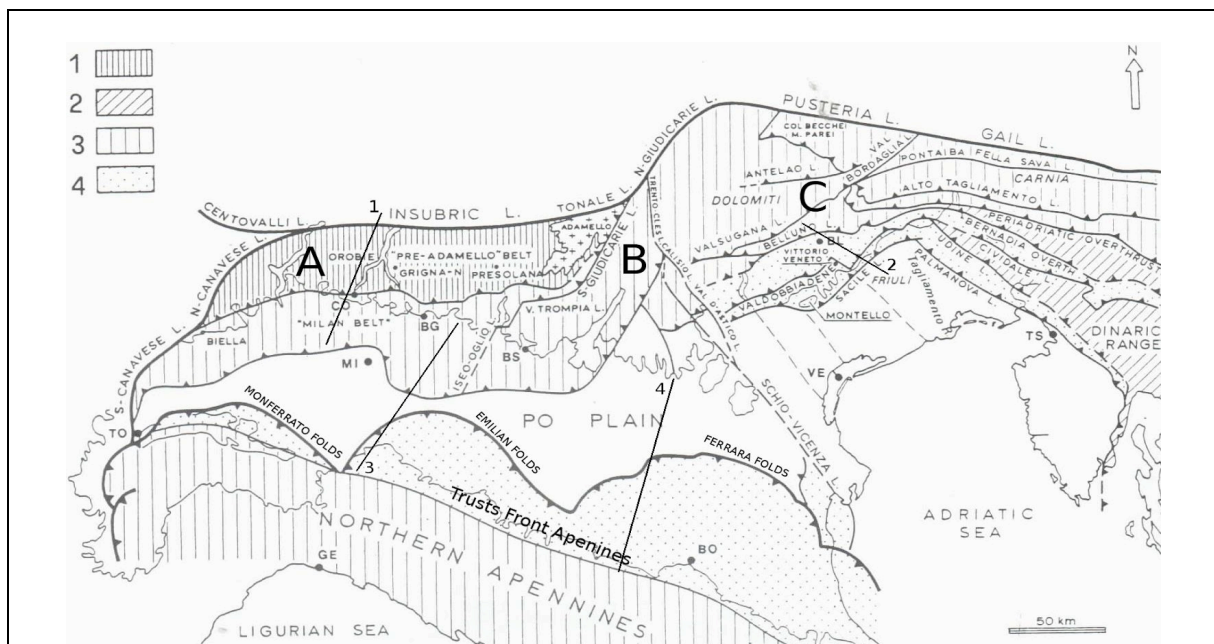
Dal punto di vista strutturale, il territorio di Pordenone si colloca a cavallo tra l'alta e la bassa pianura friulana a sua volta in contatto con la grande unità litologica delle Alpi meridionali. Quest'ultima è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal bacino carnico, bacino bellunese, bacino di Tolmino e dal *plateau* carnico-giulio. La placca Adria, che tettonicamente rappresenta un promontorio della placca africana (Channell, 1996) collocata lungo la pianura padana veneta e lungo il mare Adriatico, interagisce attivamente con la placca europea determinando il corrugamento alpino e appenninico e, conseguentemente, lo *stress* tettonico attuale.



L'Adria è costituita da crosta continentale che, nella porzione più settentrionale, è rappresentata dal substrato della pianura padana interagente con il fronte della catena appenninica a sud e con il sud-alpino a nord. La collisione continentale tra la parte più settentrionale della placca Adria e quella europea ha portato alla formazione della catena alpina. La conseguente subduzione verso sud della placca europea e il sovrascorrimento della placca Adria (subduzione continentale, Bally et al., 1985) ha provocato la formazione di strutture di *retro-trust*.

Un importante ruolo di svincolo cinematico della placca Adria settentrionale viene svolto dalla linea Schio-Vicenza (Babbucci et al., 2002): una faglia trascorrente sinistra (Plio-Quaternaria) che mette le Alpi meridionali a contatto con quelle centro-occidentali.

Il blocco veneto-friulano (figura seguente) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi et al., 1987; Castellarin et al., 1992; Pontron et al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni e del raccorciamento per l'estrema embricazione sud-vergente delle unità. L'assetto strutturale della pianura veneto-friulana, che rappresenta l'avampaese di due catene montuose perimetrali, è condizionato dall'interferenza tra le strutture del sud-alpino a nord e il fronte della catena dinarica a est (Merlini e al., 2002).



Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN e al., 1982). Legenda: Il Sud-alpino è tettonizzato in età eoalpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle Alpi (3) di età Messiniana e Plio-Pleistocenica. L'area Appenninica e Veneto-Friulana (4), in forte accorciamento, è caratterizzata dalle strutture sepolte sotto i depositi di pianura. Il Sud-alpino è diviso in A) Blocco Lombardo, B) Blocco Trentino-Lessineo e C) Blocco Veneto-Friulano.

Dallo studio della distribuzione dei meccanismi focali si è ricavato l'assetto dell'ellissoide dello stress tettonico in termini di direzione di massima compressione e distensione, questo al fine di definire l'interazione tettonica attuale tra la placca europea e quella Adria, responsabile degli ultimi terremoti emiliani (Balocchi, 2012; Balocchi et al., 2012).

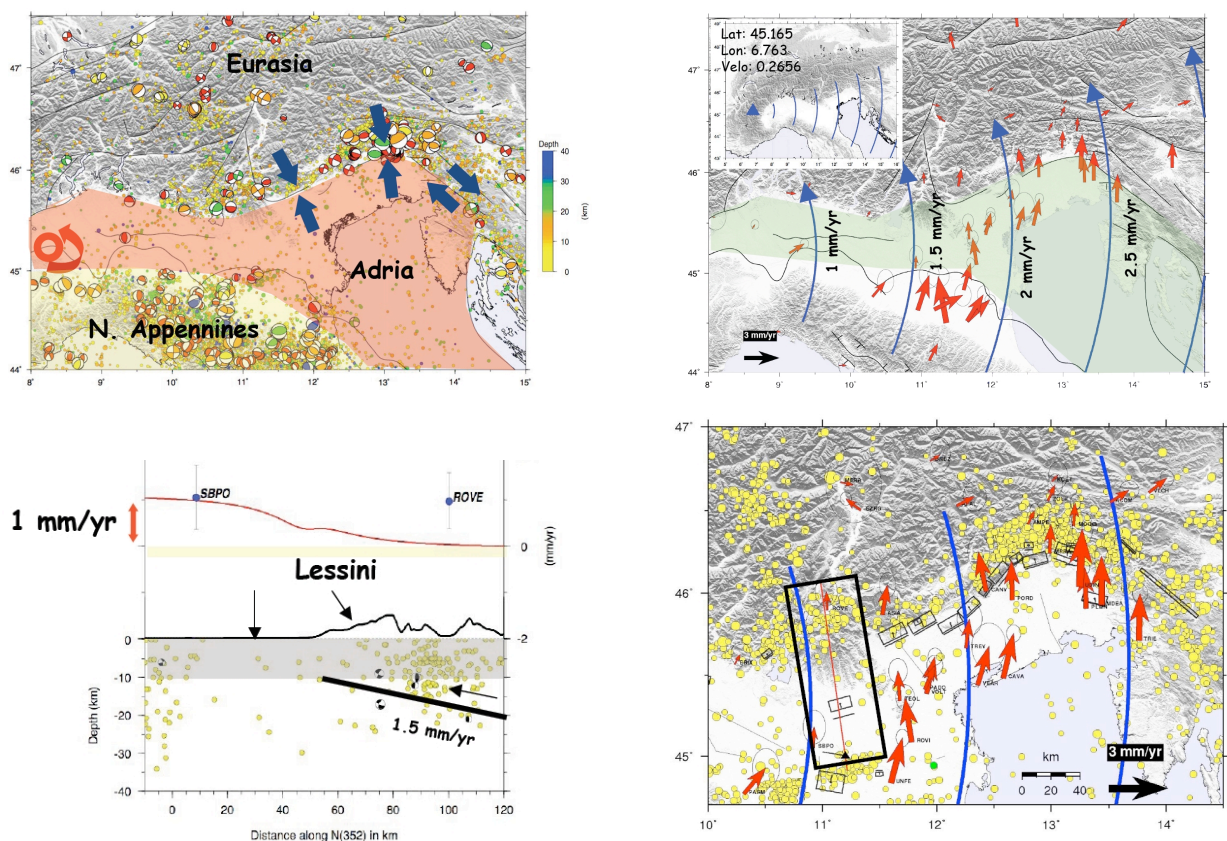
Si può concludere che la placca Adria sia in netta compressione nel settore sud-alpino dove il sovrascorrimento di quest'ultima rispetto alla placca europea genera dei *retro-stress* all'interno delle unità litologiche deposte sulla crosta continentale dell'Adria.

Le principali strutture tettoniche comprese tra il Veneto centro-orientale e il Friuli sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti.

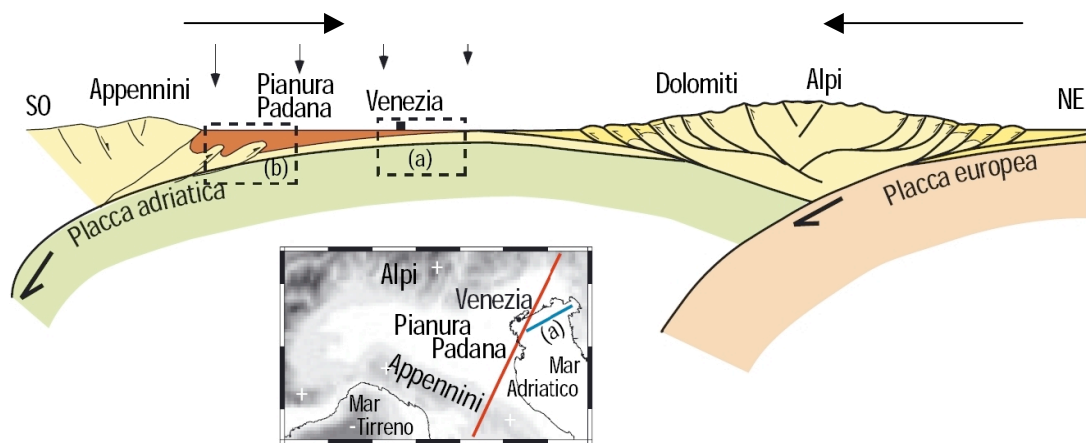
Una prima interpretazione della sismicità in chiave sismogenetica è stata presentata da Slejko et al. (1989) nell'ambito di un modello sismotettonico che interessa il territorio italiano dal lago di Garda al confine con la Slovenia.

In un progetto sviluppato negli anni Novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno portato a complicare, a livello regionale, quel modello (zonazione FRI) o a semplificarlo (Zonazione ZS9 - Meletti and Valensise, 2004) al fine di disporre di cataloghi sufficientemente ricchi di terremoti per tutte le zone sismogenetiche.

Nell'ambito della pianura padana si constata un avanzamento verso nord del margine appenninico sulla placca adriatica il cui movimento avviene secondo una rotazione antioraria la cui cerniera è localizzata in Piemonte (lat. 45,165 - long. 6,763). In corrispondenza alle Alpi meridionali l'accrescimento dei rilievi alpini sulla placca adriatica, in cui è coinvolta anche l'area dei monti Lessini, avviene con una velocità relativa stimata dell'ordine di 1,5 mm/anno.

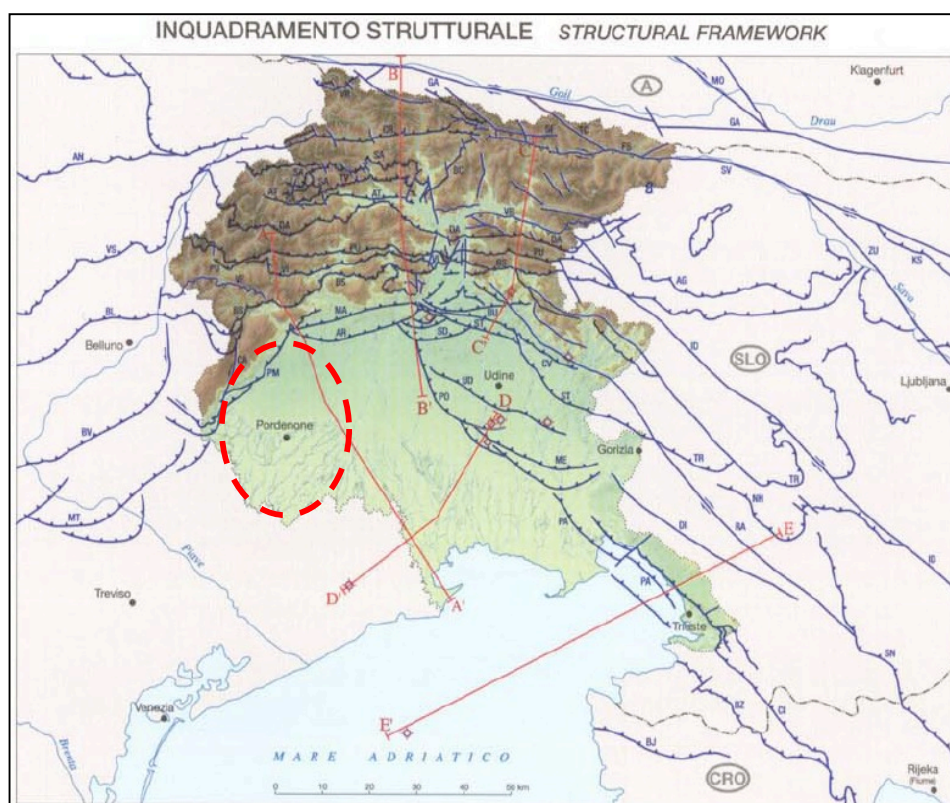


Rappresentazione schematica della cinematica della microplacca Adria in corrispondenza del margine alpino tratta da Serpelloni, 2008.



Schema tettonico dell'Italia settentrionale con evidenziati i movimenti delle placche coinvolte, tratto da Carminati et al., 2006.

Secondo quanto appena descritto, e sulla base di quanto rappresentato nella figura che segue, il territorio regionale del Friuli Venezia Giulia si colloca all'estremo orientale dell'orogene sud-alpino, esteso a meridione della linea della Gail, (segmento del lineamento periadriatico o lineamento insubrico o limite alpino austro-alpino) e nella porzione orientale è netta l'influenza, l'interferenza, fino alla dominanza, del sistema dinarico.



Estratto della Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 del 2006

Geograficamente è evidente la presenza di tre distinti *trends* tettonici (SLEJKO *et al.*, 1987).

- 1) Tilaventino: dominante nel settore centrale montano e pedemontano dell'area, con linee orientate in senso est-ovest che porta le unità tettoniche ad accavallarsi con vergenza verso sud;
- 2) Dinarico: caratterizzante il settore orientale con direzione nord ovest-sud est e vergenza verso sud-ovest;
- 3) Valsuganese: tipico del settore prealpino occidentale con direzione nord est-sud ovest e vergenza verso sud-est delle unità coinvolte.

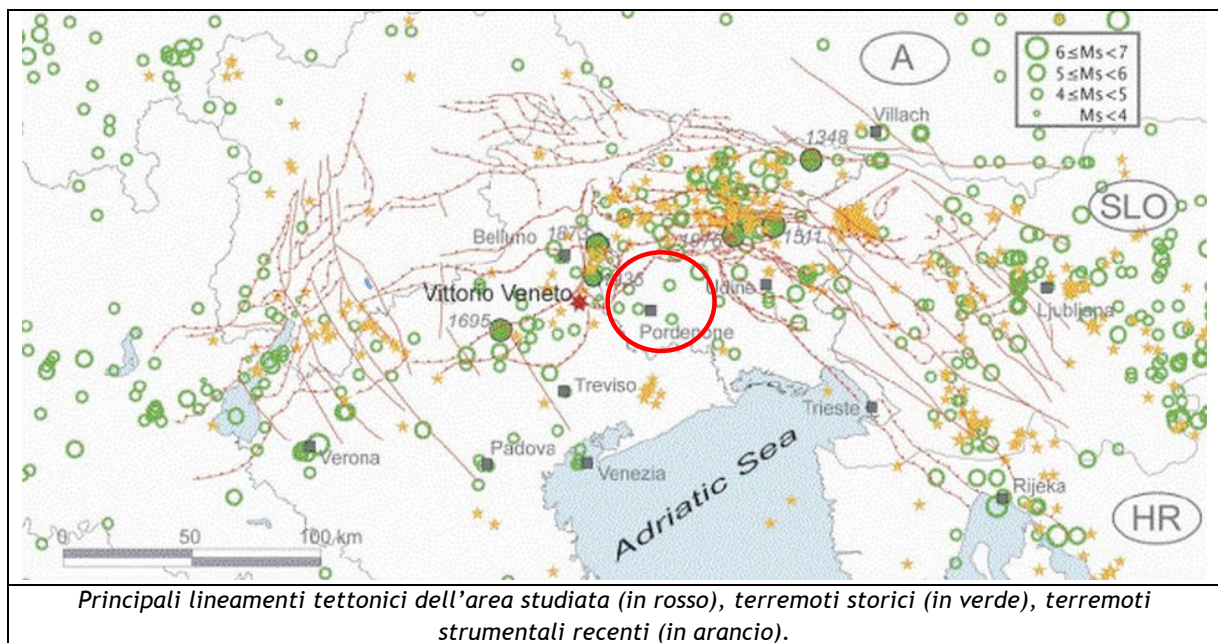
E' altresì evidente come i tre citati sistemi strutturali convergano nell'area centrale, al limite dei rilievi, interferendo tra di loro ed evidenziando il fronte esterno della catena Subalpina, attivo come documentato dall'intensa sismicità storica ed attuale.

I sovrascorrimenti ripresi nelle fasi tettoniche più recenti, specie quelli che hanno accavallato le rigide ma fragili masse dolomitiche (Dolomia Principale in particolare) su litologie più incompetenti, sono spesso accompagnati da ampie fasce di cataclasiti per centinaia di metri di estensione e decine di metri di potenza e talora caratterizzati anche da ampie pieghe frontali.

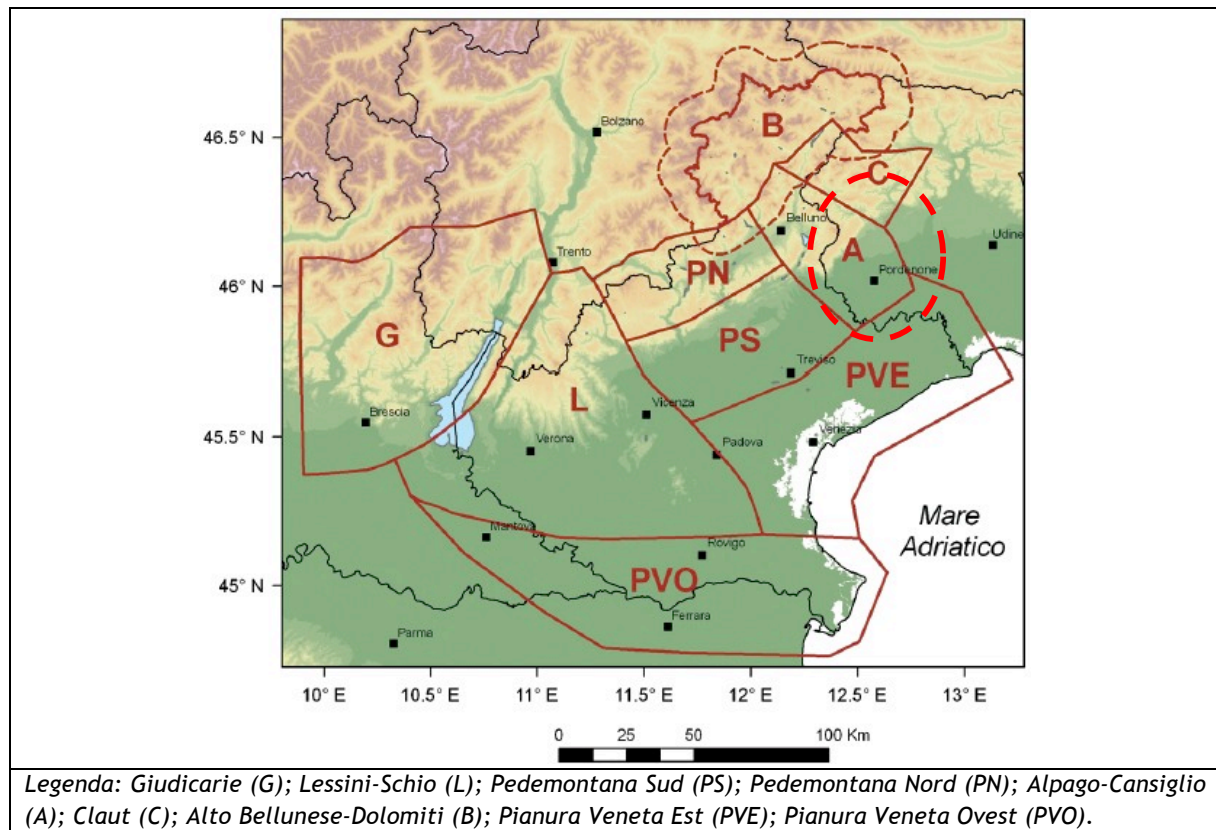
4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

Il risultato dell'assetto tettonico descritto al paragrafo precedente è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko *et al.*, 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese.

Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo 6,1 ha provocato distruzioni nei paesi del Cansiglio. La figura seguente mostra le faglie principali rilevate nella regione e la distribuzione spaziale dei maggiori terremoti.



Nel lavoro "Distretti sismici del Veneto" (M. SUGAN E L.PERUZZA, 2011) il territorio regionale del Veneto è stato suddiviso in distretti sismici: ogni distretto rappresenta un'area all'interno della quale si ritiene che i terremoti possano essere identificati da alcuni elementi sismogenetici comuni, con la consapevolezza comunque che le schematizzazioni in tal senso sono sempre riduttive e devono essere opportunamente contestualizzate nell'interpretazione dello specifico evento sismico. Sulla base di dati sismologici, elementi geologico-strutturali e informazioni relative alla cinematica e alla tettonica attiva, sono stati identificati 9 distretti sismici come visibile nella figura sotto riportata.



Il territorio comunale di Pordenone pur essendo in Regione Friuli Venezia Giulia è ubicato vicino al confine con la Regione Veneto e ricade all'interno del distretto *Alpago-Cansiglio (A)*.

Questa regione è situata all'intersezione dei sistemi valsuganesi del Veneto centrale, con i sovrascorrimenti tilaventini est-ovest del Friuli settentrionale. Il distretto si estende a comprendere la parte montana del corso del Piave ad andamento meridiano fino a Belluno, il suo paleo alveo attraverso la val Lapisina, la conca dell'Alpago e il massiccio del Cansiglio; la zona di pianura si estende approssimativamente tra il corso del Livenza e quello del Cellina, fino alla fascia delle risorgive.

Anche questa regione comprende il settore esterno della catena delle Alpi meridionali orientali, l'ultimo ad essere coinvolto nella fase compressiva Miocenico-Pliocenica. L'area è caratterizzata da una notevole complessità strutturale: pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti risultano condizionati dai preesistenti rapporti paleogeografici tra la Piattaforma Friulana e il Bacino Bellunese (Bosellini, 2004) il cui margine è rappresentato dalla dorsale a nord-ovest della val Lapisina. Il fascio di elementi strutturali a direzione meridiana attivi durante le fasi tensionali mesozoiche, ha guidato infatti una transpressione sinistra che ruota la direzione del fronte e l'assetto dei sovrascorrimenti principali. Quest'area rappresenta pertanto una zona di transizione tra due diversi sistemi strutturali, quello valsuganese (ENE-OSO) in Veneto, e il sistema tilaventino in Friuli (est-ovest),

attraverso la rampa laterale costituita dall'allineamento nord-sud Longhere-Fadalto-Cadola (Costa et al., 1996; Pellegrini e Surian, 1996). La delimitazione geografica del distretto racchiude, non seguendoli rigidamente, elementi strutturali quali i sovrascorrimenti della Valsugana, Pinedo-Avasinis e Barcis-Taro Selo nella parte settentrionale, fino al sovrascorrimento che borda il margine sud-orientale del massiccio del Cansiglio (linea di Caneva-Maniago) e agli elementi sepolti in pianura. Il margine sud-occidentale del Cansiglio invece è una dislocazione complessa, interpretata come flessura, sovrascorrimento (Cavallin e Martinis, 1982) o *transfer line* (Doglioni, 1990); l'ipotesi dell'esistenza di una prosecuzione in pianura (Linea di Montaner - Caorle) è da sempre dibattuta, e decisamente abbandonata nei più recenti schemi strutturali (Poli et al., 2009), ai quali si rimanda.

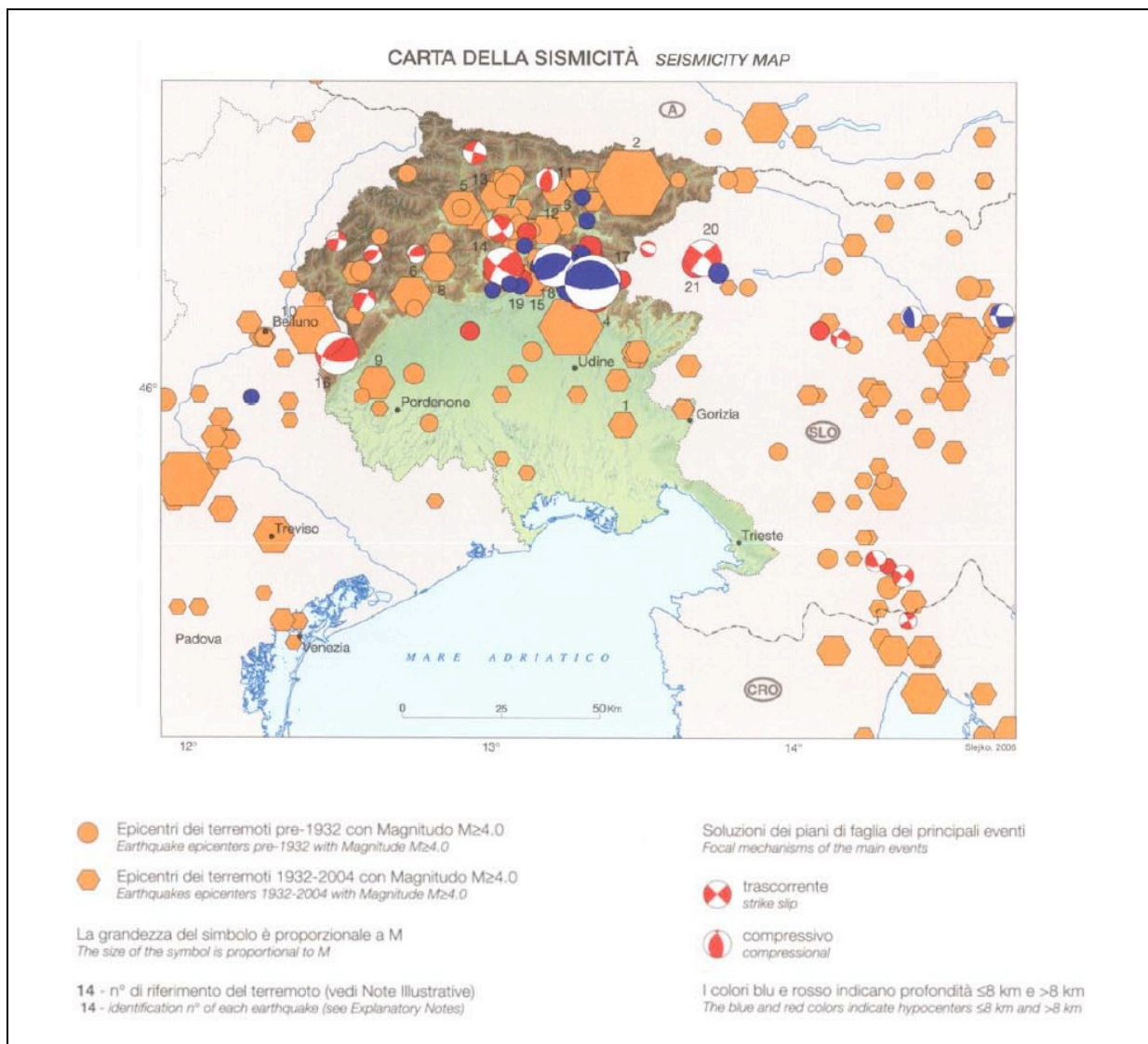
L'analisi dell'evoluzione recente di questo settore richiederebbe una trattazione a sé stante, per la complessità dell'area e la coesistenza di indicatori cinematici controversi. Nell'interpretazione proposta da Galadini et al. (2005), ripresa sostanzialmente da DISS, il fronte sudalpino risulterebbe unitario e la linea del Fadalto taglierebbe solo localmente il sistema di sovrascorrimenti sud-est vergenti, il più esterno dei quali nell'area del distretto è la linea di Sacile. In alternativa, lo svincolo del Fadalto potrebbe frammentare il fronte mediante movimenti trascorrenti e in tal caso assumerebbe un ruolo sismogenico il sistema di rampe oblique dinariche (Poli, pers. comm.). Gli indicatori cinematici di tipo sismologico suggeriscono peraltro una trascorrenza destra per strutture grossomodo orientate ONO-ESE e sinistra in caso di strutture ad esse ortogonali. Diffuse e imponenti sono infine le frane tardiglaciali e postglaciali, per le quali prevale l'interpretazione genetica non di carattere sismogenico (Costa et al., 1996; Pellegrini e Surian, 1996; Pellegrini e Girardi, 2000).

4.3 Sismicità storica

Terremoti, anche forti, hanno colpito ripetutamente la regione nei secoli passati e una discreta documentazione ci è stata tramandata. La presenza della stazione sismologica di Trieste, operante regolarmente fin dal 1931, ha permesso la raccolta di esaurienti informazioni sulla sismicità friulana anche di livello medio, mentre la rete sismometrica regionale, in funzione dal 1977, documenta con precisione la sismicità anche di bassa energia. La tabella a fine paragrafo riporta i parametri focali dei principali terremoti avvenuti in regione: i dati relativi agli eventi precedenti il 1975 sono tratti dal "Catalogo parametrico dei terremoti italiani" (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 2004), mentre quelli riferiti ai sismi più recenti derivano dai bollettini della rete sismometrica del Friuli Venezia Giulia (OGS, 1977-1981, 1982-1990, 1991-2004) e dal lavoro di SLEJKO et al. (1999) sulla sequenza del terremoto del 1976 in Friuli relativamente ai meccanismi focali. Per i due terremoti più forti (1348 e 1511) sono stati considerati i parametri focali derivati da una recente revisione storica ancora inedita (CARACCILO, comunicazione scritta). Con l'esclusione dei due terremoti citati, la cui stima di magnitudo può essere affetta anche da errore sensibile in quanto ricavata a partire dalle approssimative informazioni macrosismiche dell'epoca, solo l'evento del 1976 ha superato la magnitudo 6, considerando i soli sismi friulani, in quanto quello del 1873 è avvenuto nel vicino Alpago. L'associazione di alcuni di questi terremoti alle faglie riconosciute nella regione è stata proposta recentemente da GALADINI et al. (2005).

Dall'esame della mappa epicentrale, è interessante notare l'allineamento sud ovest-nord est lungo il margine prealpino, dalla pianura veneta al Friuli centrale. Spostandosi ad oriente, gli epicentri sembrano delineare due direttrici: quella settentrionale, parallela e prossima al confine con l'Austria, e quella dei Friuli centrale, che si allunga verso il confine con la Slovenia. La prima è caratterizzata da sismi di magnitudo non elevata, fatta eccezione per l'evento del 1348. Il Friuli centrale, invece, è stato interessato nei secoli da diversi sismi di magnitudo piuttosto elevata; lievemente fuori contesto risulta l'epicentro decisamente più meridionale del terremoto del 1511.

Come per la magnitudo, anche per la localizzazione epicentrale degli eventi del 1348 e del 1511 bisogna segnalare la possibilità di errori non trascurabili.



Estratto della Carta Geologica del Friuli Venezia Giulia alla scala 1:150.000 del 2006

La mappa mostra ancora le concentrazioni di epicentri in Slovenia, in prossimità di Ljubljana e in Croazia, attorno a Rijeka. È ipotizzabile, ma non evidenziata chiaramente, un'orientazione nord ovest-sud est (dinarica) per la sismicità slovena: questa indicazione risulta molto più chiara dall'analisi della sismicità recente di bassa magnitudo (SLEJKO et al., 1989; CARULLI et al., 1990).

La presenza in Friuli di uno stile tettonico compressivo è supportata dai meccanismi focali, anche se non mancano pure soluzioni trascorrenti. Queste ultime si riferiscono a eventi della prima metà del XX secolo, quando la quantità dei dati non era soddisfacente ed è, perciò, doveroso considerare la possibilità di errori non trascurabili. La sequenza iniziata nel 1976, invece, ha evidenziato chiaramente un meccanismo compressivo all'origine di tutti i sismi principali (SLEJKO et al., 1999). Lo stile trascorrente delle faglie dinariche è, invece, ampiamente confermato dai meccanismi focali in Slovenia (DEL BEN et al., 1991).

Nella carta sono stati mappati gli epicentri dei terremoti con magnitudo maggiore o uguale a 4,0 avvenuti dall'anno 1000 al 2004. Sono stati utilizzati dei simboli diversi per evidenziare la data dei

terremoti e la loro dimensione che è proporzionale alla magnitudo dei sisma. Più precisamente, l'esagono indica eventi precedenti il 1932, anno di inizio della pubblicazione regolare del bollettino sismico della stazione di Trieste, mentre il cerchio evidenzia i terremoti successivi. Il colore blu indica i terremoti con profondità inferiore a 8 km mentre il colore rosso quelli più profondi. Questo dato, peraltro sempre piuttosto approssimato, si riferisce solo ai terremoti avvenuti dopo il 1975.

Nella tabella che segue sono riportati i terremoti con magnitudo (M) maggiore o uguale a 5,0 con le coordinate geografiche degli ipocentri, ricordando che il numero corrisponde a quello riportato nella carta e che l'asterisco sta ad indicare i terremoti per i quali è rappresentato il meccanismo focale; esso indica il tipo di faglia (normale, inversa, trascorrente) che ha generato l'evento.

N	DATA	LAT N	LONG E	M
1	1279 4 23	45,930	13,400	5,1
2	1348 1 25	46,493	13,428	7,0
3	1389 8 20	46,400	13,200	5,0
4	1511 3 26	46,158	13,227	6,7
5	1700 7 28	46,433	12,868	5,7
6	1776 7 10	46,233	12,706	5,8
7	1788 10 20	46,398	13,019	5,6
8	1794 6 7	46,297	12,795	5,4
9	1812 10 25	46,027	12,589	5,6
10	1873 6 29	46,150	12,380	6,3
11	1908 7 10	46,470	13,180	5,1
12	1920 5 5	46,384	13,144	5,3
13	1924 12 12	46,462	12,981	5,3
14*	1928 3 27	46,372	12,975	5,7
15	1931 12 25	46,259	13,104	5,1
16*	1936 10 18	46,088	12,380	5,9
17*	1976 5 6	46,241	13,119	6,4
18*	1976 9 15	46,250	13,120	5,9
19	1977 9 16	46,300	12,983	5,3
20*	1998 4 12	46,068	13,348	5,6
21	2004 7 12	46,306	13,641	5,1

Nello specifico, il comune di Pordenone appare 43 volte, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

Storia sismica di Pordenone

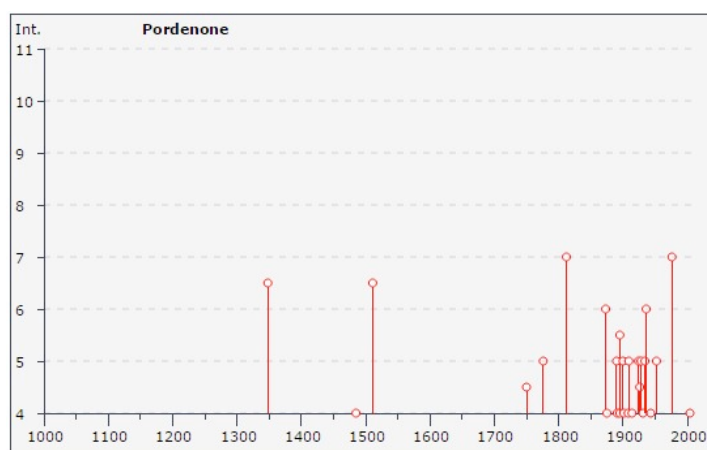
[45.964, 12.660]

Numero di eventi: 43

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6-7	<u>1348 01 25 15:30</u>	Carinzia	58	9-10 7.02 ±0.18
4	<u>1485 09 01</u>	PADOVA	4	5 4.30 ±0.87
6-7	<u>1511 03 26 14:40</u>	Slovenia	66	9 6.98 ±0.17
4-5	<u>1750 12 17</u>	RIJEKA	6	6-7 4.93 ±0.34
5	<u>1776 07 10</u>	TRAMONTI	19	8-9 5.78 ±0.38
7	<u>1812 10 25 07:00</u>	SEQUALS	34	7-8 5.71 ±0.35
6	<u>1873 06 29 03:58</u>	Bellunese	199	9-10 6.32 ±0.11
4	<u>1875 03 17 23:51</u>	Romagna sud-orientale	144	5.93 ±0.16
F	<u>1875 10 24 20:13</u>	BELLUNO	2	4 3.87 ±0.34
F	<u>1879 06 22 04:15</u>	TARCENTO	16	5-6 4.79 ±0.24
2-3	<u>1887 02 23 05:21</u>	Liguria occidentale	1516	6.97 ±0.15
5	<u>1890 03 26 20:10</u>	CADORE	48	6 4.96 ±0.38
4	<u>1891 06 07 01:06</u>	Valle d'Illasi	403	8-9 5.86 ±0.06
F	<u>1893 10 27 16:31</u>	LONGARONE	54	5 4.60 ±0.26
4	<u>1895 02 27 15:38</u>	CLAUT	31	5 4.49 ±0.28
5-6	<u>1895 04 14 22:17</u>	Slovenia	296	8 6.23 ±0.08
NF	<u>1897 07 15 05:57</u>	Slovenia	53	6-7 5.25 ±0.23
5	<u>1900 03 04 16:55</u>	VALDOBBIADENE	98	6-7 5.13 ±0.14
4	<u>1901 10 30 14:49</u>	Salò	190	8 5.70 ±0.10
4	<u>1908 07 10 02:13</u>	Carnia	120	7-8 5.38 ±0.13
5	<u>1909 01 13 00:45</u>	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
NF	<u>1913 11 25 20:55</u>	Val di Taro	73	4-5 4.84 ±0.20
4	<u>1914 10 27 09:22</u>	Garfagnana	618	7 5.76 ±0.09
3-4	<u>1920 05 05 14:41</u>	Carnia	35	6-7 5.10 ±0.21

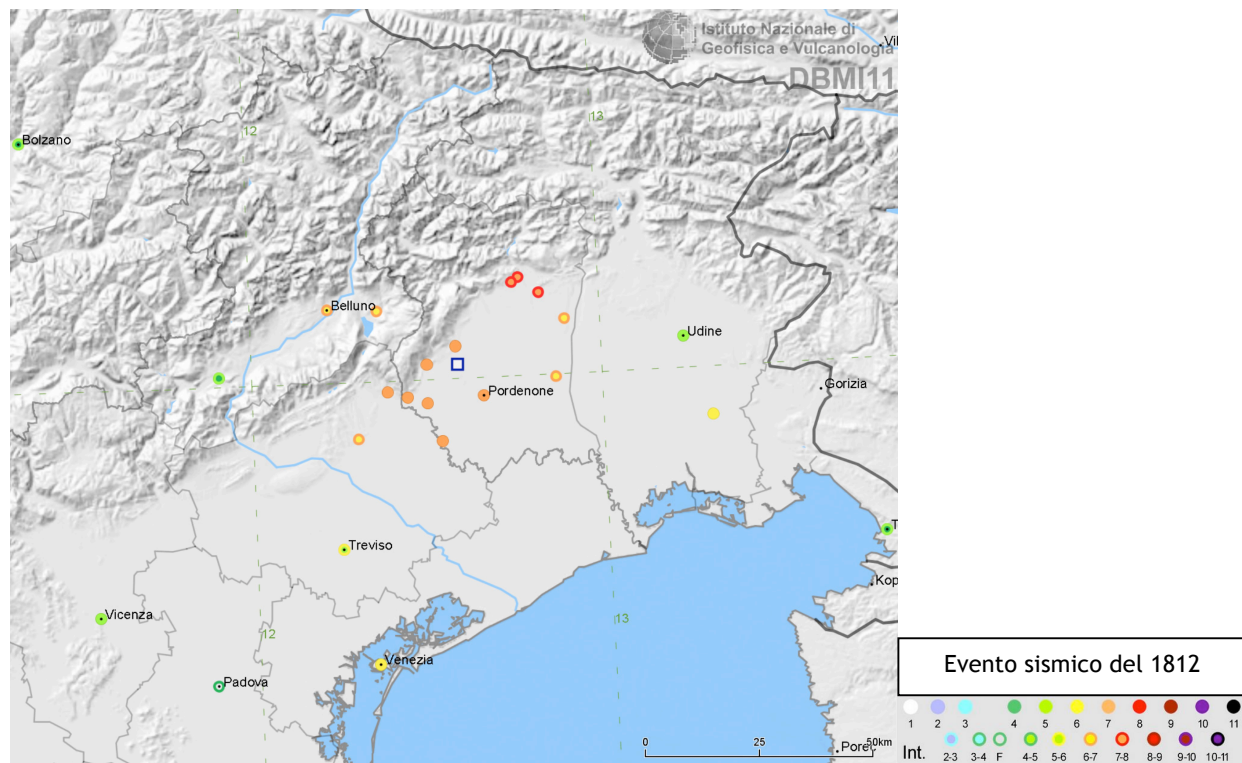
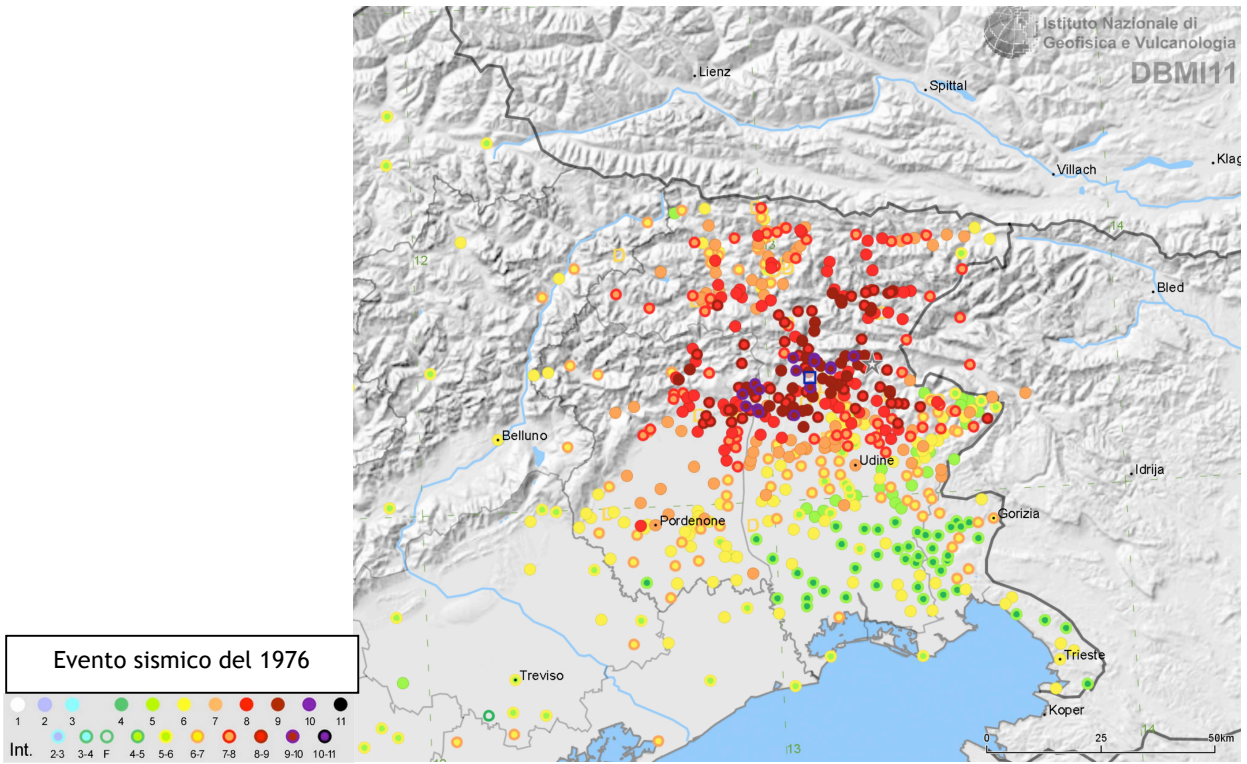
5	<u>1924 12 12 03:29</u>	Carnia	78	7 5.38 ±0.19
4-5	<u>1926 01 01 18:04</u>	Slovenia	63	7-8 5.85 ±0.18
5	<u>1928 03 27 08:32</u>	Carnia	359	9 5.84 ±0.09
NF	<u>1930 10 30 07:13</u>	SENIGALLIA	263	8 5.81 ±0.09
4	<u>1931 12 25 11:41</u>	TARCENTO	45	7 5.21 ±0.20
NF	<u>1934 05 04 13:56</u>	Carnia	80	6 4.85 ±0.19
5	<u>1934 06 08 03:16</u>	CLAUT	21	5-6 4.94 ±0.24
6	<u>1936 10 18 03:10</u>	BOSCO CANSIGLIO	267	9 6.12 ±0.09
4	<u>1943 07 24 01:43</u>	VALDOBBIADENE	29	7 5.20 ±0.23
5	<u>1952 01 18 01:36</u>	POLCENIGO	108	5 4.57 ±0.18
2	<u>1956 11 05 19:45</u>	PALUZZA	27	6 4.98 ±0.28
7	<u>1976 05 06 20:00</u>	Friuli	770	9-10 6.46 ±0.09
2-3	<u>1983 11 09 16:29</u>	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3	<u>1988 02 01 14:21</u>	VENZONE	273	6 4.65 ±0.09
2-3	<u>1996 02 27 11:13</u>	Barcis	150	5 4.48 ±0.11
3	<u>1996 04 13 13:00</u>	CLAUT-BARCIS	164	5-6 4.62 ±0.10
3	<u>1996 10 15 09:56</u>	Correggio	135	7 5.41 ±0.09
3-4	<u>2002 02 14 03:18</u>	Carnia	173	6 4.74 ±0.09
4	<u>2004 07 12 13:04</u>	Alpi Giulie	366	5.19 ±0.09

Il grafico seguente ricostruisce la storia sismica di Pordenone (per terremoti con intensità al sito superiore o uguale a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2004.



L'evento registrato il giorno 6 maggio dell'anno 1976 "Friuli" e quello del 25 ottobre dell'anno 1812 "Sequels" pur avendo magnitudo differenti sono stati avvertiti nel comune di Pordenone con la stessa intensità (MCS) a causa delle diverse distanze dalle sorgenti sismiche.

Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI11, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1812 sarebbe stata pari a 5,71 e, a Pordenone, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS pari a 7, mentre l'evento del 1976, con magnitudo M_w pari a 6,46 è stato segnalato con I (MCS) di 7.



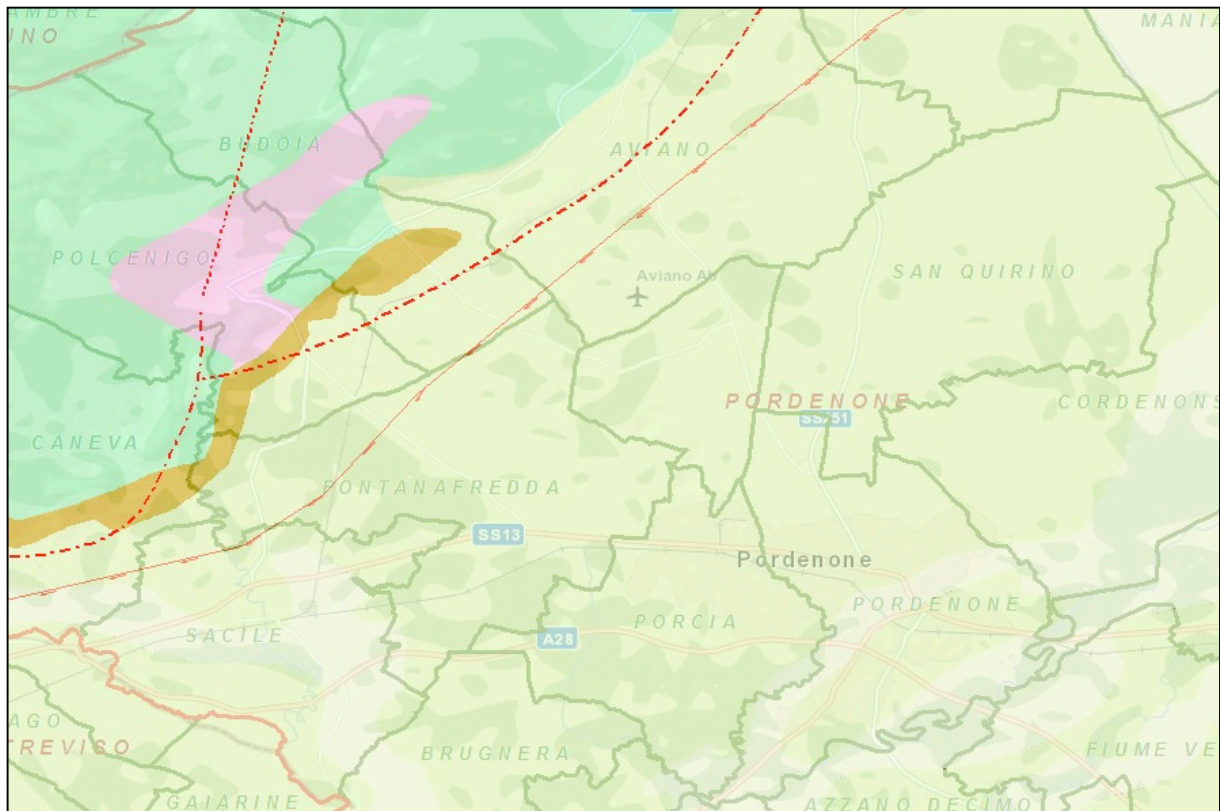
4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Pordenone, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.1.1.

Le sorgenti sismogenetiche rappresentano le zone che sono state riconosciute come origine dei terremoti grazie allo studio della sismicità storica e delle indagini geologiche.

ITHACA è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali.

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile individuare, nella zona in esame, una serie di faglie dirette e inverse, ubicabili indicativamente come nelle figure sotto riportate (immagini estratte dal sito dell'ISPRA).

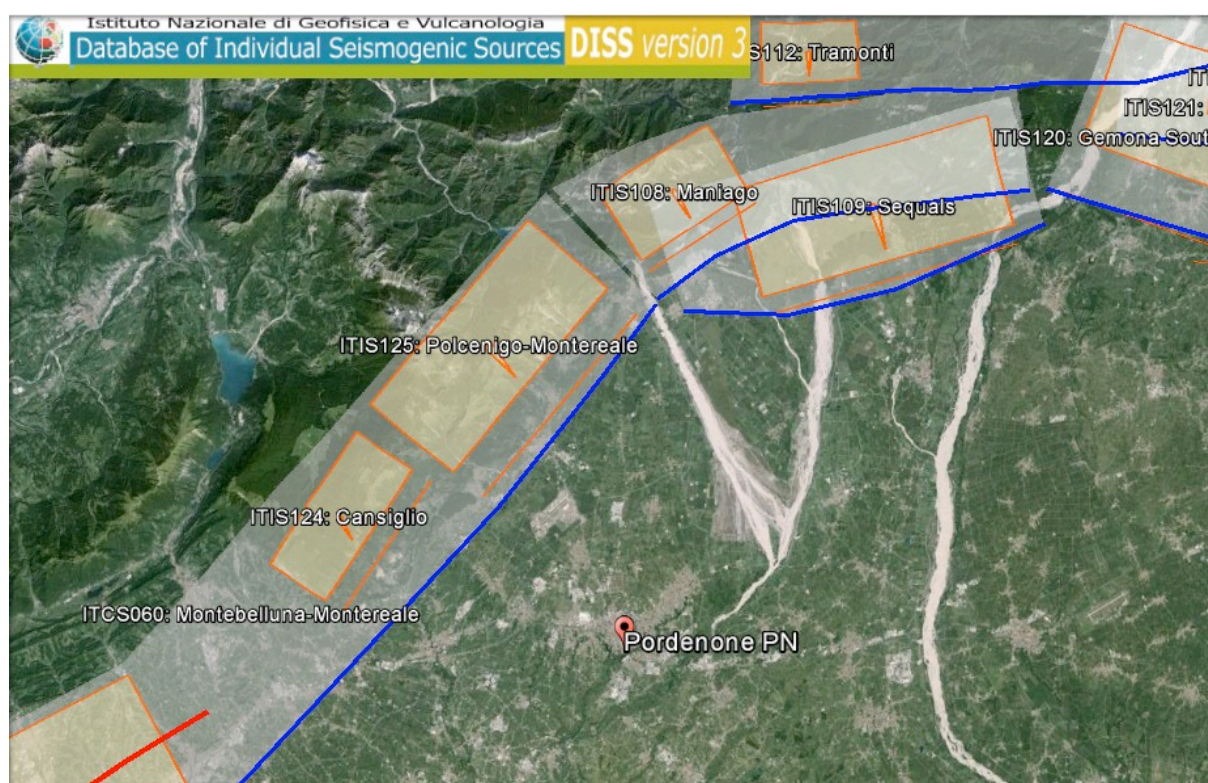


La figura evidenzia che il comune di Pordenone non è interessato dalla presenza di faglie capaci.

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.1.1 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

- **Sorgenti individuali (IS):** per le quali viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.
- **Sorgenti composite (CS):** sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.
- **Sorgenti dibattute (DS):** sono zone proposte in letteratura come potenziali sorgenti, ma considerate ancora non sufficientemente attendibili per entrare nel database.

La mappa del DISS inserisce il comune di Pordenone a sud-est della zona ITCS060 “Montebelluna-Montereale”.



La Zona ITCS060 “Montebelluna-Montereale”, sintetizzata nella tabella che segue, schematizza un’area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

Minima profondità (km)	1.0
Massima profondità (km)	9.0
Direzione (°)	210 - 245
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	60 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.31 - 1.56
Magnitudo massima	6,5

Questa fonte composita si trova a cavallo tra il Veneto e il Friuli a metà strada tra le città di Belluno (a nord-ovest) e Pordenone (a sud-est). Questa fonte appartiene al sistema di spinta della catena sud-alpina orientale che confina con la pianura veneto-friulana, nel nord-est d'Italia.

Gli eventi dannosi e distruttivi sono concentrati nel settore orientale della sorgente. Il 25 ottobre 1812 (Mw 5.7, Sequals) un terremoto ha colpito la pianura friulana verso Pordenone; il 18 ottobre 1936 (Mw 6.1) sono state colpite le colline a Bosco del Cansiglio, mentre il 29 Giugno 1873 (Mw 6.3) si è verificato un terremoto nella zona Bellunese.

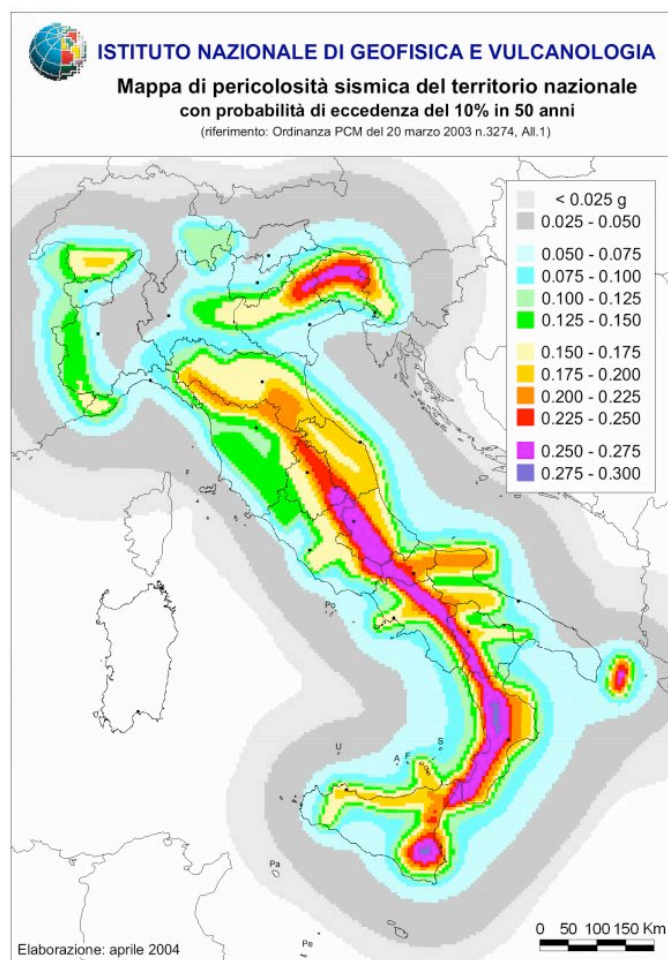
Il settore sud-occidentale di questa fonte è caratterizzata dalla spinta Montello-Conegliano, la struttura più notevole della Catena sud-alpina orientale, la cui geometria ed evoluzione è stata studiata da diversi autori (ad esempio Ferrarese et al., 1998; Benedetti et al., 2000; Fantoni et al., 2001). Dati strutturali e geologici di superficie mostrano che il *thrust* Montello-Conegliano è una faglia continua che lascia il posto ad est al *thrust* Cansiglio (Galadini et al., 2005).

All'interno della Zona ITCS060 "Montebelluna-Montereale" sono state individuate, nell'intorno dell'area in esame le seguenti sorgenti individuali (IS):

- 1) ITIS124 "Cansiglio"
- 2) ITIS125 "Polcenigo-Montereale"
- 3) ITIS108 "Maniago"
- 4) ITIS109 "Sequals"

4.5 Zonazione sismica nazionale

In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento denominato "Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile" (INGV, Milano-Roma, aprile 2004, 65 pp. + 5 appendici), che rappresenta il punto di riferimento per le valutazioni di pericolosità sismica su tutto il territorio nazionale (figura seguente).

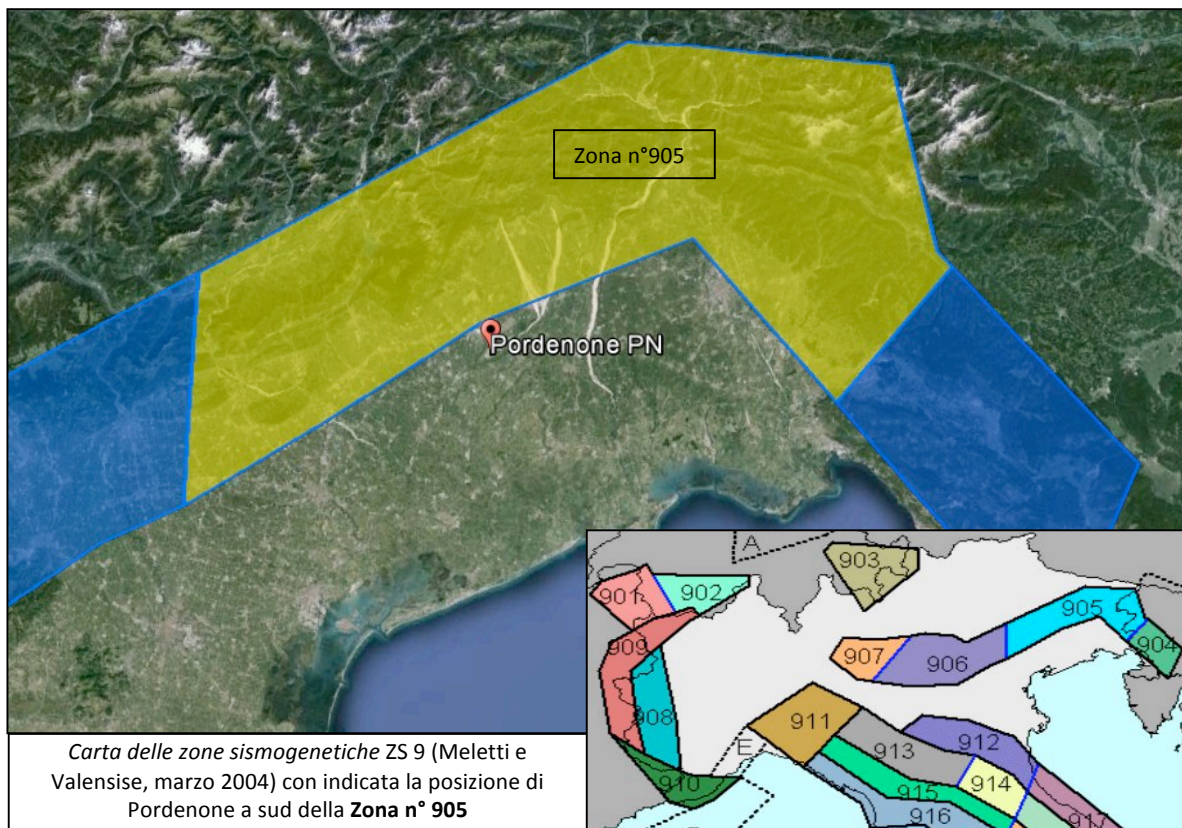
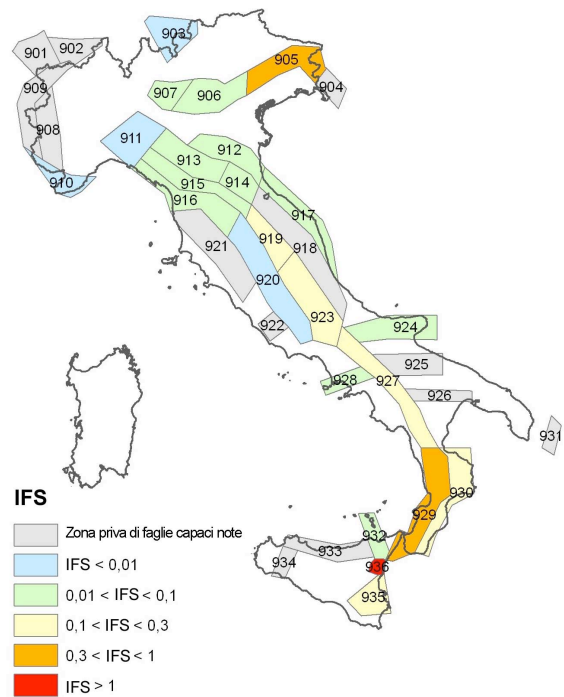


All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9, che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull'impianto generale e sul *background* informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio (con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all'epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI11). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.

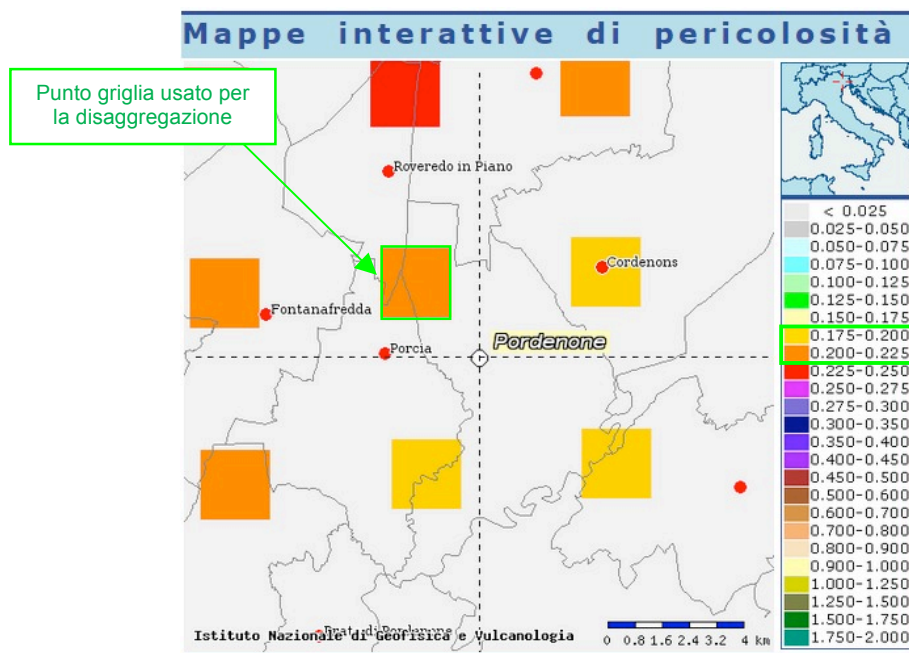
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Friuli ricade la zona sismogenetica n°905 “Friuli-Veneto orientale” che interessa la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana Sacile - Spilimbergo - Udine. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati è di tipo faglia inversa, con una profondità ipocentrale media stimata di 8 km. La zona è legata all’interazione Adria-Europa ma presenta una sismicità differente.

Il comune di Pordenone è ubicato poco a sud della zona sismogenetica n°905.



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e la caratterizzazione delle zone sismogenetiche finora riconosciute e descritte in precedenza è stata tradotta in una Carta di Pericolosità Sismica, valida su tutto il territorio nazionale ed entrata in vigore con l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006. Nella Carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il comune di Pordenone, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi subpianeggianti di Categoria A.



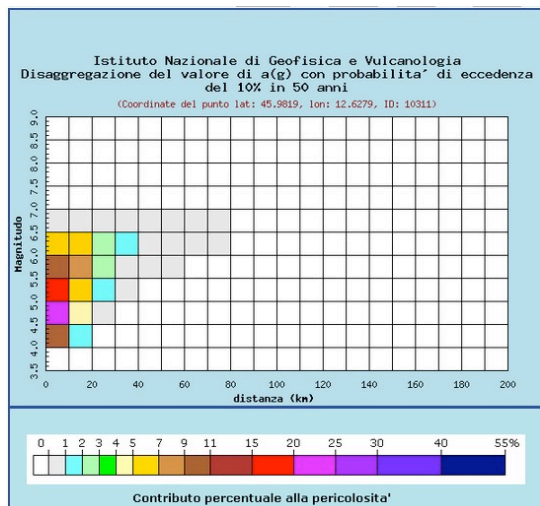
Carta di pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di Categoria A ($V_{s,30} > 800$ m/s) subpianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2008)

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio oggetto dello studio di MS è caratterizzato da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,175g e 0,225g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa.

a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

zona	accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni $[a_g]$	accelerazione orizzontale massima convenzionale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico $[a_g]$
1	$0,25 < a_g \leq 0,35 g$	0,35 g
2	$0,15 < a_g \leq 0,25 g$	0,25 g
3	$0,05 < a_g \leq 0,15 g$	0,15 g
4	$\leq 0,05 g$	0,05 g

Infine, si riporta il calcolo della disaggregazione della pericolosità: questa ha lo scopo di individuare il maggior contributo alla pericolosità del sito in termini di magnitudo-distanza di un evento. I grafici riportati sotto sono stati desunti dalle Mappe Interattive di Pericolosità Sismica dell'INGV e sono relativi al punto della griglia definito nella figura precedente (Carta di Pericolosità Sismica dell'INGV).



Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 45.9819, lon: 12.6279, ID: 10311)										
	Magnitudo										
	3,5-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5	5,5-6,0	6,0-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,5-8,0	8,0-8,5	8,5-9,0
0-10	0,000	9,910	22,000	16,100	9,990	5,340	0,675	0,000	0,000	0,000	0,000
10-20	0,000	1,200	4,970	6,820	7,000	5,740	0,925	0,000	0,000	0,000	0,000
20-30	0,000	0,000	0,187	1,190	2,220	2,700	0,540	0,000	0,000	0,000	0,000
30-40	0,000	0,000	0,000	0,064	0,556	1,050	0,250	0,000	0,000	0,000	0,000
40-50	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,281	0,082	0,000	0,000	0,000	0,000
50-60	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,078	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000
60-70	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
70-80	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
80-90	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
90-100	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
100-110	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
110-120	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
120-130	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
130-140	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
140-150	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
150-160	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
160-170	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
170-180	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
180-190	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
190-200	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata al n° 905 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici e, in rapporto agli epicentri noti, non esisterebbe quindi l'effetto distanza.

Secondo il paragrafo 2.8 degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per la Zona n° 905 vale $M_{wmax} = 6,60$.

Tabella 2.8-1 – Valori di M_{wmax} per le zone sismogenetiche di ZS9 (estratto da Gruppo di lavoro, 2004)

Nome ZS	Numero ZS	M_{wmax}
Colli Albani, Etna	922, 936	5.45
Ischia-Vesuvio	928	5.91
Altre zone	901, 902, 903, 904, 907, 908, 909, 911, 912, 913, 914, 916, 917, 920, 921, 926, 932, 933, 934	6.14
Medio-Marchigiana/Abruzzese, Appennino Umbro, Nizza Sanremo	918, 919, 910	6.37
Friuli-Veneto Orientale, Garda-Veronese, Garfagnana-Mugello, Calabria Jonica	905, 906, 915, 930	6.60
Molise-Gargano, Ofanto, Canale d'Otranto	924, 925, 931	6.83
Appennino Abruzzese, Sannio - Irpinia-Basilicata	923, 927	7.06
Calabria tirrenica, Iblei	929, 935	7.29

5 MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti “effetti locali”, ossia nelle differenti risposte del territorio alle azioni sismiche, legate alla variazione delle sue condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Un’efficace cultura di difesa dai terremoti deve essere fondata su una valutazione della pericolosità locale a scala urbana, più ampia di quella della singola costruzione, e deve potersi basare su un’operazione tecnico-scientifica che sia autorizzata a rientrare a pieno titolo nelle valutazioni urbanistiche di riduzione del rischio e nelle politiche di pianificazione del territorio.

Tale operazione è, appunto, la Microzonazione Sismica: la MS è l’operazione di suddivisione di un dato territorio in zone omogenee sotto il profilo della risposta ad un terremoto di riferimento, valutata tenendo conto delle interazioni tra le onde sismiche e le condizioni proprie di ogni zona individuata (pericolosità sismica locale).

5.2 La natura del problema

Durante lo scuotimento sismico e immediatamente dopo il terremoto, si verificano degli effetti molto appariscenti e, spesso, più devastanti dell’onda sismica, che sono tra le cause più importanti di vittime e danni: questi sono gli “effetti di sito”, che sono ormai ben conosciuti e possono amplificare notevolmente le sollecitazioni nelle strutture (di entità tale da portarle fino al collasso) o essere rappresentati da rotture del terreno, movimenti franosi, elevati cedimenti nei terreni soffici, liquefazione dei terreni incoerenti saturi. Le figure sottostanti sono un esempio di tali effetti.



Le osservazioni condotte nei secoli hanno dimostrato come possono verificarsi situazioni completamente differenti all'interno dello stesso territorio, anche a breve distanza; fin dagli anni '70, le ricerche scientifiche hanno evidenziato che la causa maggiore di variabilità spaziale del moto sismico sono i fenomeni legati alla propagazione delle onde S nei depositi di terreno, lungo la direzione verticale.

Da tali osservazioni è nata la necessità di iniziare degli studi per ipotizzare il comportamento del territorio in caso di terremoto e, di conseguenza, per valutare la pericolosità sismica locale e realizzare la MS, precedentemente definita.

La MS può assumere forme molto diverse a seconda delle condizioni territoriali in cui viene realizzata ed è difficile da standardizzare anche se, grazie ad alcune procedure ormai consolidate, è possibile sintetizzare lo studio di MS in una cartografia del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante (Categoria A di sottosuolo secondo Eurocodice 8) e, pertanto, gli scuotimenti attesi sono equiparati a quelli forniti dagli studi di pericolosità di base;
- le zone in cui il moto sismico viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche del terreno e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti o suscettibili di attivazione fenomeni di deformazione permanente del territorio indotti o innescati dal sisma (instabilità di versante, liquefazione, fagliazione superficiale, cedimenti differenziali, ecc.).

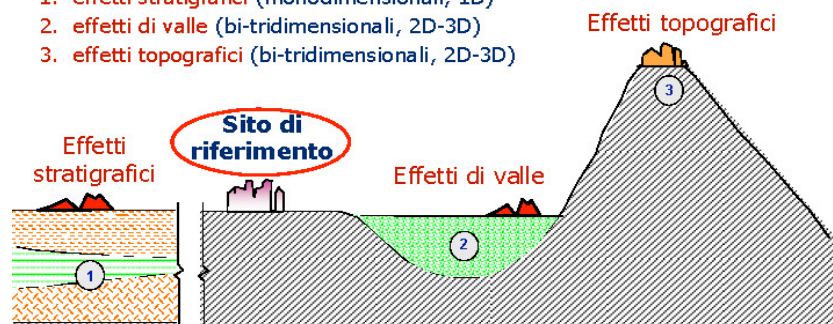
In sostanza, dal punto di vista della pericolosità, la MS distingue le seguenti aree:

- **aree sismicamente stabili**, dove possono verificarsi o meno "effetti di sito" (stratigrafici, di valle, topografici, ecc.);
- **aree sismicamente instabili**, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.

EFFETTI DI SITO

➤ Qualunque sia l'effetto locale analizzato è necessario valutare preliminarmente gli "Effetti di sito" ("Risposta Sismica Locale"), ovvero le **modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza** del moto sismico rispetto al **moto di riferimento su affioramento rigido pianeggiante**

- Si distinguono 3 tipi principali di effetti:
1. **effetti stratigrafici** (monodimensionali, 1D)
 2. **effetti di valle** (bi-tridimensionali, 2D-3D)
 3. **effetti topografici** (bi-tridimensionali, 2D-3D)



A tal proposito, per la mitigazione del rischio sismico a scala locale, la finalità di uno studio di MS è, pertanto, quello di pervenire alla stesura di una mappa, dove:

- siano identificati i confini delle zone con analogo risposta al terremoto di riferimento;
- vengano indicati i livelli di pericolosità delle diverse zone attraverso opportuni indicatori.

La mappa di MS diventa, quindi, una cartografia di sintesi che identifica il tipo di problema e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Pordenone, tali informazioni serviranno a fornire all'amministrazione comunale uno strumento utile per la futura programmazione territoriale, la pianificazione urbanistica e la gestione delle emergenze, nonché per un eventuale ricostruzione post-sismica.

Si fa comunque presente che la MS è legata alla gestione del territorio e alla pianificazione urbanistica e non al progetto delle strutture.

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso in termini di ampiezza, durata e frequenza o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture. Essa si colloca a un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento a un terreno ideale rigido e pianeggiante per il quale fornisce dei parametri indicativi della pericolosità di base, e la progettazione antisismica, che opera invece a scala di singolo manufatto.

L'obiettivo principale è quello di distinguere le zone il cui comportamento può essere instabile (aree critiche) dalle zone dove possono aversi o meno fenomeni di amplificazione del moto sismico (aree stabili suscettibili o non suscettibili), mentre il secondo obiettivo è quello di valutarne la risposta.

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile (2008), prevedono tre Livelli di approfondimento (1, 2, 3).

In sintesi:

- il **Livello 1**, propedeutico ai veri e propri studi di MS, si basa prevalentemente sulla raccolta di dati preesistenti, elaborati per suddividere il territorio in microzone qualitativamente omogenee in prospettiva sismica;
- il **Livello 2** associa alle zone omogenee dei parametri quantitativi di interesse ingegneristico-strutturale, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce la "Carta di microzonazione sismica";
- il **Livello 3** quantifica numericamente l'amplificazione del moto sismico atteso in superficie tramite un'analisi monodimensionale o bidimensionale, a seconda delle condizioni geologiche/topografiche presenti nel sito d'indagine, e restituisce una "Carta di microzonazione sismica" con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Va sottolineato che l'adozione di tre livelli consente una grande flessibilità nelle applicazioni, in quanto permette di adeguare il livello di approfondimento alle risorse e ai tempi disponibili, nonché al tipo di utilizzo. Si ritiene che, soprattutto nei piccoli centri abitati o nelle fasi preliminari di stesura dei piani urbanistici, anche il Livello 1 si possa rivelare di grande efficacia ai fini della prevenzione sismica.

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa il Livello 1 previsto dagli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica del Dipartimento della Protezione Civile”.

Come detto in premessa, in aggiunta agli standard del Livello 1, è stato eseguito un approfondimento quantitativo della risposta sismica locale, misurando le frequenze di vibrazione del sottosuolo sull'intero territorio comunale, valutando localmente le velocità di propagazione delle onde S nei litotipi più rappresentativi e ricostruendo, tramite misure elettriche, la stratigrafia locale.

Inoltre, lo studio di vulnerabilità effettuato presso alcuni edifici comunali ha permesso di valutare il loro grado di sicurezza mentre in alcune aree l'amplificazione caratteristica del sito è stata quantificata tramite modellizzazioni numeriche avanzate in campo dinamico, proprie del Livello 3 di approfondimento.

6 DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE

6.1 Indagini pregresse

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.R.G. comunale e presso gli archivi dell'ufficio tecnico. In particolare, quest'ultima non ha prodotto particolari indagini geofisiche significative per il presente lavoro. Le indagini, per la maggior parte di carattere geologico e geotecnico, ritenute significative per il presente lavoro sono state informatizzate e archiviate sia nel *database* allegato sia nell'apposita cartella di archiviazione.

6.2 Indagini di nuova realizzazione

Per questo motivo, al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni del comune di Pordenone, sono state condotte alcune misure geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi; le indagini condotte sono state schedate e riportate in allegato. In particolare, sono state effettuate:

- n° 48 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) per individuare le frequenze di risonanza dei siti;
- n° 48 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- n° 5 profili geoelettrici 2D in configurazione Wenner con 24 elettrodi per misurare la resistività dei terreni al fine di valutare l'assetto stratigrafico locale.

6.3 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini

6.3.1 Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)

La tecnica di sismica passiva (tecnica dei rapporti spettrali o H.V.S.R., *Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) è totalmente non invasiva, molto rapida, si può applicare ovunque e non richiede nessun tipo di perforazione, né stendimento di cavi, né energizzazioni esterne diverse dal rumore ambientale che in natura già esiste ovunque. I risultati che si possono ottenere da una registrazione di questo tipo sono:

- la **frequenza caratteristica di risonanza del sito**, che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di *doppia risonanza*, estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;
- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito (*free field*) e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** , calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà quindi possibile calcolare la $V_{s,30}$ e la relativa categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 14/01/2008;
- la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 m e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 m. Il principio su cui si basa la

presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e la densità del mezzo stesso.

Le basi teoriche della tecnica H.V.S.R. si rifanno in parte alla sismica tradizionale (riflessione, rifrazione, diffrazione) e in parte alla teoria dei microtremori. La forma di un'onda registrata in un sito x da uno strumento dipende:

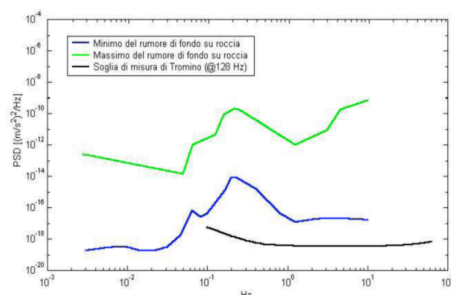
- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente s ;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente s al sito x (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
- dalla risposta dello strumento.

Possiamo scrivere questo come:

segnale registrazione al sito x = sorgente * effetti di percorso * funzione trasferimento strumento

Il rumore sismico ambientale, presente ovunque sulla superficie terrestre, è generato dai fenomeni atmosferici (onde oceaniche, vento) e dall'attività antropica oltre che, ovviamente, dall'attività dinamica terrestre. Si chiama anche *microtremore* poiché riguarda oscillazioni molto piccole, molto più piccole di quelle indotte dai terremoti. I metodi che si basano sulla sua acquisizione si dicono passivi, poiché il rumore non è generato *ad hoc*, come ad esempio le esplosioni della sismica attiva. Nel tragitto dalla sorgente s al sito x le onde elastiche (sia di terremoto che microtremore) subiscono riflessioni, rifrazioni, intrappolamenti per fenomeni di guida d'onda, attenuazioni che dipendono dalla natura del sottosuolo attraversato. Questo significa che, se da un lato l'informazione riguardante la sorgente è persa e non sono più applicabili le tecniche della sismica classica, è presente comunque una parte debolmente correlata nel segnale che può essere estratta e che contiene le informazioni concernenti il percorso del segnale e, in particolare, relative alla struttura locale vicino al sensore. Dunque, anche il debole rumore sismico, che tradizionalmente costituisce la parte di segnale scartata dalla sismologia classica, contiene informazioni. Questa informazione è però sepolta all'interno del rumore casuale e può essere estratta attraverso tecniche opportune. Una di queste tecniche è la teoria dei rapporti spettrali o semplicemente H.V.S.R., che è in grado di fornire stime affidabili delle frequenze principali del sottosuolo, informazione di notevole importanza nell'ingegneria sismica.

Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta Micromed Spa modello *Tromino*[®] *ENGY-Plus* che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri elettrodinamici ortogonali tra loro ad alta definizione con intervallo di frequenza compreso tra 0,1 Hz e 256 Hz. Nella figura a fianco si riporta la curva di rumore di *Tromino*[®] a confronto con i modelli standard di rumore sismico massimo (in verde) e minimo (in blu) per la Terra. Gli spettri di potenza sono espressi in termini di accelerazione e sono relativi alla componente verticale del moto.



6.3.1.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze fondamentali di risonanza del terreno fanno parte degli “effetti di sito” che, assieme all’instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura.

Analizzando la “Carta delle frequenze” e la “Carta delle indagini” successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall’incarico e come le n°48 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Pordenone: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere le modalità di risposta dei vari ambienti geomorfologici alle sollecitazioni sismiche.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (frequenze fondamentali (f_0) e quelle con ampiezza H/V massima (f_{max})), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state eseguite considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, viene riportata la qualità della misura in base ad un protocollo proposto nei recenti aggiornamenti degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica” che verrà descritto successivamente.

Codice Prova	f_0 (0,1-20 Hz)	f_{max} (0,1-20 Hz)	Classe (indice di qualità)
T1	Misura disturbata	Misura disturbata	C
T2	0,42	0,91	B-1
T3	1,19	1,19	A-1
T4	0,40	1,13	A-1
T5	0,41	0,40	A-1
T6	0,55	4,63	A-1
T7	0,52	3,72	A-1
T8	1,00	2,47	A-1
T9	0,44	0,44	B-1
T10	0,97	0,97	A-1
T11	1,00	1,00	A-1
T12	1,78	1,78	A-1
T13	1,13	1,13	A-1
T14	0,59	0,59	B-1
T15	0,44	0,44	A-1
T16	0,30	2,22	A-1
T17	0,90	4,94	A-1
T18	0,42	0,90	B-1
T19	5,80	5,80	B-1
T20	0,50	4,31	B-1
T21	9,06	9,06	A-1
T22	13,00	13,00	B-1
T23	0	0	B-2
T24	9,38	9,38	A-1

T25	1,06	1,06	B-1
T26	0,41	0,41	B-1
T27	0,38	1,09	A-1
T28	0,41	0,41	B-1
T29	0,31	0,31	B-1
T30	Misura disturbata	Misura disturbata	C
T31	0	0	A-2
T32	11,81	11,81	A-1
T33	17,81	17,81	A-1
T34	0,41	19,97	A-1
T35	0,90	9,63	A-1
T36	0,42	0,90	B-1
T37	0,40	8,63	A-1
T38	0,43	0,94	B-1
T39	0,40	7,50	B-1
T40	0,42	8,72	A-1
T41	0,40	2,38	A-1
T42	0,41	7,19	B-1
T43	0,44	7,00	A-1
T44	0,46	6,19	A-1
T45	0,40	1,00	B-1
T46	0,40	0,40	B-1
T47	6,56	6,56	A-1
T48	0,37	8,88	A-1

Per comprendere il significato delle classi relative alla qualità delle misure effettuate si riporta, a seguire, la loro descrizione.

Classe A: H/V affidabile e interpretabile; può essere utilizzata anche da sola.

1. la forma dell'H/V nell'intervallo di frequenze di interesse rimane stazionaria per almeno il 30% circa della durata della misura (*stazionarietà*)
2. le variazioni azimutali di ampiezza non superano il 30% del massimo (*isotropia*)
3. non ci sono indizi di rumore elettromagnetico nella banda di frequenza di interesse (*assenza di disturbi*)
4. i massimi sono caratterizzati da una diminuzione localizzata di ampiezza dello spettro verticale (*plausibilità fisica*)
5. i criteri di SESAME per una curva H/V attendibile (primi 3 criteri) sono verificati (*robustezza statistica*)
6. la misura è durata almeno 15/20 minuti (*durata*)

ECCEZIONE: misure effettuate su roccia integra affiorante o in zone alluvionali fini con basamento sismico molto profondo (tipicamente >1 km) possono non mostrare alcun picco statisticamente significativo della curva H/V nell'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico, a causa dell'assenza di contrasti di impedenza sufficientemente marcati. In questi casi, in cui la curva H/V apparirà piatta e con ampiezza circa pari a 1, il criterio 5 risulterà non verificato anche se la misura è di fatto attendibile. In questo solo caso la misura può ricadere nella classe A ma si consiglia di ripetere la misura per confermare l'effettiva assenza di massimi significativi.

Classe B: curva H/V sospetta (da "interpretare"); va utilizzata con cautela e solo se coerente con altre misure ottenute nelle vicinanze.

1. almeno una delle condizioni della classe A non è soddisfatta, a condizione che non si rientri nell'ECCEZIONE citata per la Classe A

Classe C: curva H/V scadente e di difficile interpretazione; non va utilizzata.

1. misura di tipo B nella quale la curva H/V mostra una ampiezza crescente al diminuire della frequenza (deriva), indice di un movimento dello strumento durante la misura
2. misura di tipo B nella quale si evidenzia la presenza di rumore elettromagnetico nell'intervallo di frequenze di potenziale interesse

I criteri delineati sopra non riguardano l'interpretazione in chiave geologico-stratigrafica della curva, per la quale sono richiesti ulteriori criteri (per esempio i criteri SESAME per la "chiarezza" del picco).

Per le sole Classi A e B, si possono pertanto definire due sottoclassi delle classi precedenti, ossia:

- Tipo 1. Presenta almeno un picco "chiaro" secondo i criteri di SESAME: possibile risonanza
- Tipo 2. Non presenta picchi "chiari" nell'intervallo di frequenze di interesse: assenza di risonanza

6.3.2 Indagine sismica di tipo passivo in *array* (Re.Mi.)

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie. Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico-matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

La procedura Re.Mi. è un metodo di prospezione sismica sviluppato presso l'Università di Reno in Nevada (Louie, 2001) e viene classificato come *metodo passivo* in quanto utilizza il rumore ambientale. I vantaggi derivanti da questo metodo sono molteplici poiché è veloce e semplice da usare in fase di acquisizione, raggiunge una buona profondità e risoluzione d'indagine ma, soprattutto, permette di ottenere migliori risultati in ambienti particolarmente urbanizzati. La fase di acquisizione deve essere effettuata con una serie di accorgimenti e precauzioni da adottare in sito e nella pianificazione della registrazione. Tutto è finalizzato alla registrazione di dati contenenti la miglior informazione possibile riguardo alla propagazione delle onde di Rayleigh con buon rapporto segnale-rumore.

Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso Re.Mi. la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e di questi si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* spaziale: risulta quindi necessario soddisfare la condizione di *omnidirezionalità* delle sorgenti, cioè si suppone che il rumore ambientale provenga sostanzialmente da tutte le direzioni.

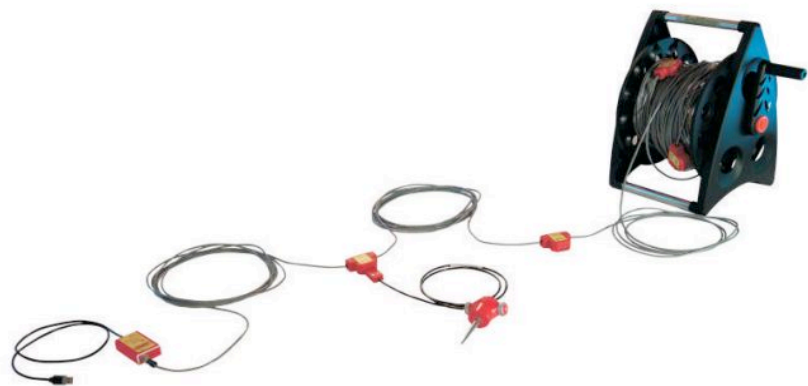
I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono

da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx , che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine. La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r), che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1,1 V_r$). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio x-t (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.

La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame.

Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.6.4 - 2013.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n°9 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.



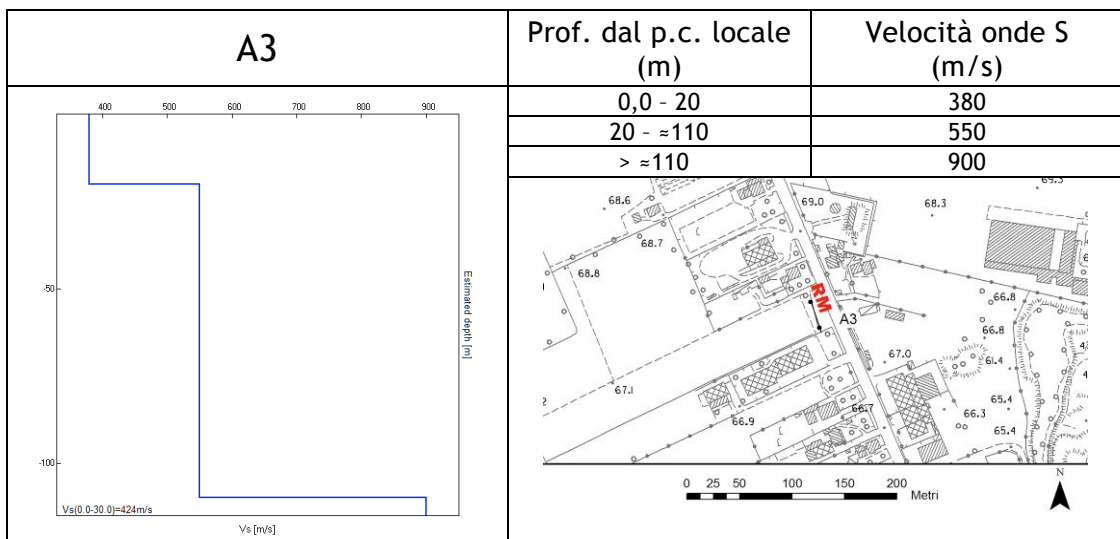
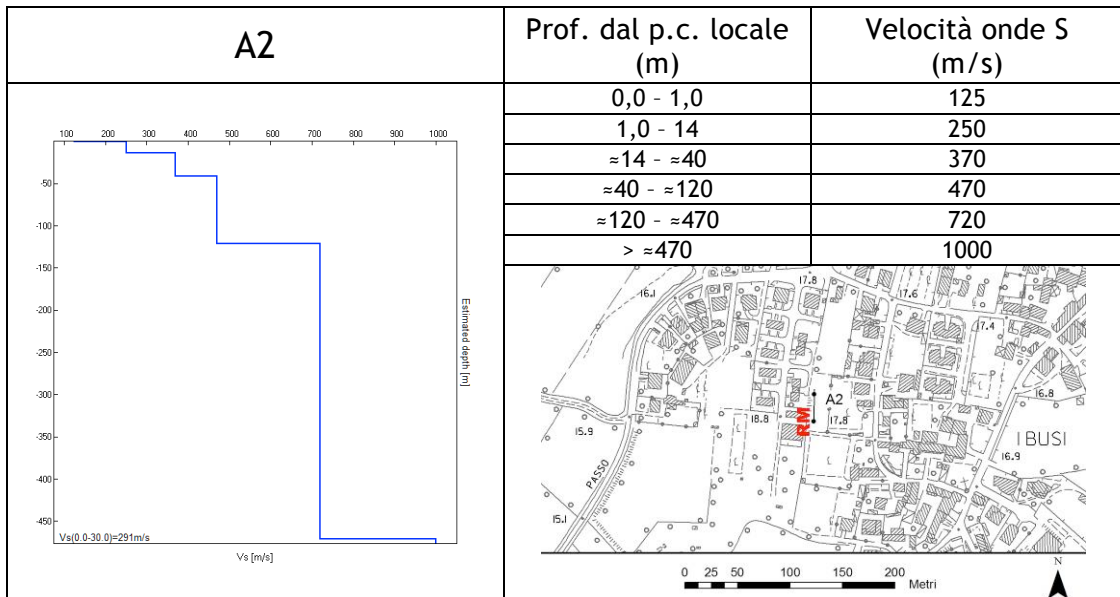
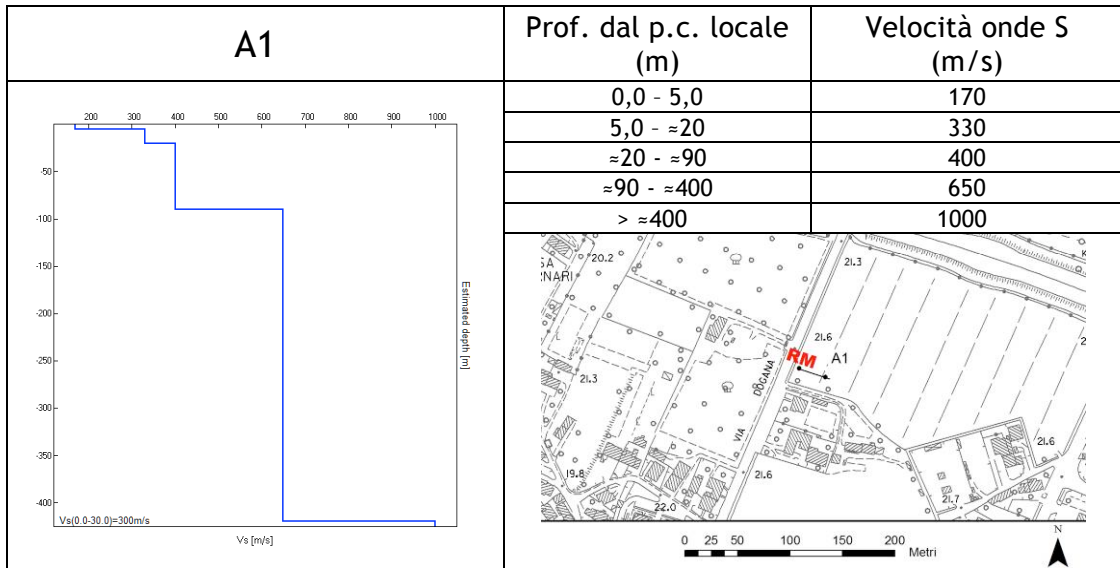
6.3.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

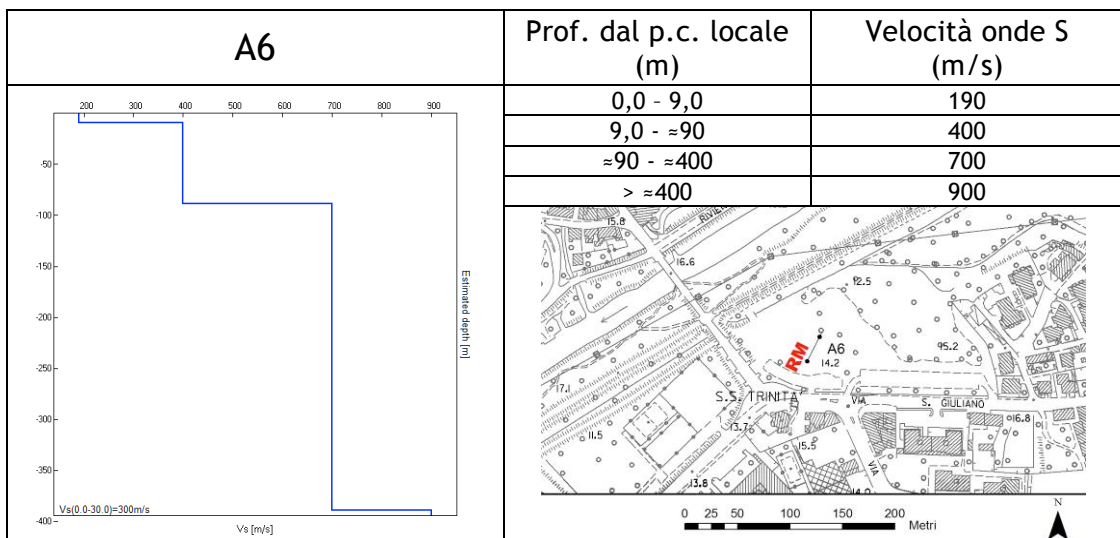
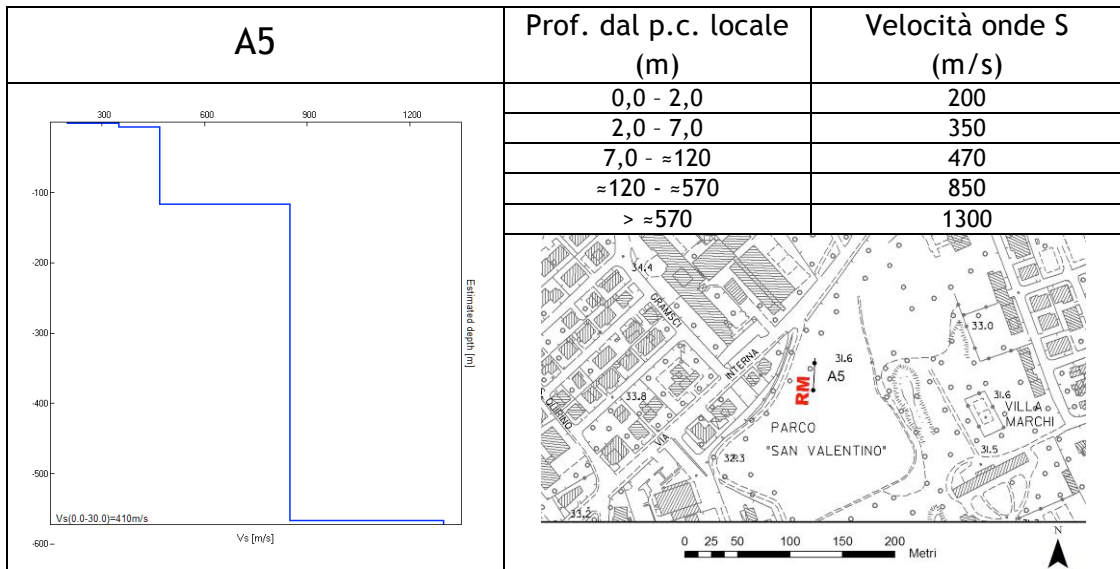
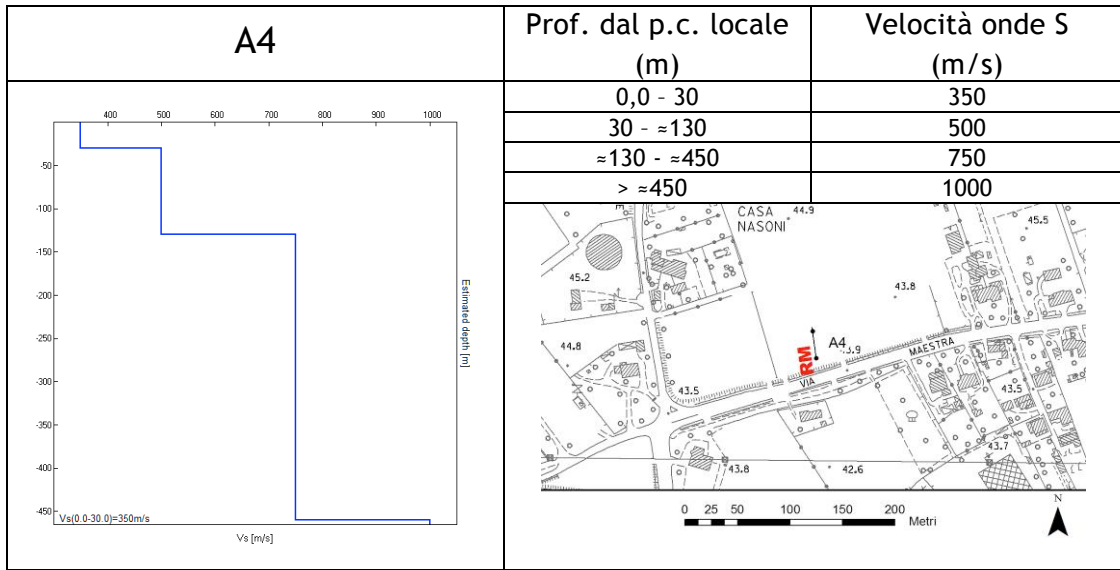
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s) dei terreni testati.

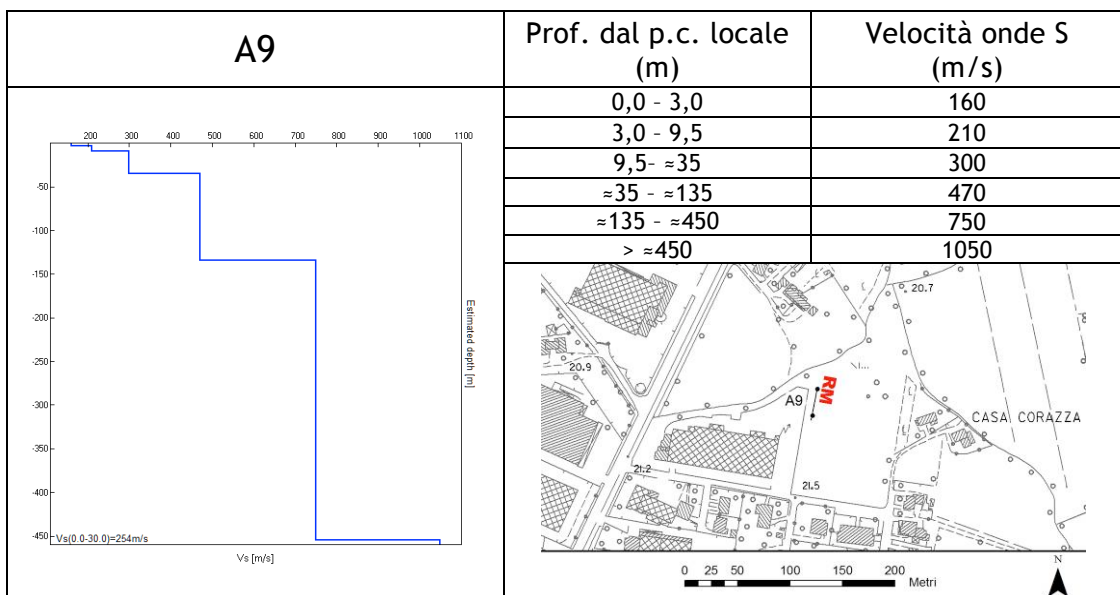
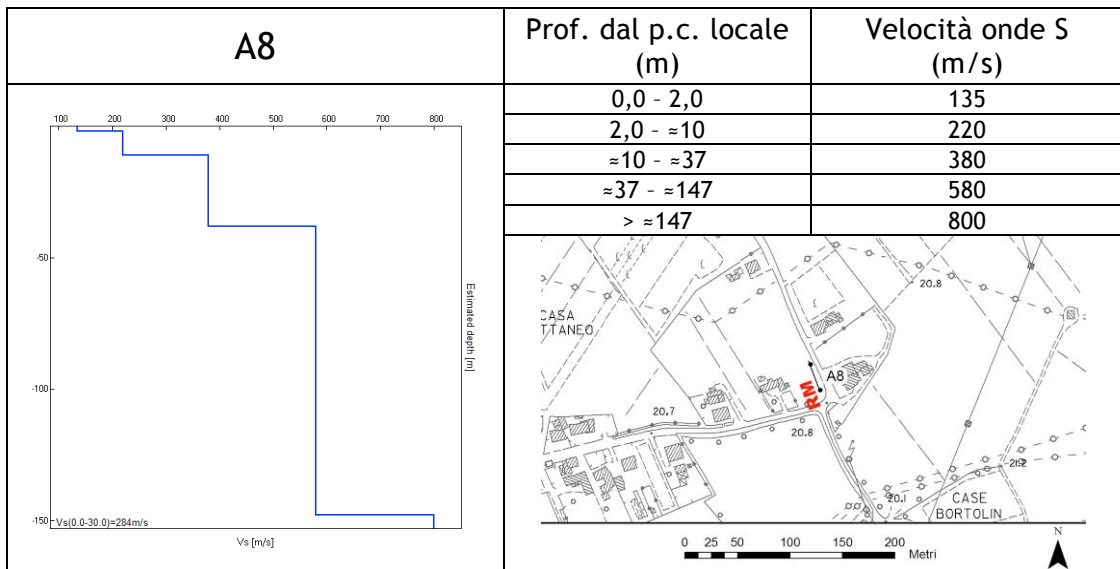
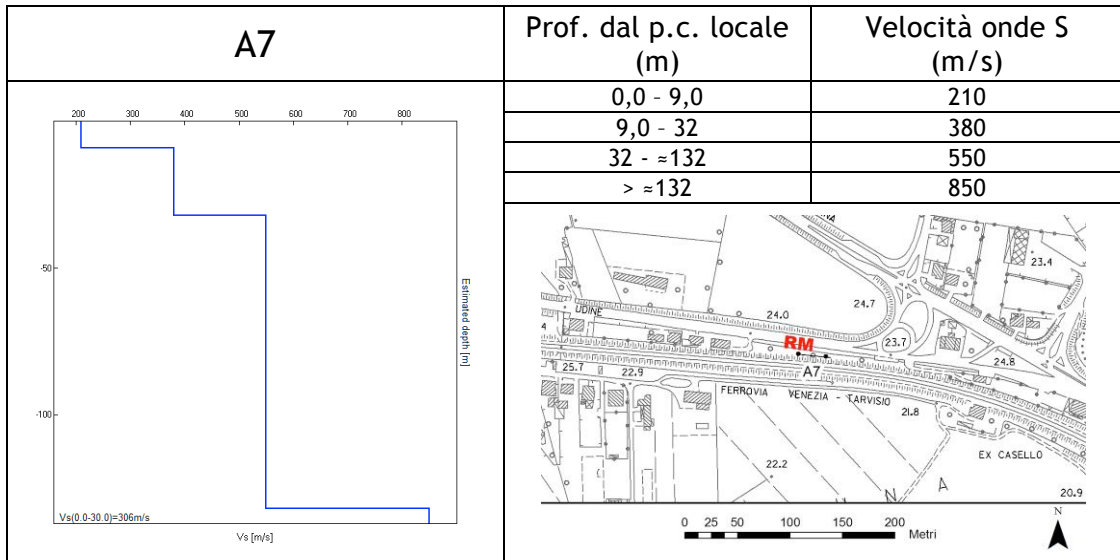
6.3.2.2 Risultati delle misure

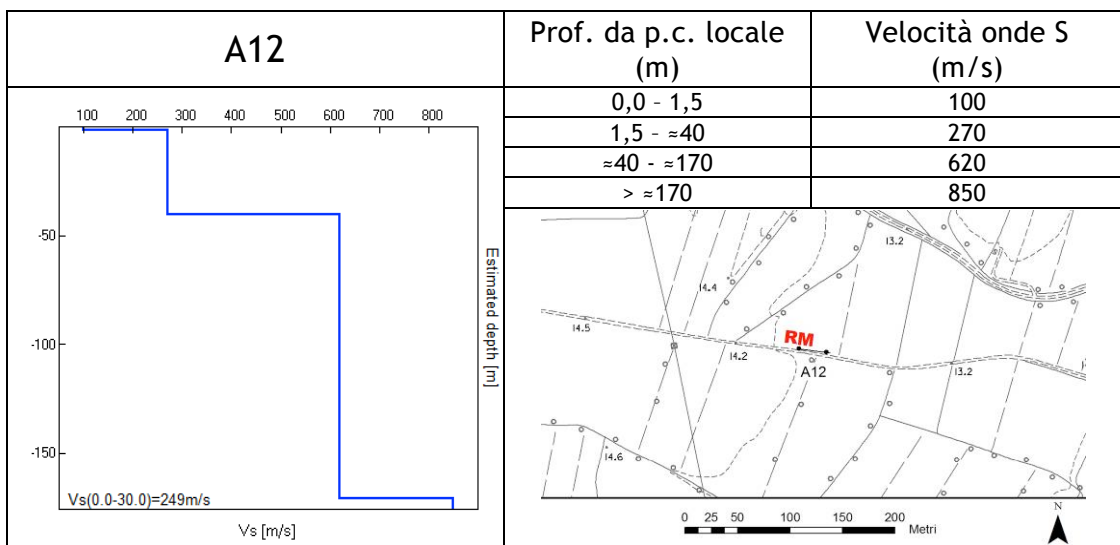
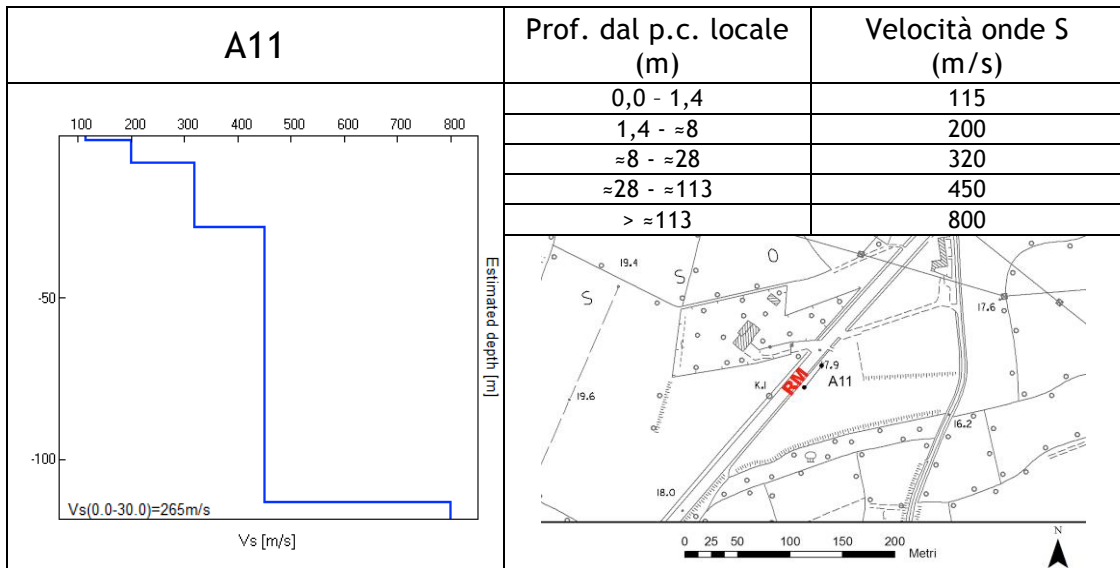
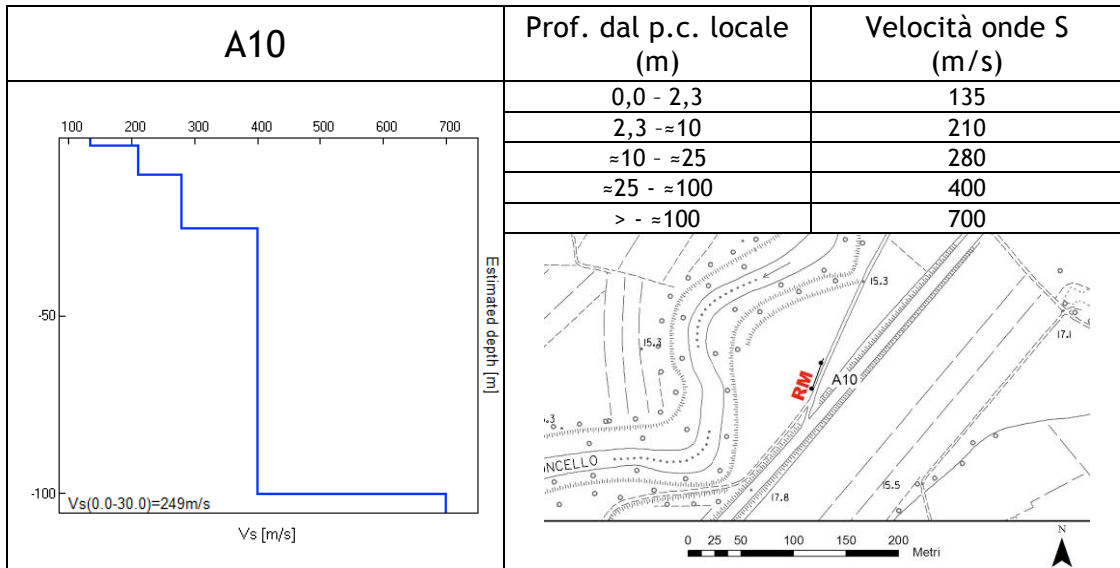
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e degli H.V.S.R. accoppiati ad essi.

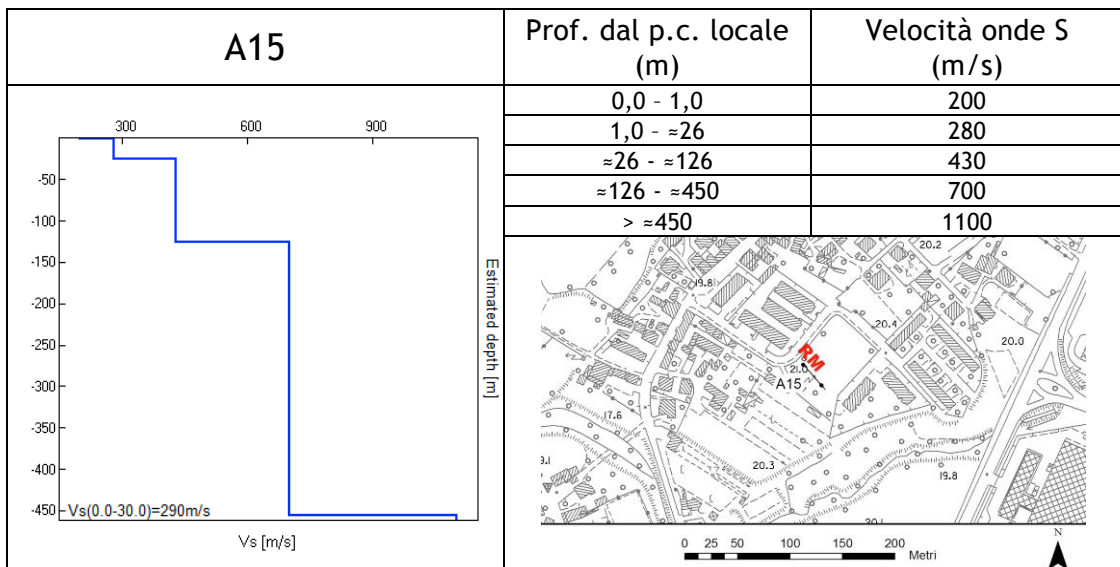
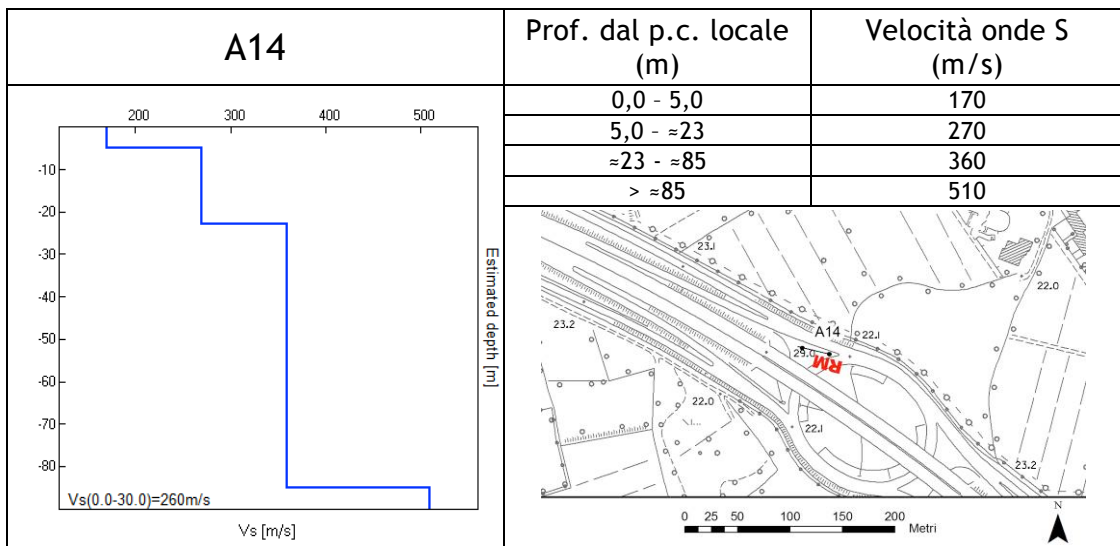
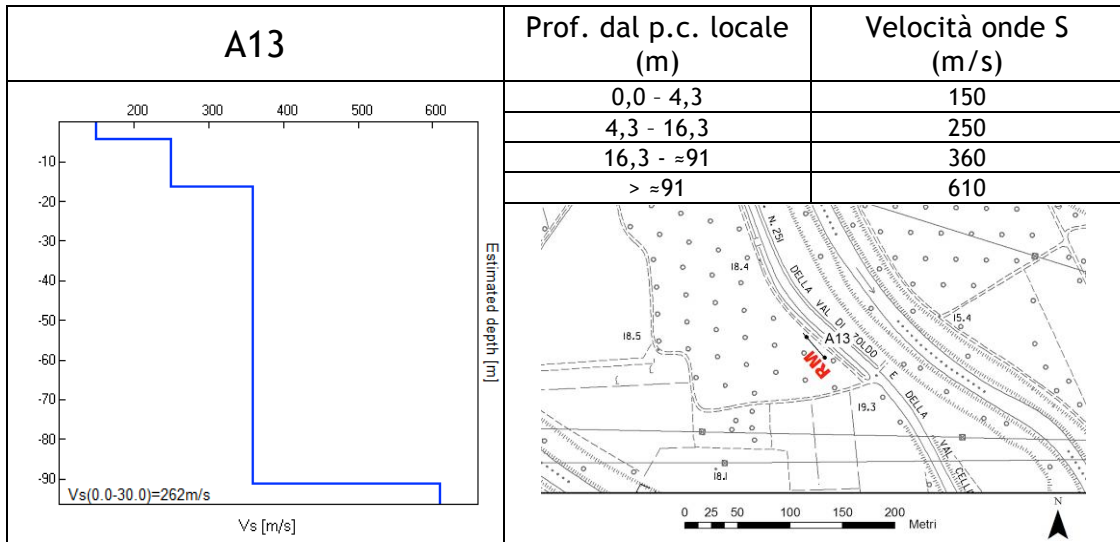
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

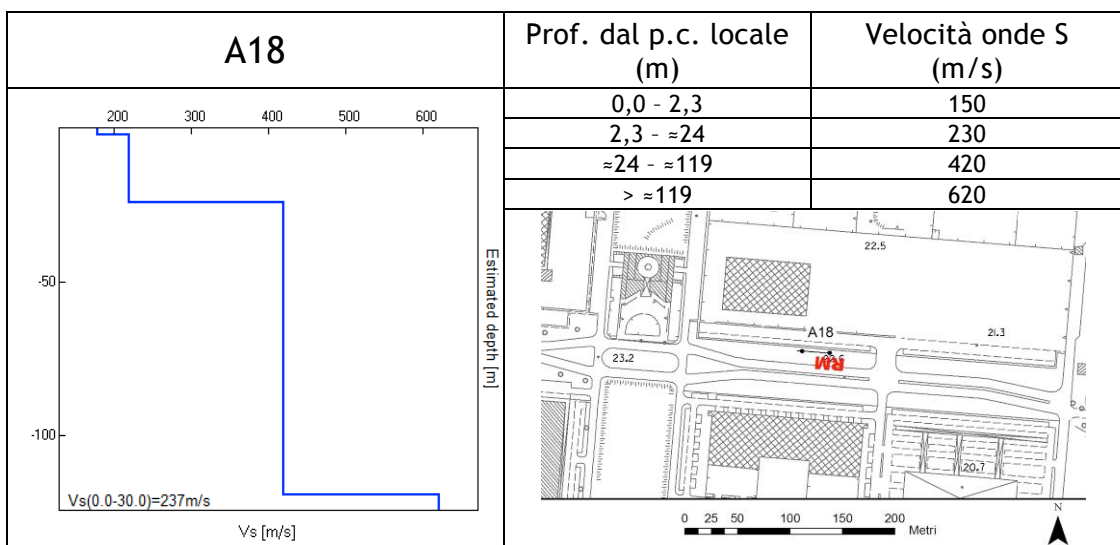
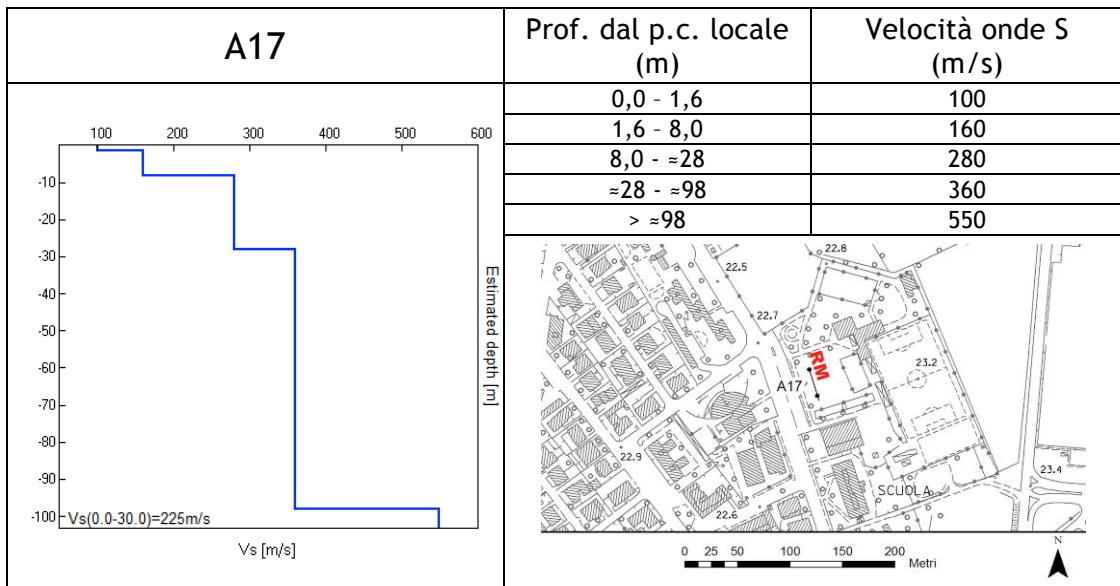
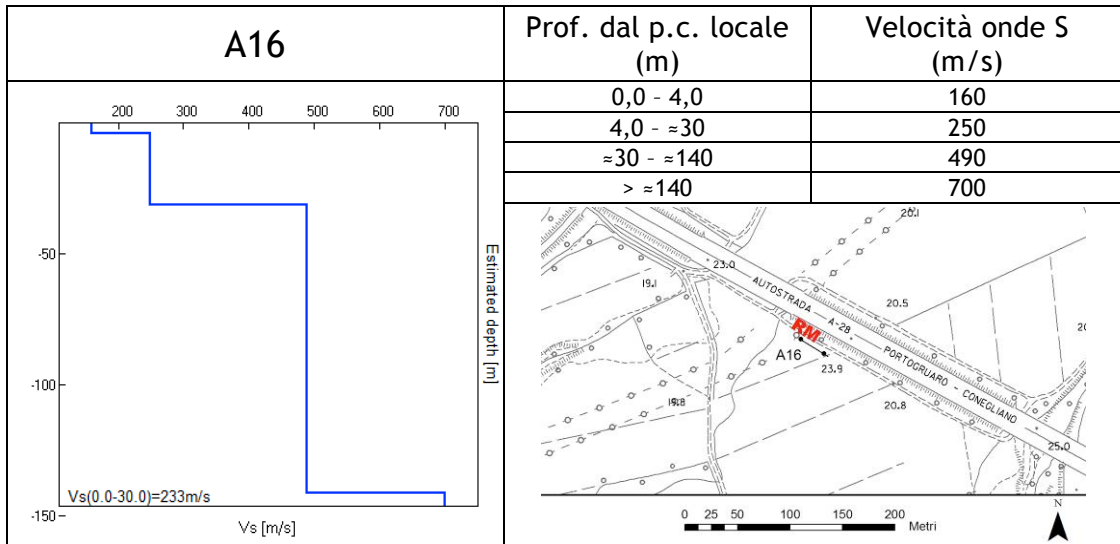


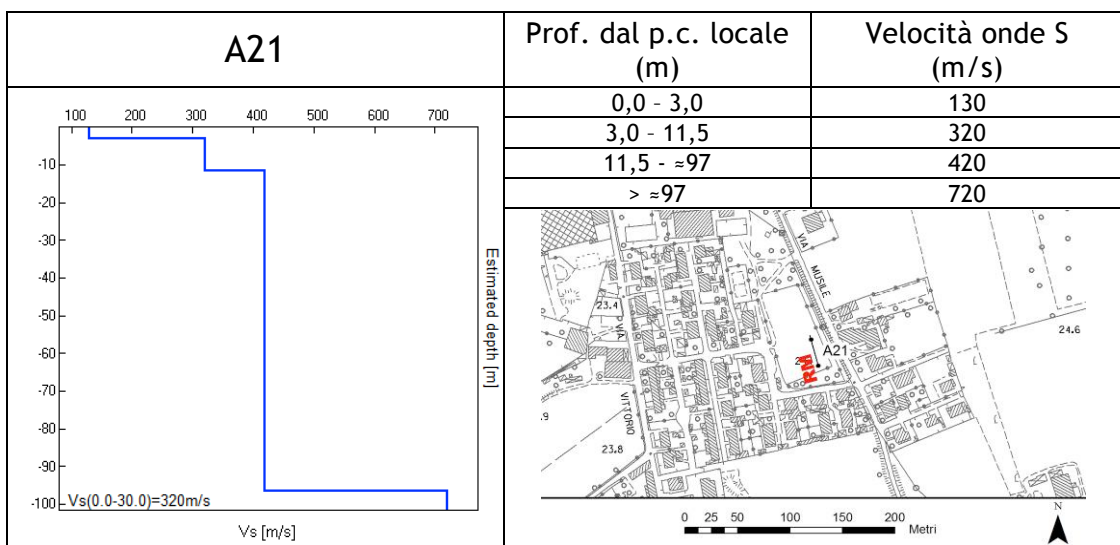
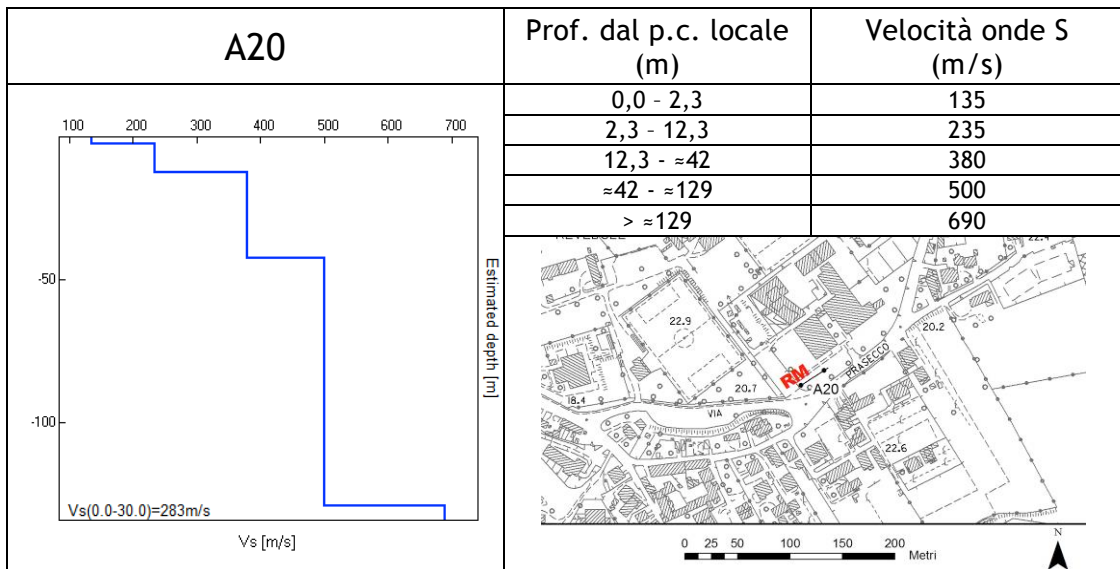
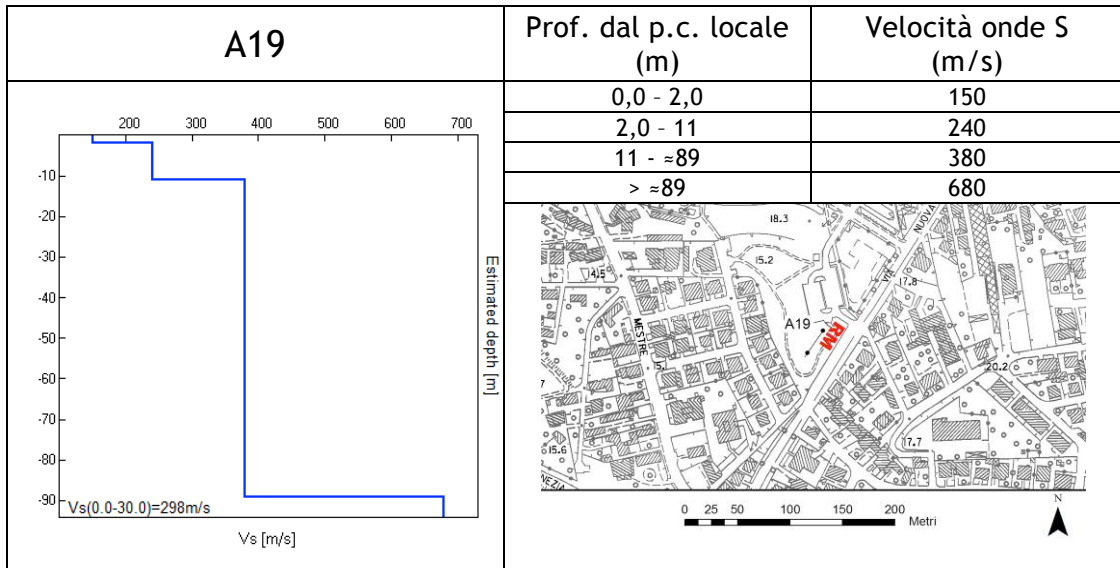


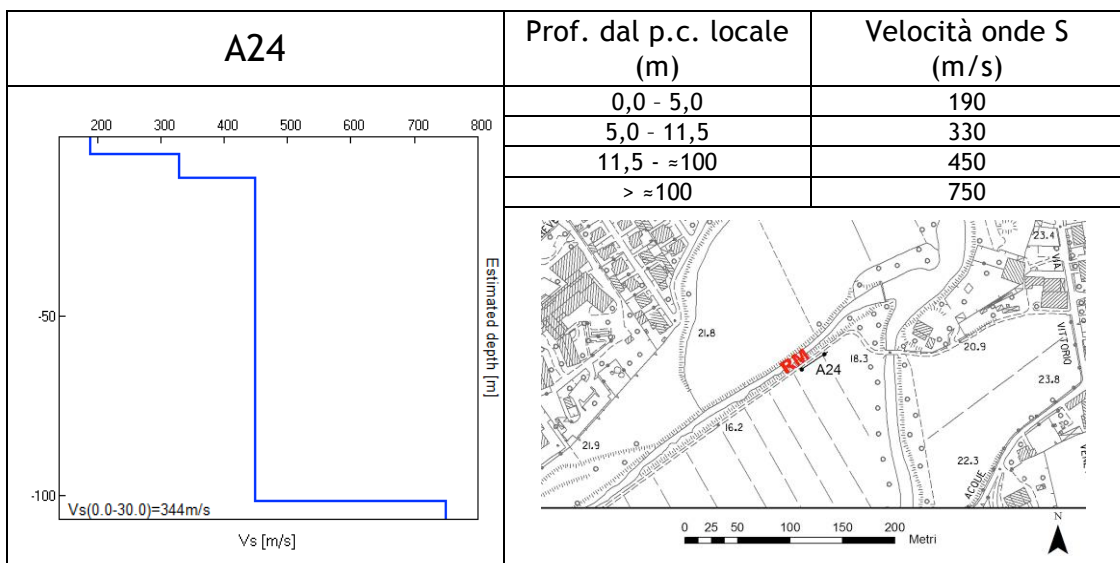
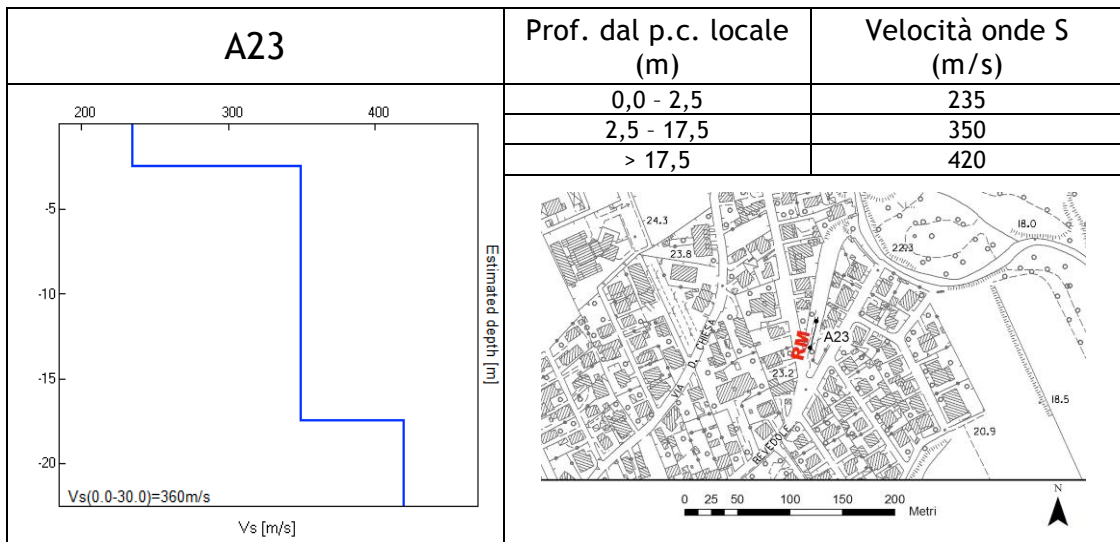
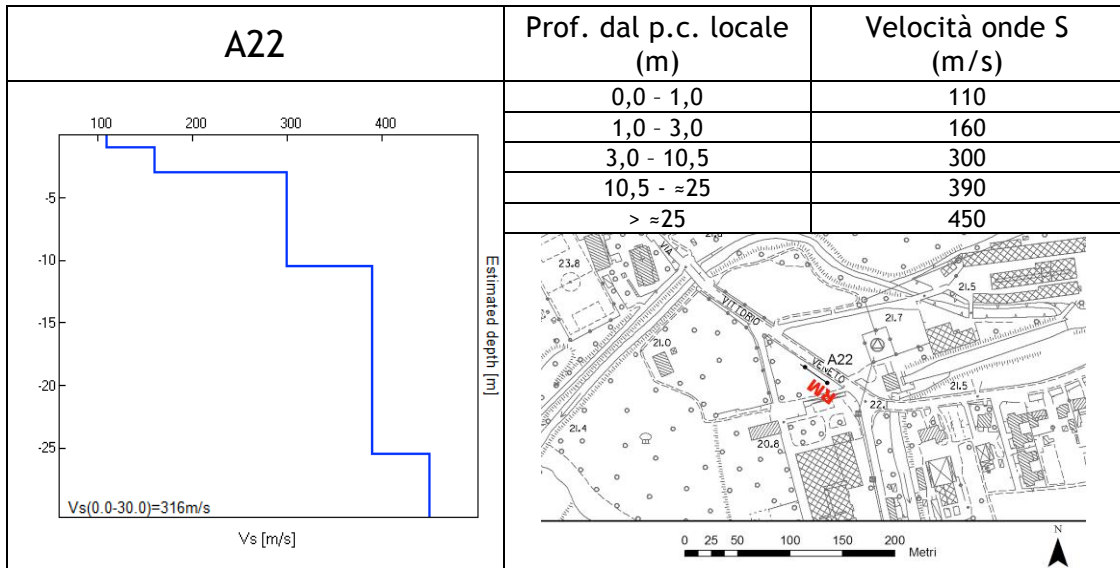


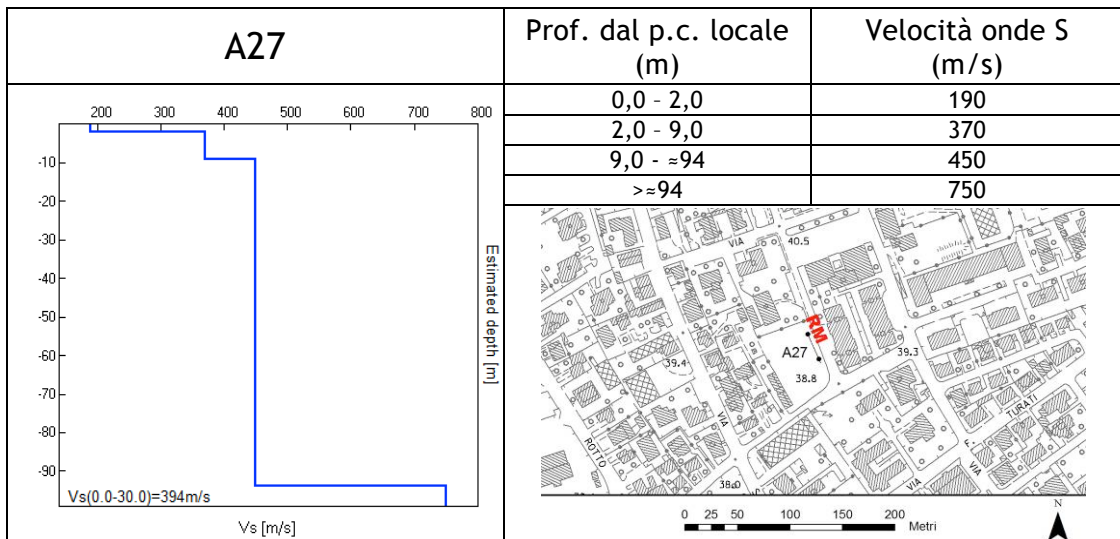
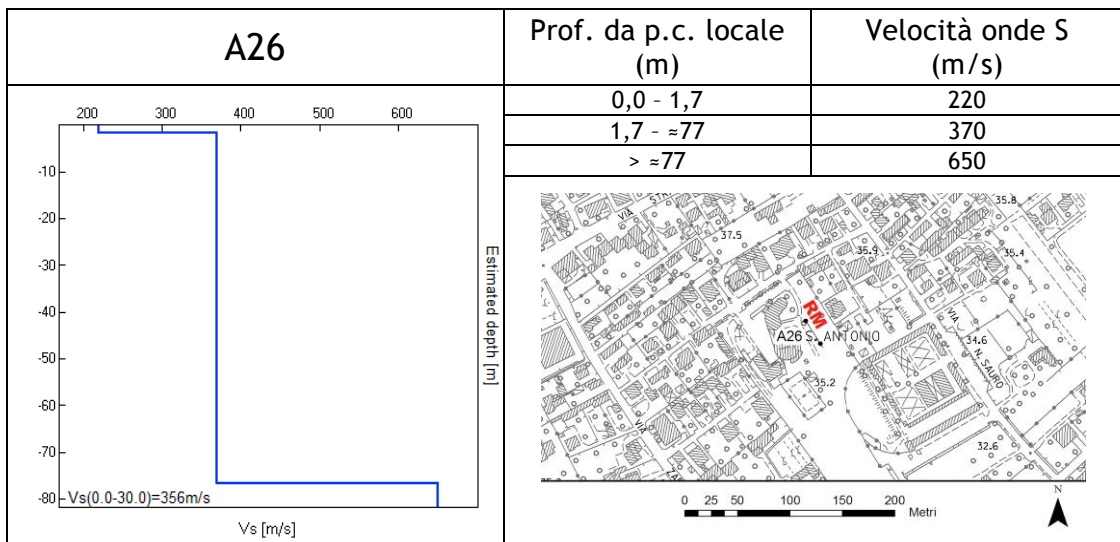
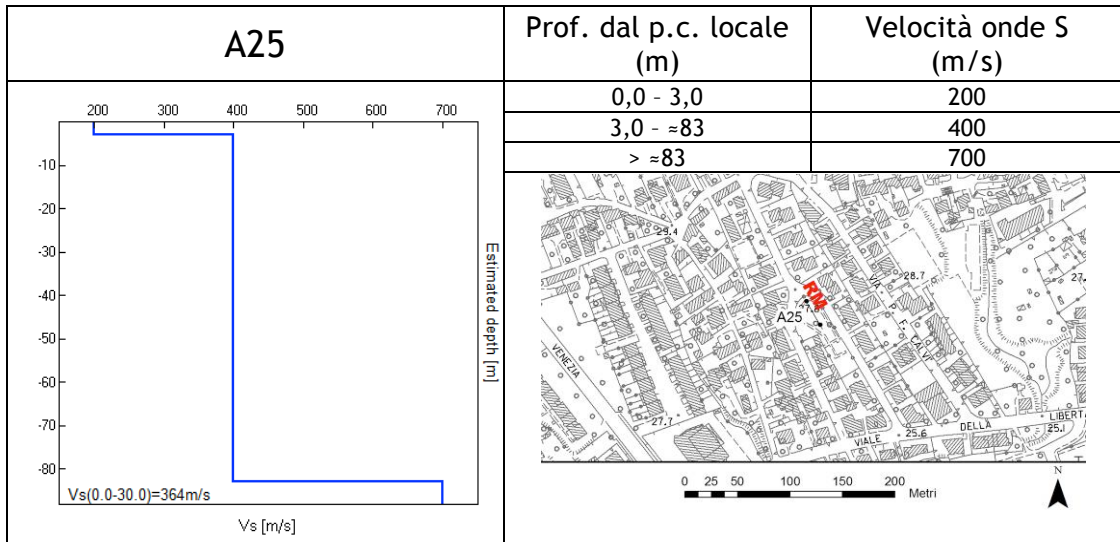


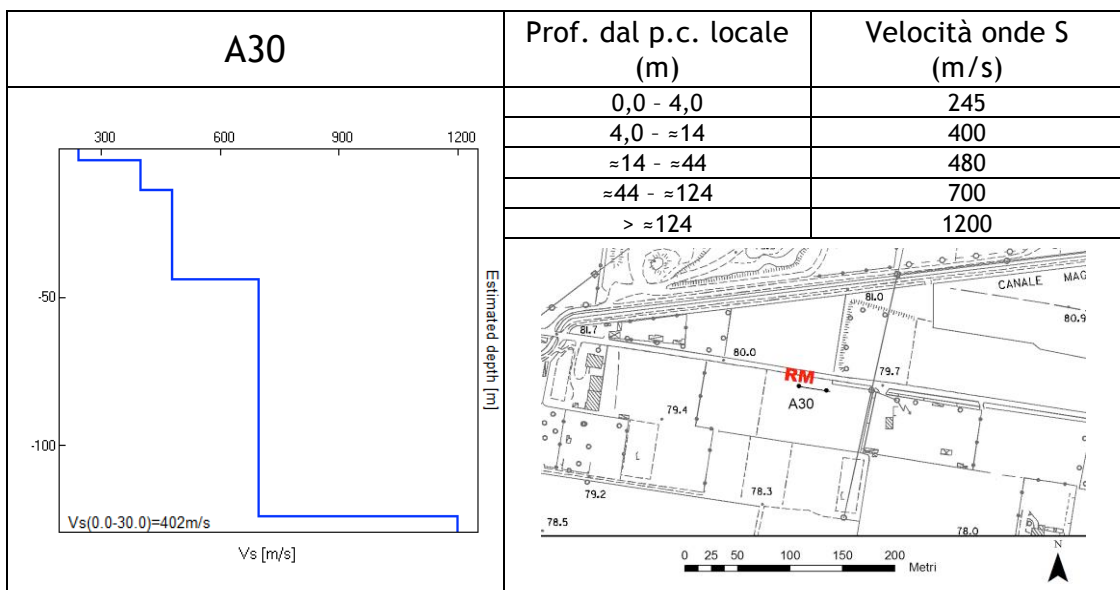
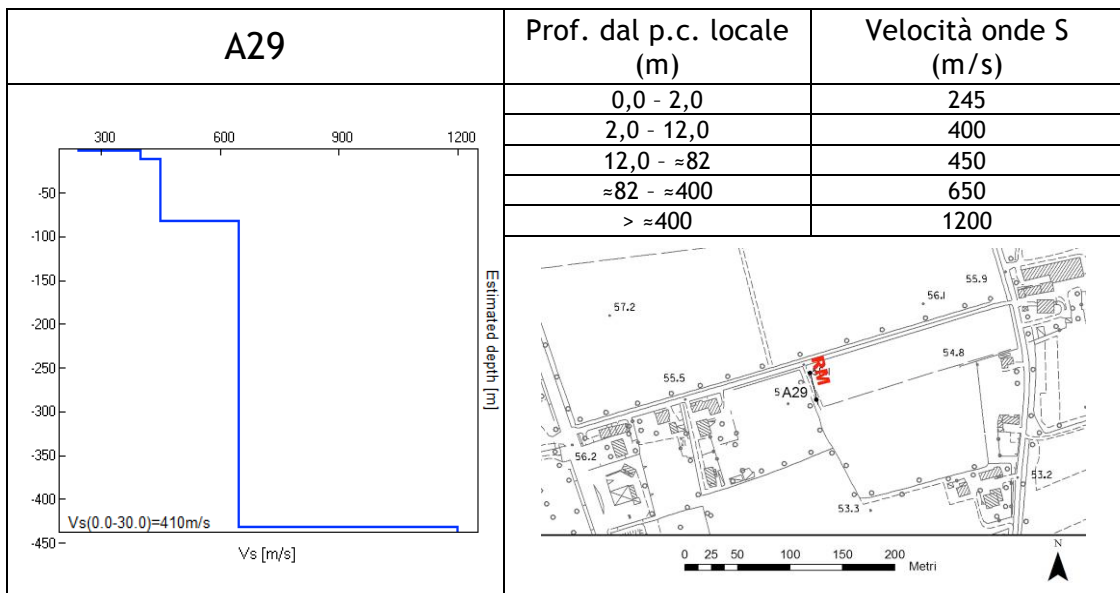
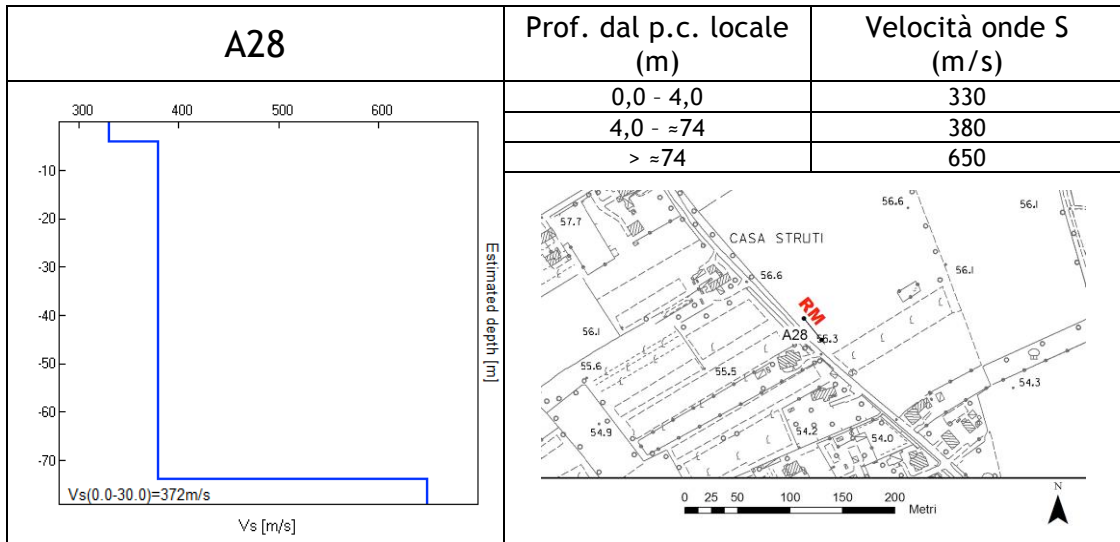


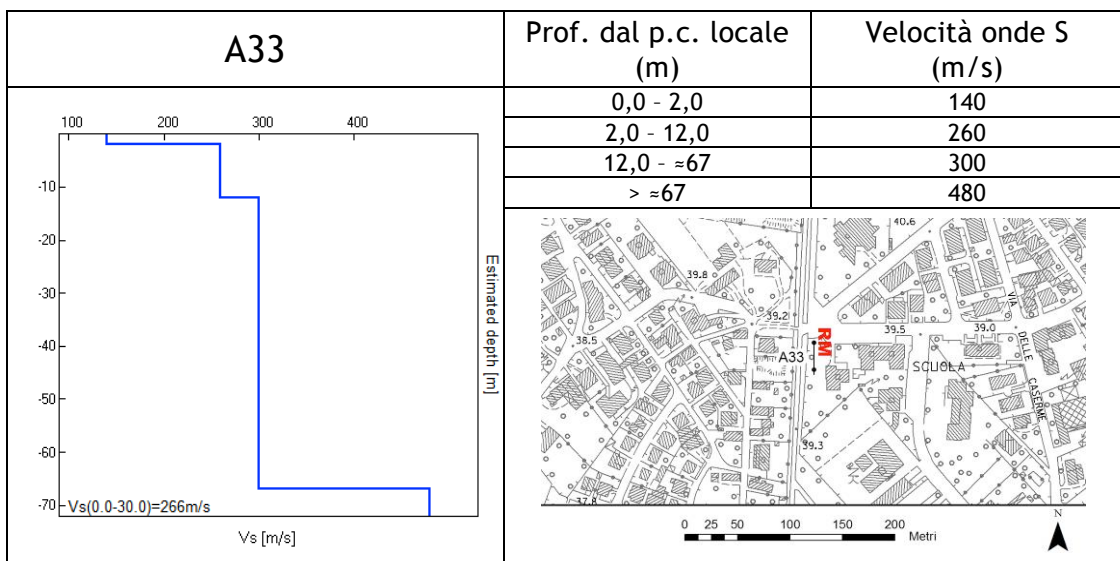
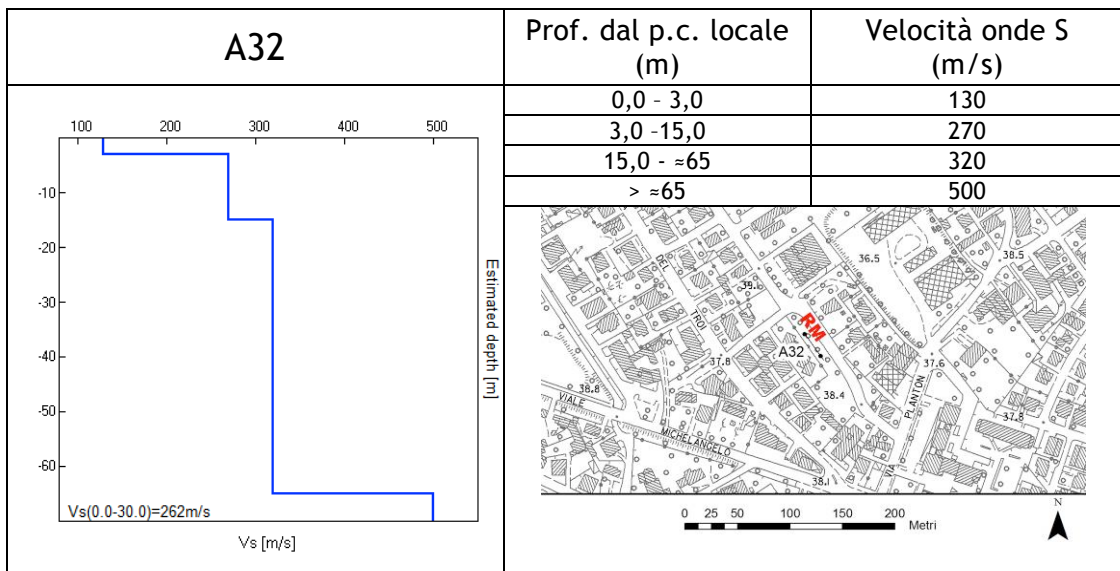
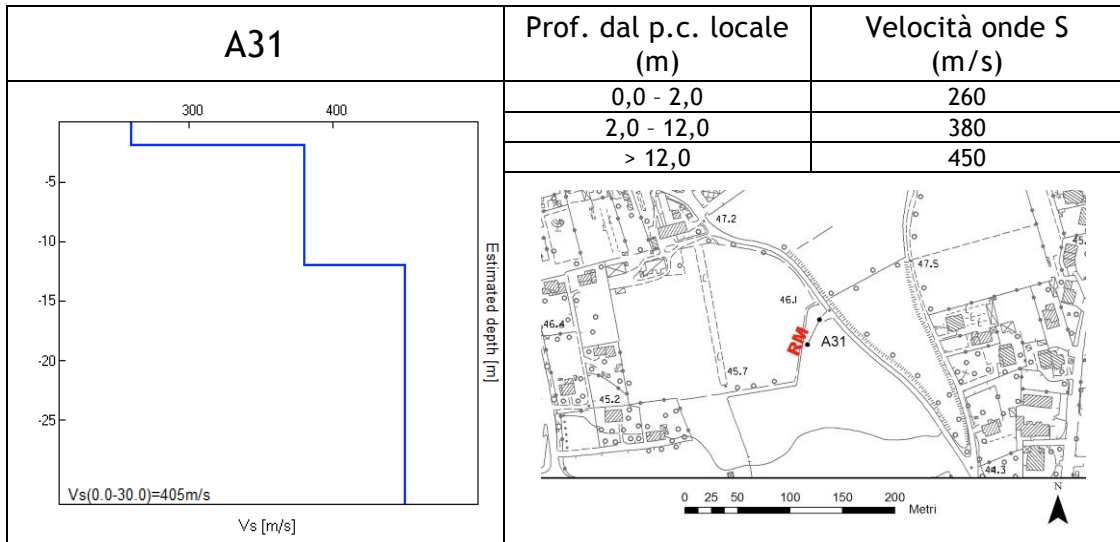


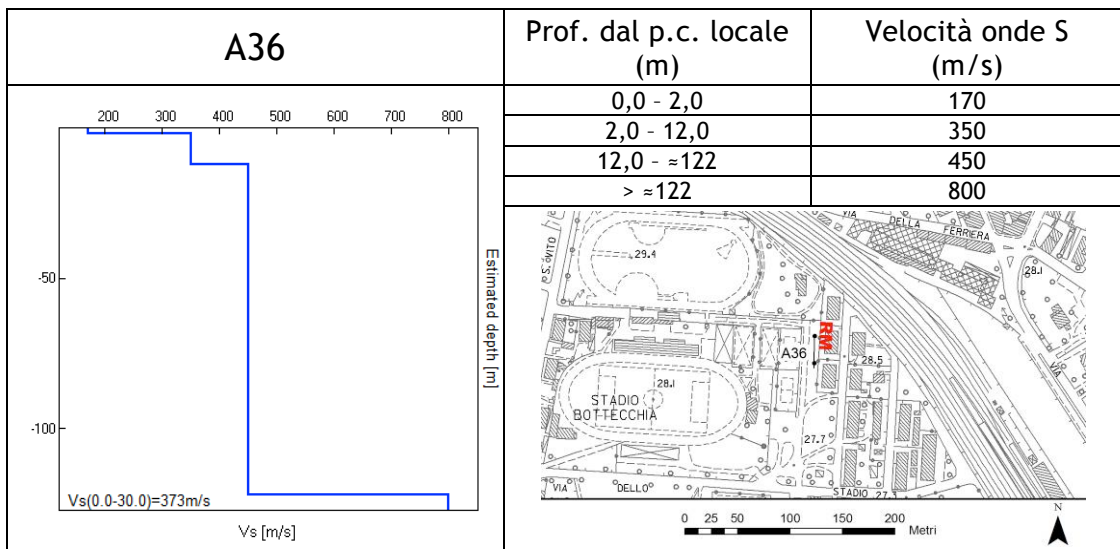
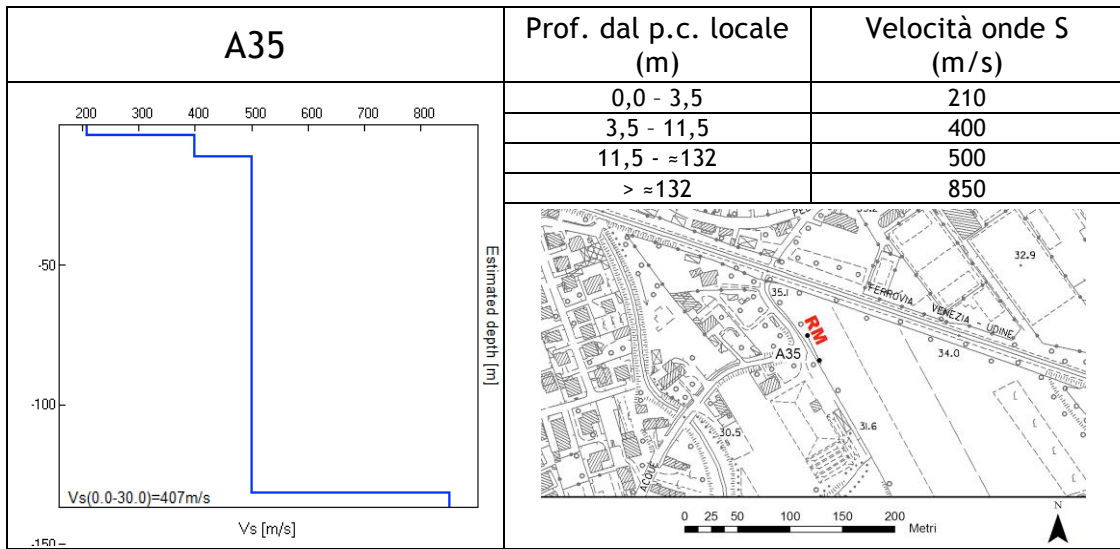
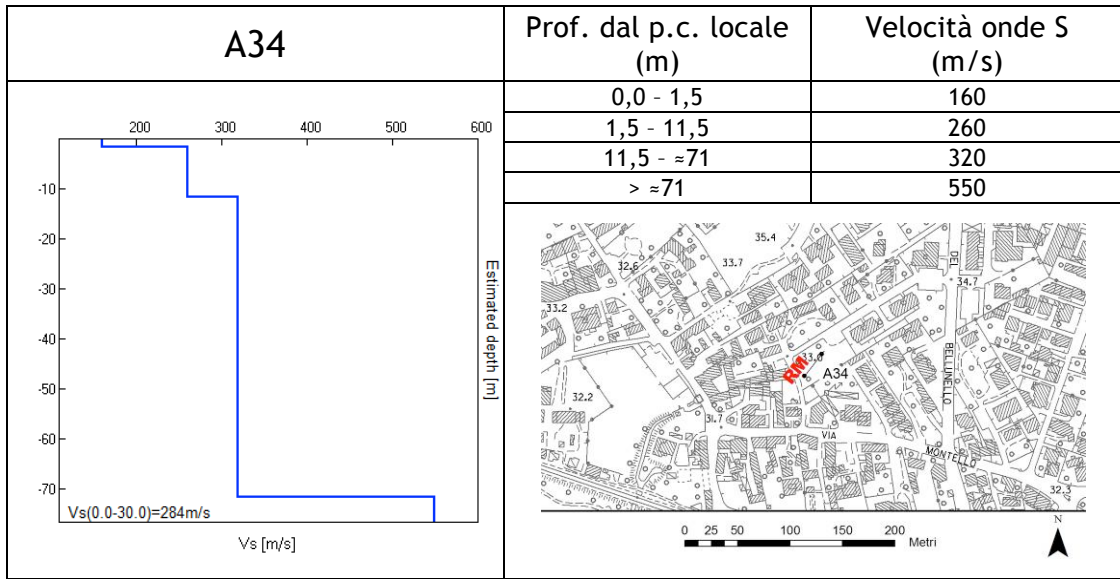


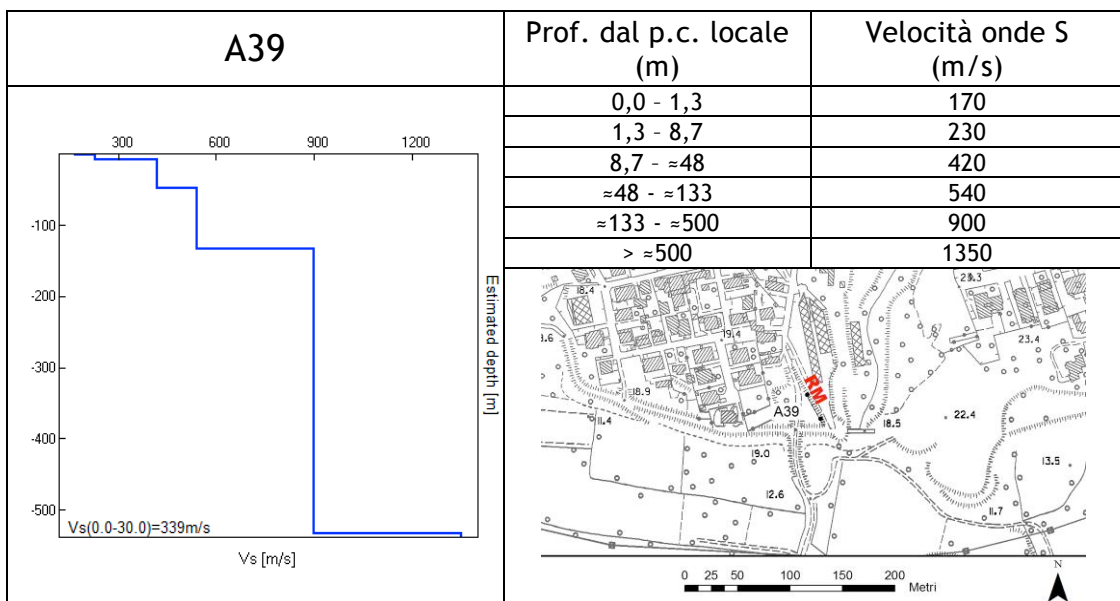
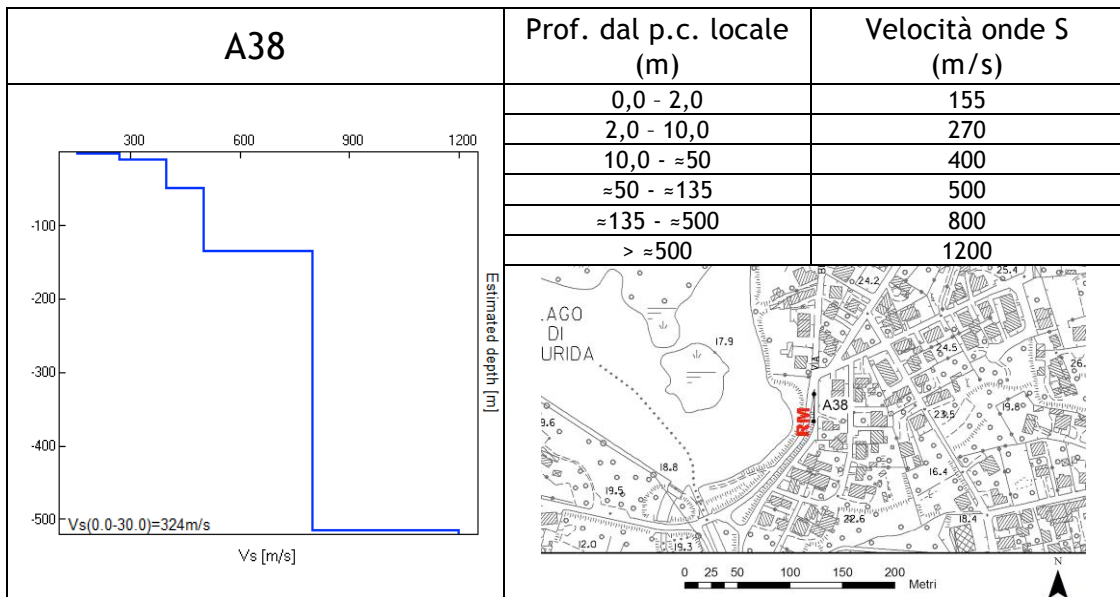
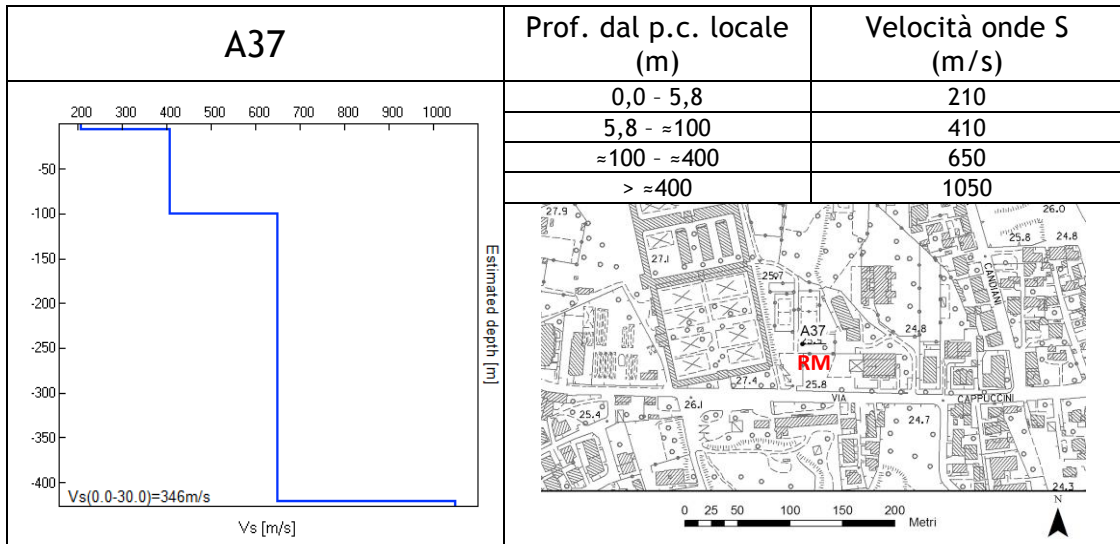


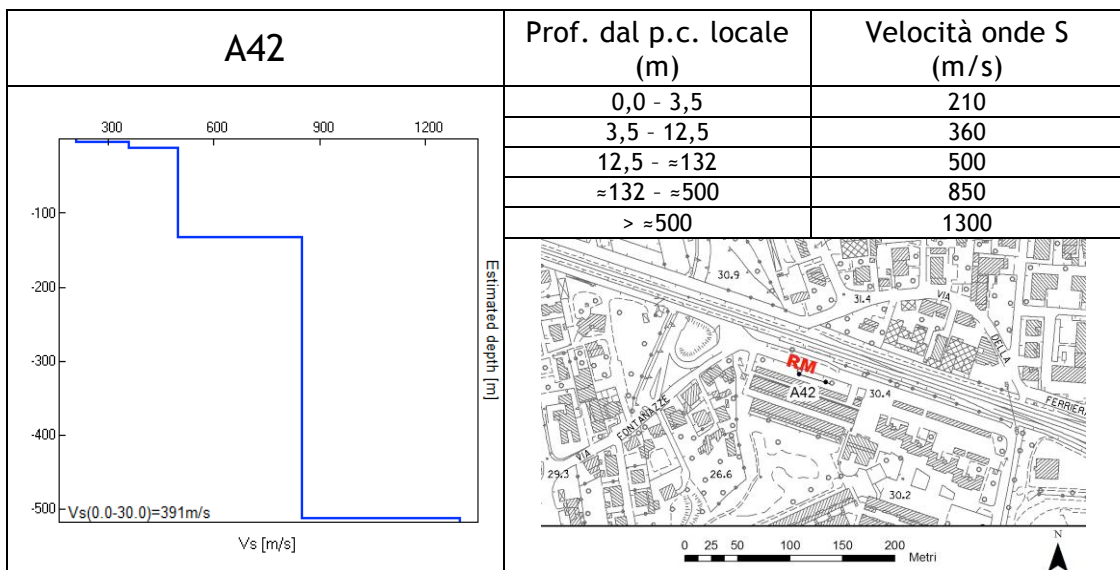
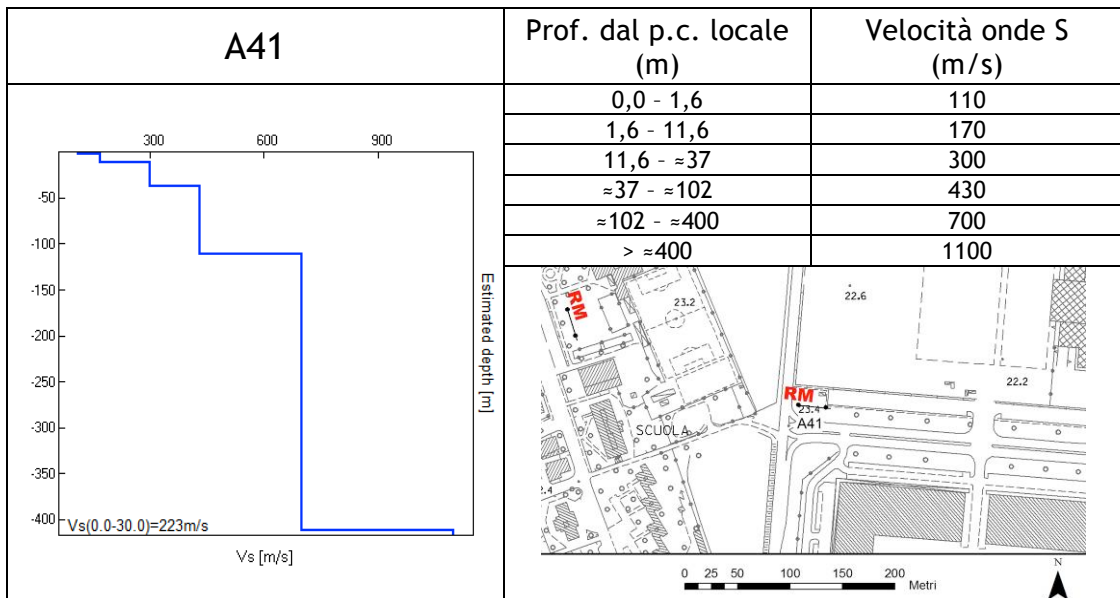
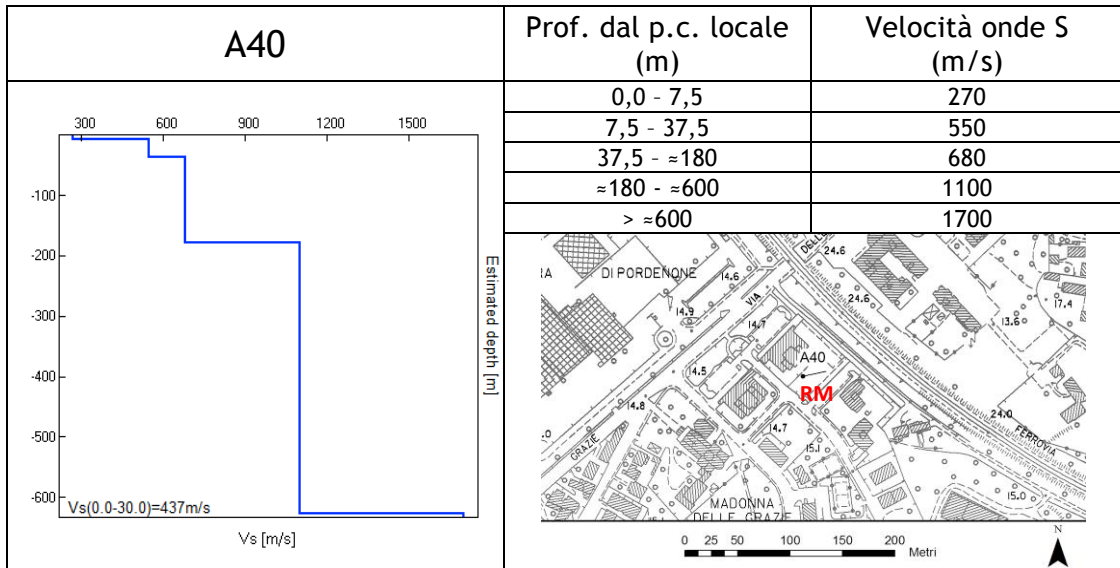


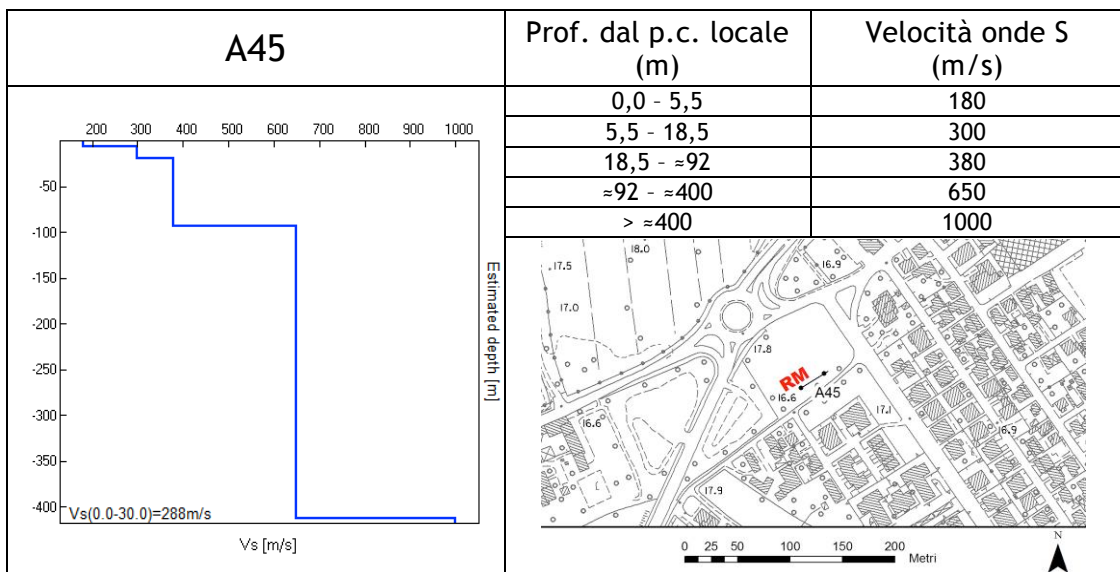
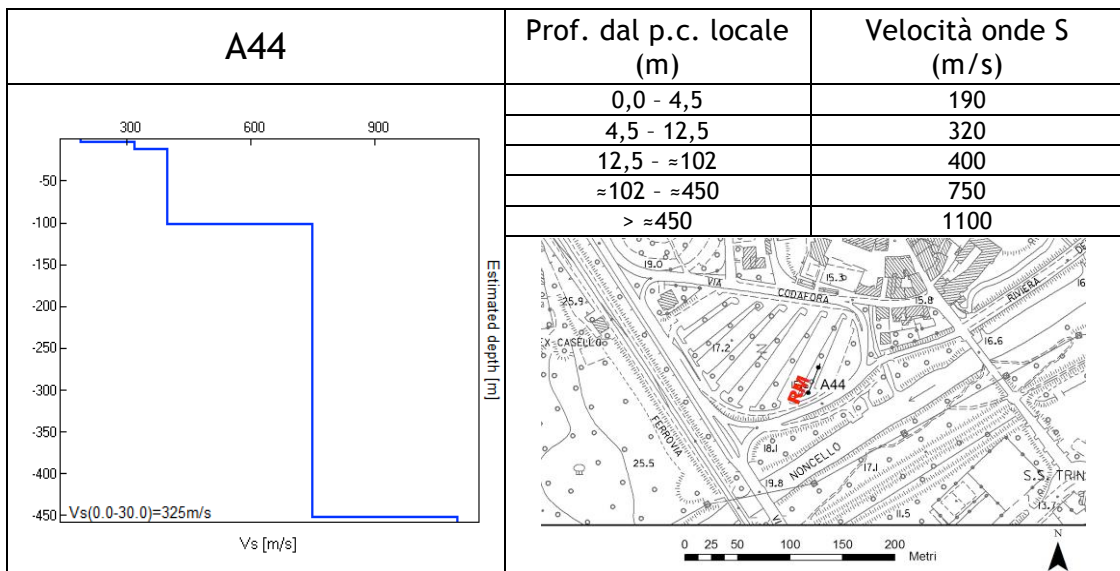
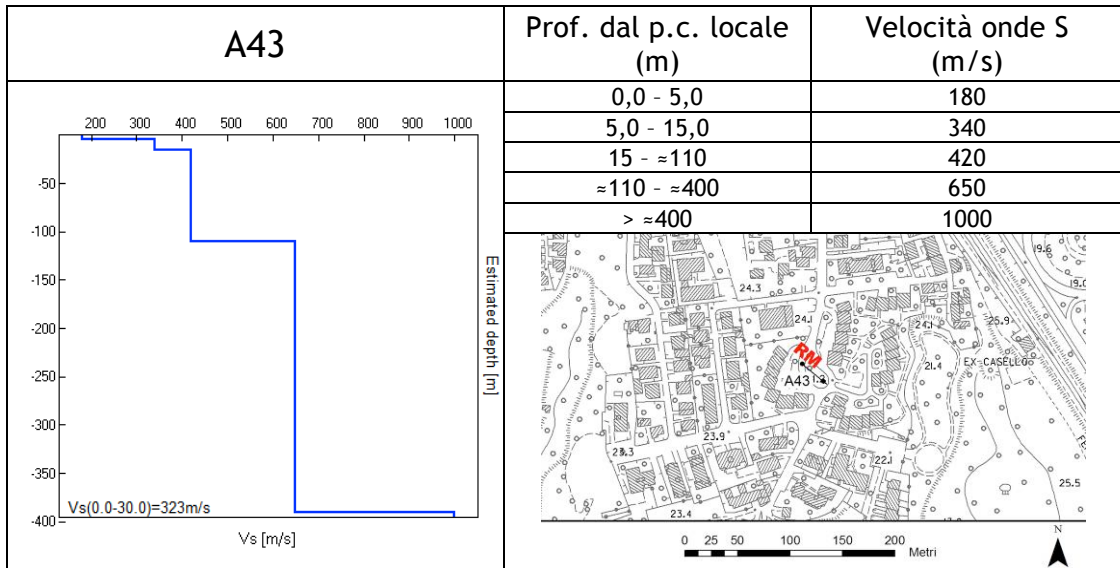


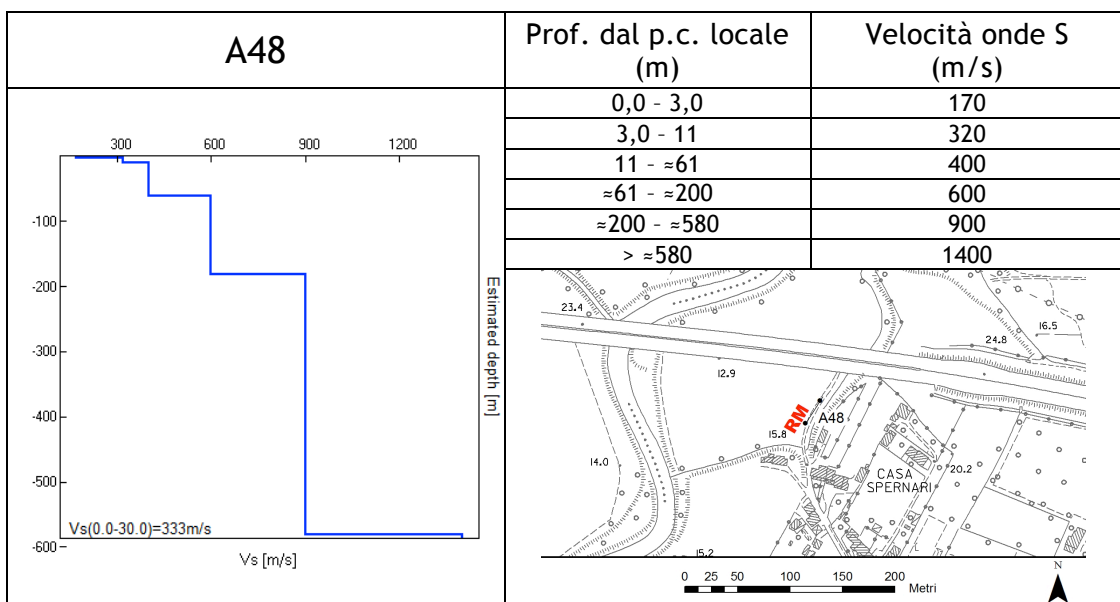
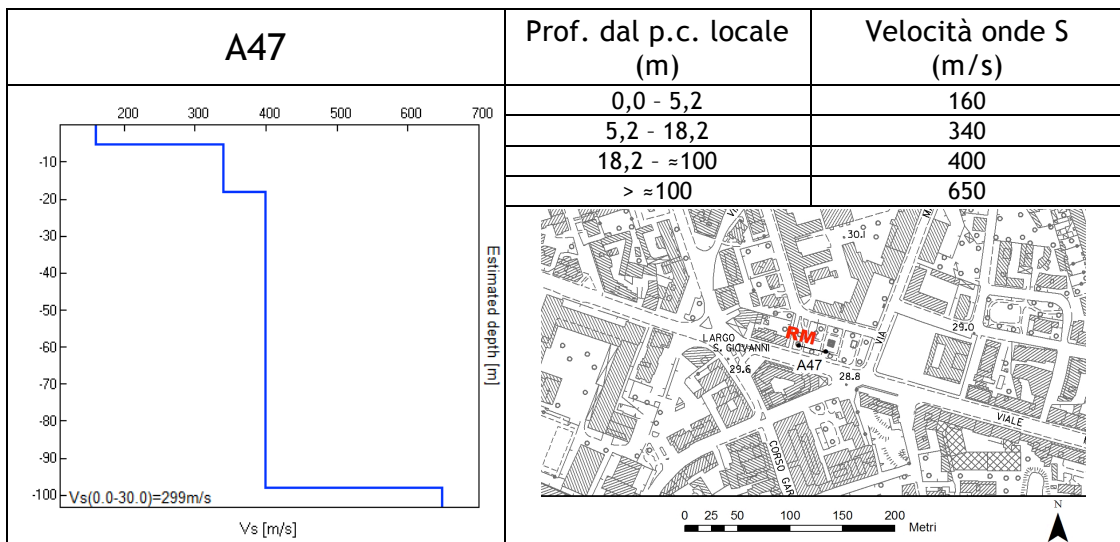
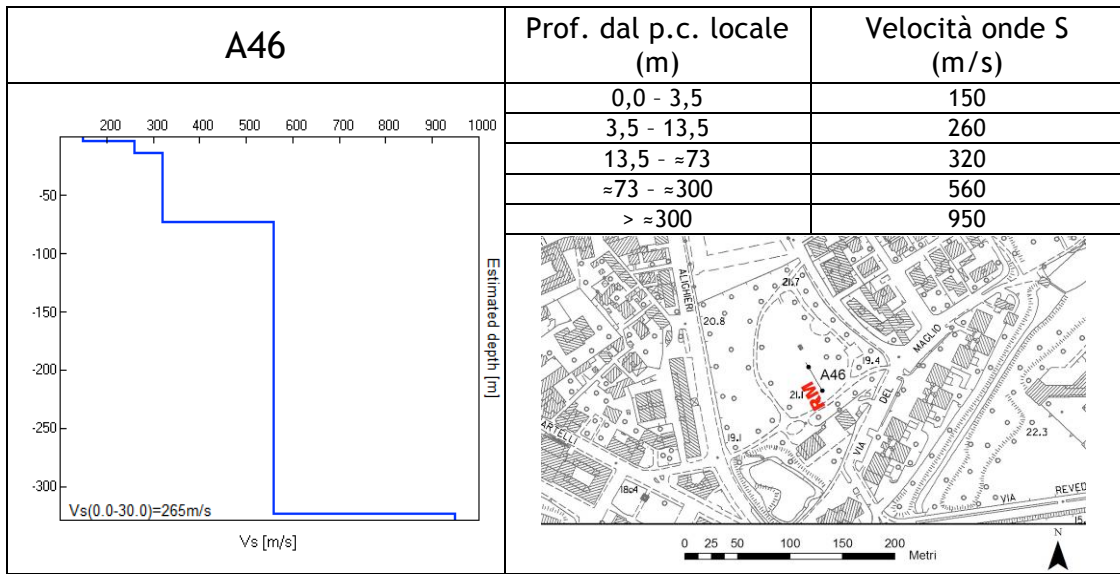












6.3.3 Indagine geoelettrica con inversione tomografica

La tecnica dell'*imaging* elettrico (o tomografia elettrica) adotta una procedura automatizzata sia per l'acquisizione che per l'elaborazione delle misure, e consente di raccogliere dati elettrici del sottosuolo con una densità elevata impiegando cavi *multicore* con spaziatura interelettrodo variabile (generalmente da 1-2 m a 10 m).

L'unità di misura è costituita da un georesistivimetro assistito da un computer che, mediante un software dedicato, gestisce la configurazione geometrica e la sequenza del grande numero di letture che vengono effettuate. Gli elettrodi da controllare sono molte decine, spesso qualche centinaio, e i vari cavi impiegati vengono tra loro connessi e collegati all'unità di misura.

Le caratteristiche tecniche principali del sistema di misurazione utilizzato (georesistivimetro modello *ELECTRA* della Micromed S.p.a.) sono riportate nel box seguente.

In pratica, il rilievo consiste nel posizionare gli elettrodi nel terreno secondo *arrays* 2D o 3D e, quindi, nell'effettuare il collegamento ai *take-out* dei cavi che portano il segnale (di *input* ed *output*) all'unità di misura. Dal software vengono poi impostate la configurazione prescelta e i relativi parametri geometrici (passo di misura, numero di misure, ecc.).

Le misure sono ciclicamente ripetute fino a un massimo di 4-6 volte, qualora non si raggiungesse prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale compreso tra il 2% e il 6%). Le misure non soddisfacenti, comunque salvate nel *data set*, potranno essere eliminate in sede di analisi. Per ottenere una densità di valori idonea alla costruzione di una pseudosezione di resistività, è necessario che il passo di misura non superi la distanza interelettrodo.

Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Infatti, essa ritrae l'andamento della resistività apparente calcolata con semplici considerazioni geometriche: ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo e alla pseudoprofondità che gli compete.

I dati acquisiti in campagna e rappresentati secondo pseudosezioni (2D) o pseudopiani (3D) vengono successivamente elaborati per risalire alla elettrostratigrafia reale (resistività vera) del volume indagato, che si ottiene utilizzando una tecnica di inversione.

Il sistema è interfacciato a un PC su cui è installato un software dedicato che lavora su piattaforma Windows, per gestire sia l'attivazione successiva e programmata di 2 elettrodi di immissione, sia i rimanenti elettrodi di ricezione.

Le misure vengono effettuate in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8 s e 0,12 s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2 mV ad un massimo di 400 V picco-picco, mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,005 mA a massimi di 200 mA.

ALCUNE CARATTERISTICHE TECNICHE	
ALIMENTAZIONE	batteria interna, inclusa nell'unità centrale 12 V, ricaricabile
CONVERSIONE A/D	sincrona su tutti i moduli di energizzazione e misura
NUM. MAX CANALI	255 (nominali) a gruppi di 24 o 32
UNITA' CENTRALE	
DIMENSIONI	24 x 20 x 8 cm, peso 2,3 kg
FORMA D'ONDA	convertitore D/A dalla continua all'alternata con controllo continuo di corrente e voltaggio (feedback)
CORRENTE	±200 mA valori d'uso in condizioni tipiche ±10 mA
FREQ. IMPOSTABILI	1-32 Hz
OUTPUT	selezionabile su 4 porte o su cavo
TENSIONI DI USCITA	regolazione automatica fino a 400 V p.p.
MODULI DI MISURA	
DIMENSIONI	5 x 6 x 2 cm
INGRESSO	commutabile automaticamente tra 4 diverse funzioni (stimolo positivo e negativo, riferimento, ingresso)
IMPEDENZA DI INGRESSO	100 MΩ su 6 V di dinamica 100 kΩ su 12 V di dinamica
CAMPIONAMENTO	sincrono su tutti i moduli a 256-512 Hz
TRASMISSIONE	continua e in tempo reale dei dati di conversione al modulo centrale e PC

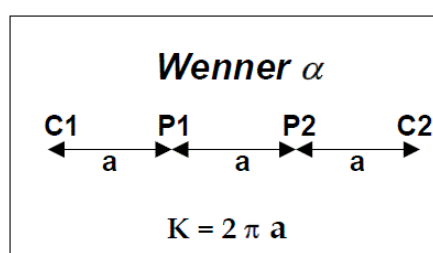


Nelle indagini geoelettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione geometrica della programmazione di attivazione delle coppie di elettrodi attivati per l'acquisizione.

Nel caso in questione è stata utilizzata una configurazione Wenner con i seguenti *array* geometrici:

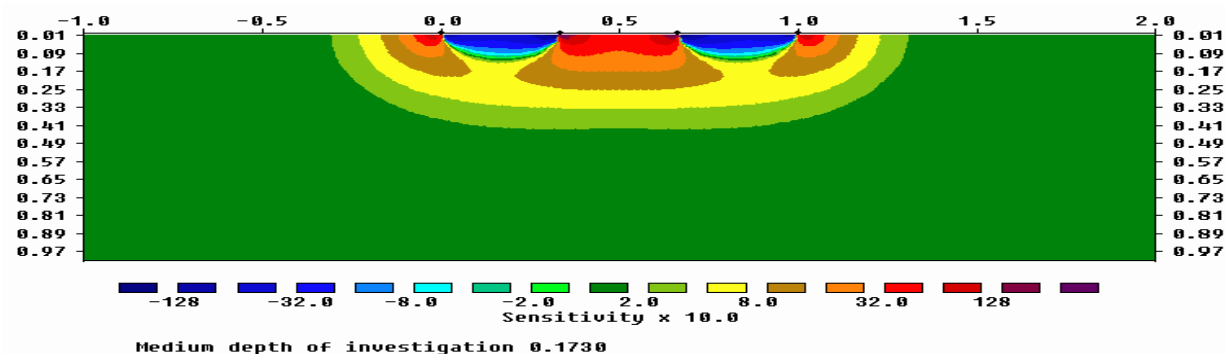
Linea	Lunghezza [m]	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]
E1	69 m	24	3 m
E2	69 m	24	3 m
E3	69 m	24	3 m
E4	69 m	24	3 m
E5	69 m	24	3 m

Questo tipo di arrangiamento è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di potenziale sono posti al centro degli elettrodi di corrente e la distanza tra i vari elettrodi (distanza interelettrodo) è sempre la stessa ed è pari ad *a*.



Il valore del fattore geometrico relativo a tale dispositivo è pari a $2\pi a$ e quindi il fattore geometrico del Wenner risulta essere il più basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati. Pertanto è il tipo di *array* che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi.

La funzione *sensitivity* per un dispositivo Wenner presenta un andamento quasi orizzontale al di sotto del centro del dispositivo (figura seguente); ne consegue che questa tipologia di *array* è relativamente sensibile ai cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma è meno sensibile alle variazioni orizzontali della resistività.



La pseudo-sezione di resistività (o tomografia di prima specie) fornisce un'immagine approssimativa e immediata della distribuzione di resistività lungo la sezione verticale di sottosuolo sottesa al profilo di misura; può essere quindi considerata come un'immagine sfocata della configurazione elettrica del sottosuolo. La tomografia geoelettrica vera e propria si ottiene mettendo a fuoco l'immagine di resistività apparente in modo da definire meglio le geometrie dei corpi sepolti. È possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudo-sezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di Loke e Barker implementata nel software Res2Dinv v4.01 prodotto dalla Geotomo (Malesia) e impiegato nel presente lavoro.

Di seguito viene esposto il procedimento utilizzato comunemente per l'analisi.

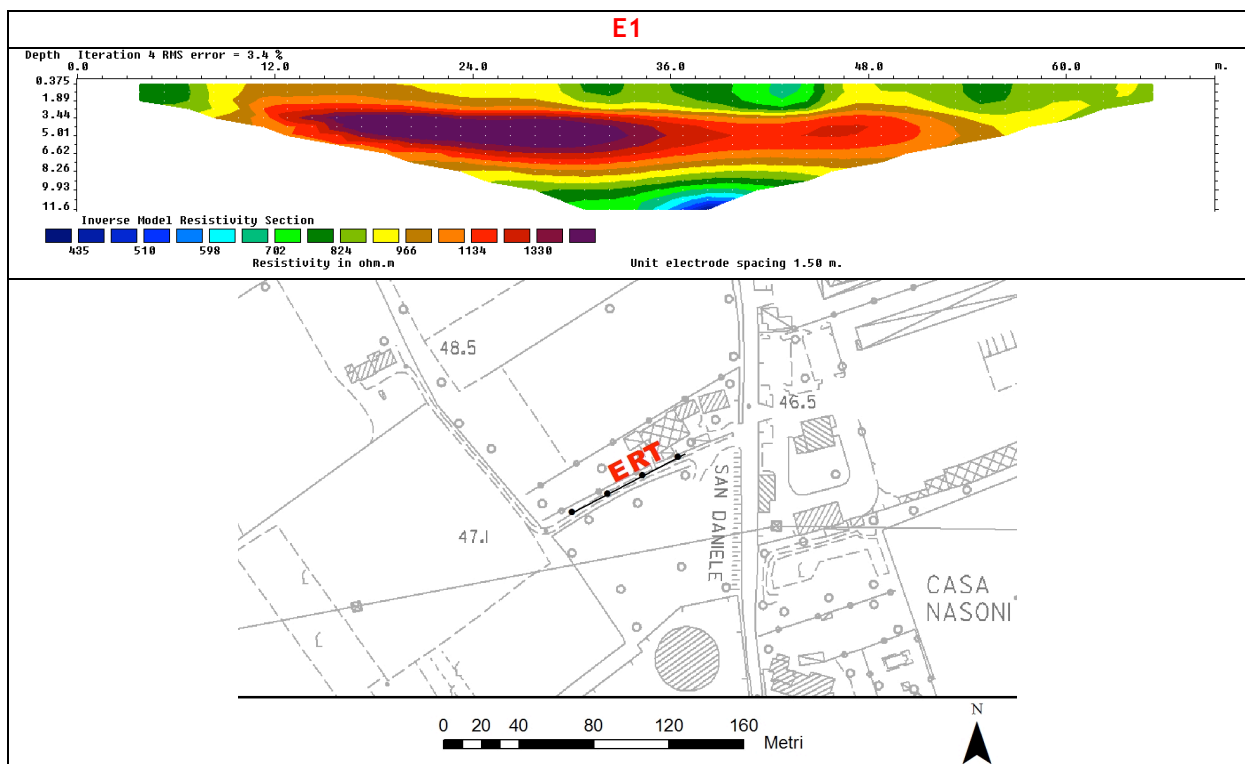
1. Il procedimento di calcolo prevede la suddivisione iniziale del volume in una griglia di regolarizzazione (analoga a quella impiegata nelle computazioni a elementi finiti). Ad ogni cella della griglia viene attribuito un valore di resistività sulla base dei dati misurati e alle celle di confine viene imposta una resistività pari alla media delle letture eseguite.
2. Il modello iniziale viene quindi sottoposto ad un processo di inversione che utilizza una routine conosciuta con il nome di *smoothness-constrained least-square method* (De Groot-Hedlin e Constable 1990, Sasaki 1992) implementata con una tecnica di ottimizzazione quasi-newtoniana (Loke e Barker 1996) che la velocizza notevolmente. Le elaborazioni considerano in blocco tutti i dati acquisiti e ottimizzano un modello a celle di resistività. Questo modello è meno viziato dalla assunzione di una elettrostratigrafia piana valida per il monodimensionale e risulta, quindi, più adattabile alle complesse geometrie che si incontrano nella realtà.
3. L'inversione ha termine nel momento in cui si ottiene una buona coincidenza, in senso statistico (scarto quadratico medio), tra i dati sperimentali e quelli teorici (confronto tra pseudosezioni misurate e calcolate).
4. Disponendo di una taratura (sondaggio meccanico o dati desunti da scavi) il modello geoelettrico del sottosuolo proposto al termine dell'analisi può essere ricondotto a quello geolitologico.

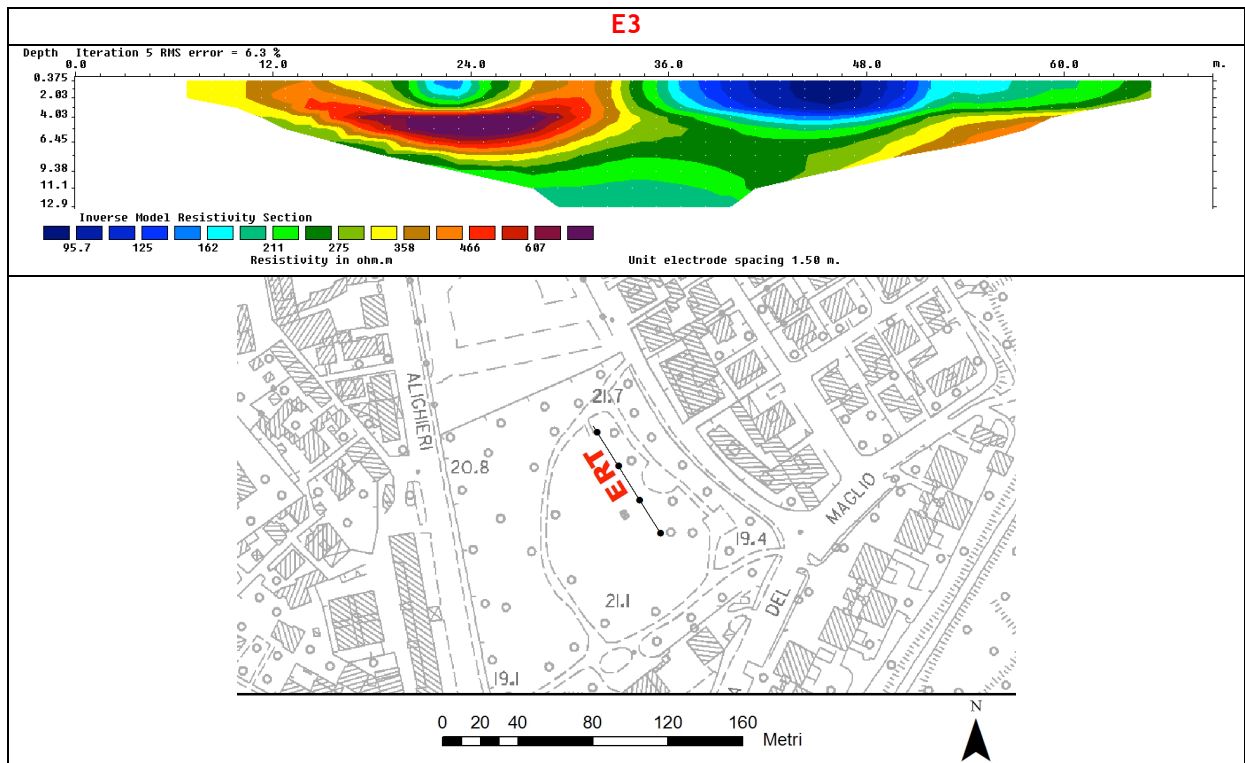
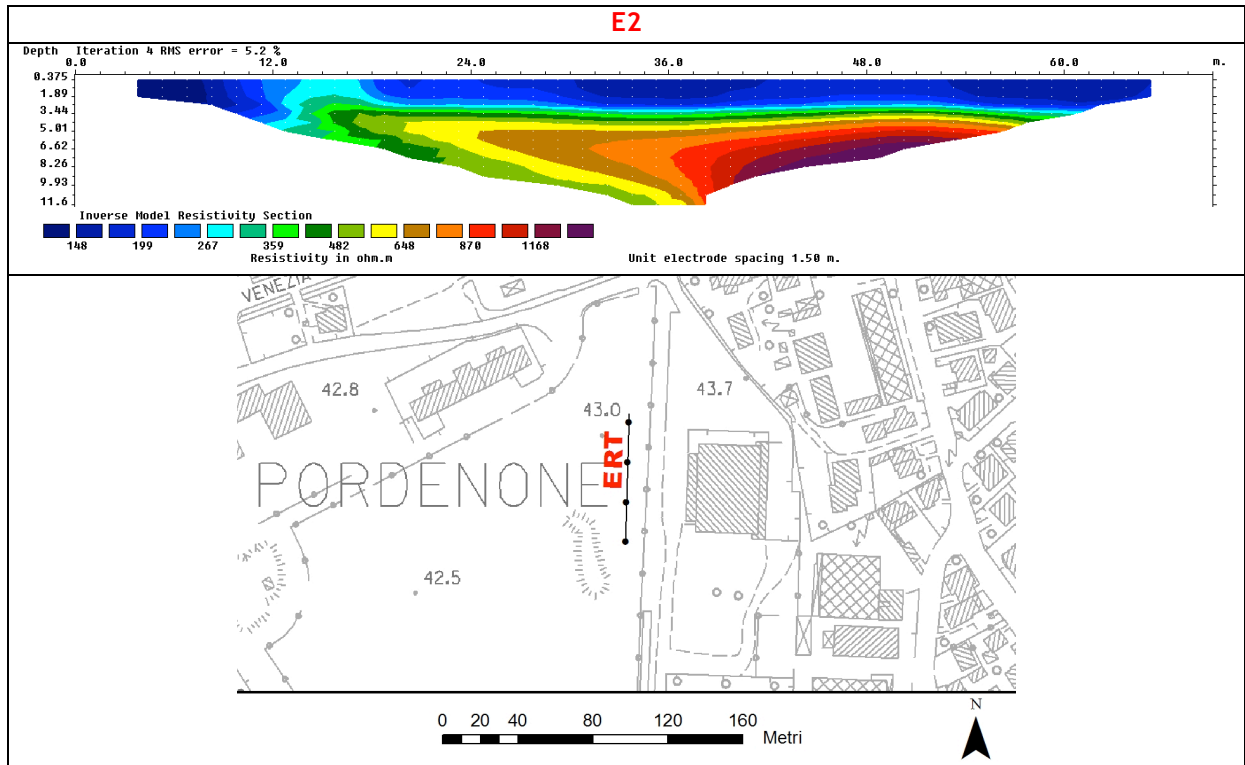
6.3.3.1 Sintesi dei risultati

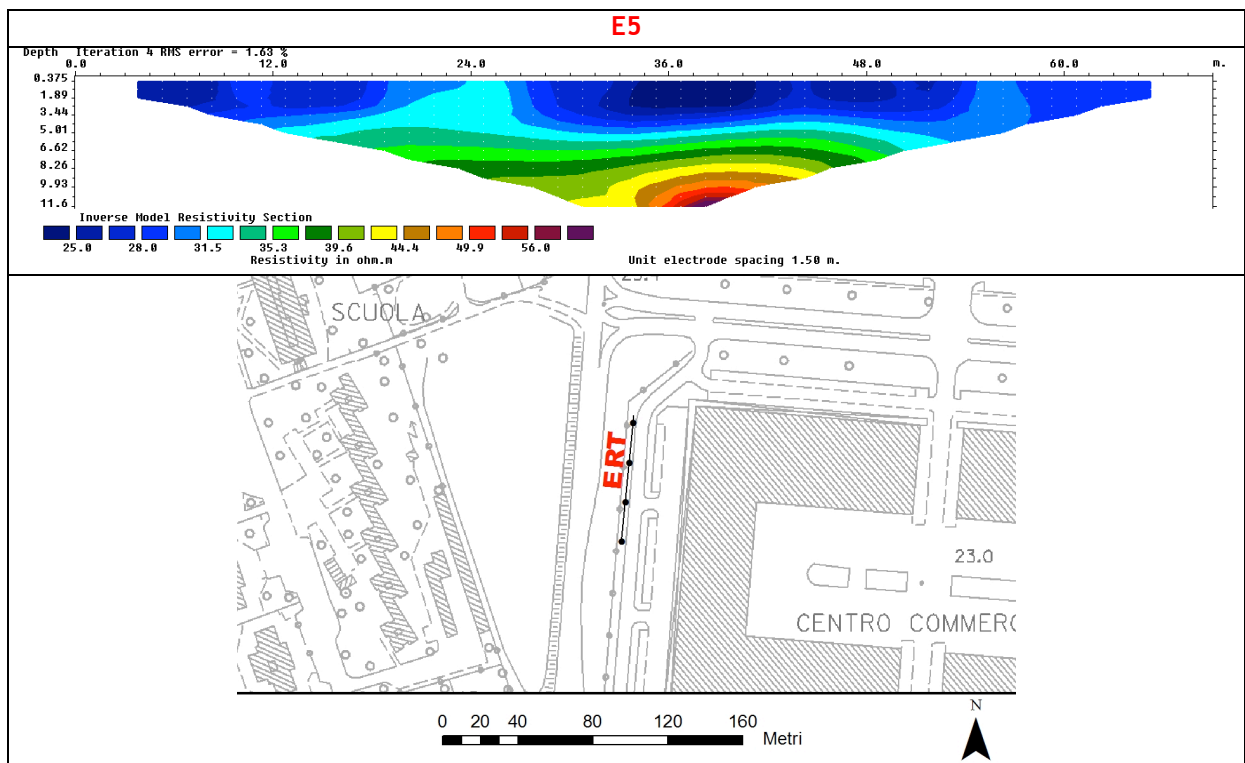
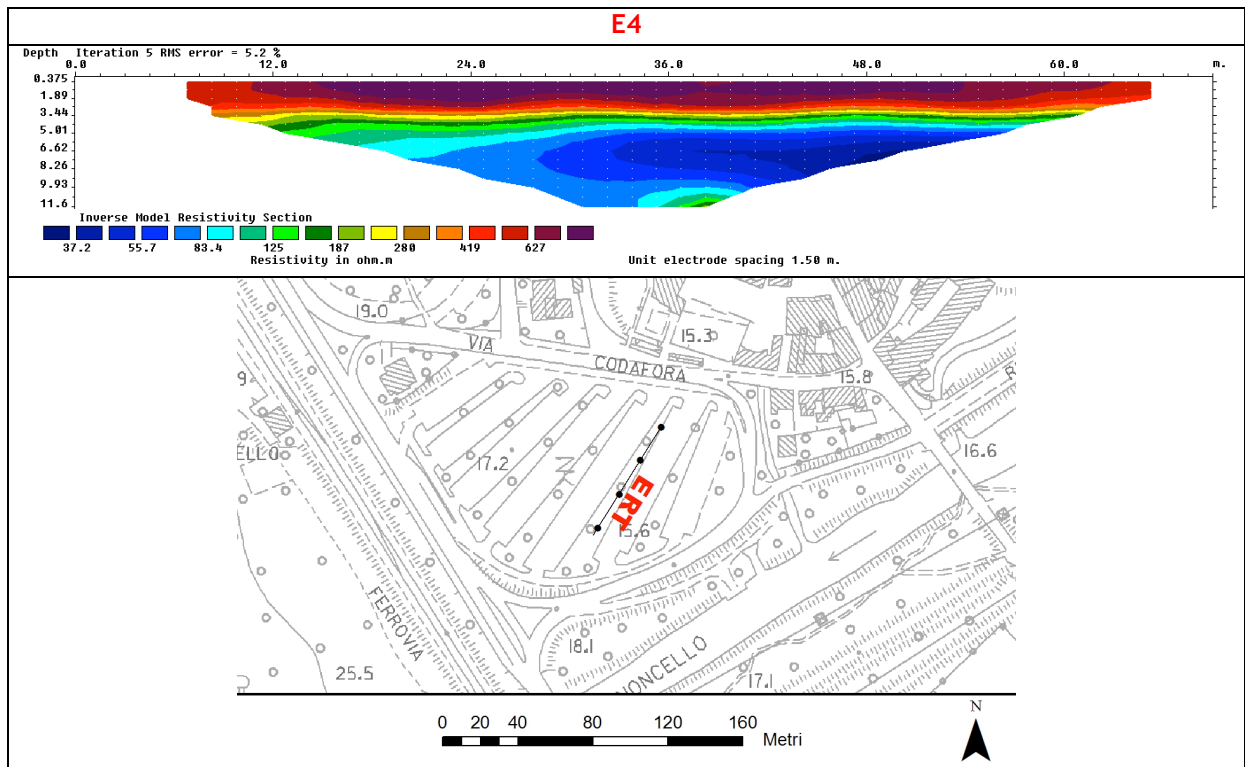
Tale tipologia di indagine è stata eseguita in corrispondenza delle varie litologie presenti nel territorio comunale, per determinare, in associazione alle indagini geofisiche di tipo sismico, le variazioni stratigrafiche, e per consentire una ricostruzione più precisa delle aree indagate.

Le sezioni tomografiche (riportate nelle figure seguenti e schedate fuori testo) espongono l'andamento della resistività nel sottosuolo attraverso una scala cromatica di colori che parte dal blu e incrementa verso il viola. Lo spessore delle unità geoelettriche può essere stimato attraverso la scala metrica posta sulle ordinate del grafico.

La stabilità delle misure e, quindi, la loro qualità, si presenta molto elevata poiché è stato possibile mantenere scarti decisamente inferiori al 10%. Il modello elettrico ottimizzato, che restituisce la resistività reale del terreno, presenta un *range* di valori compresi tra pochi ohm*m e oltre 1500 ohm*m.







Le misure elettriche condotte presentano valori di resistività decisamente diversi in base alla loro collocazione nel territorio. In particolare le misure E1 ed E2 sono caratterizzate da una elevata resistività dovuta al materiale prevalentemente ghiaioso presente nel sottosuolo. Interessante la misura E4 in cui si riesce a distinguere chiaramente il materiale di riporto e la sottostante falda freatica. Come per quest'ultima, anche la misura E5 è caratterizzata da un'elevata conducibilità elettrica associata ai materiali, di natura prevalentemente coesiva, presenti nel sito indagato.

6.4 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato, sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geosismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche.

Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire modelli sismostratigrafici accurati e precisi, in quanto i segnali si presentano, nella maggior parte dei casi, privi di artefatti e con una elevata coerenza nel modo fondamentale.

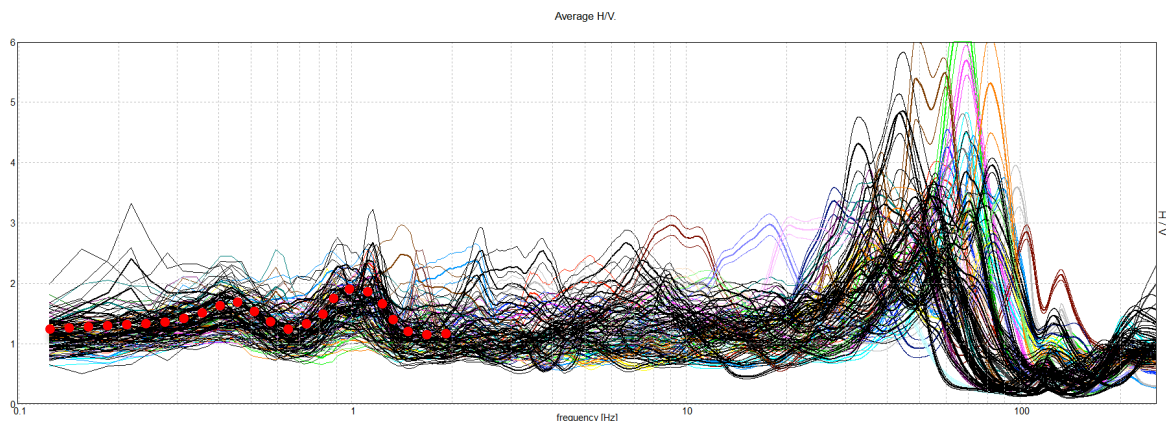
Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in *array*.

Invece, le misure H.V.S.R. si presentano chiare e ben interpretabili, nonostante che i contrasti sismici presenti nel sottosuolo, restituiscano rapporti spettrali H/V non molto elevati.

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare, soprattutto per quanto riguarda i contrasti sismici localizzati all'interno della copertura sedimentaria profonda: uno a circa 100 m dal p.c. locale e un altro a circa 400-500 m dal p.c. locale.

La sismo-stratigrafia locale appare condizionata dalle variazioni litologiche superficiali in corrispondenza dei terreni sabbiosi posti nella porzione centrale del territorio comunale dove il contrasto con le ghiaie sottostanti genera importanti variazioni verticali di rigidità, tali da generare amplificazioni del moto sismico in superficie.

Nella figura seguente si sono riportate, in sovrapposizione, tutte le misure sismiche a stazione singola H.V.S.R. effettuate per il presente lavoro. Come appena descritto, è possibile osservare una risposta dinamica dei terreni indagati sostanzialmente omogenea alle medio basse frequenze e variabile, in base al punto considerato, a quelle medio alte.



Si ribadisce l'importanza di "quantificare" i contrasti di rigidità tramite misure dirette, poiché qualsiasi litologia è in grado di generare amplificazione qualora ci sia un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi. Non essendo disponibili particolari studi specifici se non quello allegato al P.R.G. comunale, sono state ubicate le indagini di quest'ultimo, alcune stratigrafie reperite presso l'ufficio tecnico comunale e quelle ricavate dalla consultazione del catalogo ISPRA. Le indagini di nuova realizzazione sono state schedate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse sono state inserite nell'apposita cartella all'interno del supporto digitale (DVD) allegato al presente lavoro.

7.2 Carta geologico-tecnica

La "Carta geologico-tecnica" per la microzonazione sismica serve per individuare gli elementi geologici che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell'esaltazione degli effetti di un terremoto.

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici ed idrogeologici allegati al P.R.G. Infatti, non sono stati eseguiti nuovi rilievi geologici su tutto il territorio e, come da incarico, sono state utilizzate e mantenute le informazioni geologiche del P.R.G. anche se, talora, ne sono stati integrati e modificati i contenuti.

Per l'elaborazione della carta, sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche dei terreni e degli ambienti genetico-deposizionali, le varie unità litologiche sono state accorpate secondo classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti il territorio di Pordenone.

Per suddividere le unità litologiche come richiesto dagli indirizzi di microzonazione sismica della Protezione Civile, sono stati utilizzati anche i risultati delle prove geofisiche, dopo averli confrontati con le altre prove eseguite in litologie analoghe e con le osservazioni condotte durante i sopralluoghi. Alla fine, è stata creata un'unica unità principale (Terreni di copertura) che contiene una serie di unità litologiche derivate dalla selezione e, talora, dall'unione delle litologie locali.

Visto che le definizioni previste dagli "standard di rappresentazione e archiviazione informatica" non ricoprono tutti gli ambienti deposizionali, le litologie riconducibili all'ambiente prevalentemente fluviale del Meduna e del Noncello, sono state classificate tutte come appartenenti all'ambiente fluvio-glaciale "fg".

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti, ovvero effetti litologico - stratigrafici), sulla base degli studi specifici di carattere geofisico, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica: le indagini hanno verificato che, oltre ad esserci risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici in cui esse si registrano, possono esistere risposte diverse anche all'interno della stessa unità.

In sostanza, per riconoscere in via preliminare le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- delimitazione delle unità litologiche individuate dal P.R.G., riviste sulla base delle conoscenze dei luoghi, delle prove eseguite ed uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- irregolarità del rilievo marcate: cigli di terrazzo che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- informazioni sulla falda e sulle stratigrafie dei sondaggi e dei pozzi;
- morfologie di superficie.

Di seguito vengono quindi descritti, sulla base della loro rigidità, i vari litotipi testati: in primo luogo, i terreni alluvionali sono tutti caratterizzati da una velocità di propagazione delle onde di taglio $V_s < 600 - 800$ m/s, **almeno entro il primo centinaio di metri, e tendono a superarlo quasi uniformemente oltre questa profondità.** Sono state inoltre misurate le velocità dei riporti antropici in quanto occupano buona parte del territorio urbanizzato e in particolar modo quello del centro storico di Pordenone.

In conclusione, le litologie superficiali che hanno permesso la ricostruzione della “Carte geologico-tecnica” sono caratterizzate, dal punto di vista della velocità di propagazione delle onde di taglio S (V_s), come riportato nella seguente tabella:

<i>Litologia</i>	<i>Velocità delle onde di taglio V_s (m/s) nei primi 50 m circa</i>
ML fg	Mediamente 200-300 m/s
SM fg	Mediamente 300 m/s
SW fg	Mediamente 300 m/s
GM fg	Mediamente 350-400 m/s
GW fg	Mediamente 400-450 m/s
RI	Non classificabile







Si fa presente che, in ogni microzona, le litologie tendono ad assumere valori maggiori con la profondità.

Le unità litologiche principali definite nella “Carta geologico-tecnica” sono le seguenti:

<i>Litologia prevalente</i>	<i>Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica</i>
Materiali fluviali e/o fluvioglaciali fini prevalentemente limoso argillosi	ML fg
Materiali fluviali e/o fluvioglaciali a granulometria prevalentemente sabbiosa in matrice limoso-argillosa	SM fg
Materiali fluviali e/o fluvioglaciali a granulometria prevalentemente sabbiosa	SW fg
Materiali fluviali e/o fluvioglaciali a granulometria prevalentemente ghiaioso-sabbiosa in matrice fine	GM fg
Materiali fluviali e/o fluvioglaciali a granulometria prevalentemente ghiaioso-sabbiosa	GW fg
Terreni contenenti resti di attività antropica	RI

Facendo riferimento alle descrizioni litologiche finora esposte, le unità riportate nella tabella precedente individuano le seguenti Unità Litologiche.

Terreni di copertura

	Limi inorganici, farina di roccia, sabbie fini limose o argillose, limi argillosi di bassa plasticità (fg = fluvio-glaciale)
	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo (fg = fluvio-glaciale)
	Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose (fg = fluvio-glaciale)
	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo (fg = fluvio-glaciale)
	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbie (fg = fluvio-glaciale)
	Terreni contenenti resti di attività antropica



La focalizzazione delle onde sismiche in corrispondenza di creste, cime o cigli di scarpata è il fenomeno che sta alla base dell'amplificazione topografica.

Nella carta prodotta sono state evidenziate le irregolarità morfologiche più marcate che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche: sono state quindi inserite le informazioni derivanti dal P.R.G. e sono stati messi in evidenza gli orli di terrazzo che possono indurre effetti sismici di carattere bidimensionale e tridimensionale, definibili come "effetti topografici".

Tra questi, risulta importante, ai fini del presente studio, la porzione meridionale del territorio comunale poiché è stata rilevata la presenza dell'orlo di terrazzo fluviale del fiume Meduna, dove assume altezze a volte superiori a 10 m, e una porzione limitate dell'alveo del fiume Nocello, in corrispondenza del centro storico.

Inoltre, sono state riportate le informazioni derivanti da alcune indagini e pozzi del P.R.G., dagli studi messi a disposizione dall'U.T.C. e dalla consultazione del catalogo ISPRA.

Elementi geologici e idrogeologici

	Profondità (m) del sondaggio o pozzo che non ha raggiunto il substrato geologico
	Profondità (m) della falda in aree con sabbie e/o ghiaie

Nella "Carta geologico-tecnica" sono state specificate le profondità dei pozzi/sondaggi, che non intercettano mai il substrato roccioso, e l'eventuale livello della falda nei punti caratterizzati dalla presenza di sabbie e/o ghiaie.

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica MOPS (Livello 1)

La “Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS)” ha come finalità la suddivisione del territorio comunale nelle seguenti aree:

1. ZONE STABILI
2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI
3. ZONE DI ATTENZIONE PER LE INSTABILITA’

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- morfologie di superficie;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R.

La MOPS è stata ricostruita alla scala 1:10.000 a partire dalla “Carta geologico-tecnica” precedentemente esposta, integrandone e rivedendone i contenuti.

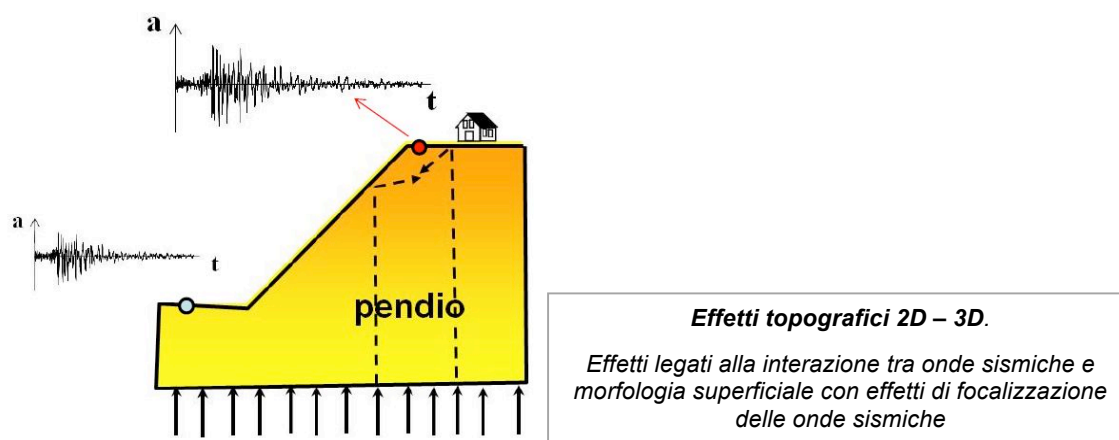
1) ZONE STABILI

Nel comune di Pordenone non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l’intero territorio è considerabile come stabile suscettibile di amplificazione sismica e soggetto, in buona parte del territorio, a potenziale liquefazione.

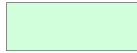
2) ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune Pordenone risulterebbe “stabile suscettibile di amplificazioni locali” per i seguenti motivi:

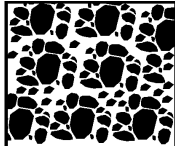
- A. Stratigrafia e caratteristiche dei litotipi. Come evidenziato nella “Carta geologico - tecnica” e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che le differenti risposte sismiche risultano correlate ai diversi ambienti geomorfologici ed in particolare alle differenze di rigidità presenti all’interno della copertura sedimentaria.
- B. Per quanto riguarda l’amplificazione topografica, si ritiene che sia qualitativamente coinvolgibile la porzione meridionale del territorio comunale, in prossimità del ciglio del terrazzo del fiume Meduna. Nella MOPS sono stati inseriti gli elementi topografici desunti dal P.R.G., localmente integrati e modificati.



Come detto in precedenza, a Pordenone non si sono verificate le condizioni per ipotizzare la perimetrazione di “zone stabili” dove lo scuotimento sismico sia associabile solamente all’energia ed alla distanza dall’evento. Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, la “zona stabile suscettibile di amplificazione” è stata rilevata nella parte settentrionale del territorio comunale, in corrispondenza dei depositi granulari grossolani e di una falda freatica con profondità maggiore di 15 m dal p.c. locale.

Zona 1	GW fg	
--------	-------	---

La colonnina stratigrafica rappresentativa dei primi 100 m della zona individuata è la seguente:

Zona 1. GW fg. Costituita da alluvioni, fluvioglaciali e/o fluviali, prevalentemente ghiaiose con sabbia e spessori di alcune centinaia di metri	
--	---

3) ZONE DI ATTENZIONE PER LE INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le “zone di attenzione per le instabilità”, esse sono individuabili esclusivamente tra le **aree potenzialmente soggette a fenomeni di liquefazione**.

Visto che buona parte del territorio comunale è assoggettabile a tale effetto cosismico, è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se, con i dati disponibili, è possibile escludere qualche ambito geomorfologico di Pordenone.

Il fenomeno della “liquefazione” dei terreni durante i terremoti, interessa in genere i depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi.

La liquefazione rientra tra gli “effetti di sito”, ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all’interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono: oscillazioni e rotture del terreno, abbassamenti e sollevamenti del terreno, movimenti orizzontali del terreno, movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali, perdita di capacità portante delle fondazioni, collasso di opere di sostegno e banchine.

Esistono delle condizioni (fattori predisponenti) che rendono alcuni terreni suscettibili di liquefazione ma, affinché questo avvenga, l’azione sismica (fattore scatenante) deve essere tale che, durante lo scuotimento sismico, le sollecitazioni indotte nel terreno determinino un aumento delle pressioni interstiziali fino ad eguagliare la pressione litostatica e la tensione di confinamento, annullando la resistenza al taglio ed inducendo fenomeni di fluidificazione.

Secondo le NTC, un deposito NON è liquefacibile (nel senso che si può omettere la verifica alla liquefazione) quando si manifesta **almeno una** delle seguenti circostanze:

1. eventi sismici di magnitudo M inferiore a 5;
2. accelerazioni massime attese al p.c. in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
3. profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna suborizzontale e strutture con fondazioni superficiali;

4. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1n} > 180$, dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove S.P.T. normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa, e q_{c1n} è il valore della resistenza determinata in prove CPT e normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
5. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella Fig. 7.11.1(a) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ ed in Fig. 7.11.1(b) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$.

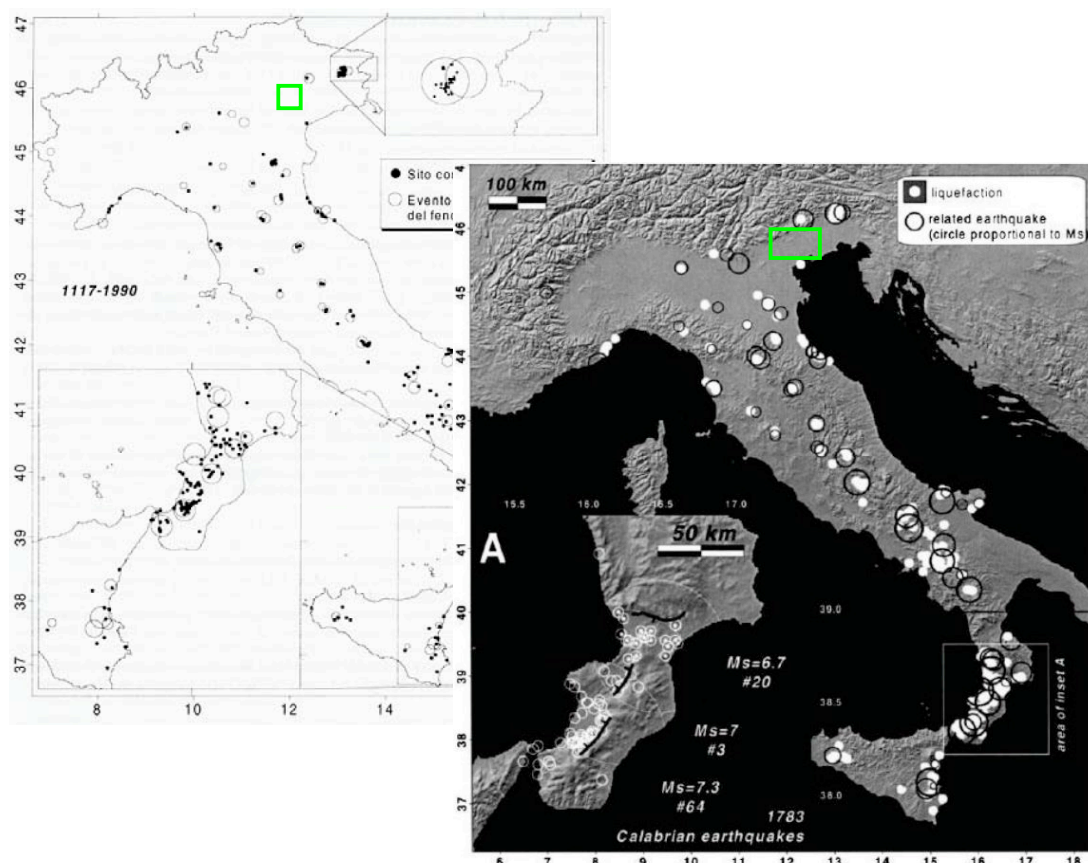
In generale, il comune di Pordenone nella porzione centro-meridionale **NON** soddisfa alcuna di queste caratteristiche, per cui si ritiene che sia potenzialmente soggetto alla liquefazione dei terreni in caso di terremoto di magnitudo e durata importanti.

Pertanto, viste le caratteristiche geologiche locali, in questa fase (Livello 1) è stato considerato quasi interamente il territorio come potenzialmente liquefacibile, rimandando ai successivi livelli di approfondimento la verifica di tale condizione.

Ad ogni modo, per provare a delimitare le aree suscettibili di liquefazione (e di densificazione, conseguente alla dissipazione delle pressioni interstiziali durante e dopo l'evento sismico atteso) sono state utilizzate le informazioni geologiche riportate nella "Carta geologico-Tecnica" associandole ad una prima analisi "qualitativa" per la stima del rischio di liquefazione.

Ci sono diversi criteri per valutare qualitativamente la suscettibilità alla liquefazione di un deposito sabbioso, tra cui il "Criterio storico", il "Criterio geologico", il "Criterio di composizione" ed il "Criterio di stato fisico".

Criterio storico, che considera il fatto che suoli liquefatti in passato possono liquefare ancora durante terremoti futuri: non si hanno informazioni particolari in merito al comune in esame e, a tal proposito, si riporta la seguente figura, dove vengono evidenziati i siti con indizi di liquefazione in seguito ai terremoti segnalati dal 1117 al 1990.

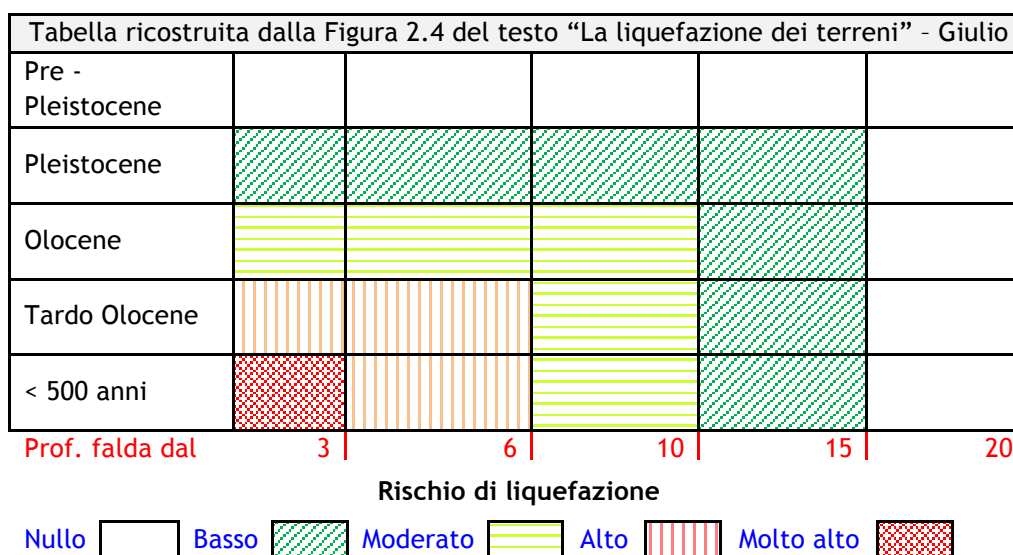


Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da "New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction - Galli P. (2000)". Dati analoghi sono riportati anche nel sito www.ceri.uniroma1.it.

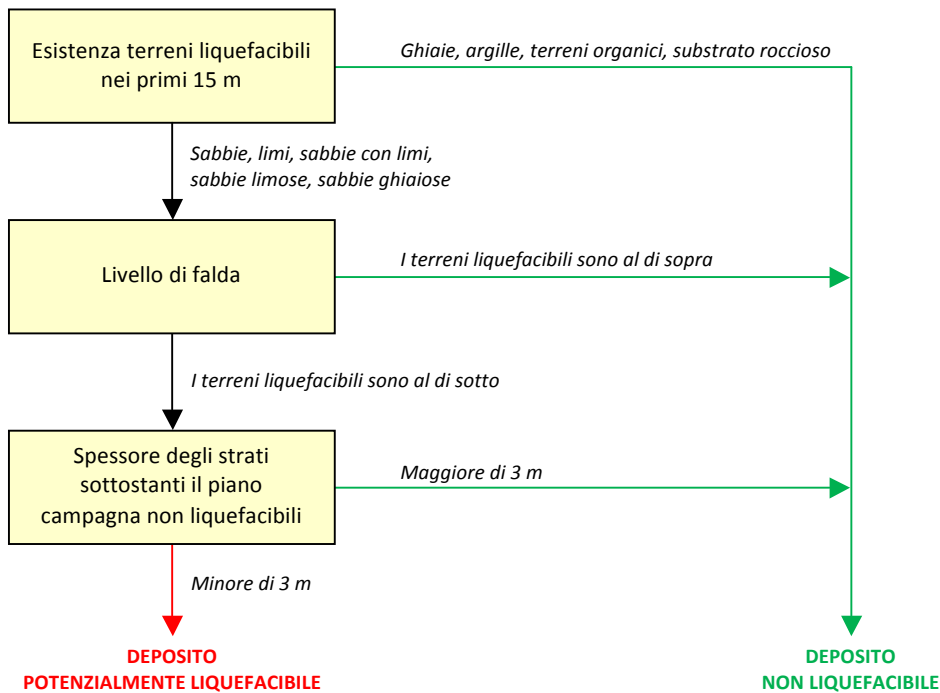
Criterio geologico, che tiene conto dell'età e dell'origine del deposito, della profondità della falda, della morfologia e dell'eventuale spessore degli strati sovrastanti non liquefacibili. A tal proposito, si riportano le seguenti tabelle.

Probabilità di liquefazione			
Età del deposito	Profondità della falda		
	< 9 m	9 m ÷ 15 m	> 15 m
Olocene recente	Elevata	Bassa	Molto Bassa
Alto Olocene	Moderata	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene recente	Bassa	Bassa	Molto Bassa
Pleistocene antico e depositi	Molto Bassa	Molto Bassa	Molto Bassa

Criterio di Iwasaky et al. (1982)		
Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile
C	Terrazzi, colline, montagne	Non Probabile



In aggiunta a tale inquadramento preliminare, riprendendo un lavoro fatto dal Dott. Johann Facciorusso dell'Università di Firenze, esperto in campo di microzonazione sismica e di liquefazione, è stata fatta una prima valutazione qualitativa applicando un metodo derivato da quello proposto da Sherif e Ishibashi (1978).



Schema estratto da "Microzonazione sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio" – Par. 5.6 – Figura 5.9 di Johann Facciorusso, Claudia Madaï, Giovanni Vannucchi, Luca Martelli

Sulla base di tale metodo, sono state considerate liquefacibili le verticali (in tal caso analizzando le stratigrafie dei pozzi e di alcune prove eseguite dallo scrivente nel territorio comunale) contenenti entro i primi 15 m almeno uno strato giudicato suscettibile di liquefazione (costituito da sabbie, sabbie con limi, sabbie limose, sabbie ghiaiose) e posizionato al di sotto del livello di falda, purché non sia presente uno strato superficiale di terreno non liquefacibile (argilla, ghiaia, substrato roccioso e terreni organici) di spessore pari ad almeno 3 m (che produrrebbe un "effetto tappo" sulle manifestazioni e le conseguenze, in superficie, della liquefazione sismica).

Il risultato di tale analisi non ha permesso di correlare i risultati puntuali mediante processi di interpolazione spaziale, necessari per delimitare e distinguere le aree liquefacibili.


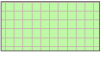


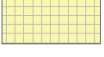
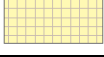
Infatti:

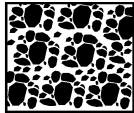
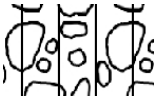
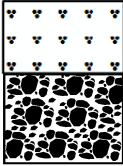
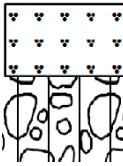
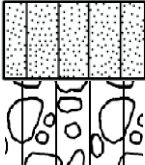
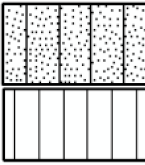

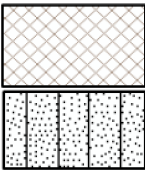
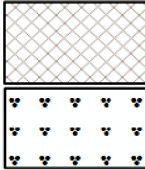
- le stratigrafie dei pozzi riportano dati indicativi sulla granulometria, non sempre definita con precisione;
- spesso sono state individuate, anche a brevissima distanza, condizioni litologiche completamente differenti e, questo, anche per l'estrema variabilità stratigrafica laterale di alcuni ambiti geomorfologici.

Pertanto, si ritiene di considerare potenzialmente liquefacibile buona parte del territorio comunale anche sulla base del criterio proposto da Sherif e Ishibashi (1978).

Nella Carta delle MOPS, il comune di Pordenone, nella porzione centro-meridionale, è stato quindi compreso tra le zone ZA_{LQ1} (Zona di attenzione per liquefazioni tipo 1).

Il retino associato alla zona ZA_{LQ1} è stato sovrapposto alla simbologia delle zone stabili suscettibili di amplificazione precedentemente descritte; in tal modo, si conservano entrambe le informazioni cosicché, se gli approfondimenti del Livello 3 non confermassero l'instabilità per liquefazione di una certa zona, sarà possibile trattare la stessa come stabile suscettibile di amplificazione e caratterizzarla secondo i suoi parametri.

Zona 1	GW fg		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 1)
Zona 2	GM fg		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 2)
Zona 3	SW fg		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 3)
Zona 4	SM fg		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 4)
Zona 5	ML fg		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 5)
Zona 6	RI		ZA LQ1 - Zona di attenzione per liquefazione tipo 1 (ZONA 6)

Zona 1. GW fg , costituita da alluvioni, fluvioglaciali e/o fluviali, prevalentemente ghiaiose con sabbia con spessori di alcune centinaia di metri. È localizzata nella porzione settentrionale del territorio comunale.		
Zona 2. GM fg , costituita da alluvioni, fluvioglaciali e/o fluviali, prevalentemente ghiaiose con sabbia in matrice fine con spessori di alcune centinaia di metri. È localizzata nella porzione centrale del territorio comunale.		
Zona 3. SW fg , costituita da depositi alluvionali, fluvioglaciali e/o fluviale a tessitura prevalentemente sabbiosa per spessori decimetrici. È localizzata nella porzione centrale del territorio comunale. Risulta sovrapposta alla Zona 1 o alla Zona 2.		
Zona 4. SM fg , costituita da depositi alluvionali, fluvioglaciali e/o fluviale a tessitura prevalentemente sabbiosa in matrice limosa per spessori decimetrici. È localizzata nella porzione centrale e meridionale del territorio comunale. Risulta sovrapposta alla Zona 2 o alla Zona 5.		
Zona 5. ML fg , costituita da depositi alluvionali, fluvioglaciali e/o fluviale a tessitura prevalentemente limosa argillosa. È localizzata nella porzione centro meridionale del territorio per uno spessore di centinaia di metri.		
Zona 6. RI , materiale di riporto di spessore significativo (metrico). Collocata nella parte centrale del territorio. Appoggia sui terreni della Zona 3 o 4.		

Si rimanda quindi agli studi di microzonazione futuri e alle fasi successive di approfondimento per l'analisi del "Criterio di composizione" e del "Criterio di stato fisico", nonché per l'analisi quantitativa del potenziale di liquefazione (con metodi semplificati e/o dinamici), che necessitano di dati granulometrici e di prove specifiche per la loro applicazione.

7.4 Carta delle frequenze

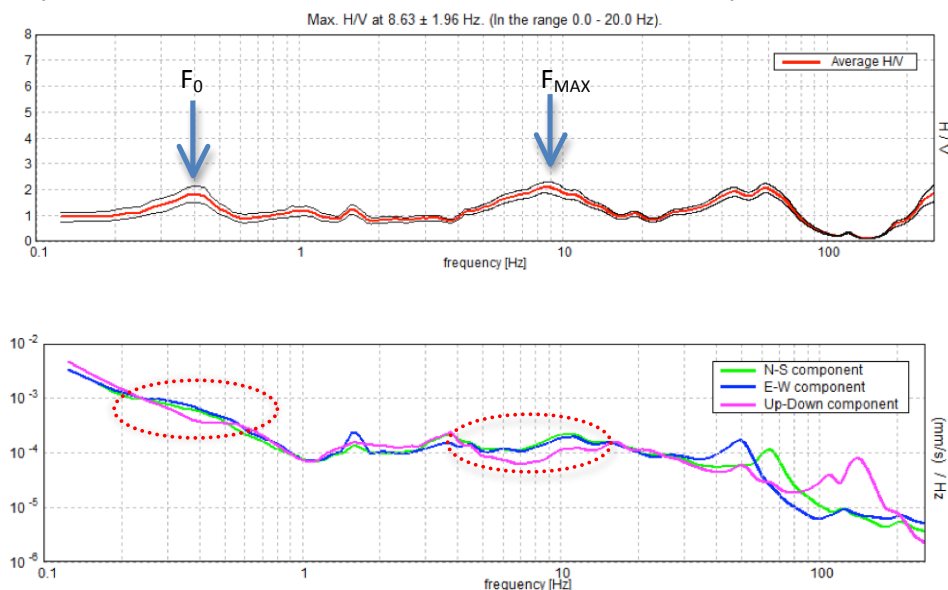
La misura delle vibrazioni ambientali (note anche come rumore sismico ambientale o microtremori) o della sismicità di fondo (*weak motion*) consentono di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

Durante le indagini di MS dell'area aquilana dopo il terremoto del 6 aprile 2009, i risultati di tali analisi si sono rilevati estremamente utili sin dalle prime fasi di elaborazione delle carte di Livello 1. L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza fondamentale di risonanza del terreno, F_0). Il metodo consente, inoltre, di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F_0 - grandezza da interpretare con estrema cautela), e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica.

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la "Carta delle frequenze", hanno fornito informazioni utili a definire con maggior dettaglio la "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" ed hanno permesso l'identificazione di alcune criticità locali. I siti selezionati per le indagini geofisiche sono stati distribuiti in corrispondenza delle differenti unità litologiche presenti nell'area, al fine di verificare e valutare l'influenza dei litotipi e delle loro geometrie sulla risposta sismica locale.

In allegato fuori testo sono state riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

Dal punto di vista ingegneristico-strutturale, il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. E' ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscono le sollecitazioni sismiche maggiori quando c'è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un'onda sismica e quella naturale dell'edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell'edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno. Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1 ÷ 20 Hz, in quanto risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico - strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H / V sono state quelle con un rapporto anche inferiore a 2: infatti, molte misure condotte nel territorio comunale di Pordenone sono caratterizzate da modesti contrasti di rigidità ma chiaramente visibile nel grafico delle tre componenti del moto sismico con un minimo locale nella componente verticale.



Nell'ambito del presente studio, le frequenze di risonanza sono state ottenute utilizzando il software applicativo "Grilla" in dotazione a Tromino[®], secondo la procedura descritta in Castellaro et al. (2005) e Albarello e Castellaro (2011), che prevede quanto segue:

- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA / LTA (media a breve termine / media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti ancora presenti;
- verifica dell'affidabilità delle curve H / V secondo i criteri di qualità SESAME (2004).

Inoltre, si è ritenuto opportuno realizzare due carte relative alle frequenze di risonanza dei terreni. La prima "Carta delle frequenze f_0 " in cui vengono riportati i valori della frequenza fondamentale (quella alla frequenza più bassa) e la seconda "Carta delle frequenze f_{MAX} " in cui si sono riportati i valori di frequenza relativi al contrasto sismico più elevato. Questa scelta si è resa necessaria per evidenziare le discontinuità presenti alle medie frequenze individuate nella zona centrale del territorio comunale che, in occasione di eventi sismici, potrebbero generare effetti di doppia risonanza suolo-struttura.

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla Scala 1:10.000, evidenzia come la frequenza caratteristica di risonanza di un sito sia molto variabile e condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità: inoltre, essa illustra che le variazioni di rigidità lungo la verticale di sviluppo non sono esclusivamente collegate ai classici ambiti geomorfologici che mettono in contatto terreni a risposta sismica differente (alluvioni su roccia, detrito su roccia, ecc.), ma indica che tali interfacce, più o meno importanti, possono trovarsi anche all'interno dello stesso ambito deposizionale.

Analizzando la "Carta delle frequenze", realizzata esclusivamente tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

1. il comune di Pordenone presenta un ampio *range* di frequenze di risonanza con valori H/V, in generale, non molto elevati;
2. la maggior parte del territorio comunale è caratterizzato da frequenze di risonanza medio-basse, generate da alcune discontinuità sismiche posizionate ad elevate profondità. Sono chiaramente visibili sia nella parte settentrionale sia in quella meridionale;
3. infine, nella parte centrale del territorio, in corrispondenza dei depositi prevalentemente sabbiosi, si registrano anche delle risonanze alle medie frequenze associabili al contatto stratigrafico tra le sabbie stesse e la ghiaia sottostante che, in occasione di eventi sismici rilevanti, potrebbe generare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie.

Si fa presente che le misure H.V.S.R. quantificano l'amplificazione sismica locale in termini di frequenza ed "ampiezza" in base al solo contributo stratigrafico. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici ed alle morfologie complesse sepolte.

In conclusione, i risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco.

Inoltre, sono state inserite le prove che, all'interno del campo di frequenze compreso tra 0,1 Hz e 20 Hz, non presentavano amplificazione (definite NP).

In sostanza, le misure H.V.S.R. hanno permesso di evidenziare la potenziale amplificazione del moto sismico di riferimento da parte di contrasti sismici presenti a profondità elevate e, quindi, non correttamente quantificabile dal parametro $V_{s,30}$, previsto nell'attuale normativa tecnica di riferimento per le costruzioni (NTC 08).

In pratica, tale metodologia d'indagine permette di poter definire, per i futuri studi di microzonazione, le aree da sottoporre a nuove indagini.

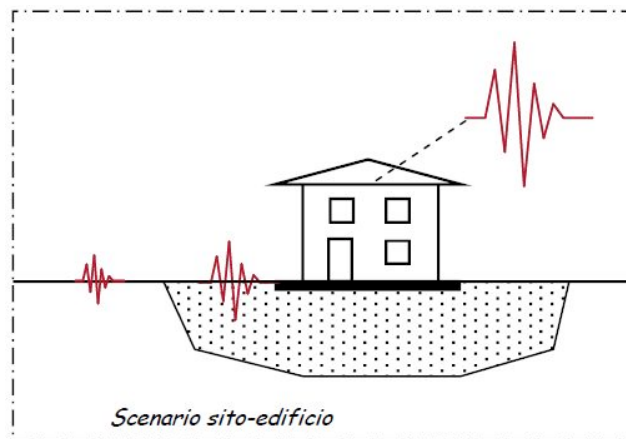
Si fa presente che il comune di Pordenone non si presterebbe ad un'analisi di Livello 2 ad eccezione della porzione settentrionale, poiché è stato considerato potenzialmente liquefacibile e quindi facente parte di una "Zona di attenzione" che necessiterebbe di un approfondimento di Livello 3.

8 METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI

Il metodo geofisico-strumentale mira a identificare la presenza, in un edificio, di comportamenti ritenuti critici in termini di risposta sismica, attraverso l'interpretazione di misure dirette di tremore ambientale effettuate all'interno dell'edificio e nel sito che lo ospita.

Per interpretare il comportamento del sito in termini di frequenze principali di oscillazione, viene applicata la tecnica H.V.S.R. (rapporto tra le componenti spettrali orizzontali e verticale), mentre per poter meglio individuare il comportamento dell'edificio è preferibile usare la tecnica S.S.R. (*Standard Spectral Ratio*). Quest'ultima procedura consiste nel calcolare il rapporto tra gli spettri misurati all'interno dell'edificio ai vari piani, in modo tale da riconoscere al meglio le frequenze proprie dei modi di vibrare dell'edificio stesso.

Il metodo parte dall'assunto che, per un'adeguata valutazione della propensione al danneggiamento di una struttura, si deve tenere conto sia del comportamento sismico dell'edificio, sia del comportamento del sito su cui esso è ubicato (figura seguente).



Le misure di tremore sono utilizzate, in particolare, per riconoscere strumentalmente alcuni indicatori di vulnerabilità del sistema unitario sito-edificio.

Nello specifico, le misure di tremore sul sito consentono di:

- definire la presenza di un significativo contrasto di impedenza che può causare l'incremento dell'azione sismica in superficie (tecnica H.V.S.R.);
- valutare la frequenza naturale del sito (tecnica H.V.S.R.);
- identificare la presenza di variabilità laterale della geometria del *bedrock* (rotazione delle componenti spettrali).

Le misure di tremore effettuate all'interno di un edificio consentono invece di:

- risalire alle frequenze naturali delle strutture (tecnica S.S.R.);
- stimare e individuare la propensione a subire effetti torsionali (tecnica S.S.R.).

Conoscendo le frequenze naturali del sito e dell'edificio è possibile, quindi, valutare la propensione alla doppia risonanza tra sito e struttura.

La frequenza naturale di un edificio è considerata il parametro fondamentale per valutare l'azione sismica a partire dallo spettro di progetto; generalmente, essa viene stimata attraverso formule empiriche, anche se molteplici studi hanno dimostrato che i valori così ottenuti non sono sempre in buon accordo con quelli rilevabili con misure dirette (si veda ad esempio Gallipoli et al. 2009). La

frequenza naturale può essere direttamente stimata individuando i picchi presenti nei rapporti tra gli spettri dell'edificio e quelli del sito.

La verifica dell'eventuale effetto della *doppia risonanza* tra sito ed edificio è molto importante, nonostante non sia espressamente contemplata nelle norme tecniche, poiché può causare un incremento dell'azione sismica sulla struttura.


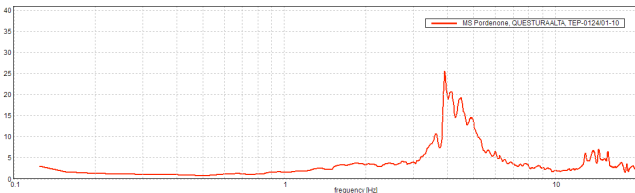
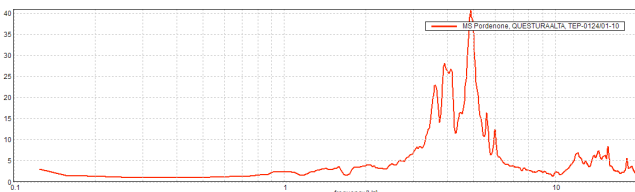
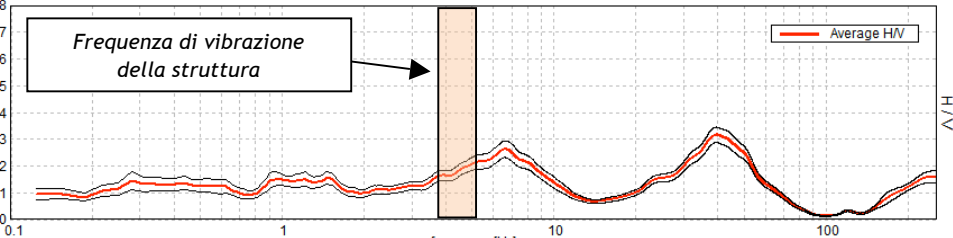
Tale possibile sincronizzazione si valuta semplicemente comparando la frequenza naturale del sito con quella dell'edificio. Le misure geofisiche di tremore sull'edificio consentono anche di individuare la propensione a subire effetti torsionali; la loro eventuale presenza può incrementare le sollecitazioni su alcuni elementi strutturali, aumentando, di conseguenza, la vulnerabilità dell'edificio.


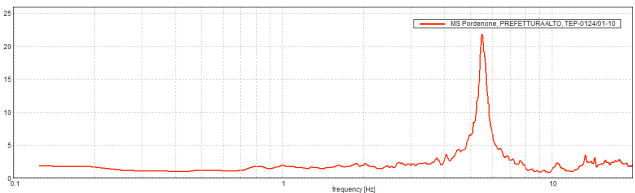
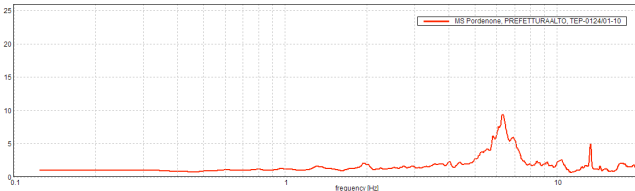
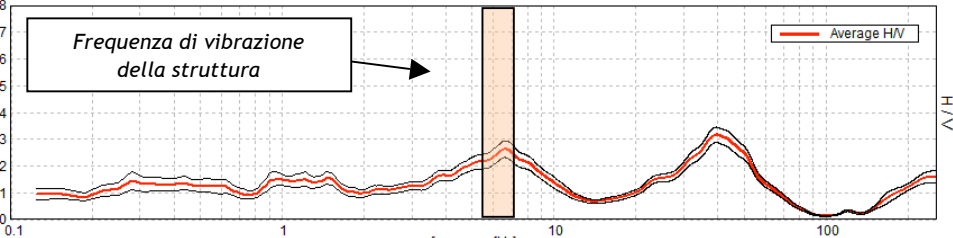
Si riportano a seguire una serie di esempi sull'applicazione del metodo geofisico-strumentale per la caratterizzazione diretta degli indicatori di vulnerabilità sismica.


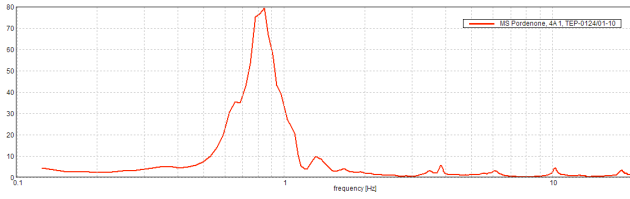
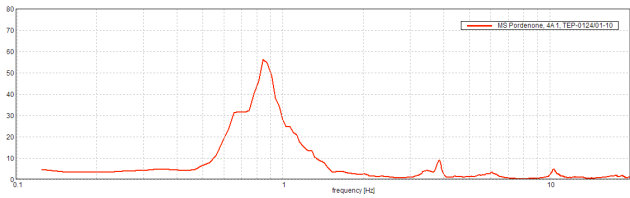
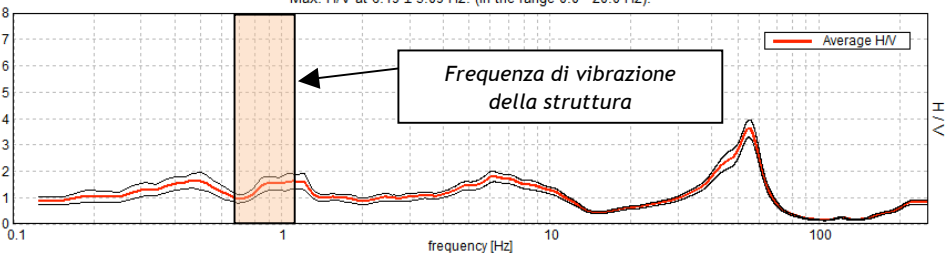
I risultati ottenuti e riportati nelle pagine seguenti, evidenziano che la metodologia proposta consente una valutazione rapida ed economica degli indicatori collegati alla danneggiabilità degli edifici ed è adatta a definire delle strategie di mitigazione di rischio sismico, anche su vasti territori. A differenza di altre metodologie di stima indiretta, quali ad esempio formulazioni empiriche o modellazioni FEM, il metodo consente di ottenere degli indicatori di vulnerabilità misurati direttamente sulla struttura che, pertanto, sono soggetti al solo errore di misura e non a tutte le incertezze che caratterizzano i metodi indiretti.


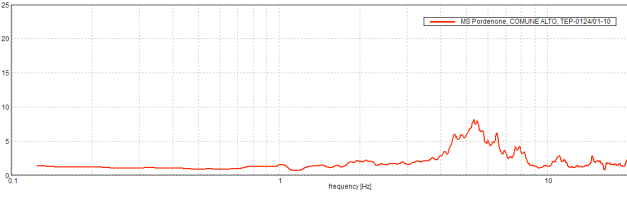
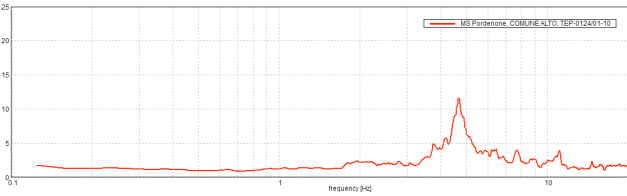
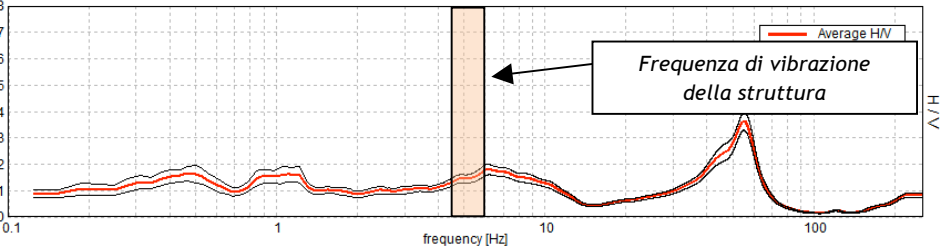
Si deve tuttavia sottolineare che il metodo geofisico-strumentale non può e non deve sostituirsi a valutazioni e calcoli strutturali o a prove dinamiche attive, né tanto meno è in grado di identificare direttamente quali siano le eventuali carenze strutturali di un edificio in termini di risposta sismica.


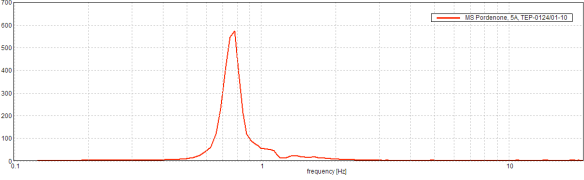
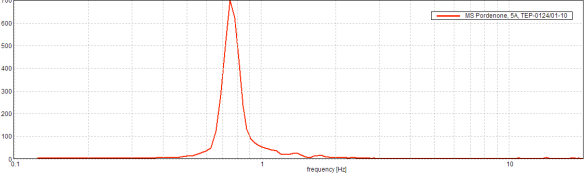
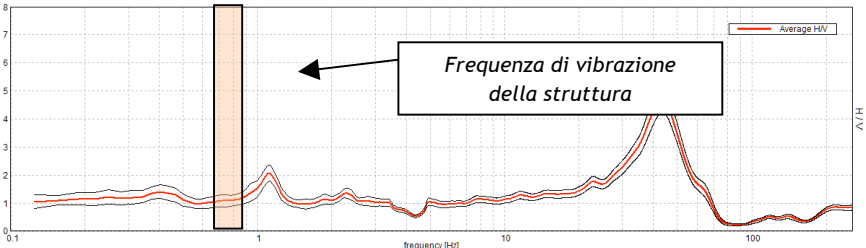
Alla luce di quanto appena esposto, si auspica che tale metodologia venga utilizzata su altre strutture e infrastrutture presenti nel territorio comunale di Pordenone, per valutarne la loro predisposizione a subire danni in caso di terremoto.


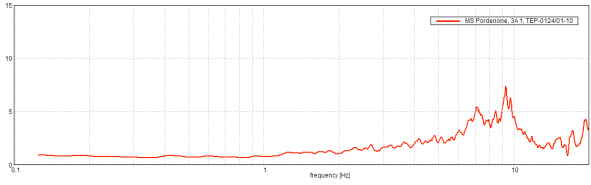
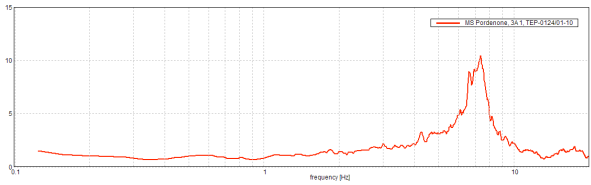
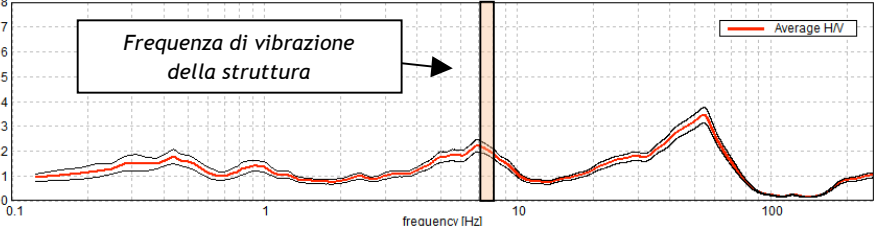
	<p><u>QUESTURA</u></p>
	<p><u>Componente Nord-Sud del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 3,9 Hz.</p>
	<p><u>Componente Est-Ovest del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 4-5 Hz.</p>
<p>Max. H/V at 6.56 ± 1.58 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).</p> 	<p><u>Andamento H.V.S.R. in free field</u></p> <p>Possibile doppia risonanza suolo-struttura</p>

	<p><u>PREFETTURA</u></p>
	<p><u>Componente Nord-Sud del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,5 Hz.</p>
	<p><u>Componente Est-Ovest del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 6,2 Hz.</p>
<p>Max. H/V at 6.56 ± 1.58 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).</p> 	<p><u>Andamento H.V.S.R. in free field</u></p> <p>Presenza di doppia risonanza suolo-struttura</p>

		<p><u>CAMPANILE</u></p>
		<p><u>Componente Nord-Sud del moto sismico.</u></p> <p><i>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 0,85 Hz.</i></p>
		<p><u>Componente Est-Ovest del moto sismico.</u></p> <p><i>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 0,85 Hz.</i></p>
<p>Max. H/V at 6.19 ± 3.09 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).</p> 	<p><u>Andamento H.V.S.R. in free field</u></p> <p><i>Possibile doppia risonanza suolo-struttura</i></p>	

	<p><u>SEDE COMUNALE</u></p>
	<p><u>Componente Nord-Sud del moto sismico.</u></p> <p><i>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 5,5 Hz.</i></p>
	<p><u>Componente Est-Ovest del moto sismico.</u></p> <p><i>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 4,8 Hz.</i></p>
<p>Max. H/V at 6.19 ± 3.09 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).</p> 	<p><u>Andamento H.V.S.R. in free field</u></p> <p><i>Possibile doppia risonanza suolo-struttura</i></p>

	<p><u>ACQUEDOTTO</u></p>
	<p><u>Componente Nord-Sud</u> <u>del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 0,8 Hz.</p>
	<p><u>Componente Est-Ovest</u> <u>del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 0,75 Hz.</p>
	<p><u>Andamento H.V.S.R.</u> <u>in free field</u></p> <p>Assenza di doppia risonanza suolo-struttura</p>

	<p><u>SCUOLA DAVIANO</u></p>
	<p><u>Componente Nord-Sud</u> <u>del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,0 Hz.</p>
	<p><u>Componente Est-Ovest</u> <u>del moto sismico.</u></p> <p>Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 7,3 Hz.</p>
<p>Max. H/V at 7.0 ± 2.71 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).</p>  <p>Frequenza di vibrazione della struttura</p>	<p><u>Andamento H.V.S.R. in free field</u></p> <p>Possibile doppia risonanza suolo-struttura</p>

9 MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO

Per quantificare correttamente la risposta sismica di sito sono state effettuate alcune modellazioni monodimensionali in due zone caratteristiche del comune di Pordenone: nei pressi del parco San Valentino e a sud della stazione dei treni.

Le simulazioni hanno considerato solo gli effetti amplificativi del moto sismico dovuti alla stratigrafia, in quanto si sono escluse quelle topografiche (territorio pianeggiante) e anche quelle derivanti da morfologie sepolte.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è stata quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 7.0 (Itasca, 2011), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

Il risultato finale è rappresentato in una storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine e plottata in uno spettro di risposta elastico.

9.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo FLAC 2D v.7.0 (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2011) è basato sul metodo delle differenze finite con un procedimento di tipo esplicito. La flessibilità nella modellazione della geometria del problema, la disponibilità di elementi strutturali, l'elevato numero di modelli costitutivi implementati e la possibilità di svilupparne anche di nuovi, rendono FLAC idoneo allo studio di tutti i problemi riguardanti il comportamento meccanico di mezzi continui (terreni, rocce, ecc.) e di strutture interagenti. Sviluppato inizialmente per le applicazioni di ingegneria geotecnica e ingegneria mineraria in campo statico, esso ha trovato successivamente, con l'introduzione del modulo dinamico, largo impiego anche per la soluzione di problemi di risposta sismica locale. Il codice di calcolo FLAC, anche per i problemi in campo statico, risolve le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \quad (9.1)$$

dove:

- ρ è la densità
- x_j la componente i -esima del vettore posizione
- \dot{u}_i la componente i -esima del vettore velocità
- g_i la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione i
- τ_{ji} la generica componente del tensore degli sforzi.

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji}; \dot{\epsilon}_{ij}; k) \quad (9.2)$$

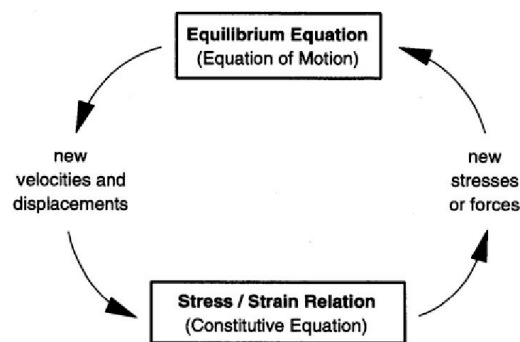
dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{\epsilon}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (9.3)$$

I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (*mesh*) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali, anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia.

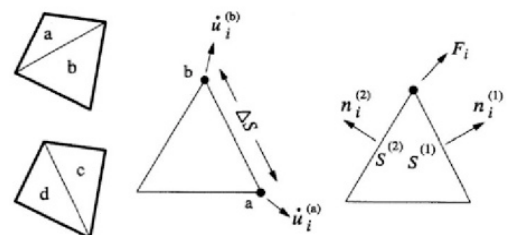
I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come la (9.1) in un sistema di equazioni algebriche. Se i metodi agli elementi finiti hanno come punto centrale la definizione delle funzioni di forma, che descrivono la variazione delle grandezze che interessano il problema (tensioni, deformazioni) attraverso ciascun elemento, nei metodi alle differenze finite si prescinde da questa definizione della funzione di forma, e le equazioni algebriche vengono scritte direttamente in termini di variabili di campo (tensioni, spostamenti) definite nei nodi della *mesh*.

In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione e attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.

Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δ_t richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati.



Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti.

Le equazioni alle differenze finite per ogni triangolo si ottengono dalla forma generalizzata del teorema della divergenza di Gauss:

$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \quad (9.4)$$

in cui:

- \mathbf{n} è il versore normale al contorno S del dominio triangolare
- \mathbf{f} la funzione generica (scalare, vettore o tensore)
- A la superficie del dominio triangolare di contorno S
- d_s la lunghezza incrementale lungo il contorno S .

Sostituendo ad \mathbf{f} un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s \left(\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)} \right) n_j \Delta s \quad (9.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (9.3) e la (9.5) è, quindi, possibile calcolare tutte le componenti del tensore velocità di deformazione. La legge costitutiva è poi utilizzata per calcolare un nuovo valore del tensore delle tensioni. Calcolate le tensioni, vengono calcolate le forze equivalenti applicate ai nodi. Le tensioni agiscono in ciascun triangolo come trazioni sui lati del triangolo stesso; ogni trazione è considerata equivalente a due forze agenti sui due nodi all'estremità del lato. Su ogni nodo del triangolo agiscono, quindi, due forze relative ai due lati convergenti nel nodo stesso:

$$\mathbf{F}_i = \frac{1}{2} \tau_{ij} \left(n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)} \right) \quad (9.6)$$

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta $\Sigma \mathbf{F}_i$; se $\Sigma \mathbf{F}_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (9.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i \left(t + \frac{\Delta t}{2} \right) = \dot{u}_i \left(t - \frac{\Delta t}{2} \right) + \left[\sum \mathbf{F}_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (9.7)$$

dove l'apice indica il tempo in corrispondenza del quale è valutata la variabile e m è la massa associata a ciascun nodo pari alla somma di un terzo delle masse dei triangoli convergenti nel nodo. Dalla relazione precedente si determinano nuovi valori della velocità e, quindi, del tensore velocità di deformazione per un nuovo ciclo.

Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt , corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore ad un *time step* critico Δt_{cr} definito dalla:

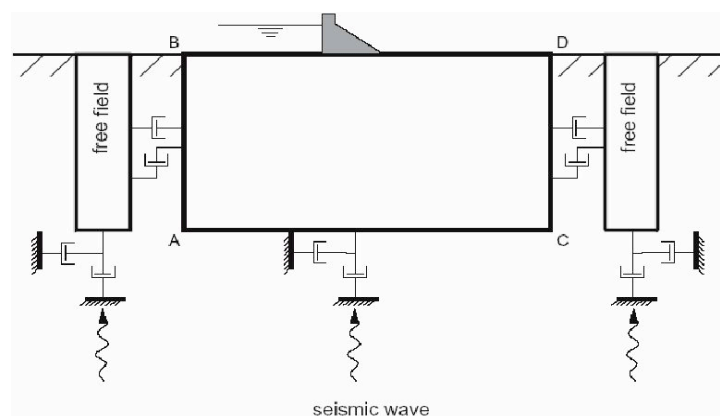
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (9.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, Δx_{max} la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e V_p la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il *timestep* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidità del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (9.8). Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh*, in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (9.9)$$

La λ_{min} è la lunghezza d'onda che corrisponde alla massima frequenza di interesse ed è legata ad essa dalla velocità di propagazione delle onde di taglio. I metodi alle differenze finite, così come quelli agli elementi finiti, si basano sulla discretizzazione, tramite una *mesh* di nodi, di una porzione finita dello spazio, per cui appropriate condizioni al contorno vanno imposte ai confini artificiali di tale regione. In ogni problema di propagazione di onde sismiche, parte dell'energia si allontana indefinitamente dalla regione di interesse verso il semispazio circostante per fenomeni di diffrazione e riflessione, dando luogo ad una perdita di energia indicata come *smorzamento di radiazione*. Al fine di modellare correttamente questo fenomeno, FLAC consente di minimizzare la riflessione delle onde sui contorni della *mesh*, imponendo su questi condizioni di campo libero (*free field boundaries*) o viscosi (*quiet boundaries*). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.

I contorni *free-field* consistono sostanzialmente in colonne monodimensionali di larghezza unitaria, situate ai lati del modello, che simulano il comportamento di un mezzo infinitamente esteso (figura seguente).



In pratica, essi riproducono il moto libero del terreno che si avrebbe in assenza della configurazione bidimensionale e allo stesso tempo impediscono la riflessione ai bordi della *mesh* delle onde diffratte verso l'esterno. Come illustrato, i singoli nodi dei contorni laterali della griglia principale vengono accoppiati alla griglia *free-field* attraverso smorzatori viscosi che materialmente assorbono l'energia delle onde incidenti sui contorni, applicando delle forze viscosi proporzionali alla differenza tra il campo di velocità esistente al bordo e quello in condizioni *free-field*. Prima dell'applicazione delle condizioni *free-field* durante l'analisi dinamica, il modello deve essere in condizioni di equilibrio statico, per cui è necessario eseguire una analisi statica preliminare per determinare lo stato tensionale e deformativo all'interno del modello. All'atto dell'applicazione delle condizioni *free-field*, tutte le variabili di stato determinate dall'equilibrio statico vengono quindi applicate alle colonne monodimensionali ai bordi del modello.

I contorni *free-field* sono di notevole utilità, in quanto consentono di evitare l'allontanamento dei confini laterali, altrimenti necessario in assenza di confini assorbenti, per la minimizzazione delle onde riflesse dai contorni.

I contorni *quiet* sono invece costituiti, secondo la formulazione di Lysmer e Kuhlemeyer (1969), da smorzatori viscosi attaccati alla griglia e agenti in direzione normale e tangenziale al contorno stesso; essi consentono un pressoché completo assorbimento delle onde di volume che incidono sul contorno. I contorni *quiet* possono essere applicati su contorni verticali, orizzontali o inclinati. Essi vanno applicati al confine inferiore della *mesh* per simulare la base elastica, mentre ai bordi del modello, come detto, è preferibile l'utilizzo dei contorni *free-field*.

Le sollecitazioni dinamiche possono essere applicate sia ai bordi della *mesh* sia ai suoi nodi interni in una delle seguenti forme:

- storia temporale di accelerazioni;
- storia temporale di velocità;
- storia temporale di tensioni;
- storia temporale di forze.

Nell'applicare la sollecitazione dinamica, bisogna però tenere conto di alcune limitazioni che derivano da particolari incompatibilità tra forme di applicazione dell'input e delle condizioni al contorno. Se, ad esempio, queste sono rappresentate da *quiet boundaries* (come avviene solitamente per il bordo inferiore della *mesh*), il loro effetto viene annullato se si applica un accelerogramma o una storia di velocità.

Quindi, in questo caso, la base è modellata come rigida, cioè perfettamente riflettente, dando luogo a irrealistiche sovrastime del moto sismico. Per simulare correttamente una base elastica occorre applicare ai *quiet boundaries*, alla base della *mesh*, una storia temporale di tensioni. A tal fine, un accelerogramma di input deve essere integrato per ottenere una storia temporale di velocità e questa viene infine convertita in tensioni tramite le seguenti relazioni:

$$\sigma_n = 2(\rho V_p) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_s) v_s \quad (9.10)$$

dove:

- ρ è la densità;
- σ_n , σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;
- V_p , V_s rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);

- v_n, v_s rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

In definitiva, un input costituito da onde S sarà quindi applicato come una storia temporale di tensioni tangenziali, mentre le onde P tramite una storia temporale di tensioni normali al contorno. Entrambe le sollecitazioni sono applicate con incidenza verticale.

La non linearità e le proprietà dissipative dei terreni possono essere modellate in FLAC secondo differenti modalità: attraverso l'adozione di un legame costitutivo propriamente non lineare o, a partire dalla versione 5.0 (Itasca, 2005), tramite semplici modelli di *smorzamento isteretico*. Le proprietà dissipative possono altresì essere modellate attraverso la formulazione di Rayleigh.

L'adozione di una legge sforzi-deformazione non lineare rappresenta, teoricamente, il modo più efficace per tenere conto della degradazione di rigidità al procedere della deformazione e della dissipazione di energia per isteresi. Questi modelli possono essere accoppiati con modelli di filtrazione per simulare la generazione e dissipazione di eccessi di pressioni neutre e/o fenomeni di liquefazione e consentono, inoltre, la valutazione delle deformazioni permanenti. Però, dal punto di vista pratico, i modelli non lineari sono spesso complessi e richiedono la definizione di molti parametri e lunghi processi di calibrazione.

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo G / G0 e D / D0, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico (hysteretic damping)* nella recente versione 5.0 del codice.

Durante ciascuno *step* di calcolo, in funzione del valore medio del tensore di velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo, in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento. Il modello isteretico implementato utilizza solo curve continue che esprimono la variazione del modulo di taglio con la deformazione tangenziale; pertanto, i parametri da fornire in input che definiscono la forma di tali curve vanno ricavati attraverso regressione dei dati sperimentali. Analisi di calibrazione dello smorzamento isteretico sono necessarie prima di un suo uso nella pratica corrente.

Nel caso di analisi lineari, o per modellare comunque lo smorzamento a basse deformazioni che spesso i legami costitutivi non lineari non riescono a cogliere, si può utilizzare la formulazione di Rayleigh. Essa conduce ad uno smorzamento dipendente dalla frequenza, in contrasto con le evidenze sperimentali sul comportamento dei terreni. Il suo impiego richiede, pertanto, una oculata scelta dei parametri che lo definiscono, per limitare la variazione dello smorzamento con la frequenza (Lanzo et al., 2003 e 2004). Lo smorzamento di Rayleigh è stato originariamente formulato per le analisi strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento **C** proporzionale alla matrice di massa **M** e a quella di rigidità **K**:

$$\mathbf{C} = \alpha_R \mathbf{M} + \beta_R \mathbf{K} \quad (9.11)$$

dove α_R e β_R sono i coefficienti di Rayleigh che hanno dimensione rispettivamente di s^{-1} e s . È possibile dimostrare (Chopra, 1995) che lo smorzamento ξ_j associato al j -esimo modo di vibrazione del deposito è espresso dalla:

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \quad (9.12)$$

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

I coefficienti di Rayleigh vengono comunemente determinati attraverso due procedure, a seconda che si fissi il valore dello smorzamento modale in corrispondenza di una o due frequenze naturali opportunamente selezionate (dette frequenze di controllo). Il codice FLAC adotta la prima procedura in accordo alla quale i coefficienti di Rayleigh sono espressi dalle:

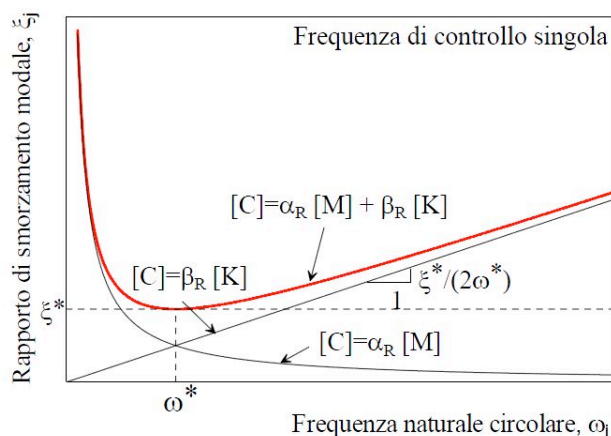
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (9.13)$$

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω .

Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi risultati di un'analisi modale, con rapporto di smorzamento modale dell'intero sistema variabile con la frequenza circolare naturale ω_j secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \quad (9.14)$$

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come ξ_j assuma un minimo (pari al valore imposto ξ^*) in corrispondenza della frequenza di controllo ω^* , mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di ω^* .



La formulazione di Rayleigh viene applicata a livello del singolo elemento della *mesh* per cui, tra i dati di input, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce ξ^* e la frequenza di controllo ω^* (o meglio il valore f^*). La scelta di f^* è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute rispetto a ξ^* .

In generale, f^* deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominanti dell'input. In prima approssimazione, si può collocare f^* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza

predominate dell'input (frequenza corrispondente al massimo dello spettro di Fourier o di risposta). Se questi valori sono distanti è comunque opportuno esaminare con analisi parametriche l'influenza sui risultati delle diverse scelte di f^* .

In definitiva, per ciascun materiale occorre fornire i seguenti parametri di input:

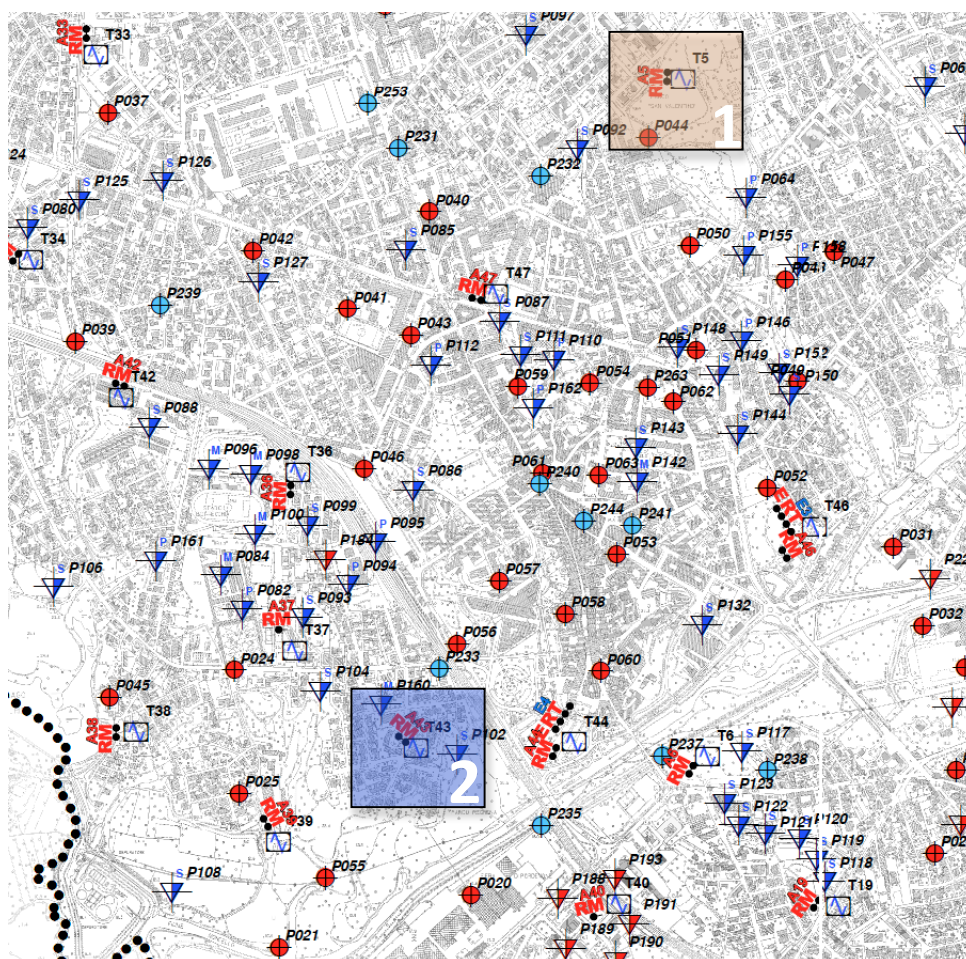
- peso dell'unità di volume;
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio (G_0) e di elasticità volumetrico (k), o, in alternativa modulo di Young (E) e coefficiente di Poisson (ν);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (ξ^*) e frequenza di controllo (f^*) se si adotta la formulazione di Rayleigh.

Il codice offre notevoli potenzialità di dati in output, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

9.2 Casi applicativi nel comune di Pordenone

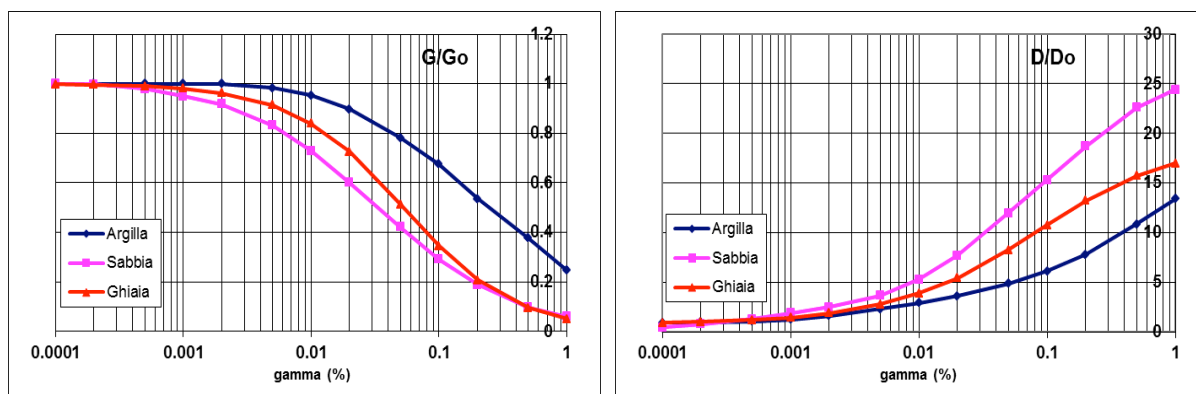
Per quantificare l'azione sismica in superficie e valutare il fattore di amplificazione sono stati realizzati n°2 modelli monodimensionali sui quali sono state successivamente condotte le modellazioni numeriche.

L'ubicazione di tali modellazioni viene riportata nella figura seguente.



Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free-field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale monodimensionali 1D.

Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *bedrock geofisico* (smorzamento 0,02%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo *smorzamento isteretico* tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica” e sotto riportate.

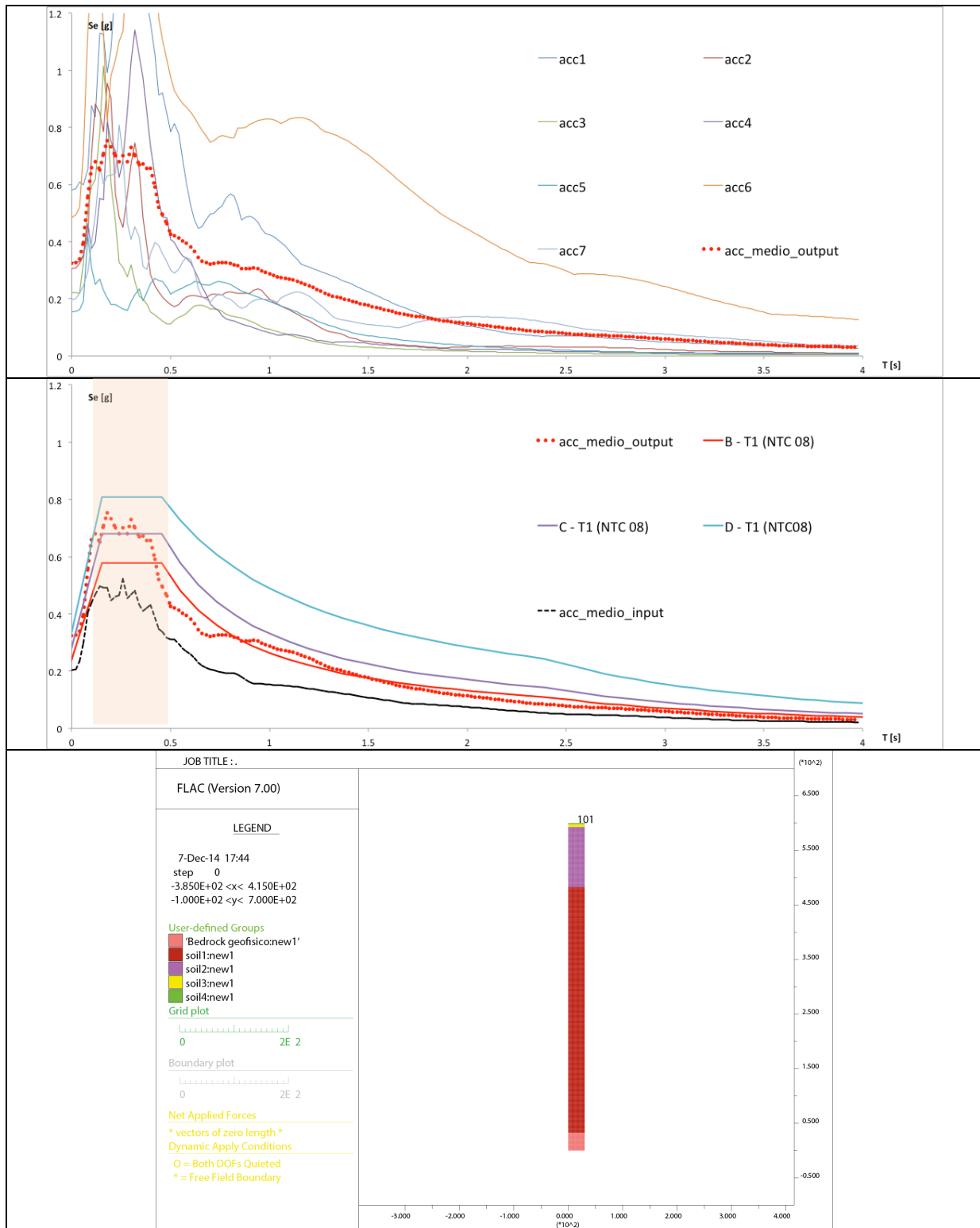


Nel rispetto della normativa vigente - D.M. 14/01/2008 - è stata assunta una severità dell’azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d’uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 100$ anni. A partire da queste indicazioni, si è determinato un periodo di ritorno dell’azione sismica di 475 anni corrispondente ad una probabilità di superamento del 10% allo stato limite ultimo di salvaguardia della vita (SLV). L’input sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. *Dynamic Analysis* della Itasca, 2011).

In particolare, i sette accelerogrammi sono stati ricavati tramite l’utilizzo del portale SEISM-HOME creato dall’Eucentre di Pavia, che seleziona gli input con il massimo rigore da parte di operatori esperti, evitando in particolare di inserire più di una registrazione proveniente dallo stesso evento o dalla stessa stazione. Tramite una procedura ottimizzata (Corigliano et al., 2012) è stato selezionato l’insieme migliore di accelerogrammi spettro-compatibili registrati su sottosuolo roccioso di Categoria A e disponibili nelle principali banche dati accelerometriche mondiali accreditate.

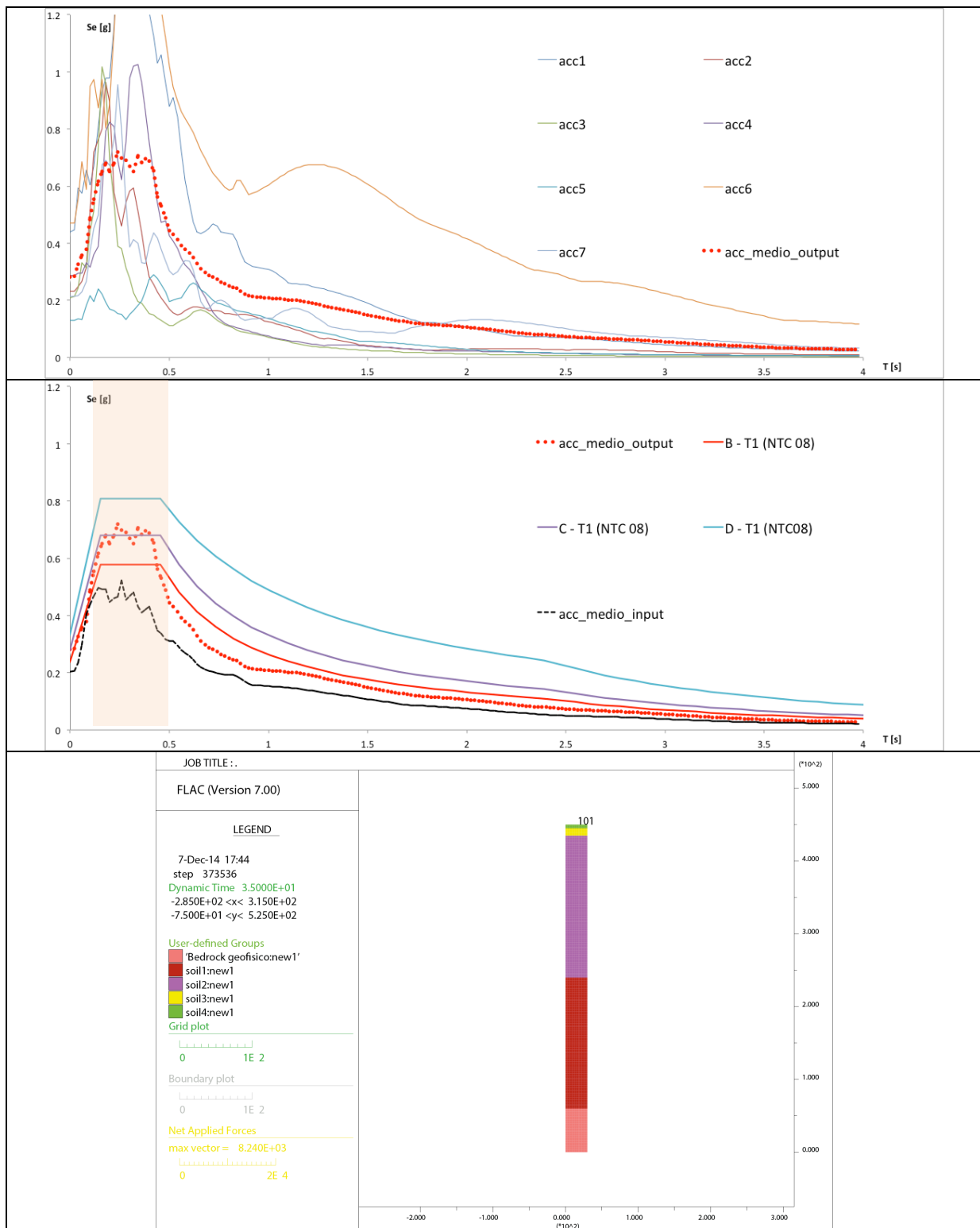
La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d’indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (*Step n°1*). Infine, per calcolare il fattore di amplificazione FA si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita calcolando il rapporto dell’intensità di Housner per un periodo T compreso tra 0,1s e 0,5s poiché, in tale intervallo, si ha la massima risposta in accelerazione (*Step n°2*).

Punto n° 1



Il sito presenta un'amplificazione sismica ai bassi periodi. Il fattore di amplificazione nell'intervallo considerato $FA_{0.1-0.5s}$ è risultato di circa 1,49. La categoria B di sottosuolo alla quale appartiene il sito indagato non sembra rappresentare correttamente la risposta sismica locale ai bassi periodi mentre appare corretta per periodi superiori a 0,5s.

Punto n° 2



Il sito presenta un'amplificazione sismica ai bassi periodi. Il fattore di amplificazione nell'intervallo considerato $FA_{0.1-0.5s}$ è risultato di circa 1,45. La categoria C di sottosuolo alla quale appartiene il sito indagato sembra rappresentare correttamente la risposta sismica locale ai bassi periodi mentre viene sovrastimata per periodi superiori a 0,5s.

10 COMMENTI FINALI E CRITICITÀ

I capitoli precedenti hanno evidenziato chiaramente l'assetto geologico del comune di Pordenone che, visto in chiave sismica, dimostra una risposta sismica locale che necessita di alcune importanti attenzioni.

In tal senso, visto che le indagini hanno coperto gran parte del territorio comunale coinvolgendo tutte le litologie riscontrate, si ritiene che i livelli successivi di approfondimento debbano essere concentrati solo nelle aree ritenute importanti per la comunità.

Inoltre, la zona di attenzione per possibile liquefazione (cioè buona parte del territorio) dovrà essere valutata in modo da delimitare / quantificare il fenomeno e, se non confermata l'instabilità, si dovrà trattare la stessa microzona come stabile suscettibile di amplificazione e caratterizzarla secondo i parametri propri di questo tipo di zona. In caso contrario, l'area dovrà essere trattata come Zona di Suscettibilità (ZS) o Zona di Rispetto (ZR). Concettualmente il significato dei due tipi di zone è il seguente:

- **Zone di Suscettibilità (ZS):** sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifici per l'instabilità in esame e l'applicazione di specifici metodi di calcolo, anche semplificati, è possibile definire la pericolosità in termini quantitativi;
- **Zone di Rispetto (ZR):** sono zone nelle quali, a seguito di una raccolta dati specifica per l'instabilità in esame e l'applicazione di specifici metodi di calcolo, anche avanzati, è possibile quantificare con maggior accuratezza la pericolosità. Tale quantificazione è finalizzata all'analisi dettagliata di aree limitate sulle quali possono essere presenti opere vulnerabili.

Del resto, l'adeguamento del livello di approfondimento va misurato con le risorse e con i tempi disponibili, nonché con la destinazione d'uso del territorio. Perciò, lo studio di MS eseguito si presta ad essere aggiornato ed integrato per rendere sempre più basso il rischio sismico.

Per ottimizzare i costi degli eventuali approfondimenti successivi e, quindi, per inquadrare al meglio le zone individuate, si propone di realizzare gli studi futuri come segue:

1. individuare e perimetrare le aree più abitate, i centri di futura urbanizzazione e le zone che comprendono gli edifici ritenuti strategici o importanti ai fini della Protezione Civile;
2. eseguire un'analisi geologica-geomorfologica di dettaglio per ogni area individuata, prendendo in considerazione le caratteristiche morfologiche, litostratigrafiche e geotecniche delle diverse zone, integrandole con i dati pregressi già raccolti e interpretandoli appositamente;
3. definire eventuali indagini dirette per determinare le caratteristiche geotecniche locali e verificare la necessità di integrare le indagini geofisiche già eseguite;
4. dovrà essere posta particolare attenzione circa la potenziale suscettibilità di liquefazione dei terreni: tale considerazione potrà essere sviluppata solo dopo aver raccolto ulteriori informazioni derivabili esclusivamente da indagini dirette, per cui si rimanda al successivo Livello 3 di approfondimento.

In generale, gli studi di MS hanno lo scopo di razionalizzare la conoscenza del territorio per chi deve pianificare gli interventi: invece, per la progettazione delle opere è importante eseguire indagini specifiche, come del resto previsto dalle vigenti Norme Tecniche per le Costruzioni (D.M. 14/01/2008).

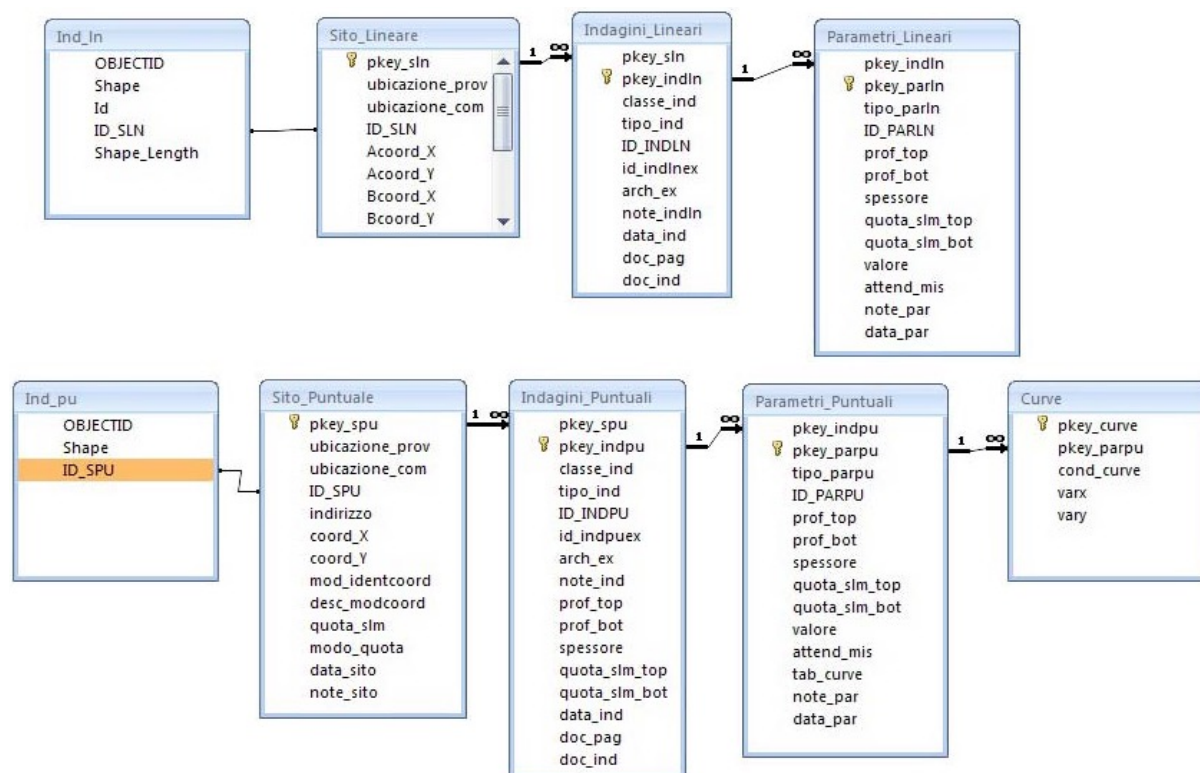
11 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di microzonazione sismica ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle Linee Guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli “Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica (versione 3.0)”, emanati dalla “Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di microzonazione simica nell’ottobre 2013”. Gli Standard sopracitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la **rappresentazione cartografica**, anch’essa è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli “Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica (versione 3.0)”.

Il contenuto informativo della “Carta delle Indagini” si esplica attraverso la relazione tra gli *shapefiles* (Ind_pu e Ind_ln) e le tabelle ad essi collegate, appositamente strutturate per archiviare i dati alfanumerici dei siti, delle indagini e dei parametri delle indagini.



*Relazione fra tabelle e shapefiles
(Figura 2.1-1 “Standard di Rappresentazione e archiviazione informatica” - versione 3.0)*

Lo *shapefile* Ind_pu rappresenta la primitiva puntuale che posiziona spazialmente il relativo punto d’indagine, identificato univocamente nel campo ID_SPU; quest’ultimo costituisce la chiave di collegamento (*join*) alla tabella **Sito_Puntuale**, destinata all’archiviazione dei parametri di georeferenziazione dei punti d’indagine.

La tabella **Indagini_Puntuali** descrive le tipologie d’indagine eseguite e le informazioni necessarie alla tracciabilità, mediante collegamento esterno con la relativa documentazione in formato pdf. Infine, nella tabella **Parametri_Puntuali** sono archiviati i parametri associati alle prove descritte nella tabella Indagini_Puntuali. Lo *shapefile* Ind_ln costituisce la primitiva lineare che posiziona

spazialmente le indagini lineari, identificate univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella **Sito_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini_Lineari**.

Il contenuto informativo riportato nella "Carta delle frequenze" è definito dal campo VALORE della tabella **Parametri_Puntuali**, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell'intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz. La restituzione grafica dei valori di frequenza si riferisce a quanto proposto per la Carta delle Frequenze di risonanza negli "Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica. Specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici e informatici relativi al primo livello delle attività di microzonazione sismica - Versione 1.2" (2012) della Regione Abruzzo.

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdl_tabelle.mdb**.

La "Carta geologico-tecnica" è stata realizzata in formato vettoriale e contiene i seguenti *layers* informativi, inseriti all'interno della cartella **GeoTec**.

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<i>Elineari</i>	Lineare	Elementi lineari (escluse le isobate)
<i>Geoidr</i>	Puntuale	Elementi puntuali geologici e idrogeologici
<i>Geotec</i>	Poligonale	Unità geologico tecniche

La "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" contiene i seguenti *layers* informativi, inseriti all'interno della cartella che definisce i parametri di MS di Livello 1 (**MS 1**).

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<i>Stab</i>	Poligonale	Zone stabili e zone stabili suscettibili di amplificazione
<i>Instab</i>	Poligonale	Zone instabili

La cartografia di base utilizzata per l'elaborazione dello studio è la C.T.R. del Friuli Venezia Giulia, le cui coordinate originarie sono state convertite in WGS84-UTM33N.

All'interno della cartella BasiDati è stata inserita il mosaico ricavato dalle sezioni *raster* geoferenziate della C.T.R. scala 1:10.000 prodotte dalla Regione Friuli Venezia Giulia, che sottendono l'intero territorio comunale.

Le coordinate delle tabelle (.mdb) e gli *shapefiles* allegati al progetto sono nel formato **WGS84 UTM33N**.

12 BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) - Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica - Parti I e II - Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
3. Carulli G.B., Carta geologica del Friuli Venezia Giulia e note illustrative. Servizio geologico del FVG.
4. Carulli et. all. Pericolosità sismica nel Friuli Venezia Giulia relative a tipologie diversificate di terreni. GNGTS 19°.
5. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
6. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 - 102
7. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
8. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
9. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. Geotomo Software, Res2DinvX64 ver. 4.01 (2012) - Rapid 2-D Resistivity e IP inversion using the least-squares method
12. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691-704
13. Gruppo di lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma
14. Itasca (2011). FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua. v.7.0. User's Manual
15. Loke M.H., Barker R.D. (1996) - Rapid lest-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method., Geophysical Prospecting, 44, pp. 131-152
16. Loke M.H. and Barker R.D. (1996) - Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, pp. 499-523
17. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
18. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
19. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
20. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
21. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) - A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 - 266
22. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) - Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy - Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
23. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
24. O.G.S., Mappa del rischio sismico regionale, Trieste luglio 2000
25. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
26. P.R.G. del comune di Pordenone
27. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) - "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
28. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
29. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
30. Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ϵ - Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>

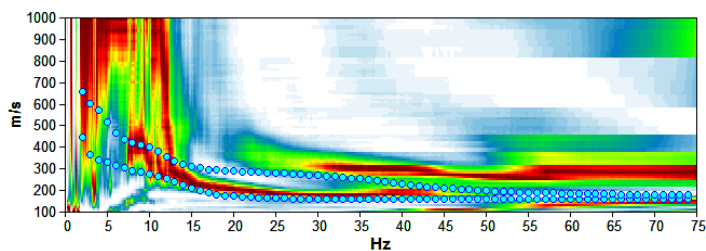
13 ALLEGATI FUORI TESTO

- | | |
|---|----------------|
| 1. Carta delle Indagini | Scala 1:10.000 |
| 2. Carta Geologico-Tecnica | Scala 1:10.000 |
| 3. Carta delle Frequenze F_0 | Scala 1:10.000 |
| 4. Carta delle Frequenze F_{MAX} | Scala 1:10.000 |
| 5. Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica | Scala 1:10.000 |
| 6. Schede delle indagini | |
| 7. DVD nazionale e regionale contenente i file pdf dello studio e le basi informative | |

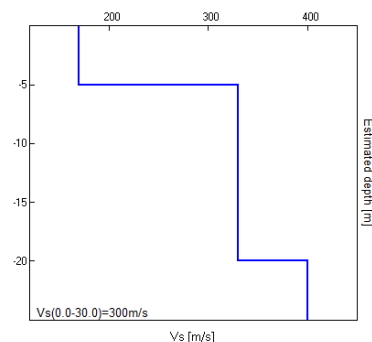
SCHEDE DELLE INDAGINI

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

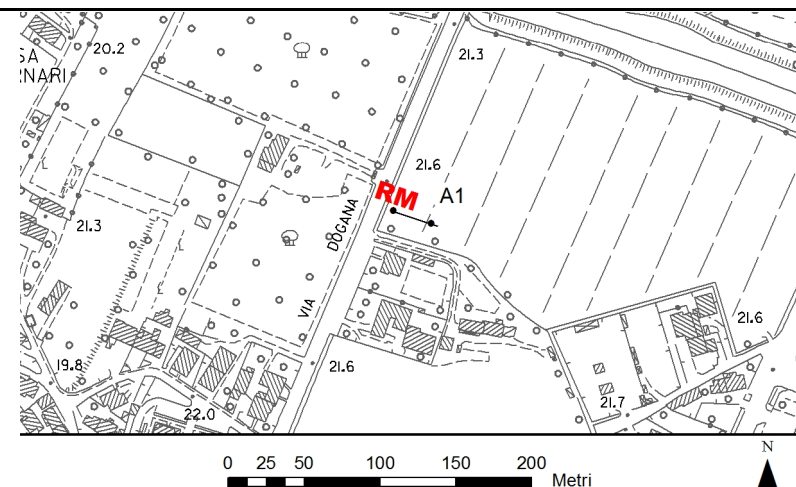
Progressivo	A1
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090317°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317736°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090307°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317766°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



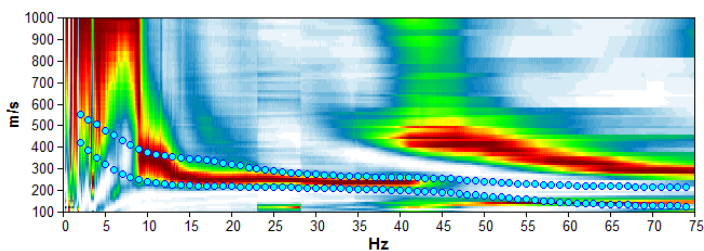
Profilo Vs



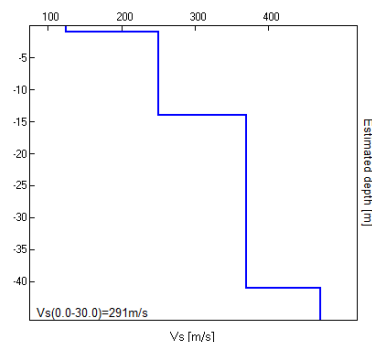
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

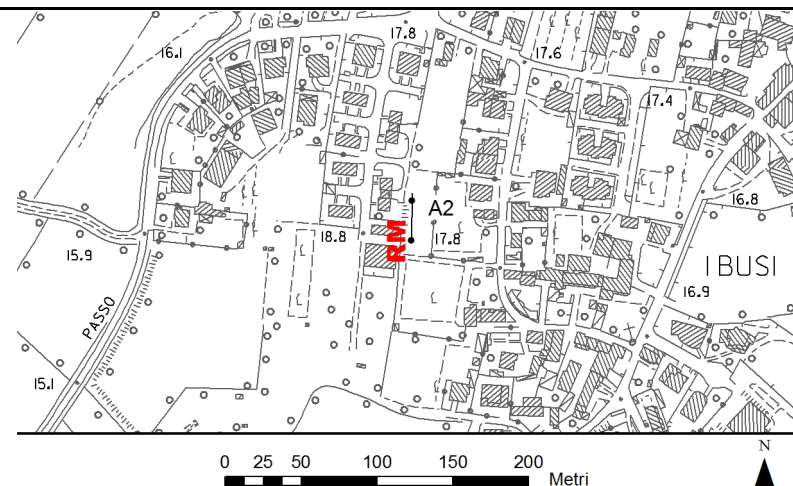
Progressivo	A2
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5088283°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316512°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5088315°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316513°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



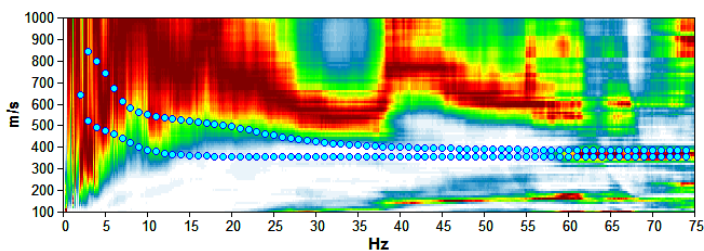
Profilo Vs



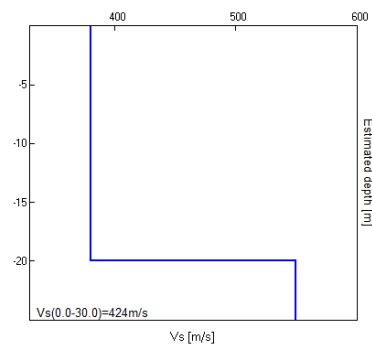
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

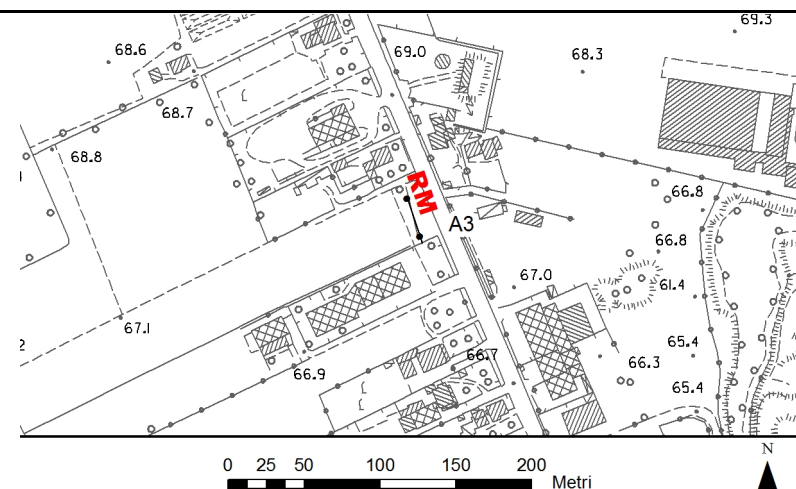
Progressivo	A3
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5095704°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316854°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5095673°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316865°
Quota p.c. s.l.m.	67 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



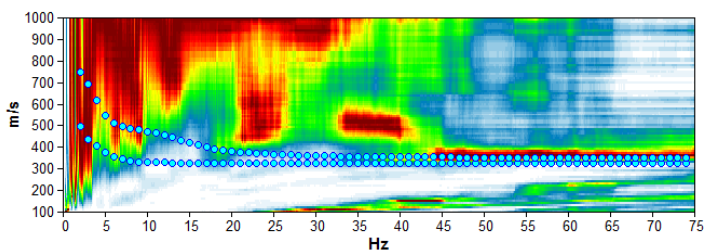
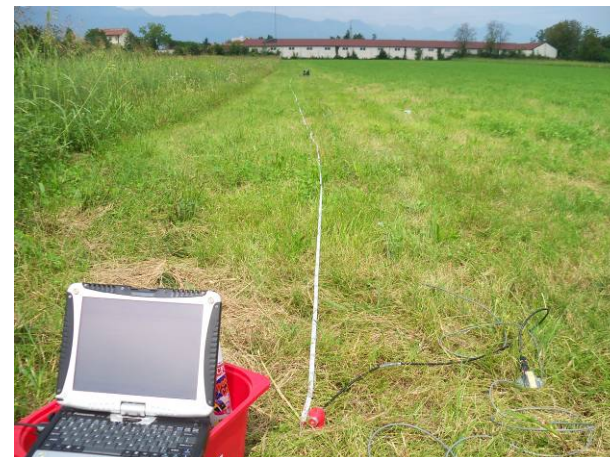
Profilo Vs



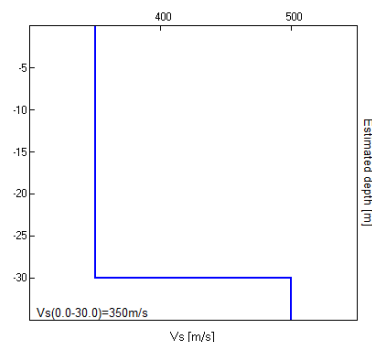
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

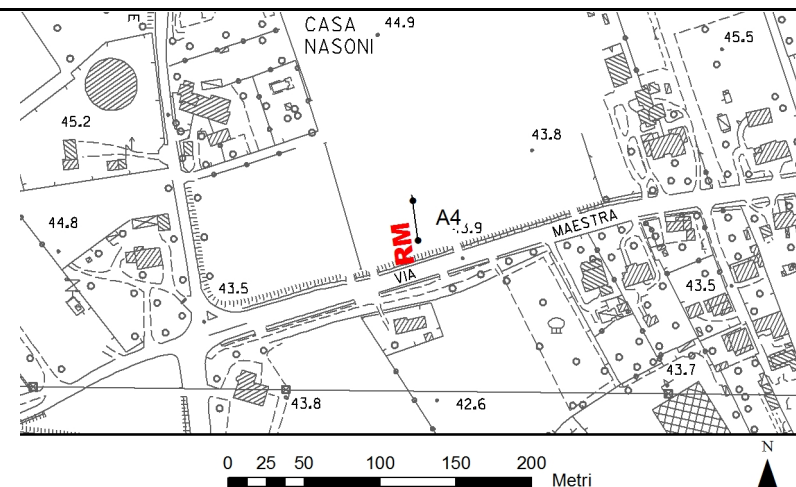
Progressivo	A4
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5094115°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318699°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5094147°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318695°
Quota p.c. s.l.m.	44 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



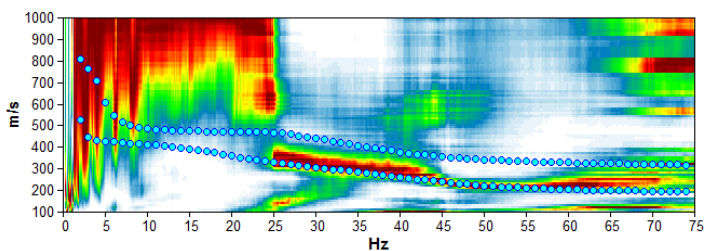
Profilo Vs



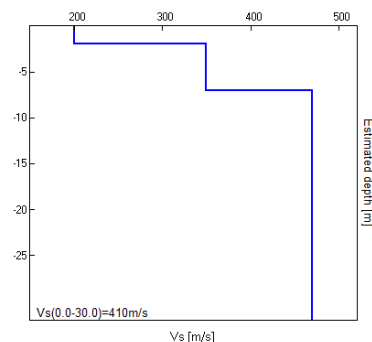
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

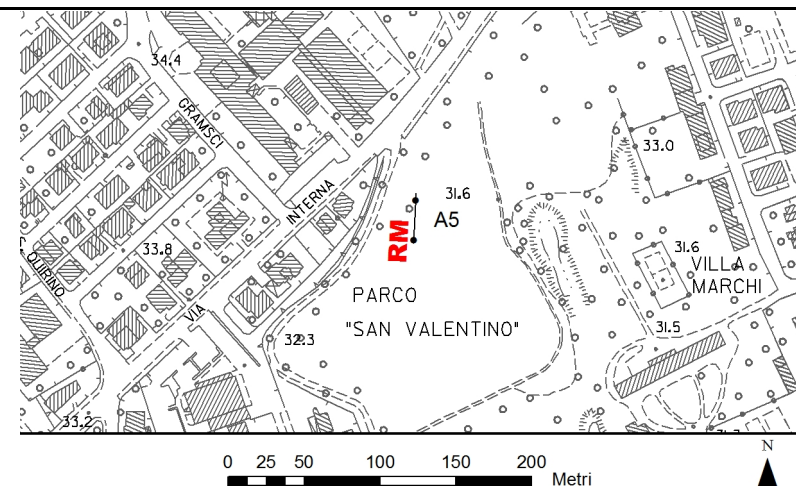
Progressivo	A5
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5093089°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318852°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5093121°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318853°
Quota p.c. s.l.m.	32 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



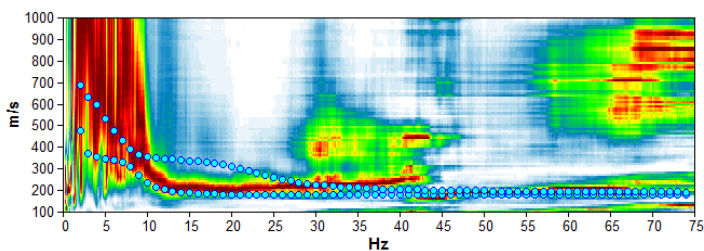
Profilo Vs



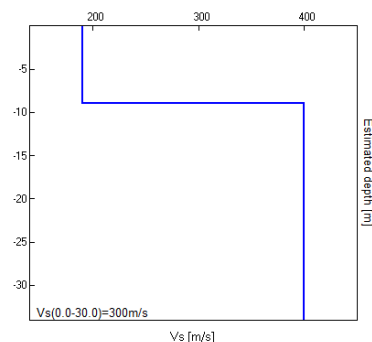
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

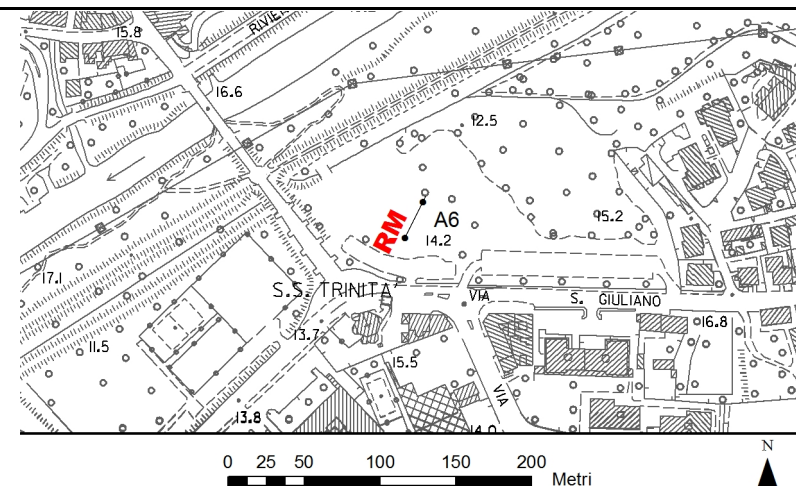
Progressivo	A6
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091409°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318905°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091438°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318919°
Quota p.c. s.l.m.	14 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



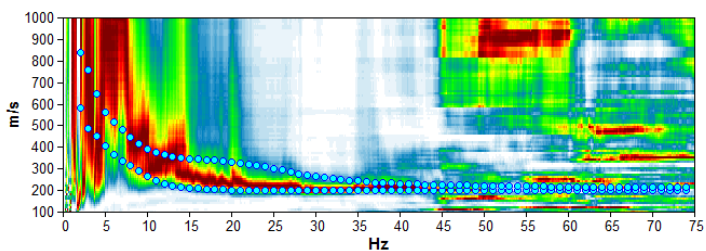
Profilo Vs



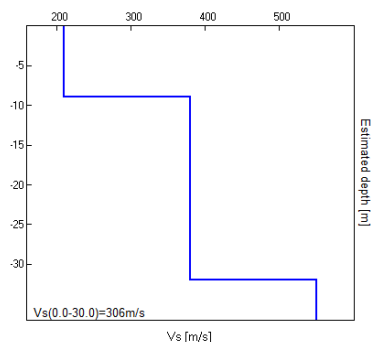
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

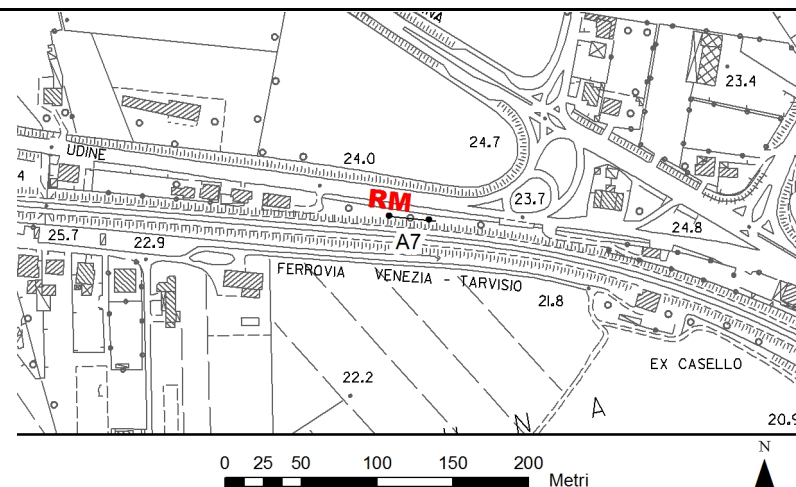
Progressivo	A7
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090685°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	321329°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090681°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	321361°
Quota p.c. s.l.m.	25 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



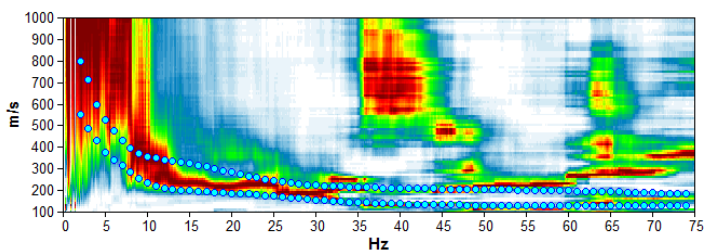
Profilo Vs



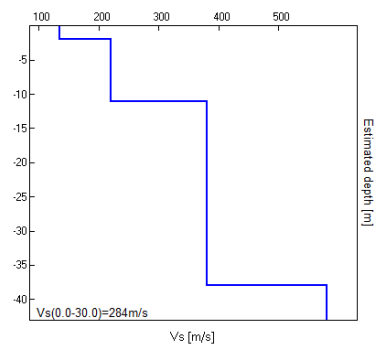
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

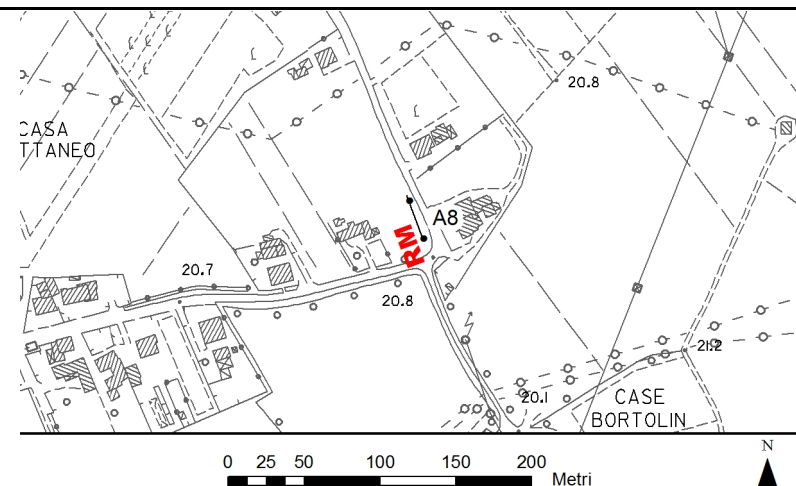
Progressivo	A8
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5089645°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320667°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5089675°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320656°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



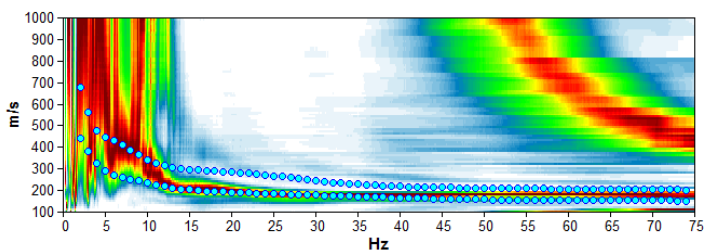
Profilo Vs



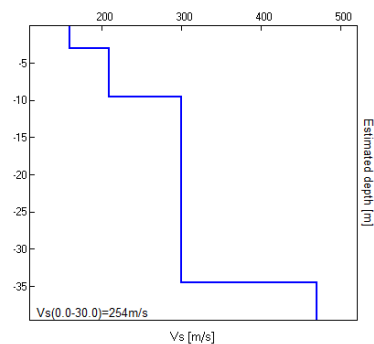
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

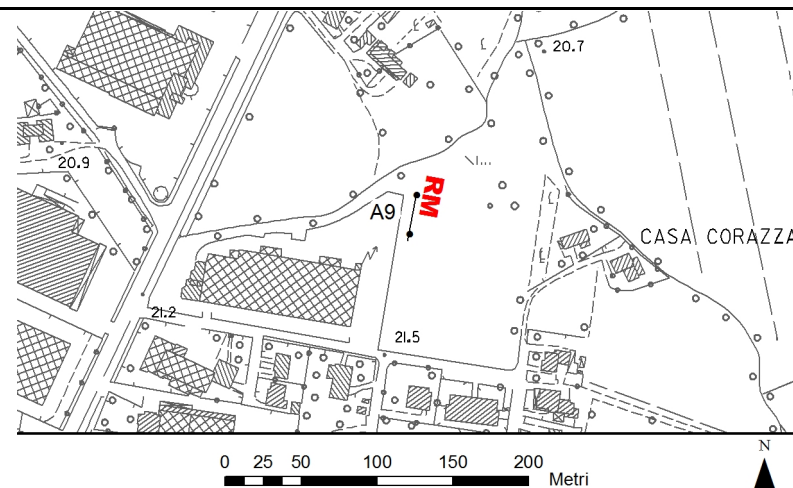
Progressivo	A9
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5089489°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318692°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5089458°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318687°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



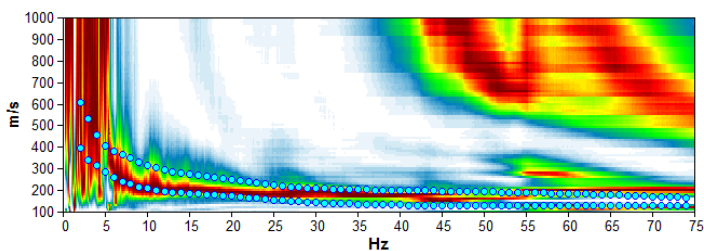
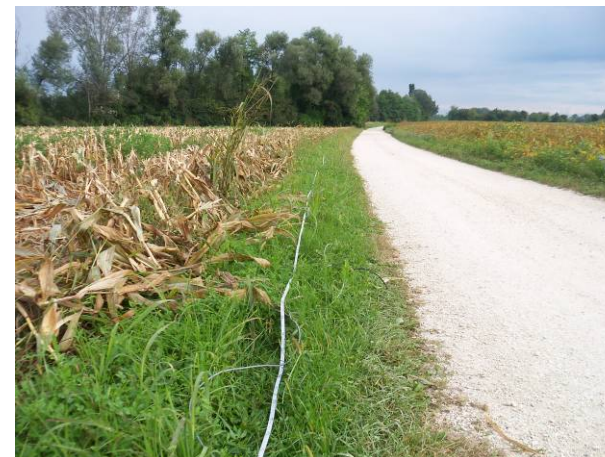
Profilo Vs



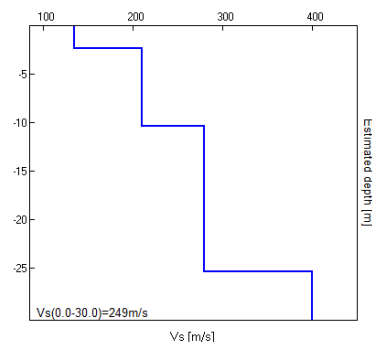
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

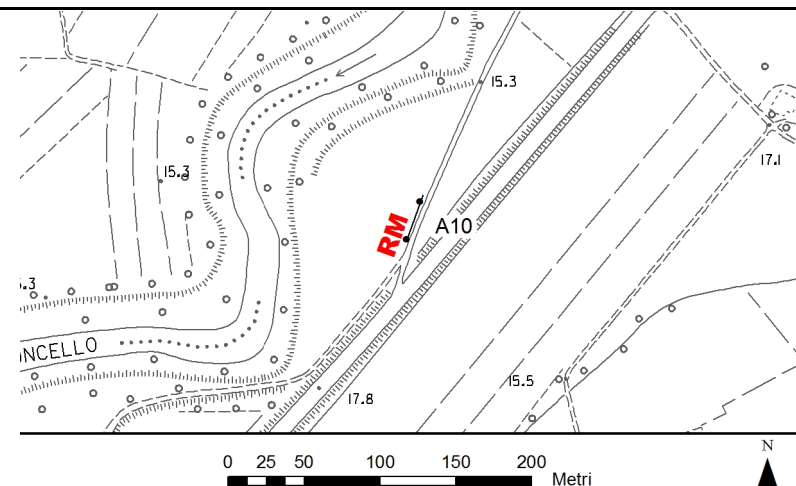
Progressivo	A10
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5086494°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	315361°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5086524°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	315372°
Quota p.c. s.l.m.	15 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



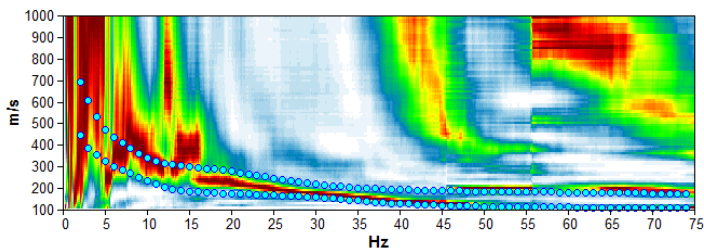
Profilo Vs



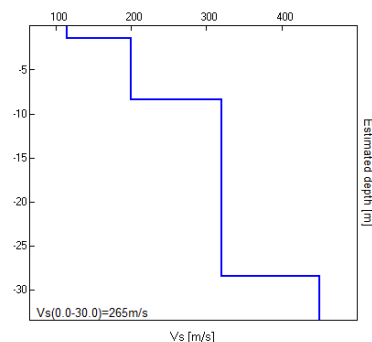
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

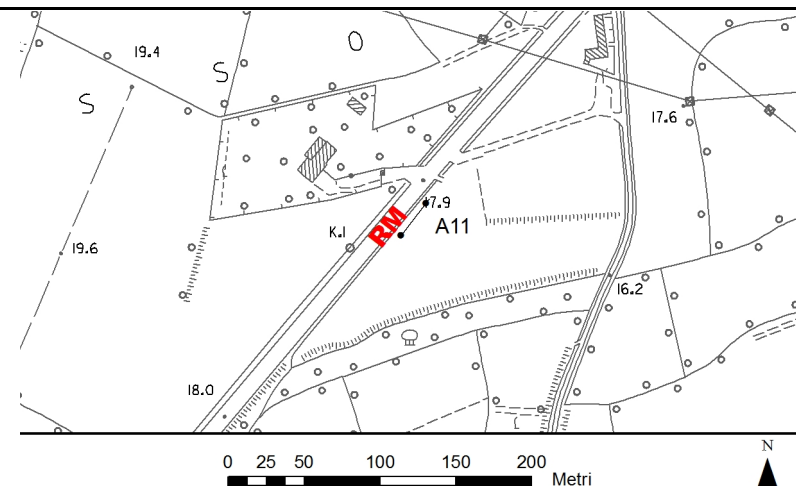
Progressivo	A11
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5087718°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316435°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5087743°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316455°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



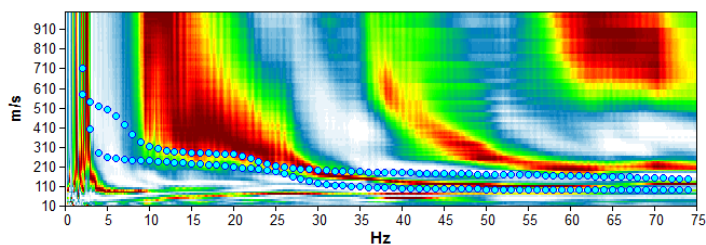
Profilo Vs



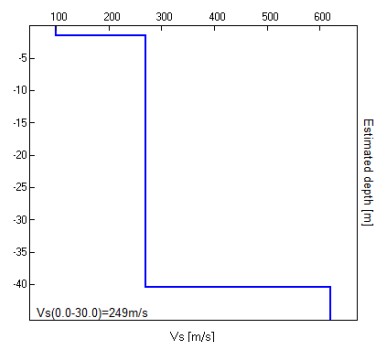
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

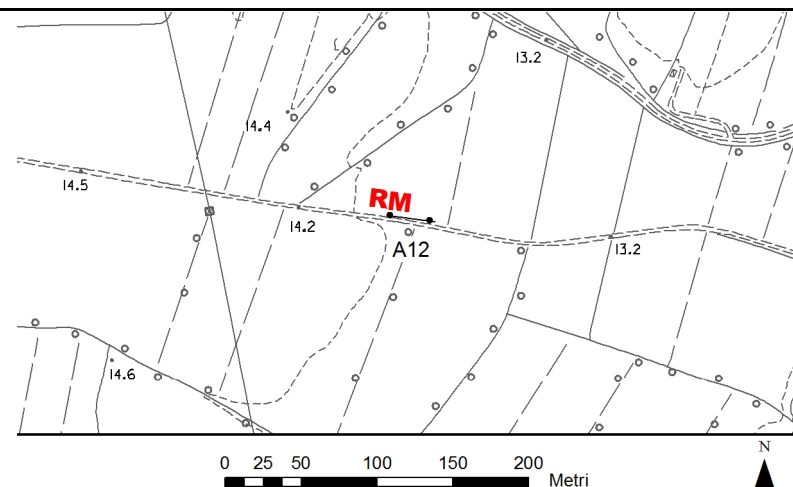
Progressivo	A12
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5088571°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316128°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5088567°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316159°
Quota p.c. s.l.m.	14 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



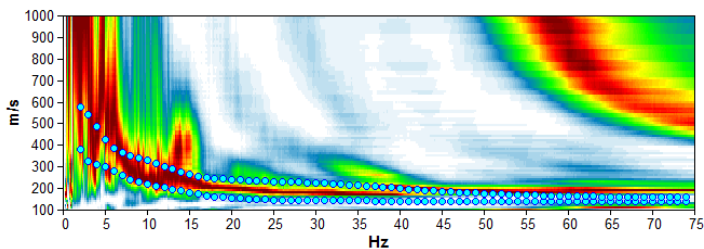
Profilo Vs



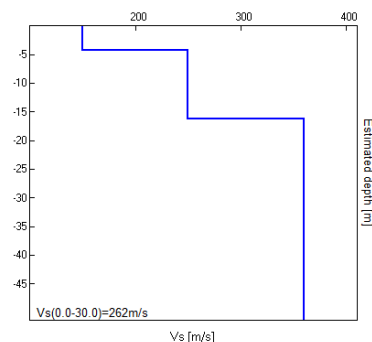
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

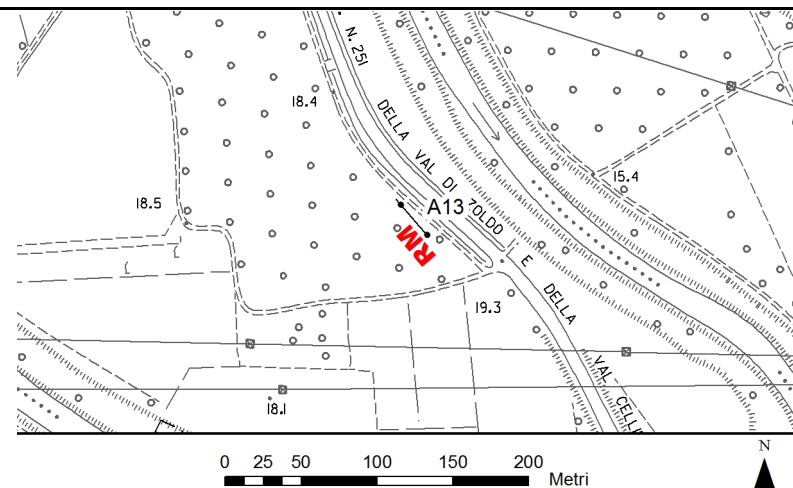
Progressivo	A13
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5087684°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318387°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5087708°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318366°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



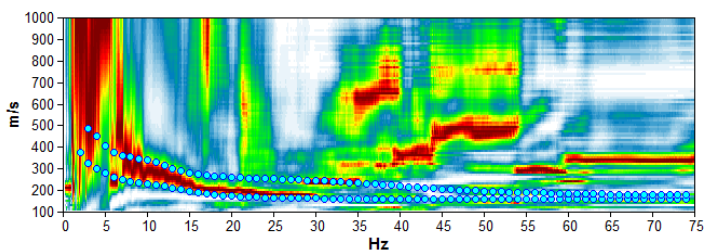
Profilo Vs



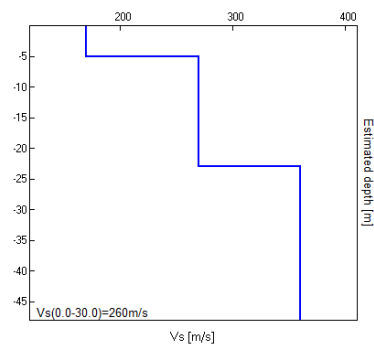
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

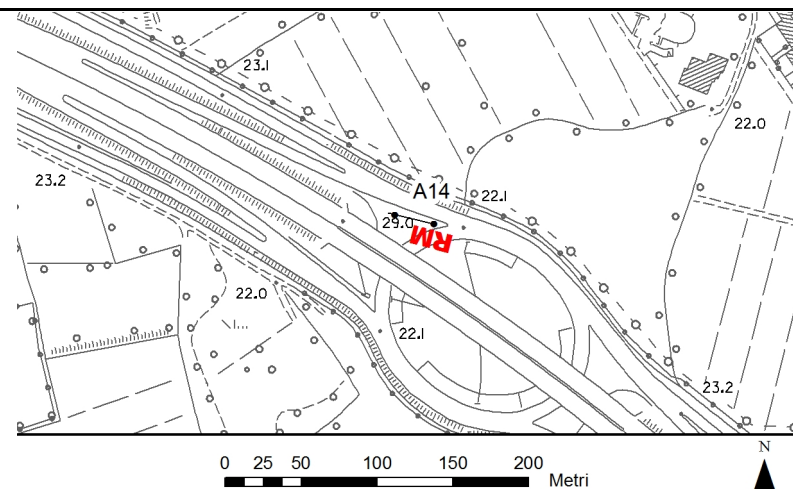
Progressivo	A14
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090225°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318405°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090233°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318374°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



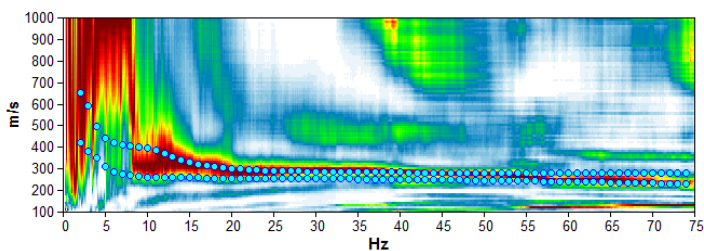
Profilo Vs



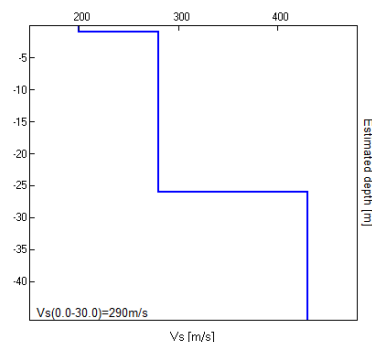
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

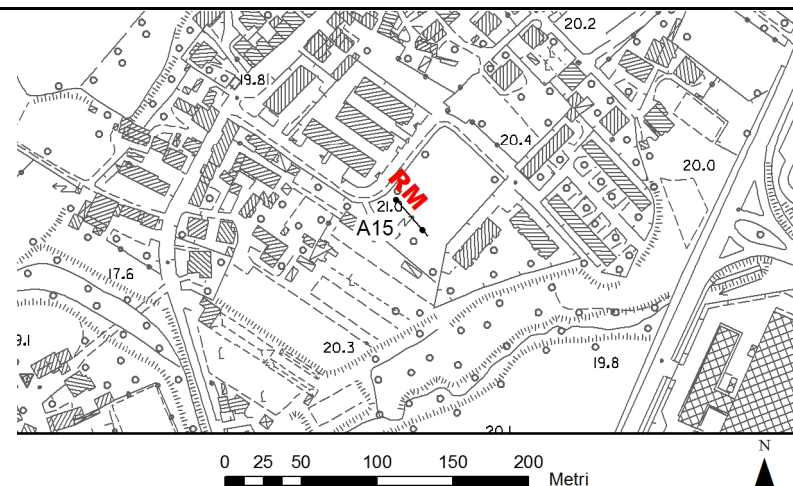
Progressivo	A15
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5089512°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317449°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5089488°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317470°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



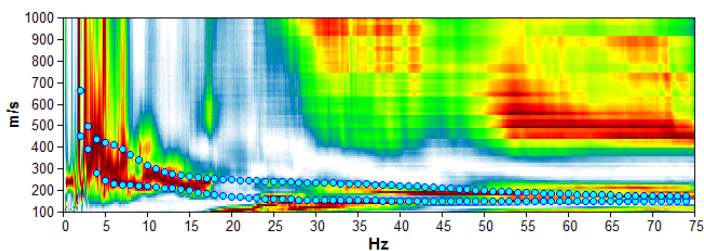
Profilo Vs



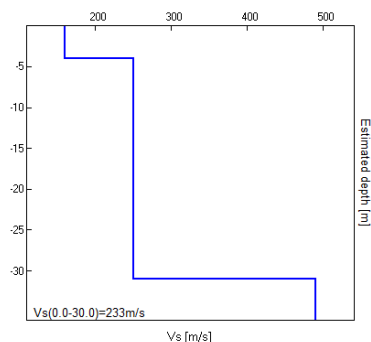
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

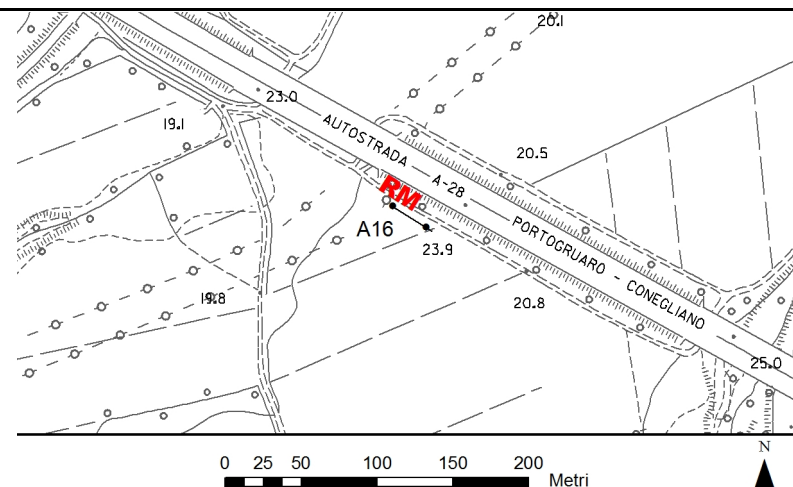
Progressivo	A16
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5088847°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319920°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5088830°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319947°
Quota p.c. s.l.m.	20 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



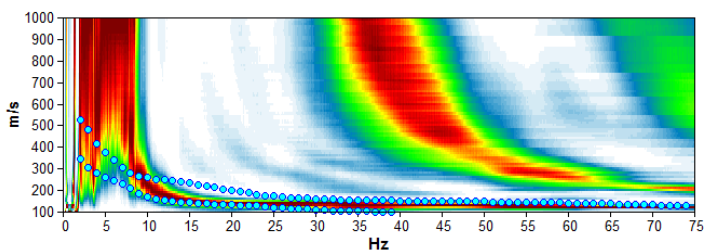
Profilo Vs



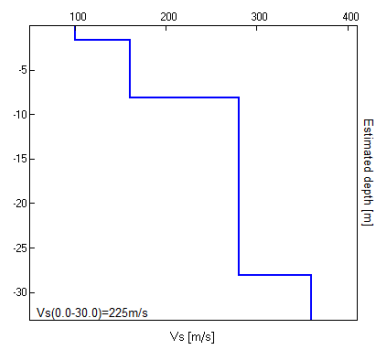
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

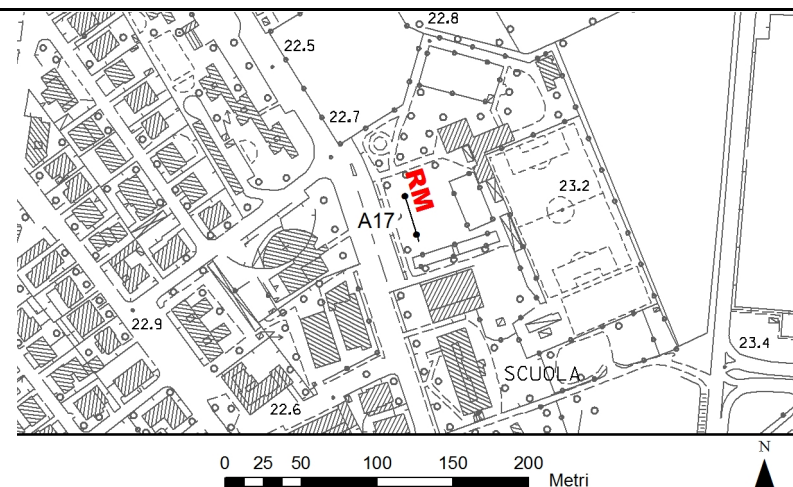
Progressivo	A17
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090373°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319447°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090342°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319457°
Quota p.c. s.l.m.	23 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



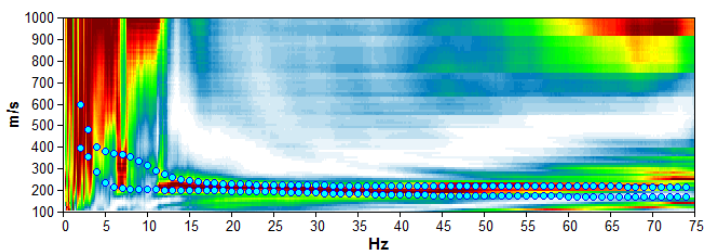
Profilo Vs



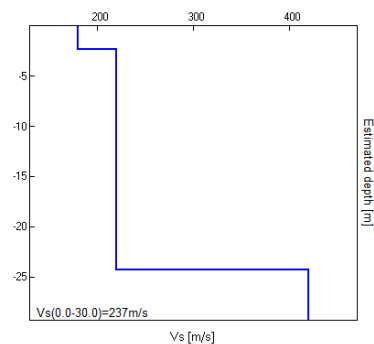
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

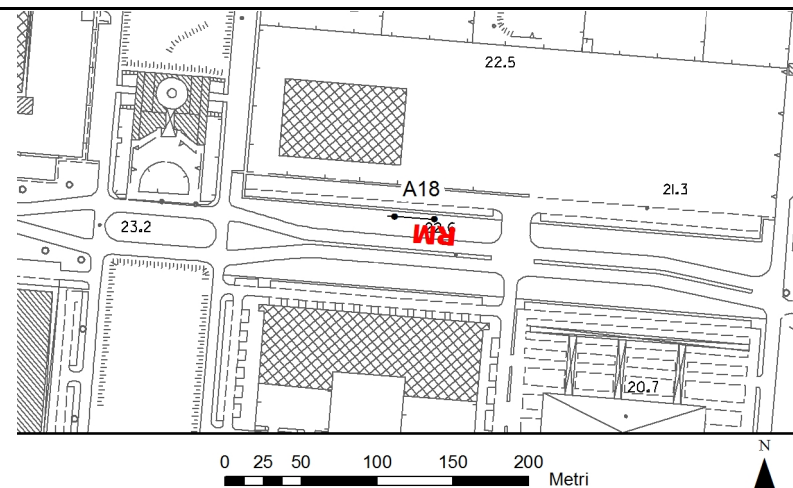
Progressivo	A18
Latitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	5090229°
Longitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	320248°
Latitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	5090232°
Longitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	320216°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



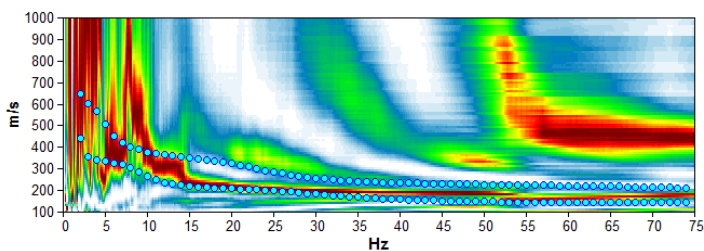
Profilo Vs



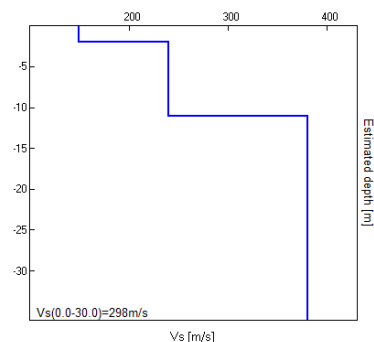
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

Progressivo	A19
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091111°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319225°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091085°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319207°
Quota p.c. s.l.m.	15 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



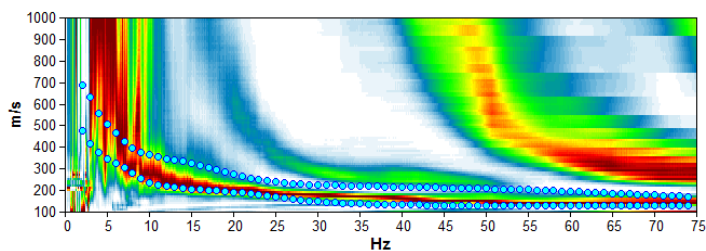
Profilo Vs



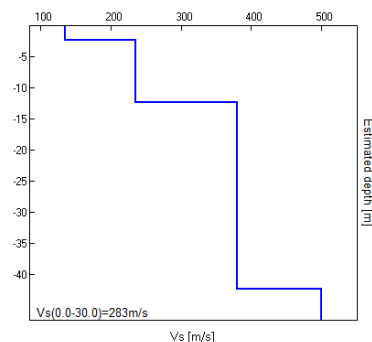
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

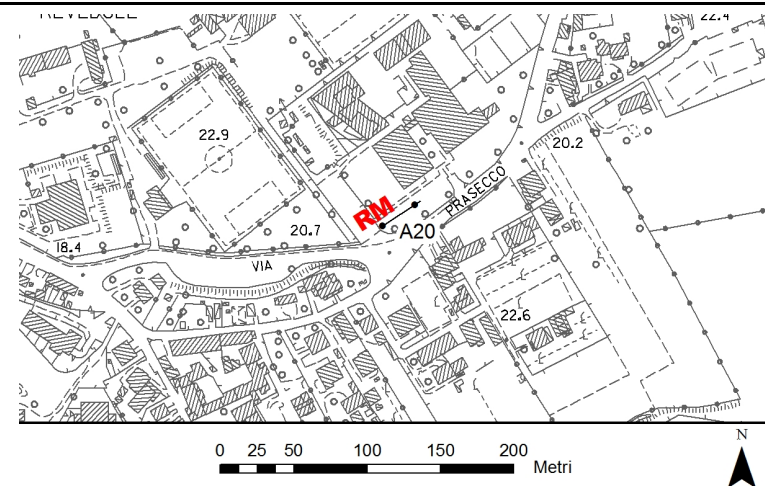
Progressivo	A20
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091306°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320248°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091323°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320275°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



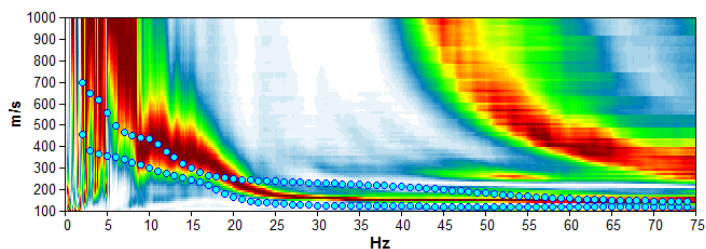
Profilo Vs



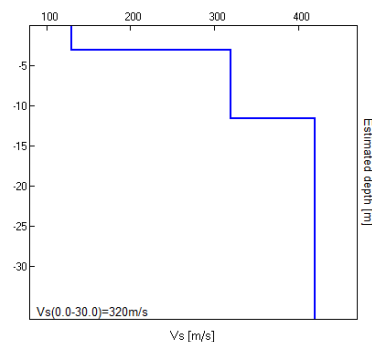
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

Progressivo	A21
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092493°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320827°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092524°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320819°
Quota p.c. s.l.m.	24 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



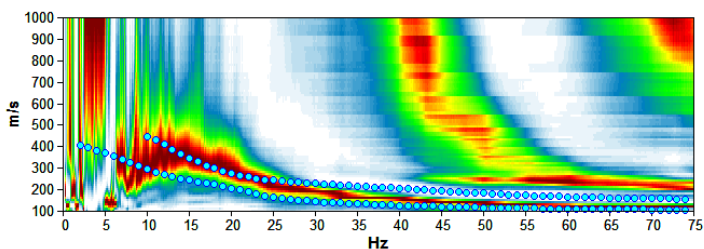
Profilo Vs



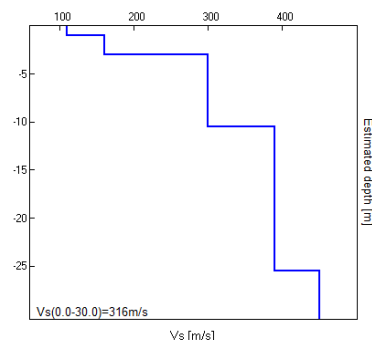
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

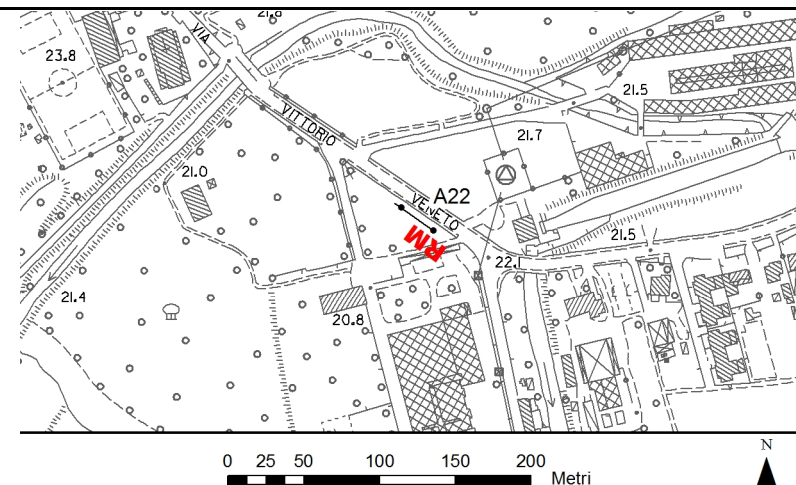
Progressivo	A22
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092951°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320536°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092969°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320510°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



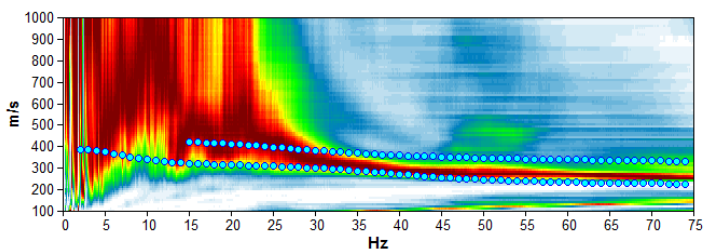
Profilo Vs



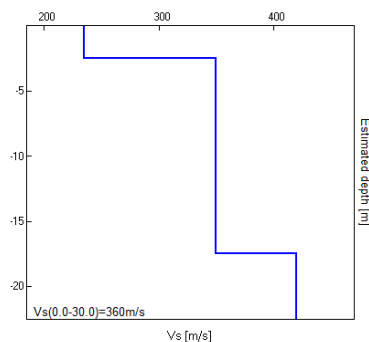
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

Progressivo	A23
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092662°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320197°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092693°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320205°
Quota p.c. s.l.m.	23 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



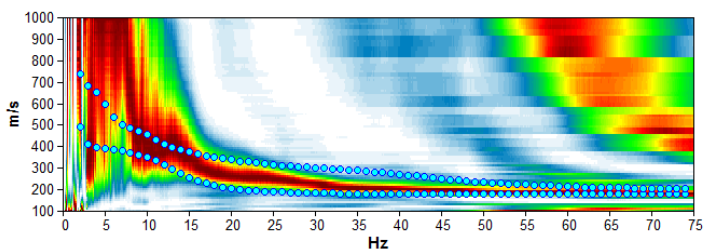
Profilo Vs



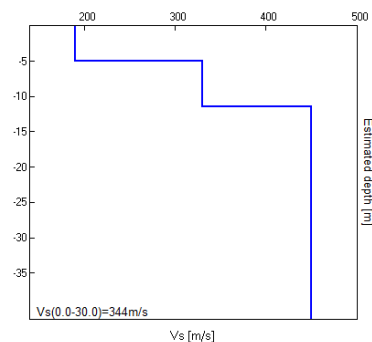
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

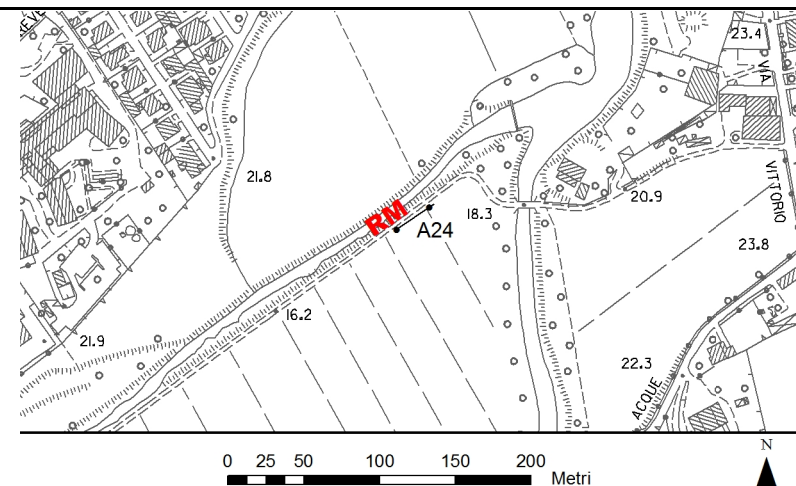
Progressivo	A24
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092422°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	320393°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092440°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	320419°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



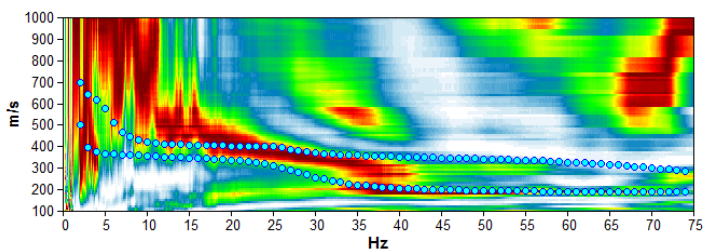
Profilo Vs



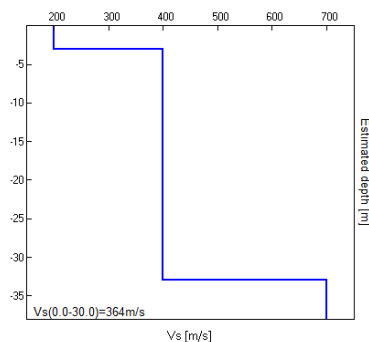
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

Progressivo	A25
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092996°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319773°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092968°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319789°
Quota p.c. s.l.m.	28 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



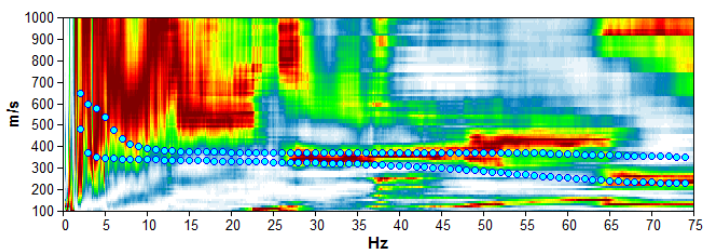
Profilo Vs



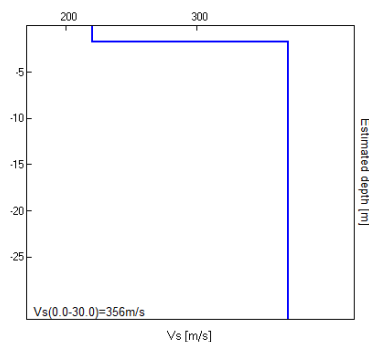
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

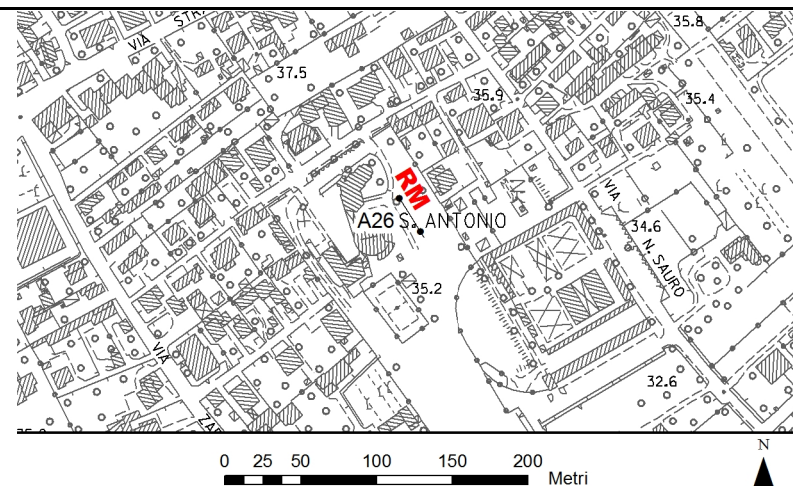
Progressivo	A26
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5093650°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319872°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5093623°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319888°
Quota p.c. s.l.m.	35 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



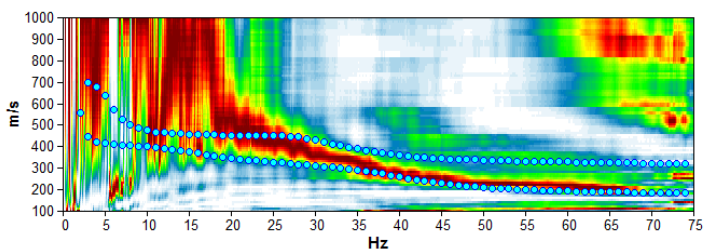
Profilo Vs



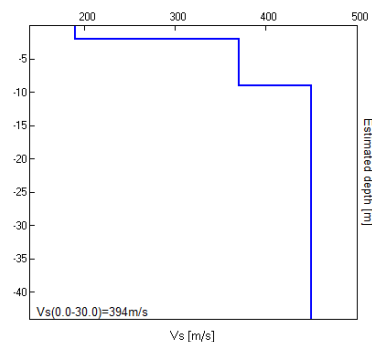
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

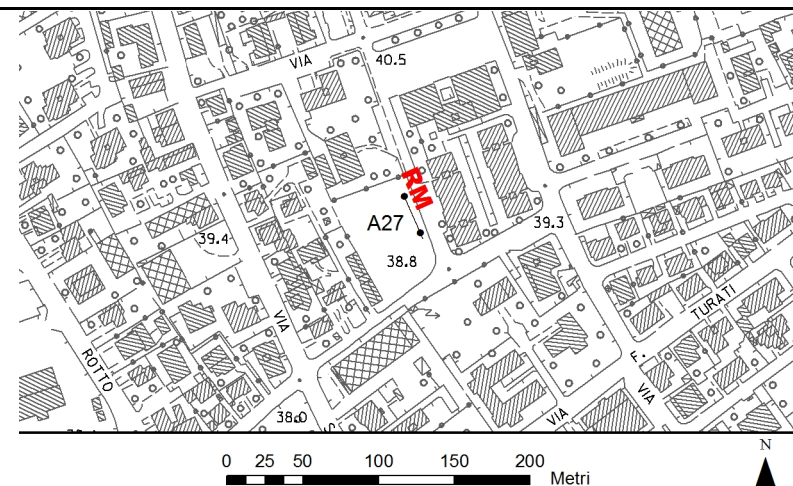
Progressivo	A27
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5093574°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318375°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5093544°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318388°
Quota p.c. s.l.m.	39 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



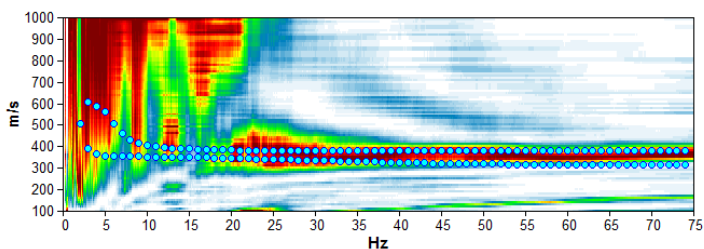
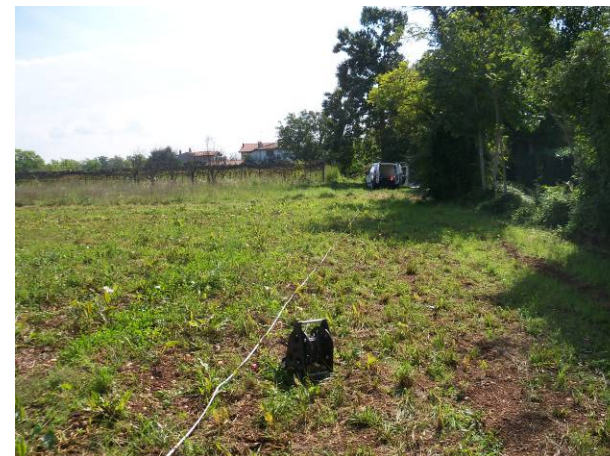
Profilo Vs



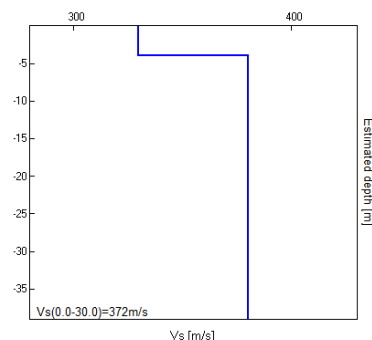
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

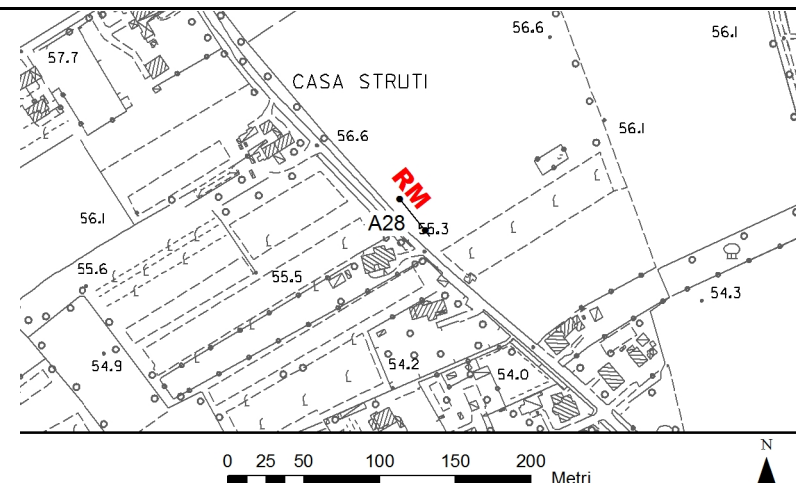
Progressivo	A28
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5095064°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318866°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5095039°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318886°
Quota p.c. s.l.m.	56 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



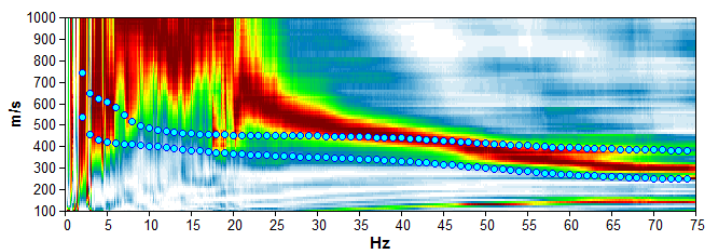
Profilo Vs



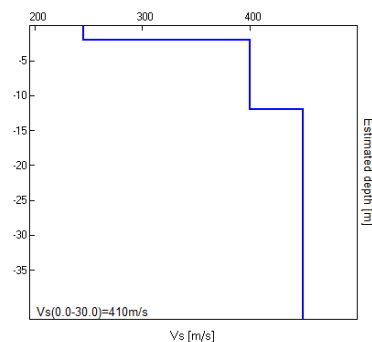
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

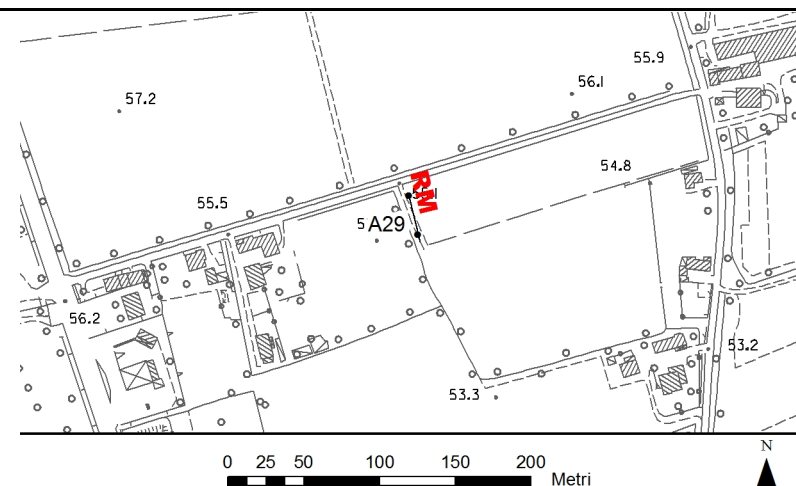
Progressivo	A29
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5094799°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317811°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5094768°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317819°
Quota p.c. s.l.m.	55 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



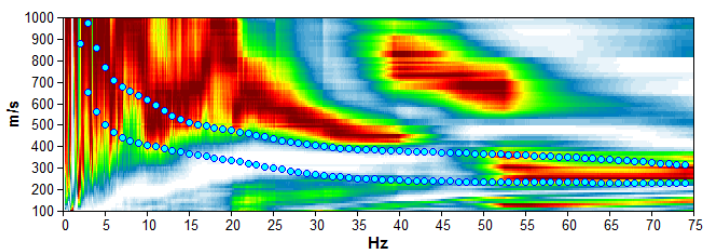
Profilo Vs



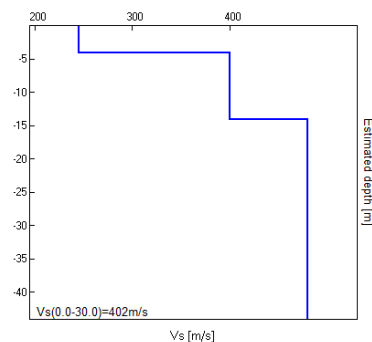
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

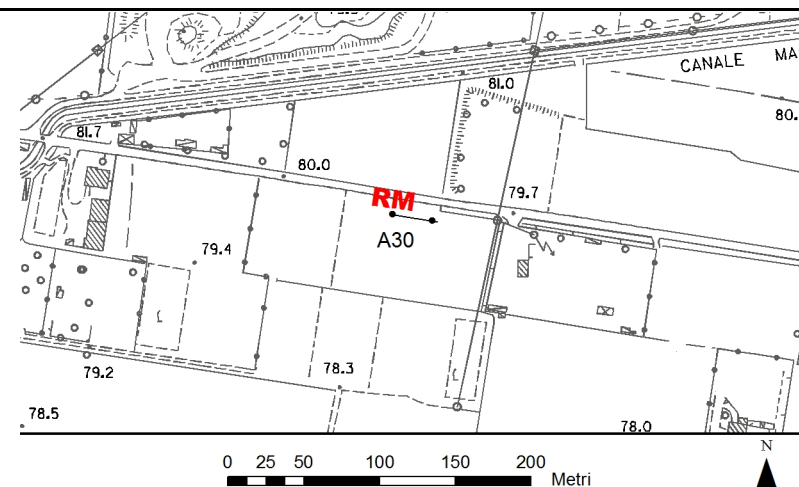
Progressivo	A30
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5096749°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317061°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5096744°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317093°
Quota p.c. s.l.m.	79 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



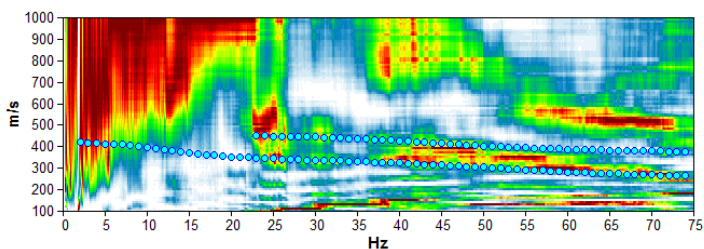
Profilo Vs



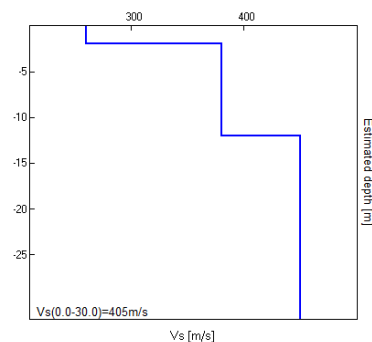
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

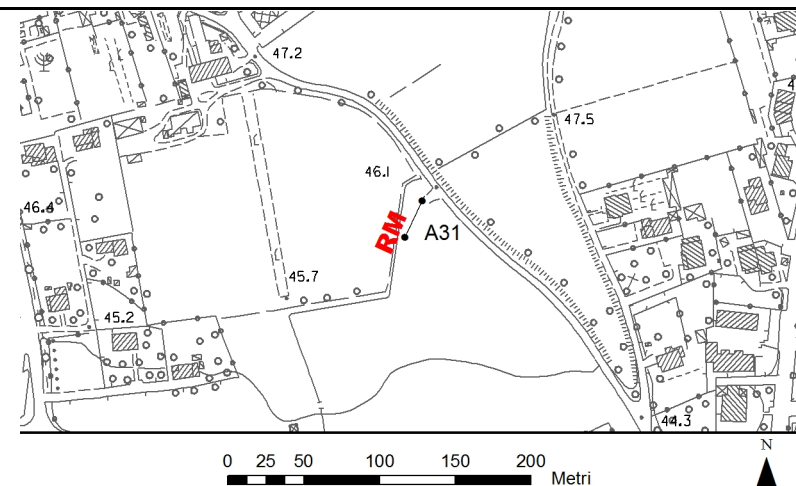
Progressivo	A31
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5093774°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316471°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5093803°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316484°
Quota p.c. s.l.m.	46 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



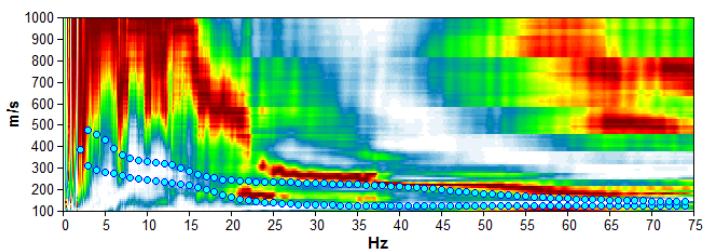
Profilo Vs



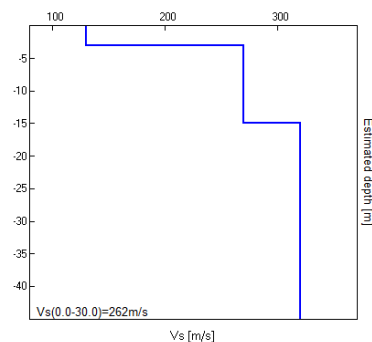
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

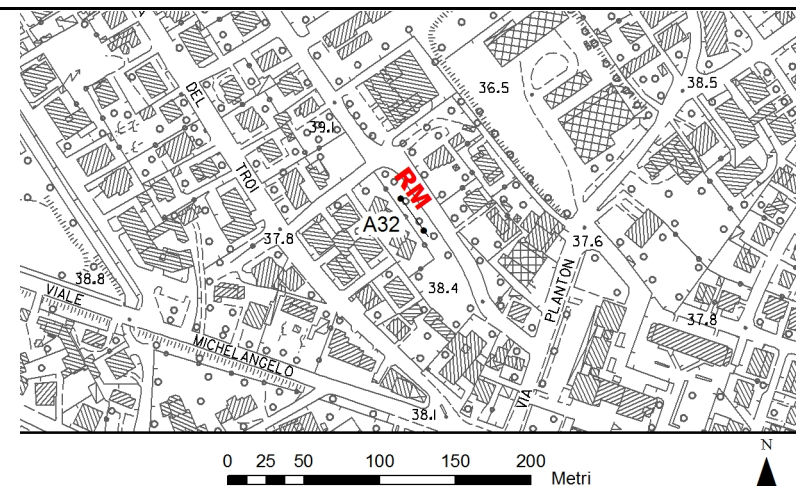
Progressivo	A32
Latitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	5093151°
Longitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	317025°
Latitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	5093125°
Longitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	317044°
Quota p.c. s.l.m.	38 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



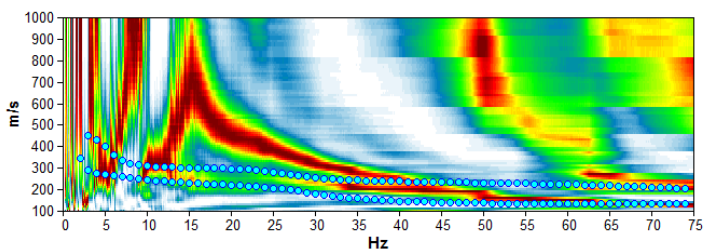
Profilo Vs



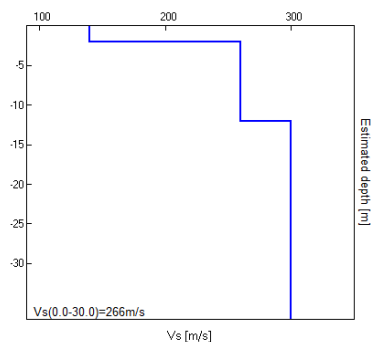
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

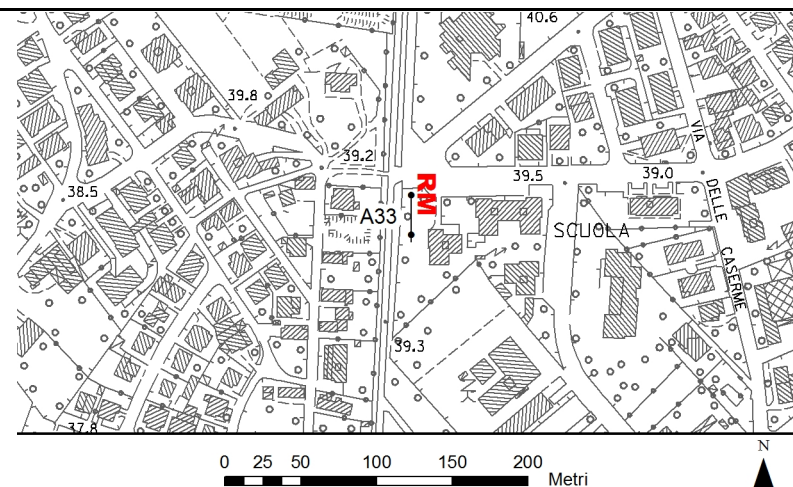
Progressivo	A33
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5093226°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317442°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5093194°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317442°
Quota p.c. s.l.m.	39 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



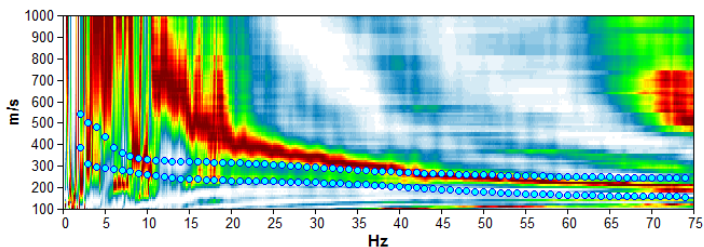
Profilo Vs



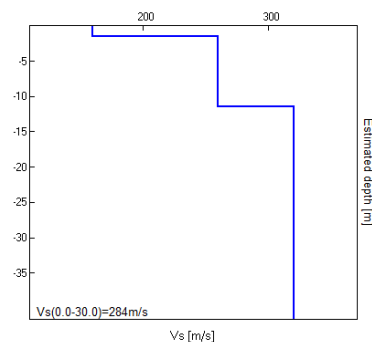
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

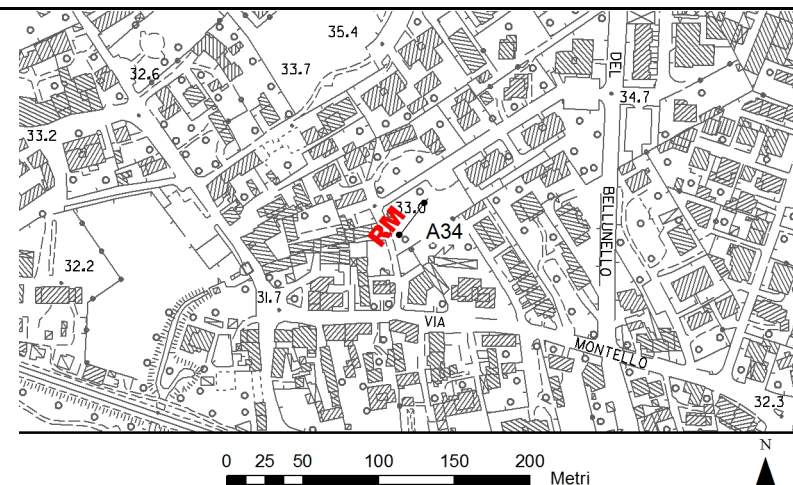
Progressivo	A34
Latitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	5092654°
Longitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	317262°
Latitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	5092679°
Longitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	317282°
Quota p.c. s.l.m.	33 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



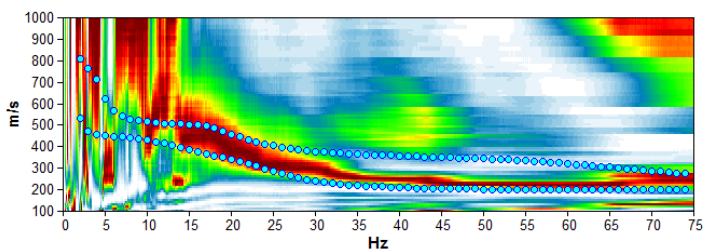
Profilo Vs



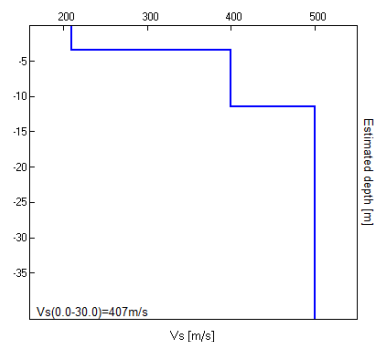
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

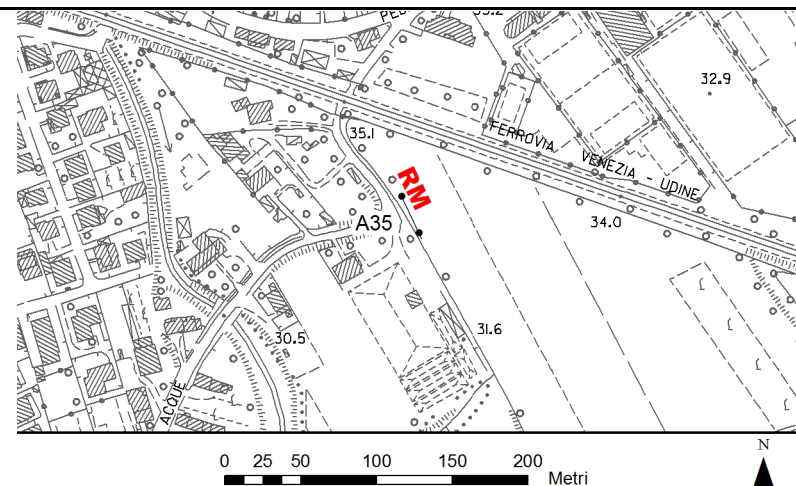
Progressivo	A35
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092675°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	316544°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092646°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	316558°
Quota p.c. s.l.m.	35 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



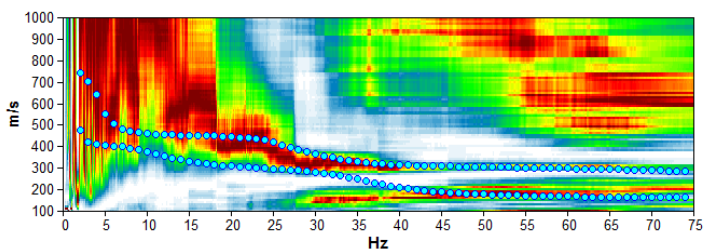
Profilo Vs



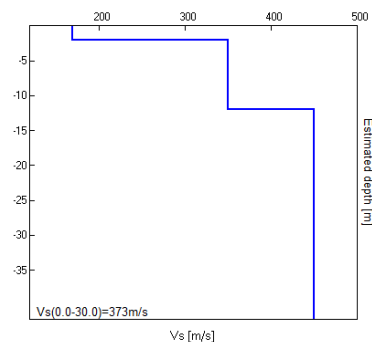
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

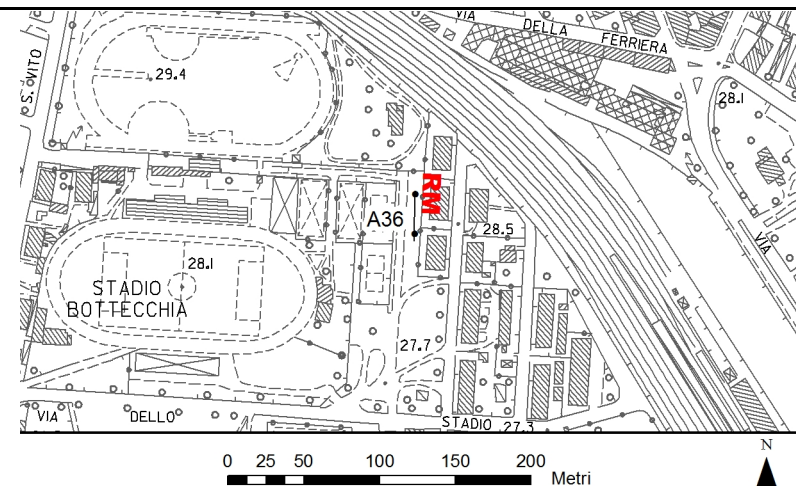
Progressivo	A36
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092119°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317939°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092087°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317938°
Quota p.c. s.l.m.	28 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



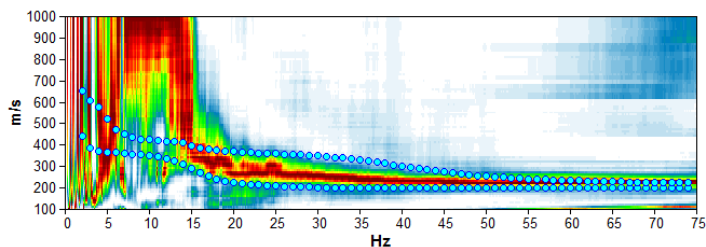
Profilo Vs



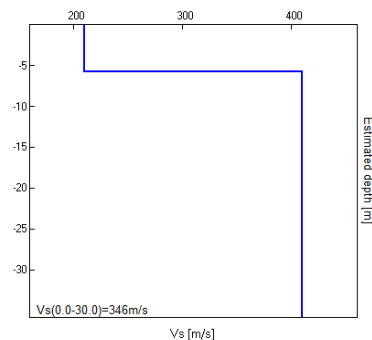
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

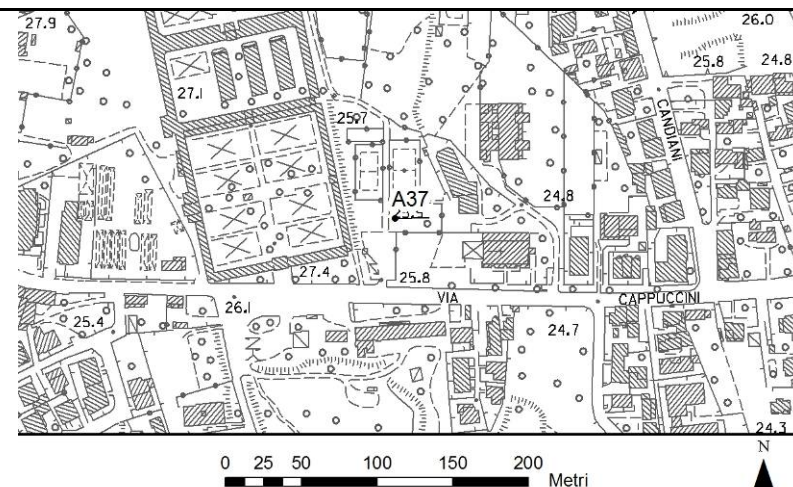
Progressivo	A37
Latitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	5091714°
Longitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	317901°
Latitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	5091715°
Longitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	317925°
Quota p.c. s.l.m.	25,9 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



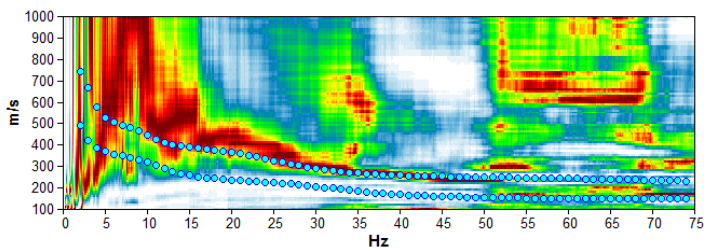
Profilo Vs



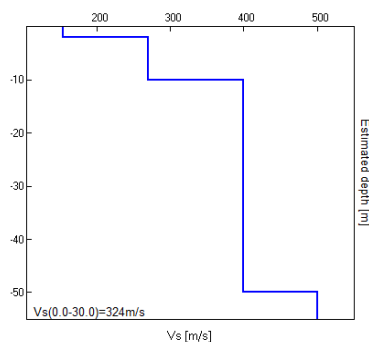
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

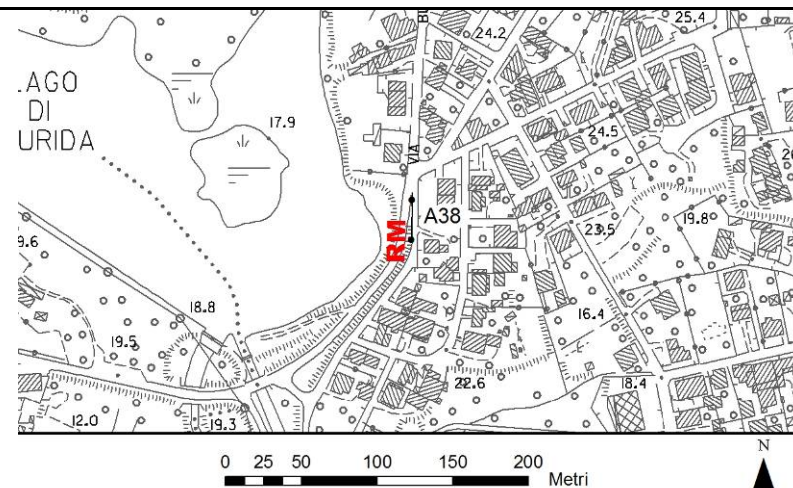
Progressivo	A38
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091498°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317514°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091530°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317515°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



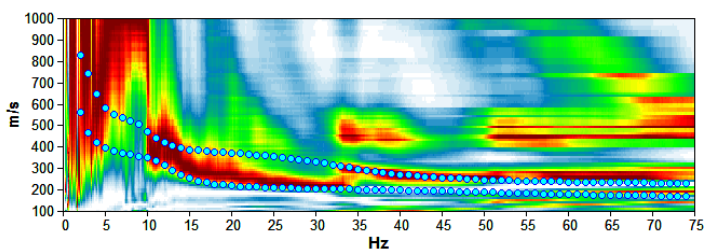
Profilo Vs



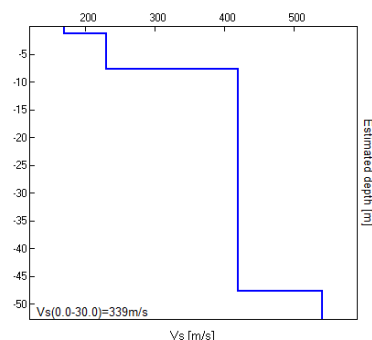
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

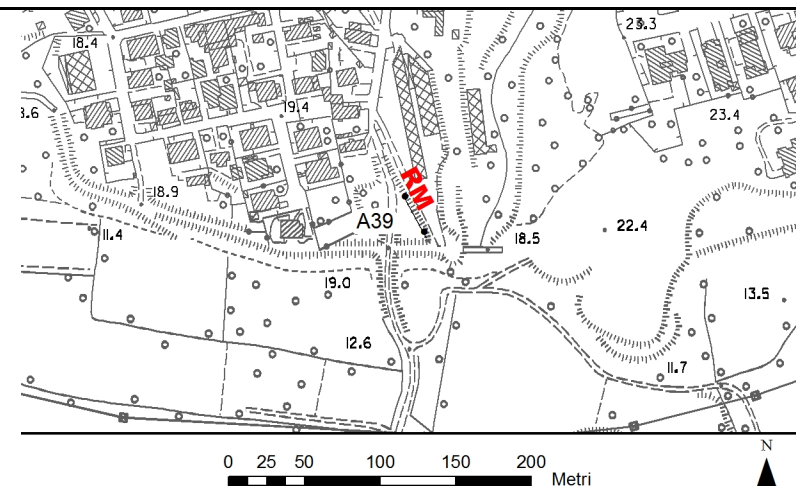
Progressivo	A39
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091304°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317872°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091276°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317887°
Quota p.c. s.l.m.	19 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



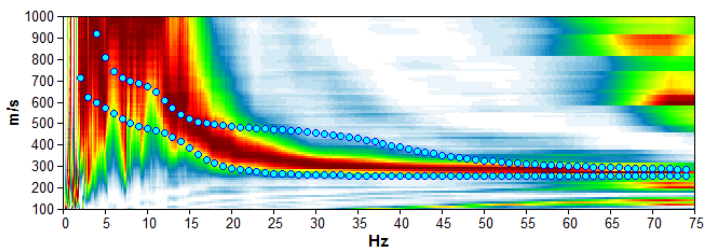
Profilo Vs



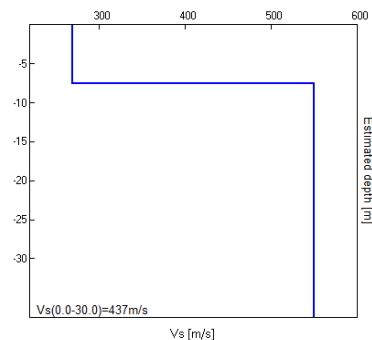
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

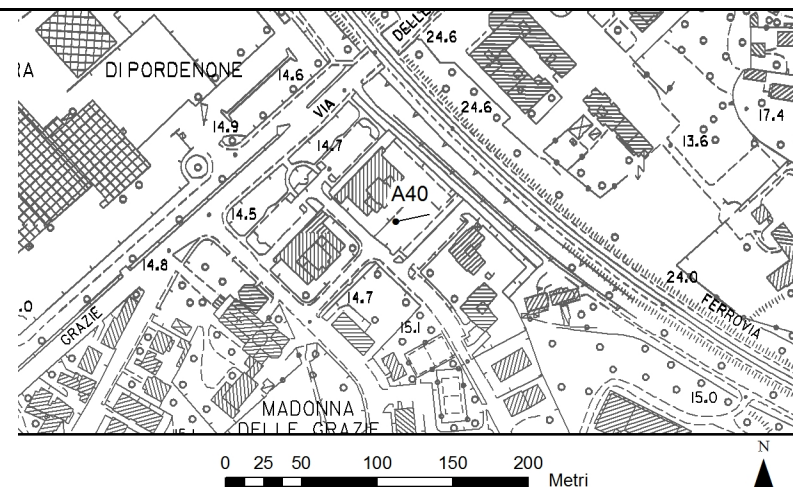
Progressivo	A40
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091064°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318672°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091069°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318695°
Quota p.c. s.l.m.	14,7 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



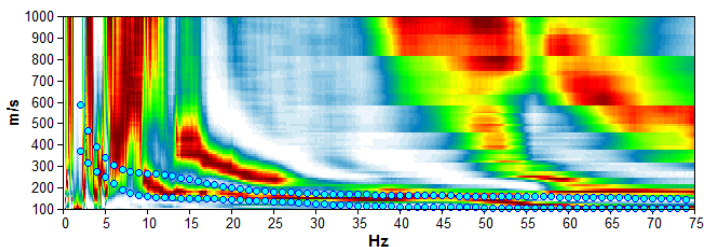
Profilo Vs



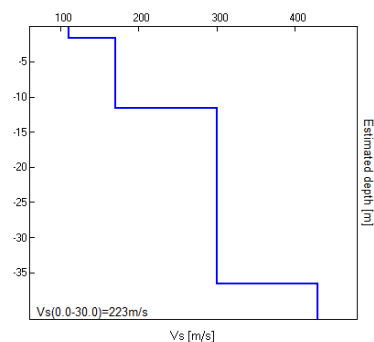
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

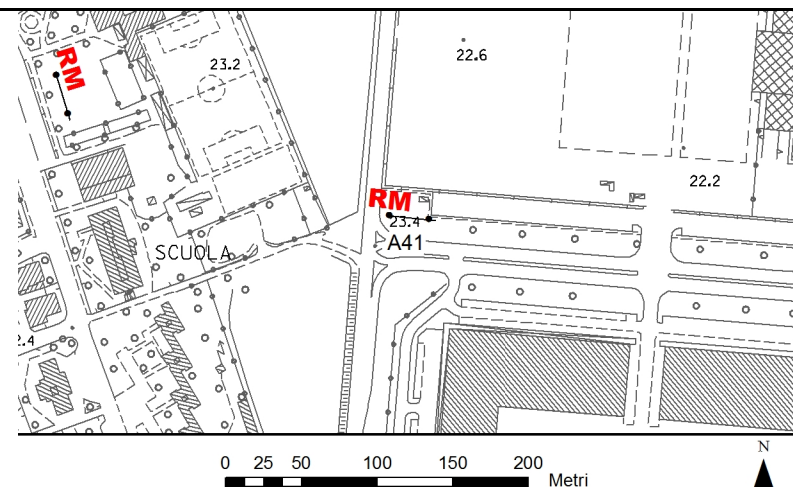
Progressivo	A41
Latitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	5090280°
Longitudine WGS84 – 33N (inizio stesa)	319667°
Latitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	5090276°
Longitudine WGS84 – 33N (fine stesa)	319699°
Quota p.c. s.l.m.	23,4 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



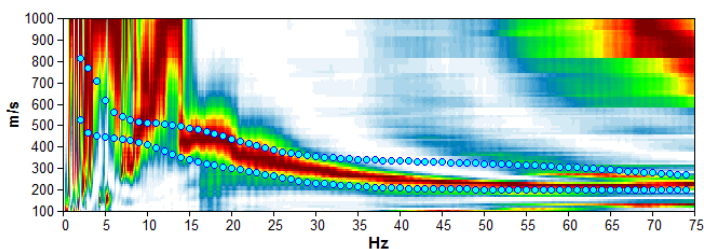
Profilo Vs



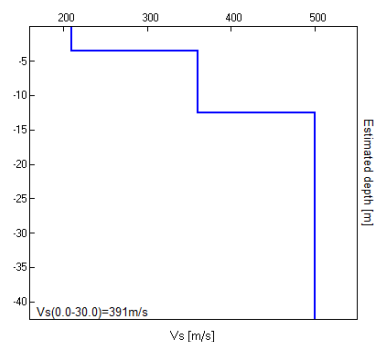
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

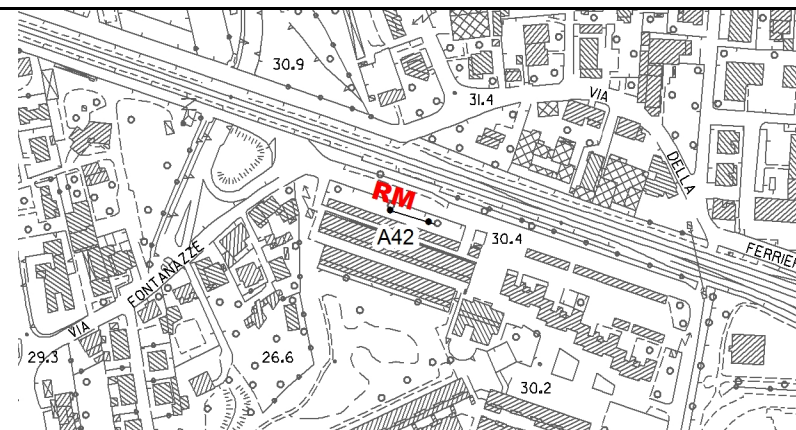
Progressivo	A42
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092359°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317511°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092350°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317542°
Quota p.c. s.l.m.	30,4 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



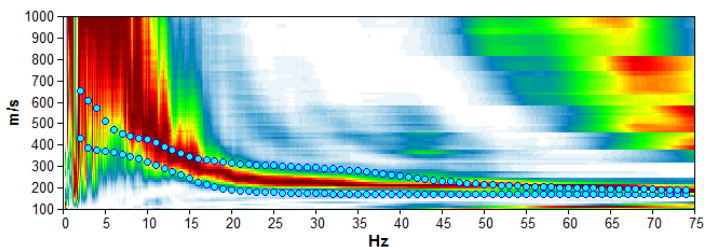
Profilo Vs



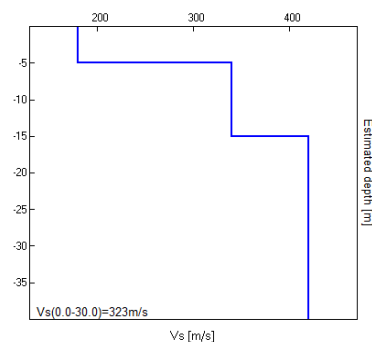
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

Progressivo	A43
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091503°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318199°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091483°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318224°
Quota p.c. s.l.m.	24,2 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



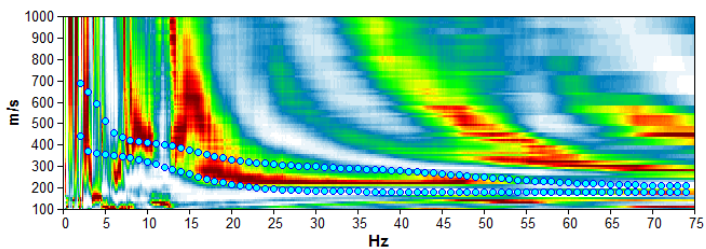
Profilo Vs



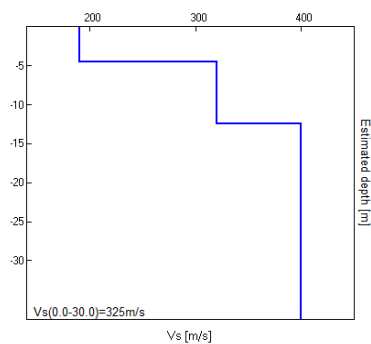
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

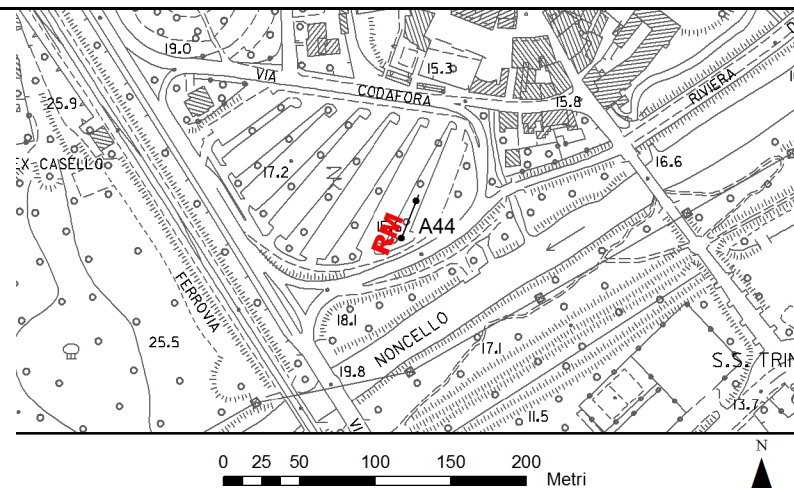
Progressivo	A44
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091455°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318612°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091485°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318624°
Quota p.c. s.l.m.	15,6 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



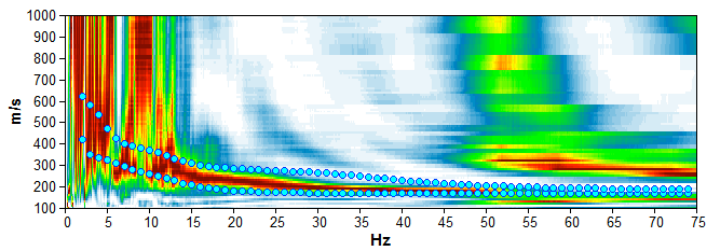
Profilo Vs



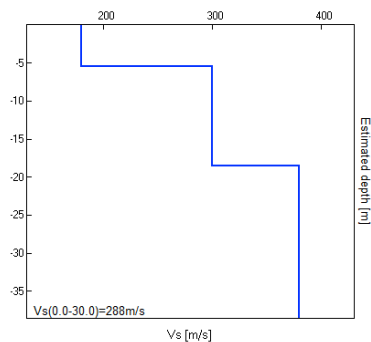
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

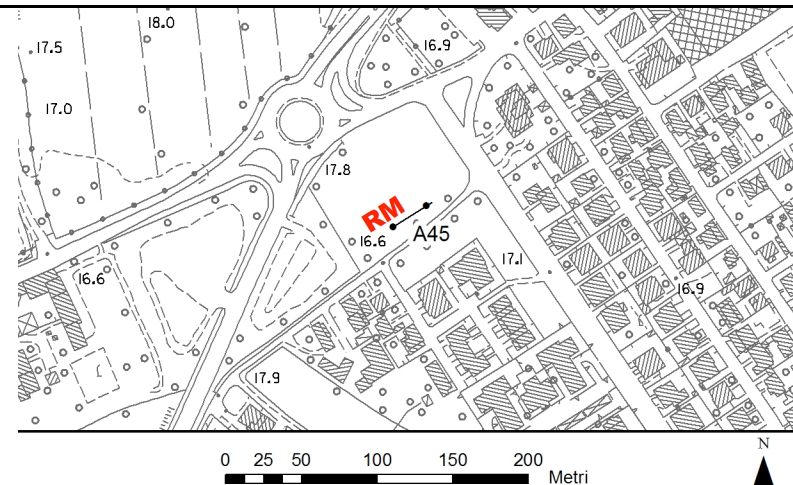
Progressivo	A45
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090637°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318257°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090654°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318284°
Quota p.c. s.l.m.	17 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



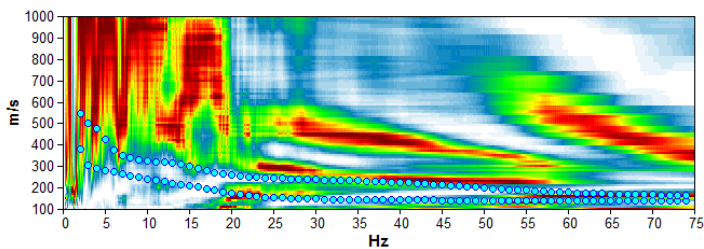
Profilo Vs



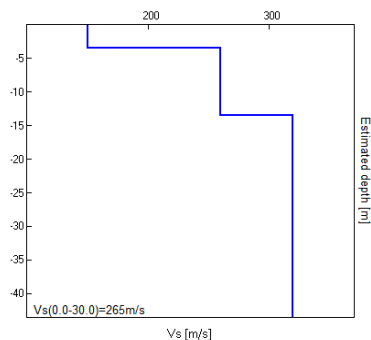
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

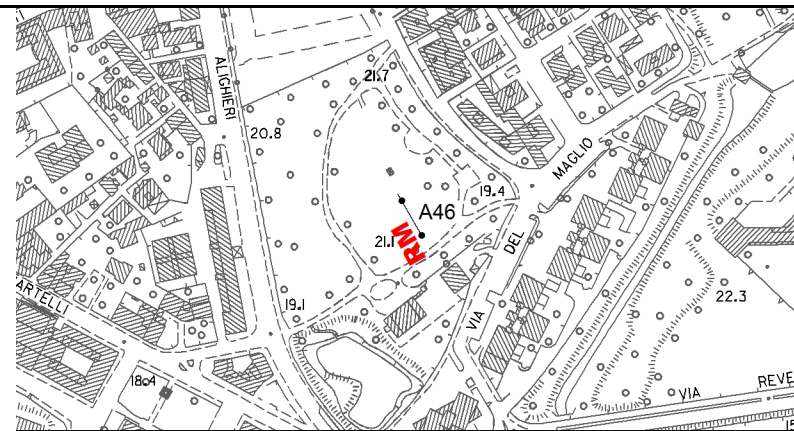
Progressivo	A46
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5091967°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	319155°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5091994°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	319139°
Quota p.c. s.l.m.	20 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



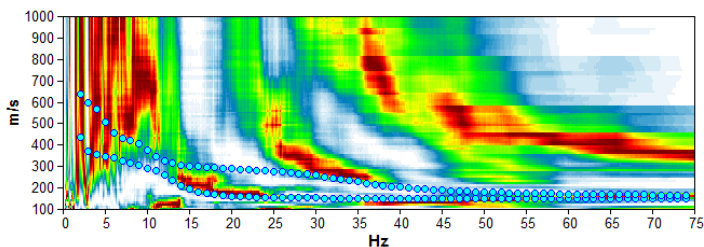
Profilo Vs



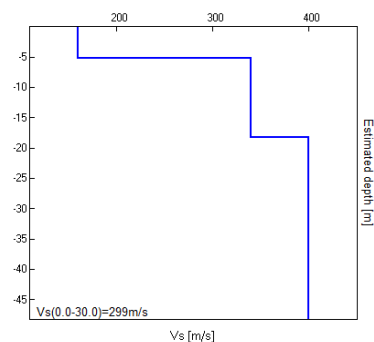
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

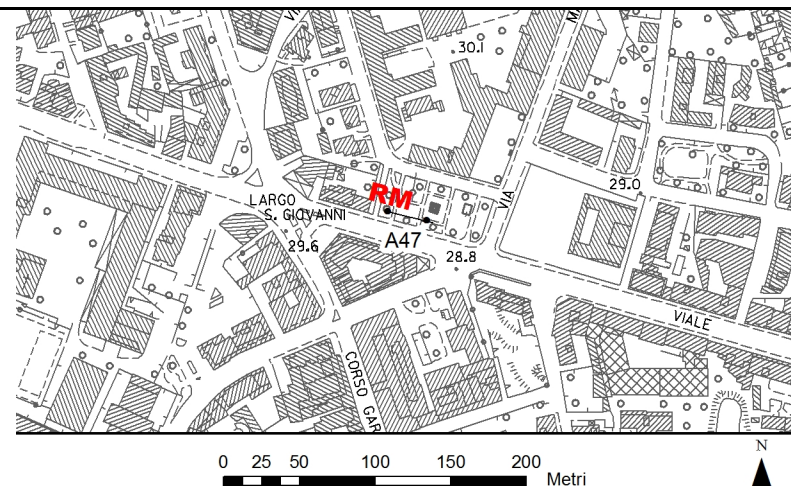
Progressivo	A47
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5092566°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	318377°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5092558°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	318408°
Quota p.c. s.l.m.	29m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



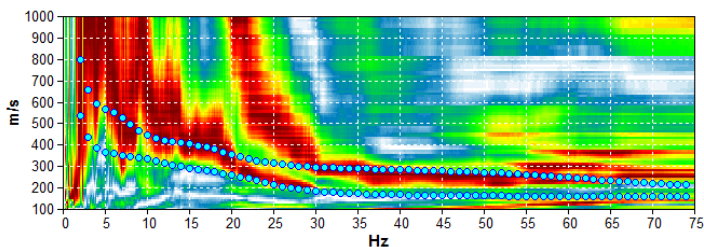
Profilo Vs



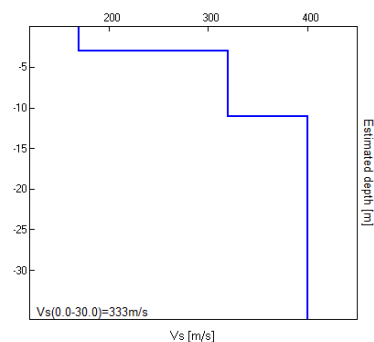
Ubicazione

MISURA IN ARRAY DI TIPO RE.MI.

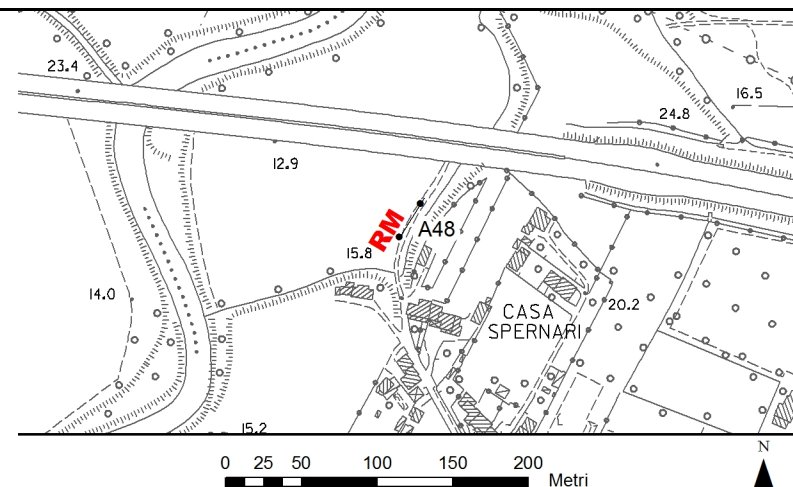
Progressivo	A48
Latitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	5090467°
Longitudine WGS84 - 33N (inizio stesa)	317401°
Latitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	5090495°
Longitudine WGS84 - 33N (fine stesa)	317417°
Quota p.c. s.l.m.	15,8 m
Anno di misura	2014



Modelled rayleigh wave phase velocity



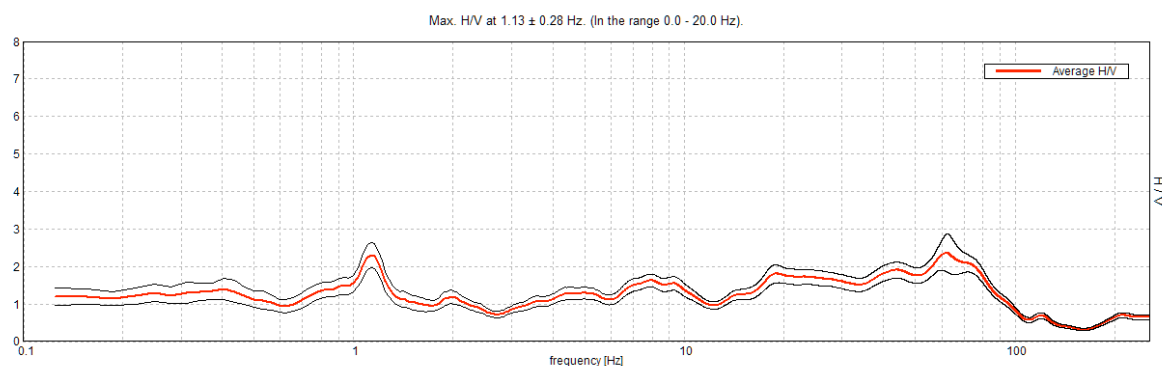
Profilo Vs



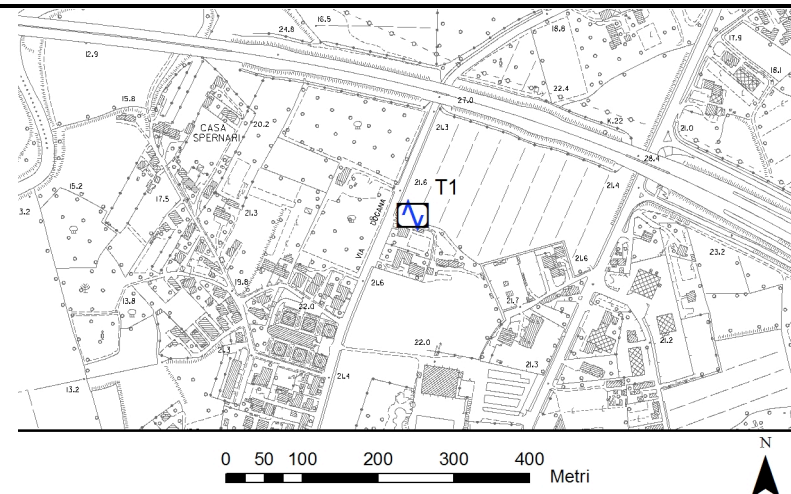
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T1
Latitudine WGS84 - 33N	5090303°
Longitudine WGS84 - 33N	317749°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	Misura disturbata
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Misura disturbata
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	-



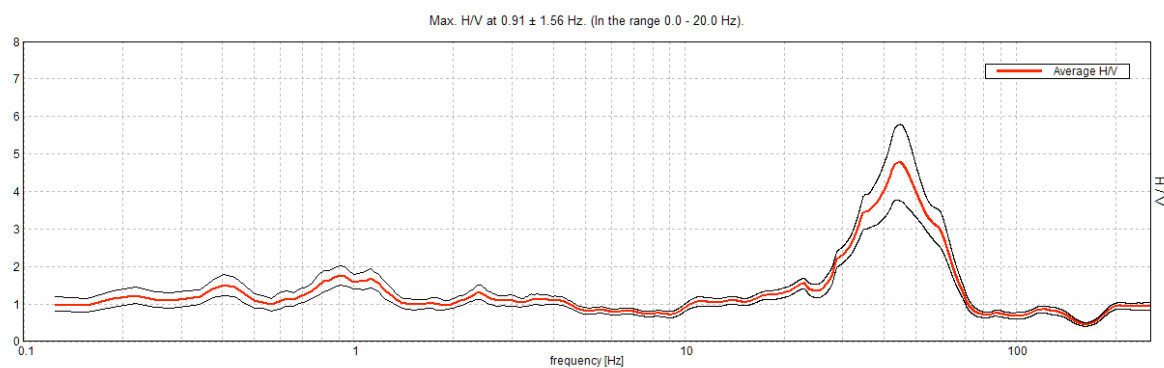
Andamento della curva H/V



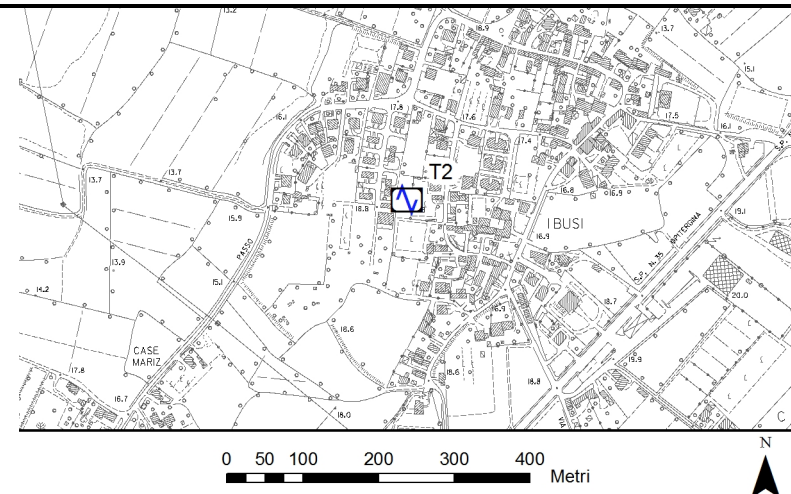
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T2
Latitudine WGS84 - 33N	5088298°
Longitudine WGS84 - 33N	316520°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,91 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



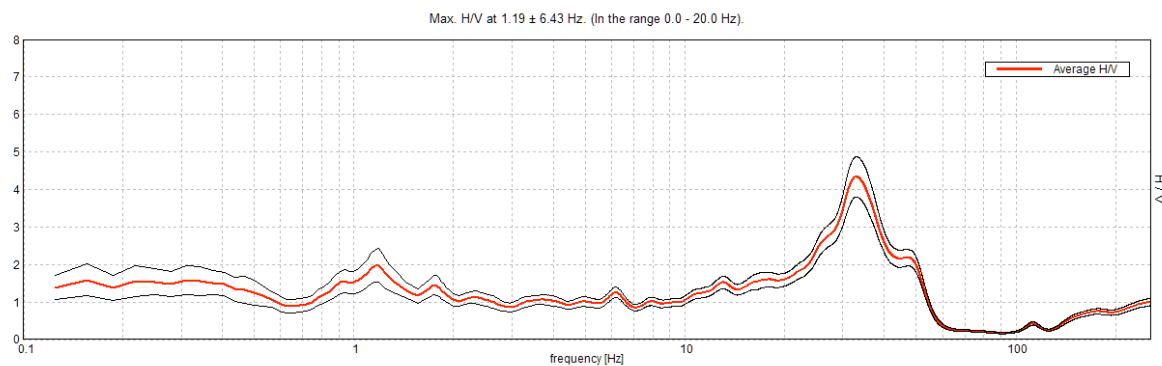
Andamento della curva H/V



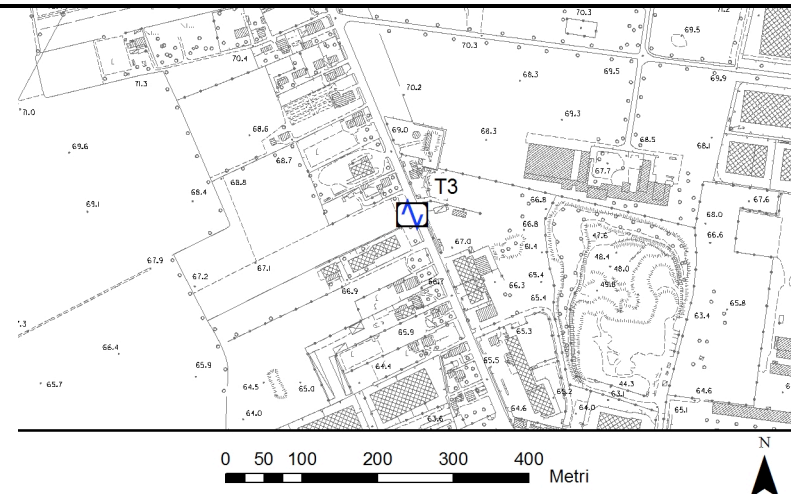
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T3
Latitudine WGS84 - 33N	5095688°
Longitudine WGS84 - 33N	316872°
Quota p.c. s.l.m.	67 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,19 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



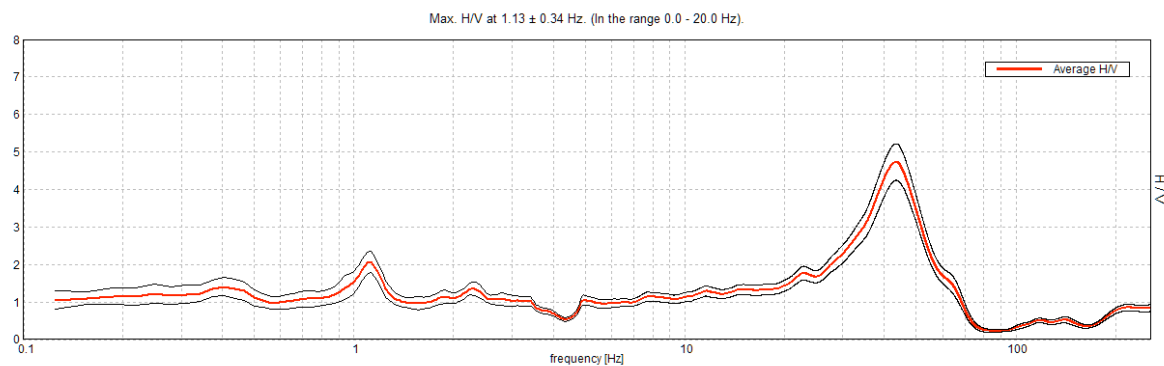
Andamento della curva H/V



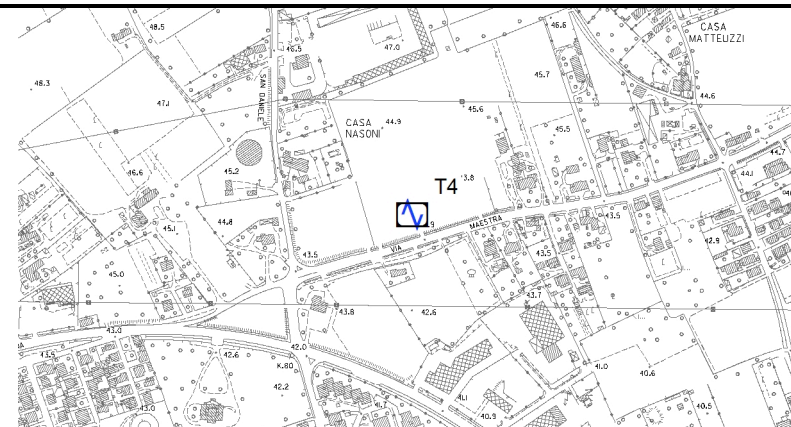
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T4
Latitudine WGS84 - 33N	5094137°
Longitudine WGS84 - 33N	318712°
Quota p.c. s.l.m.	44 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,13 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



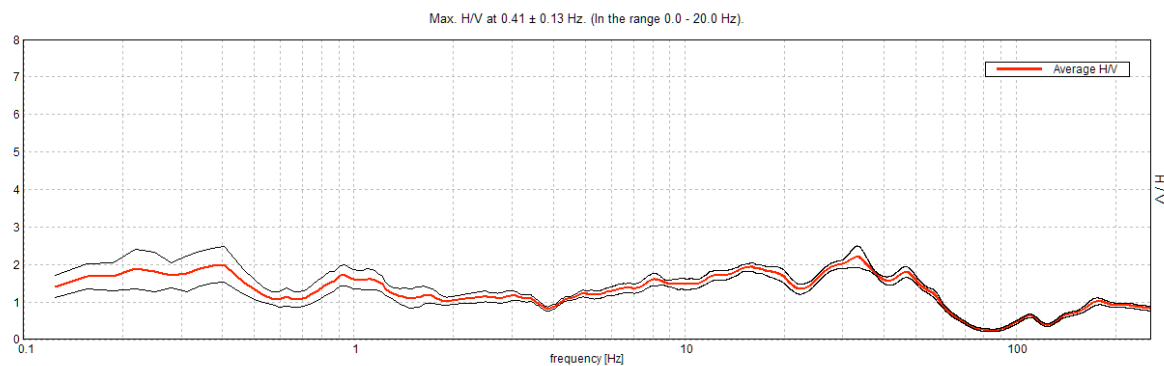
Andamento della curva H/V



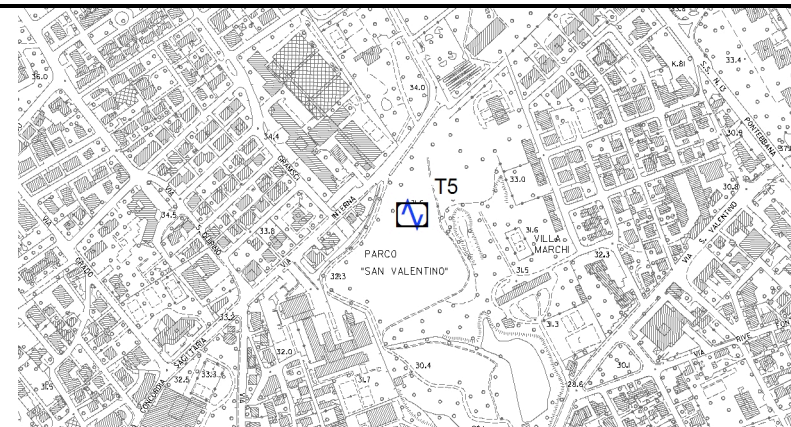
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T5
Latitudine WGS84 - 33N	5093106°
Longitudine WGS84 - 33N	318874°
Quota p.c. s.l.m.	32 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,4 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



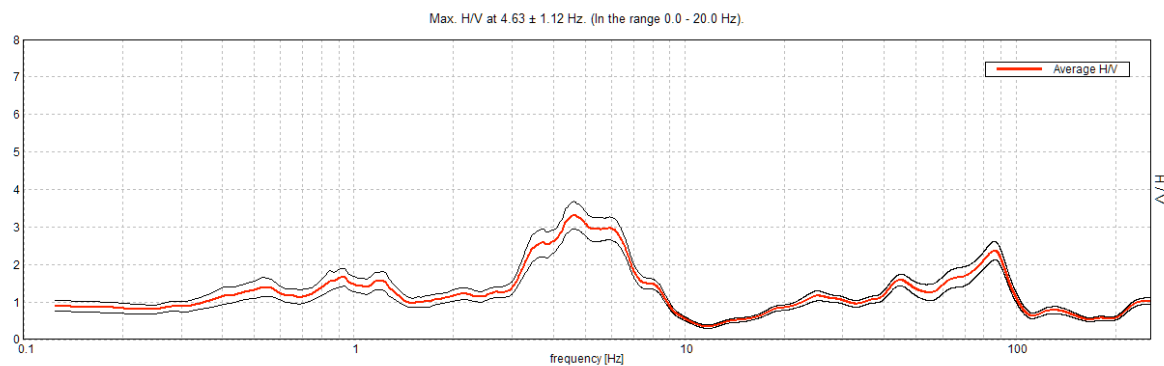
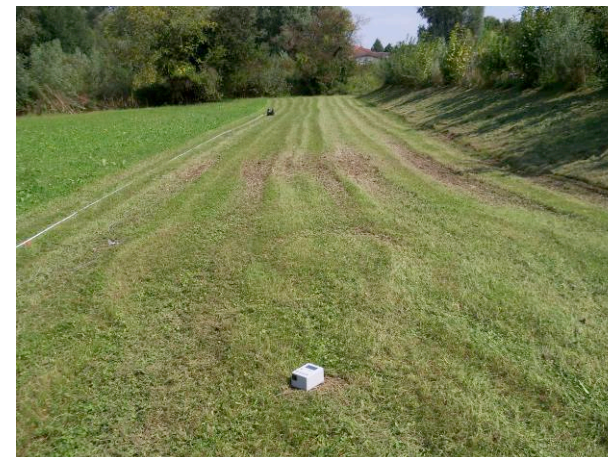
0 50 100 200 300 400 Metri



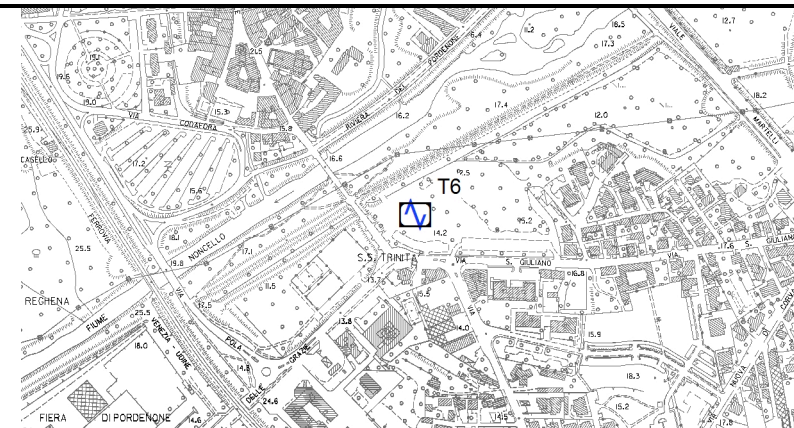
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T6
Latitudine WGS84 - 33N	5091433°
Longitudine WGS84 - 33N	318895°
Quota p.c. s.l.m.	14 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	4,63 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



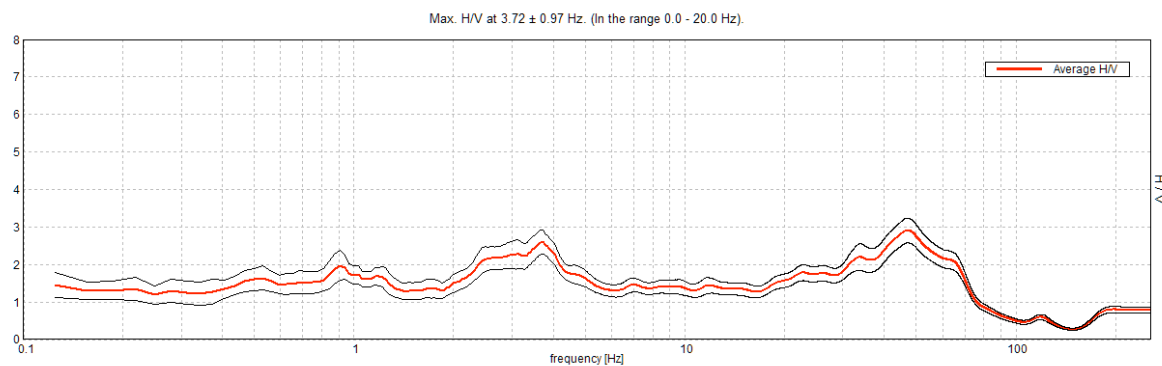
Andamento della curva H/V



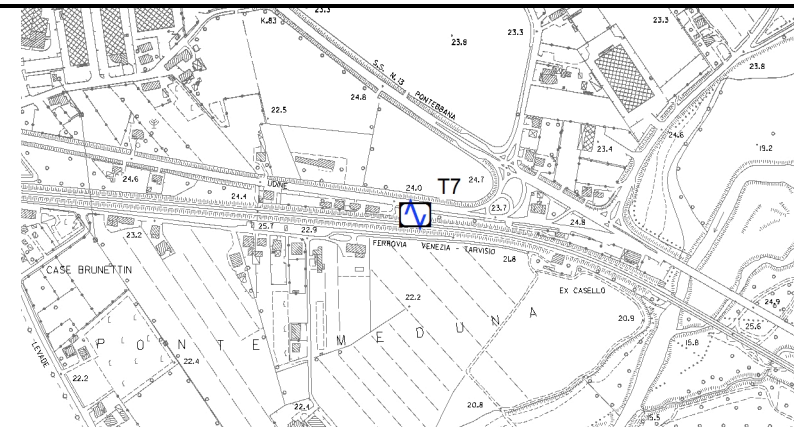
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T7
Latitudine WGS84 - 33N	5090688°
Longitudine WGS84 - 33N	321312°
Quota p.c. s.l.m.	25 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	3,72 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



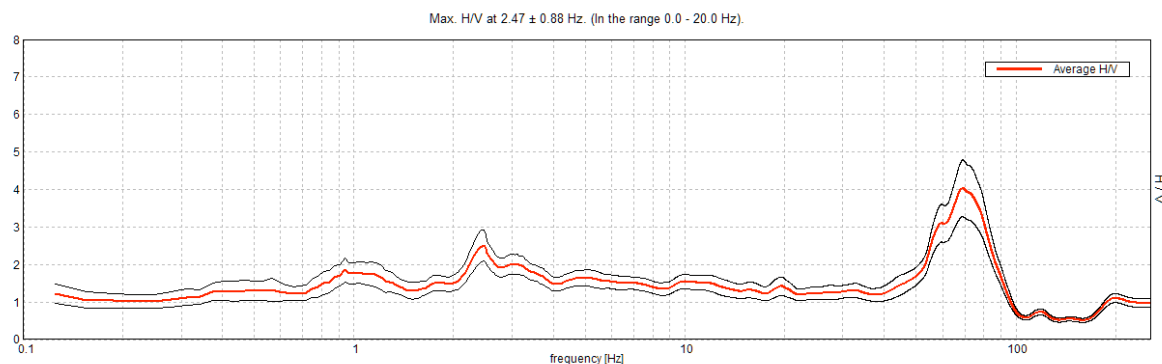
Andamento della curva H/V



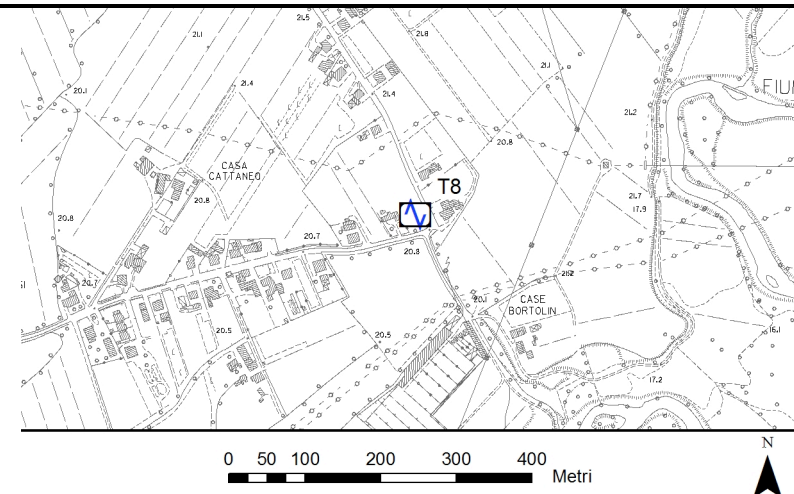
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T8
Latitudine WGS84 - 33N	5089653°
Longitudine WGS84 - 33N	320654°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	2,47 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



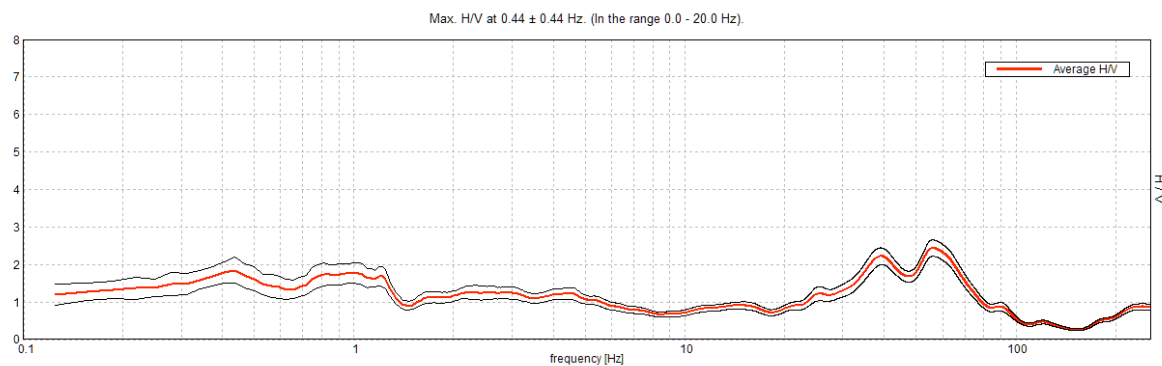
Andamento della curva H/V



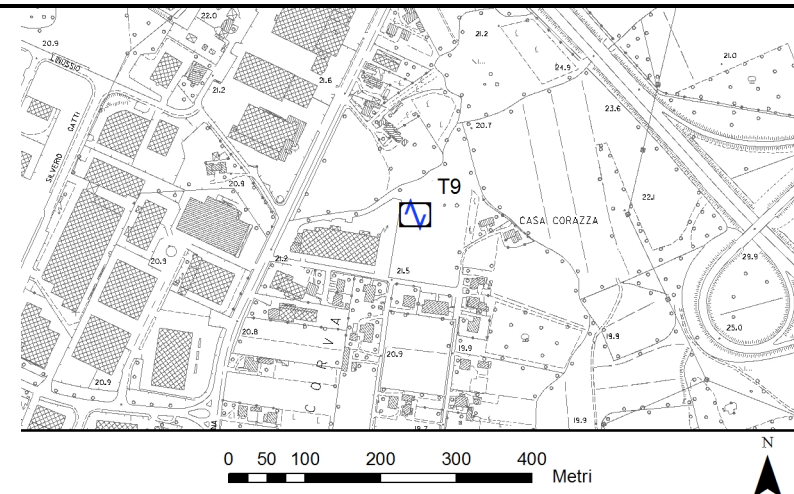
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T9
Latitudine WGS84 - 33N	5089469°
Longitudine WGS84 - 33N	318702°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,44 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



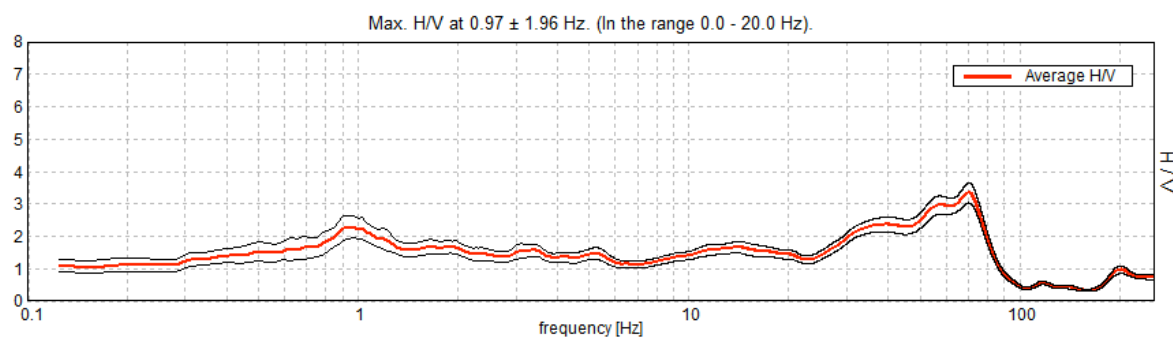
Andamento della curva H/V



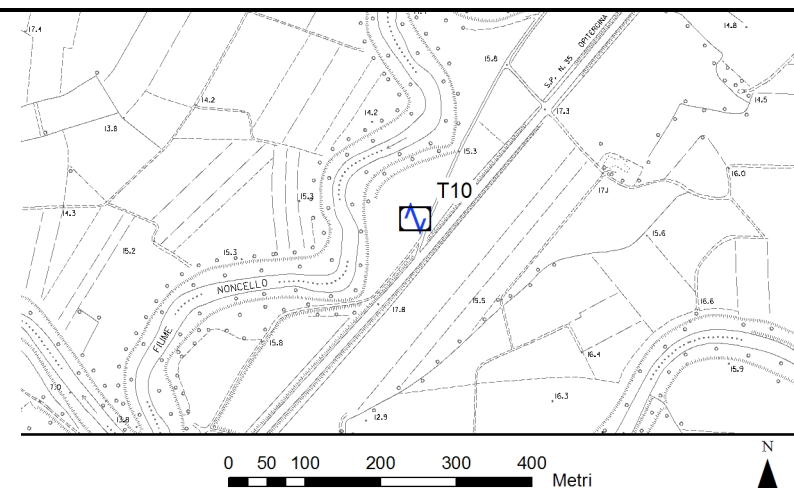
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T10
Latitudine WGS84 - 33N	5086510°
Longitudine WGS84 - 33N	315352°
Quota p.c. s.l.m.	15 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,97 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



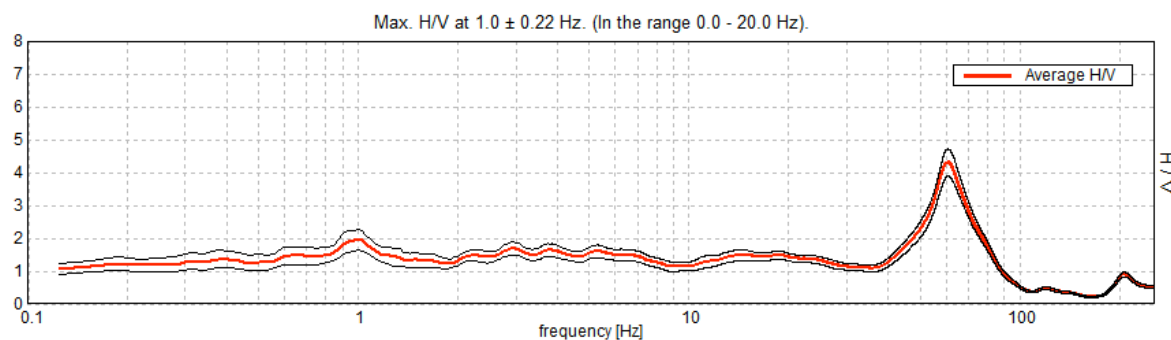
Andamento della curva H/V



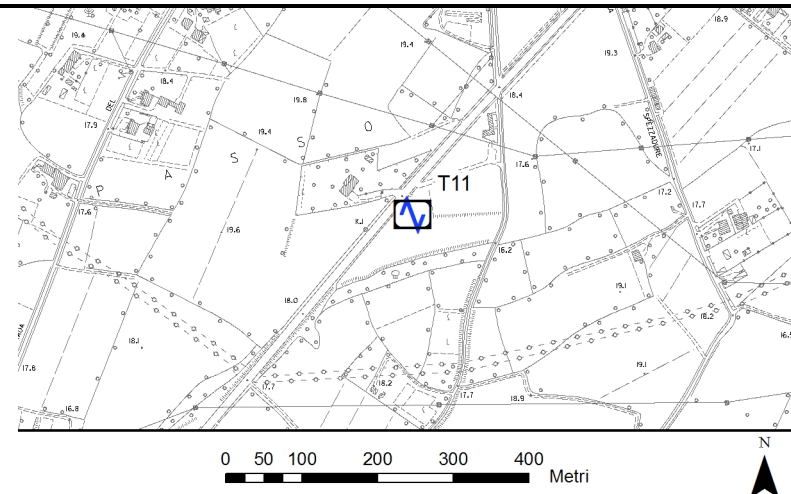
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T11
Latitudine WGS84 - 33N	5087730°
Longitudine WGS84 - 33N	316464°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,0 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



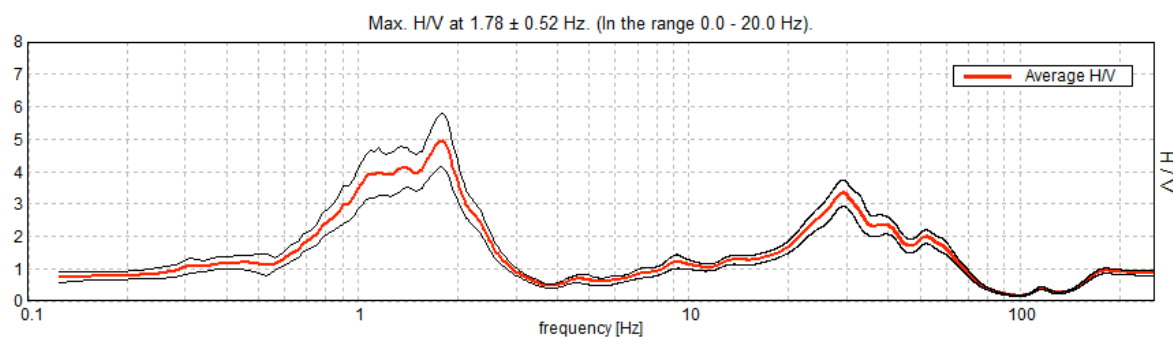
Andamento della curva H/V



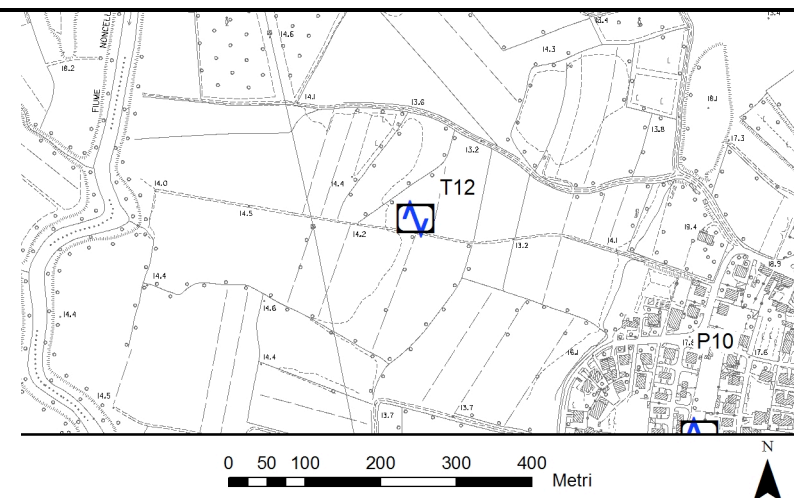
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T12
Latitudine WGS84 - 33N	5088585°
Longitudine WGS84 - 33N	316145°
Quota p.c. s.l.m.	14 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,78 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



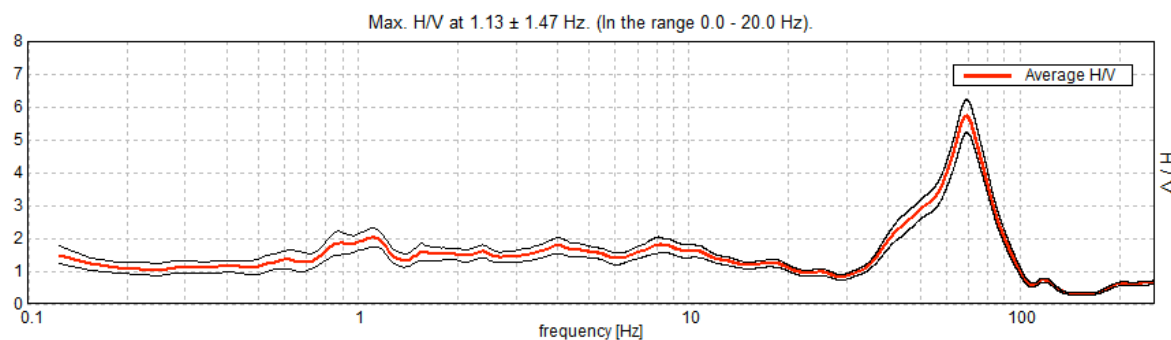
Andamento della curva H/V



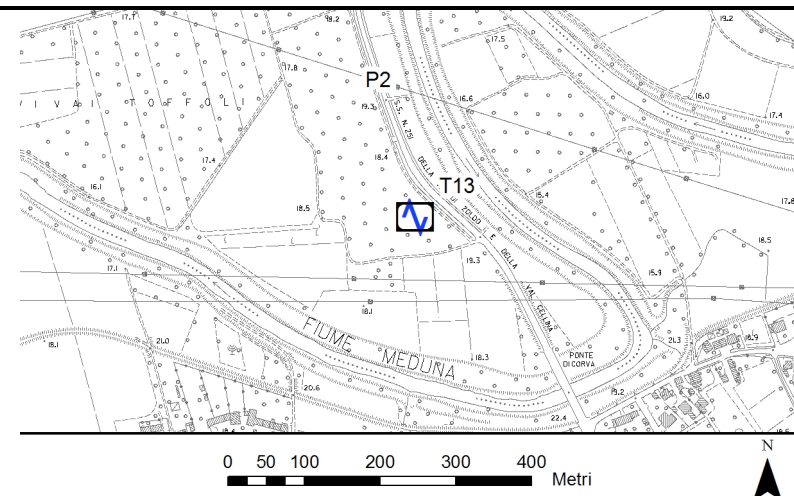
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T13
Latitudine WGS84 - 33N	5087694°
Longitudine WGS84 - 33N	318349°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,13 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



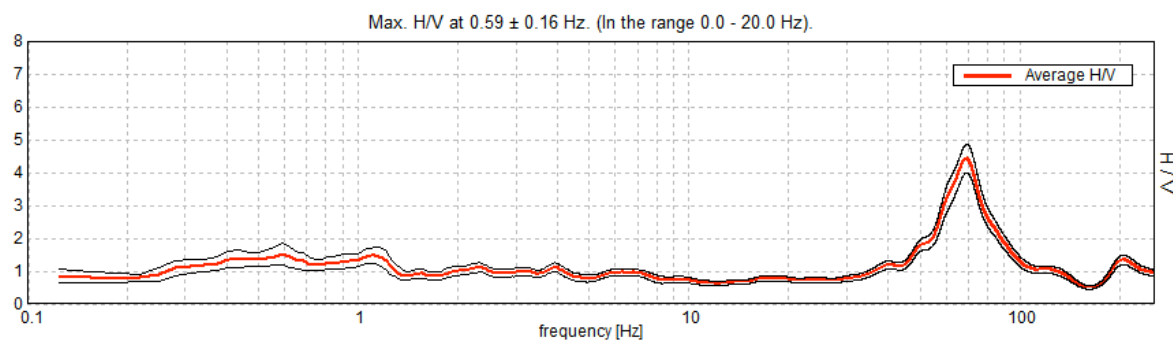
Andamento della curva H/V



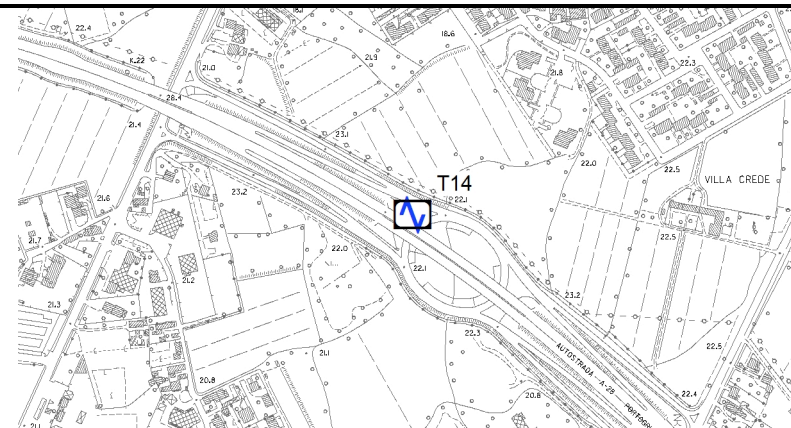
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T14
Latitudine WGS84 - 33N	5090225°
Longitudine WGS84 - 33N	318380°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,59 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



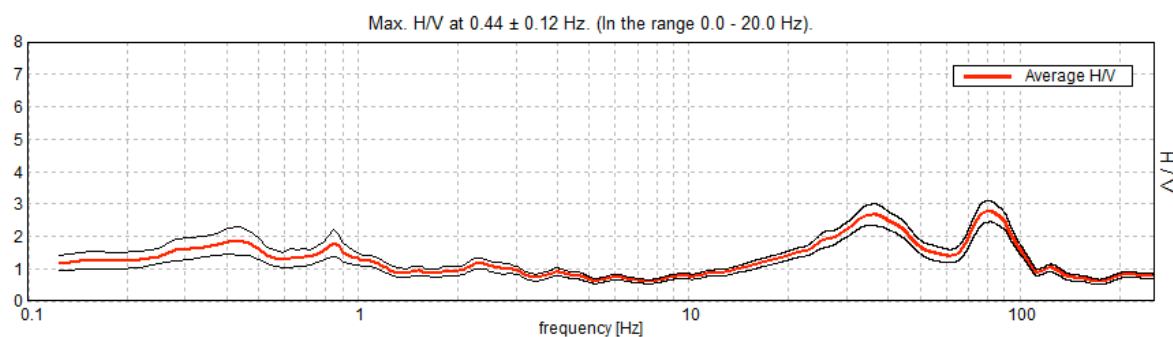
Andamento della curva H/V



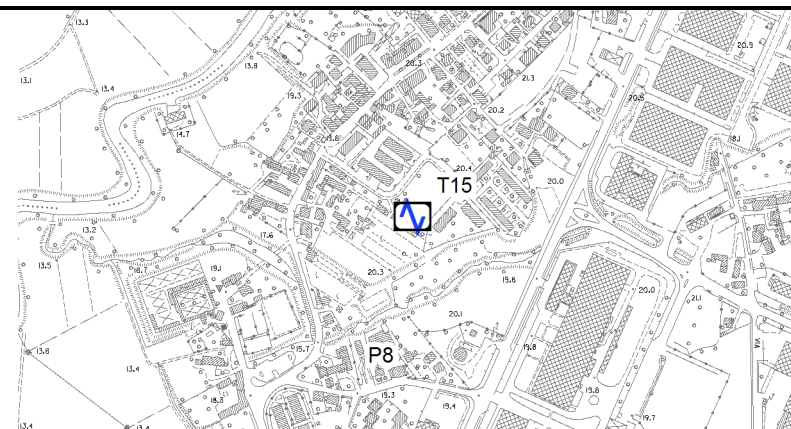
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T15
Latitudine WGS84 - 33N	5089488°
Longitudine WGS84 - 33N	317459°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,44 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



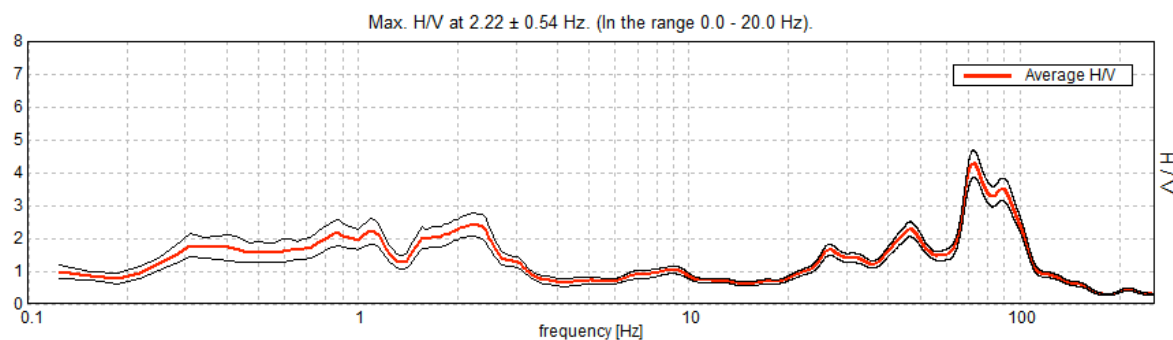
Andamento della curva H/V



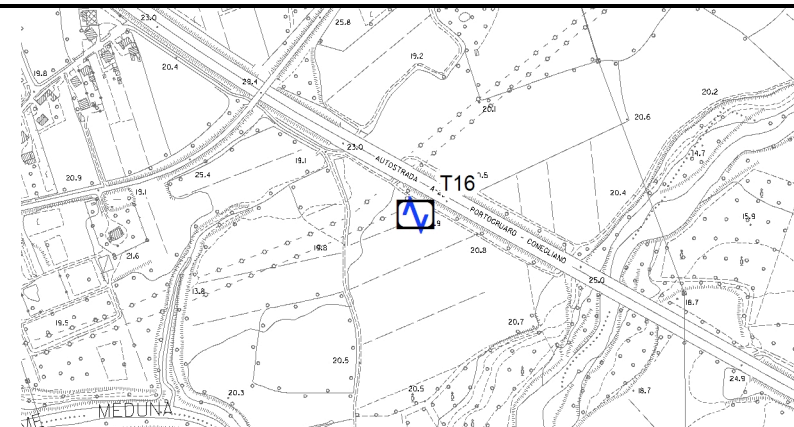
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T16
Latitudine WGS84 - 33N	5088829°
Longitudine WGS84 - 33N	319927°
Quota p.c. s.l.m.	20 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	2,22 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



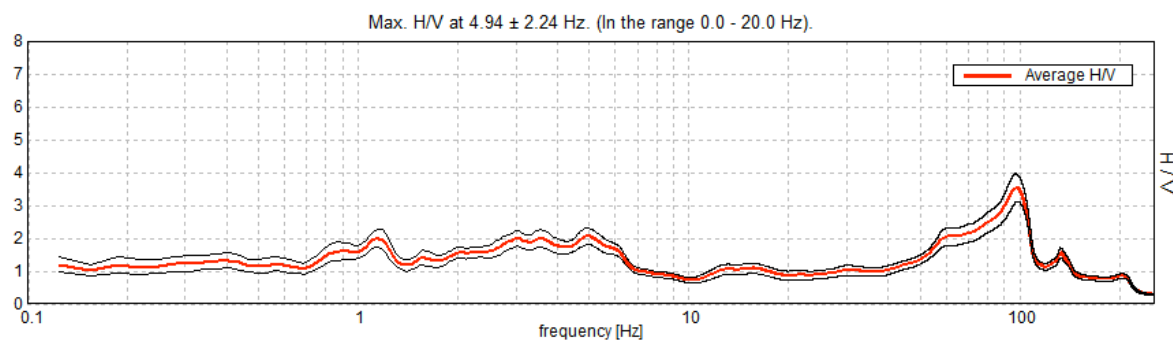
0 50 100 200 300 400 Metri



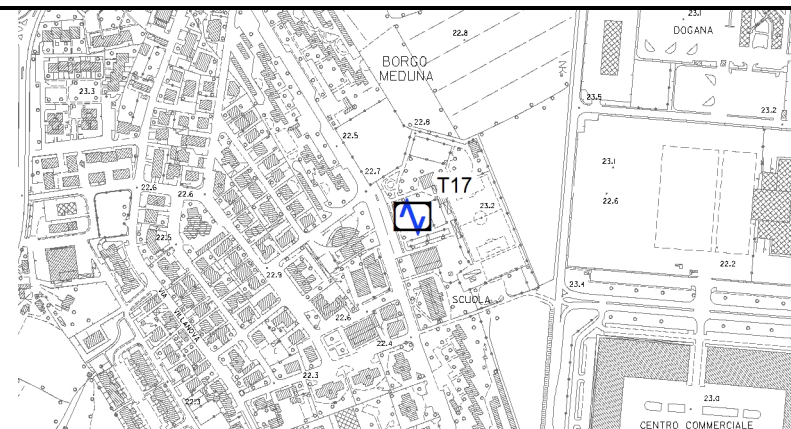
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T17
Latitudine WGS84 - 33N	5090365°
Longitudine WGS84 - 33N	319460°
Quota p.c. s.l.m.	23 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	4,94 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



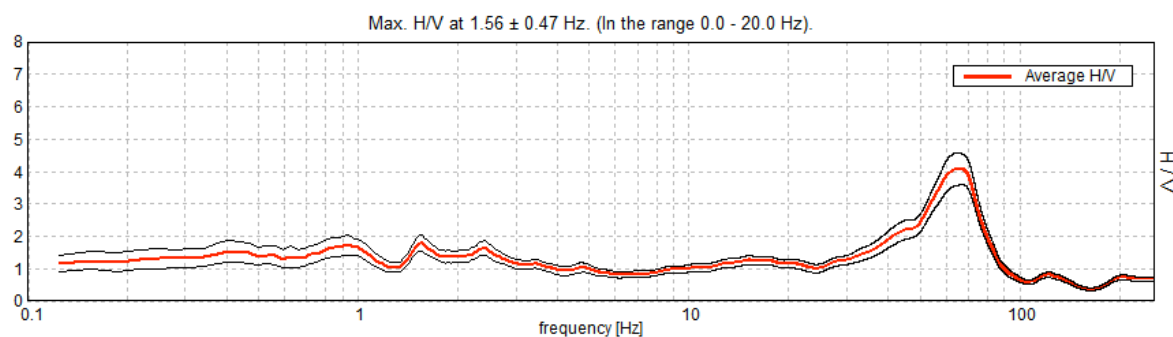
Andamento della curva H/V



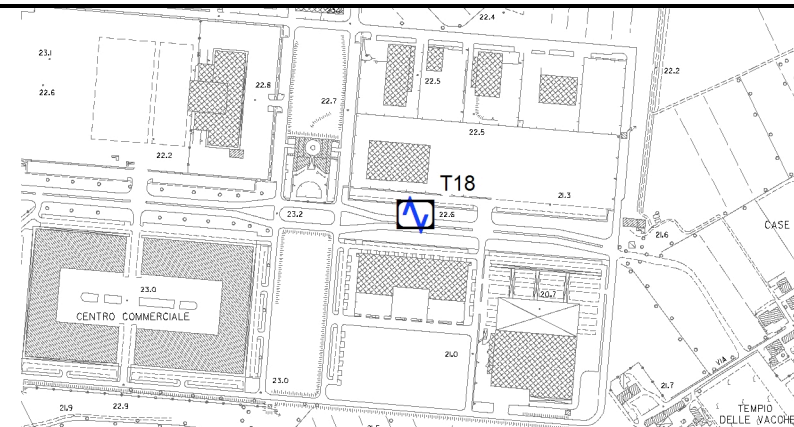
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T18
Latitudine WGS84 - 33N	5090224°
Longitudine WGS84 - 33N	320209°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,9 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



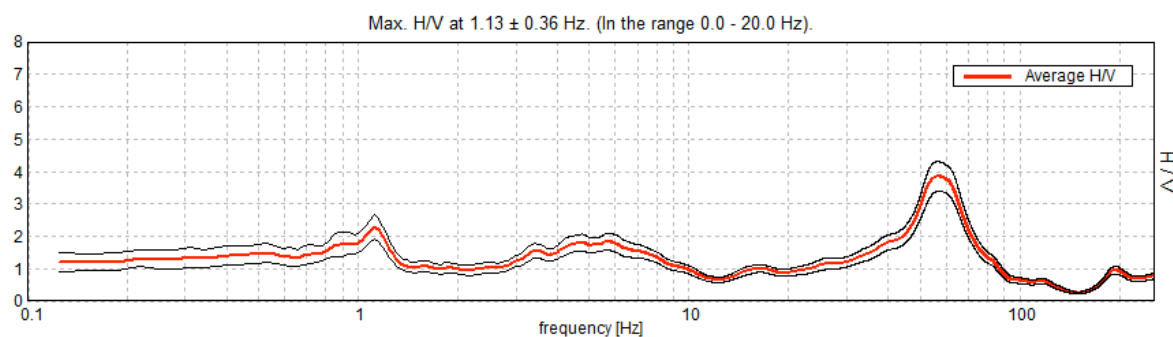
Andamento della curva H/V



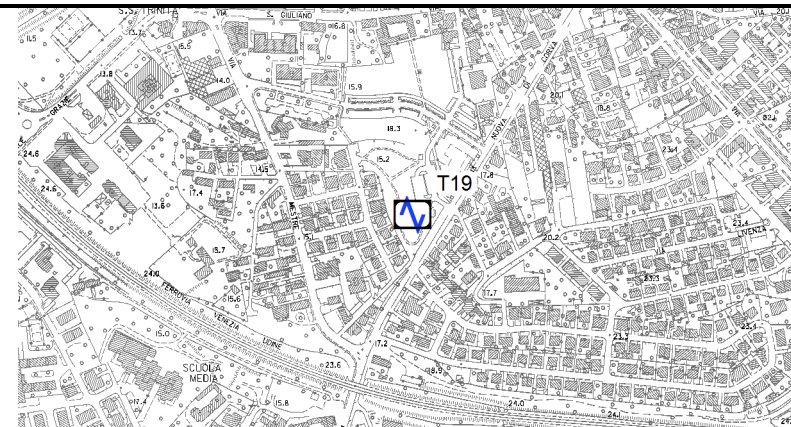
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T19
Latitudine WGS84 - 33N	5091106°
Longitudine WGS84 - 33N	319207°
Quota p.c. s.l.m.	15 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	5,8 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



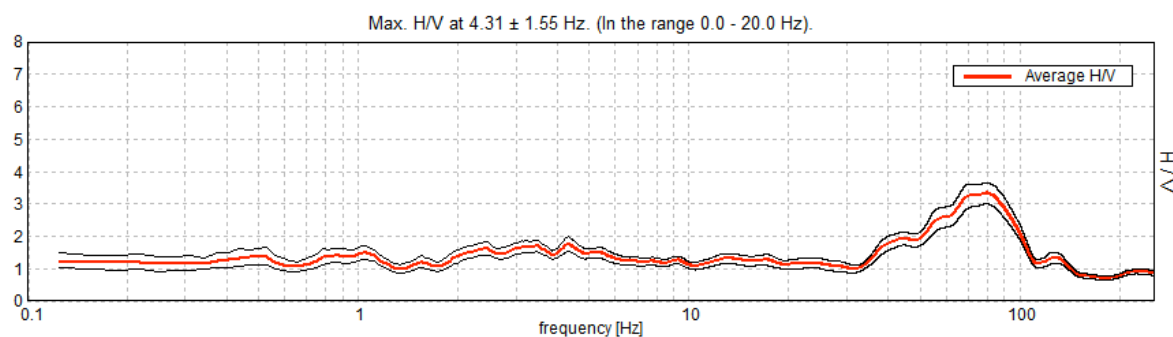
Andamento della curva H/V



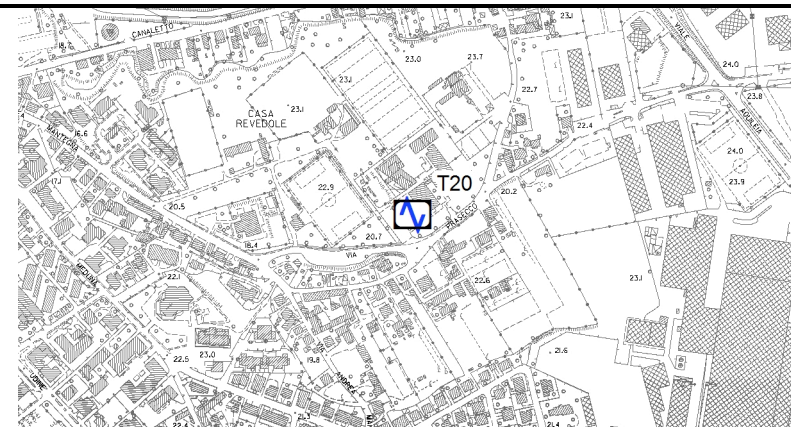
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T20
Latitudine WGS84 - 33N	5091332°
Longitudine WGS84 - 33N	320248°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	4,31 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



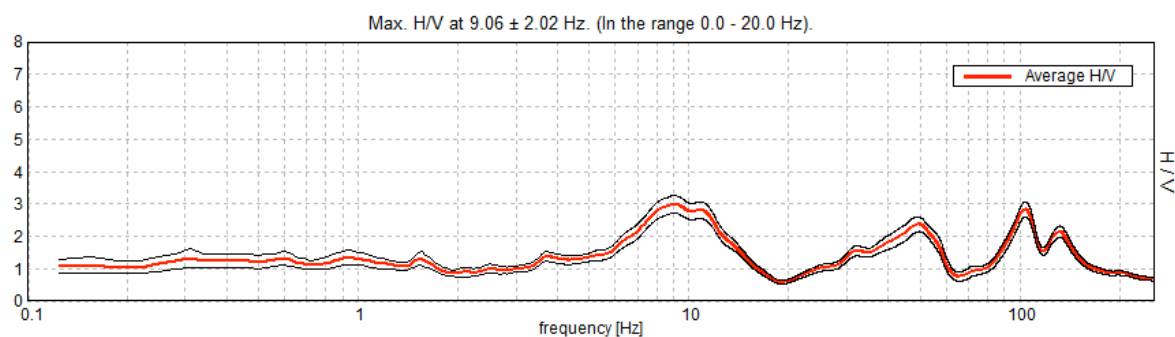
Andamento della curva H/V



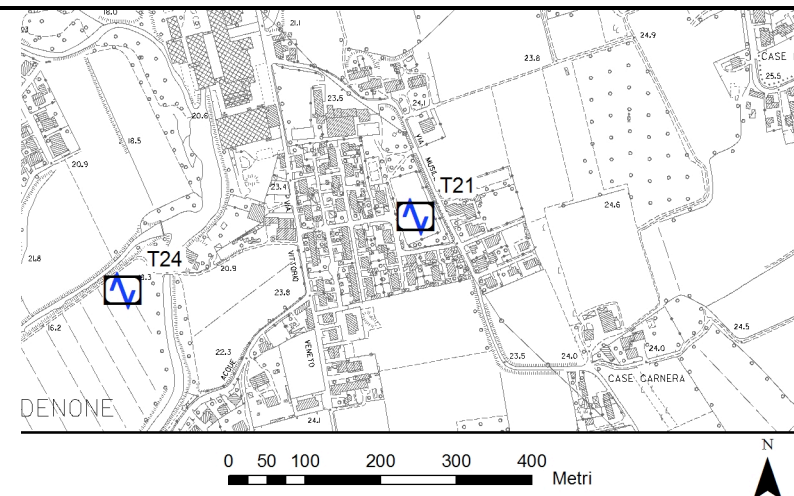
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T21
Latitudine WGS84 - 33N	5092513°
Longitudine WGS84 - 33N	320806°
Quota p.c. s.l.m.	24 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	9,06 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



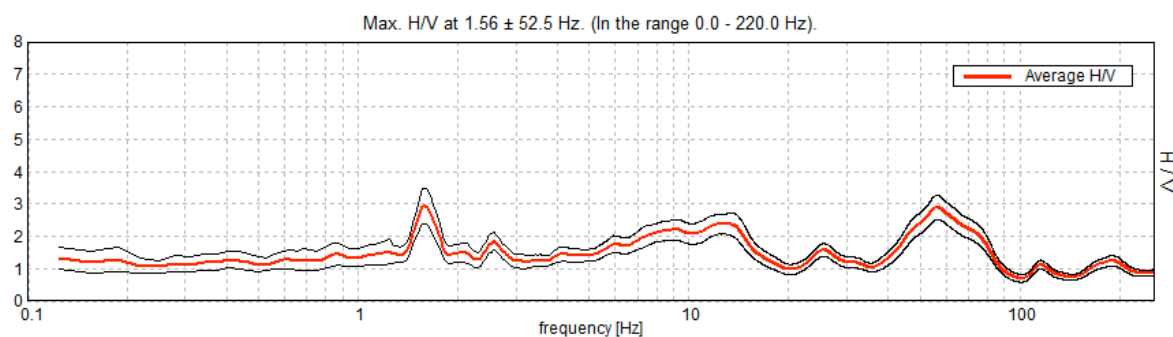
Andamento della curva H/V



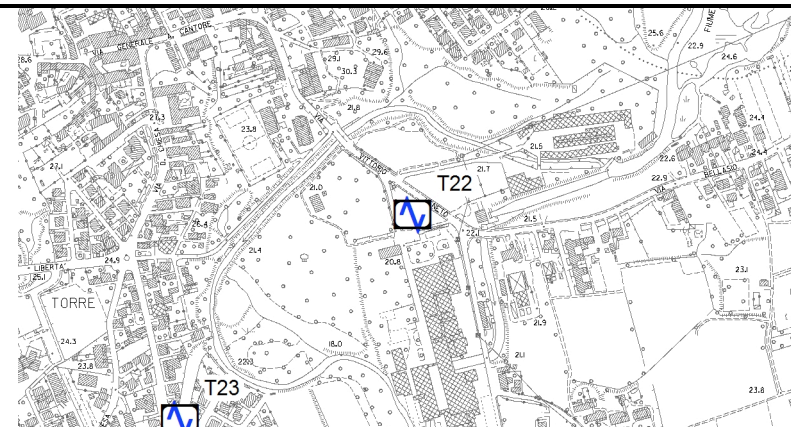
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T22
Latitudine WGS84 - 33N	5092955°
Longitudine WGS84 - 33N	320505°
Quota p.c. s.l.m.	21 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	13,0 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



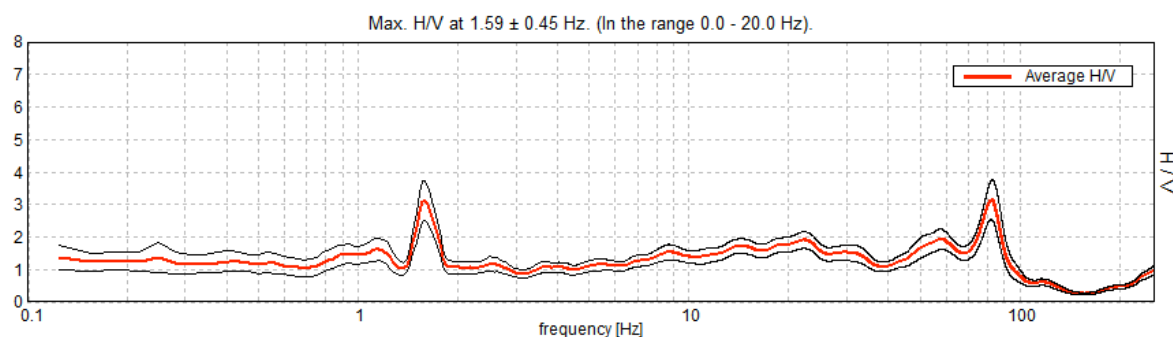
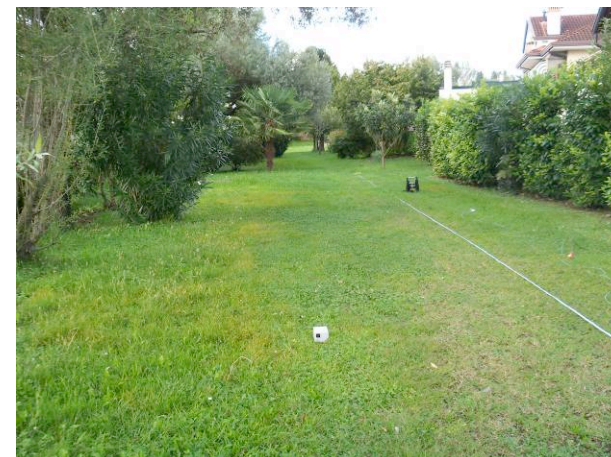
Andamento della curva H/V



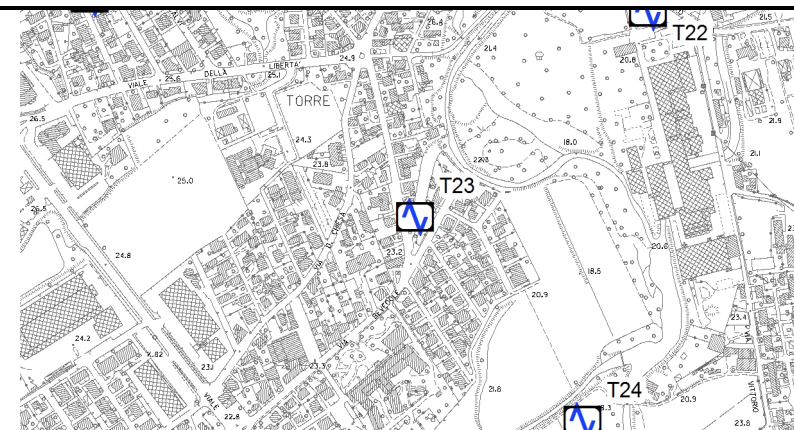
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T23
Latitudine WGS84 - 33N	5092685°
Longitudine WGS84 - 33N	320198°
Quota p.c. s.l.m.	23 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	no
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



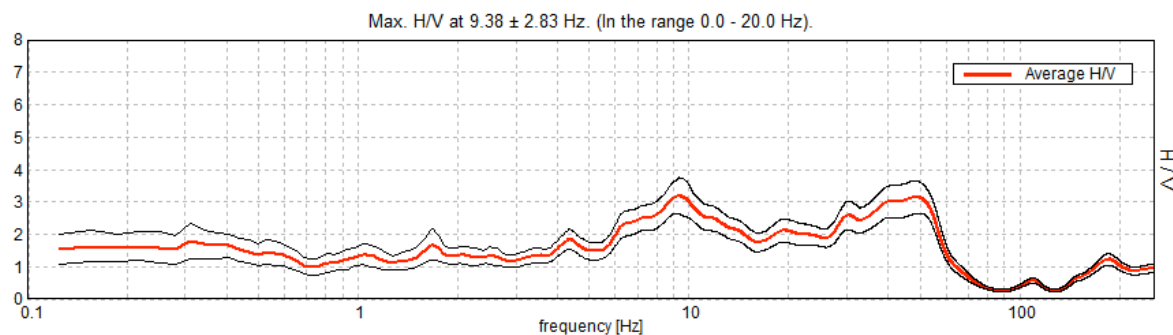
Andamento della curva H/V



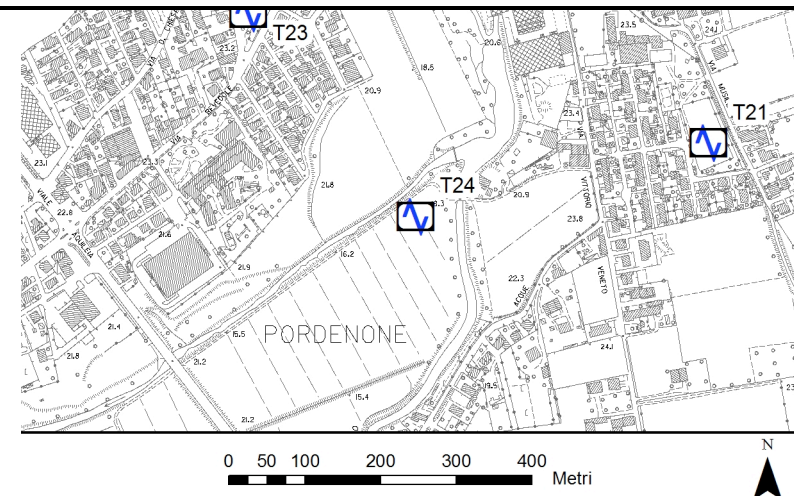
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T24
Latitudine WGS84 - 33N	5092416°
Longitudine WGS84 - 33N	320419°
Quota p.c. s.l.m.	18 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	9,38 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



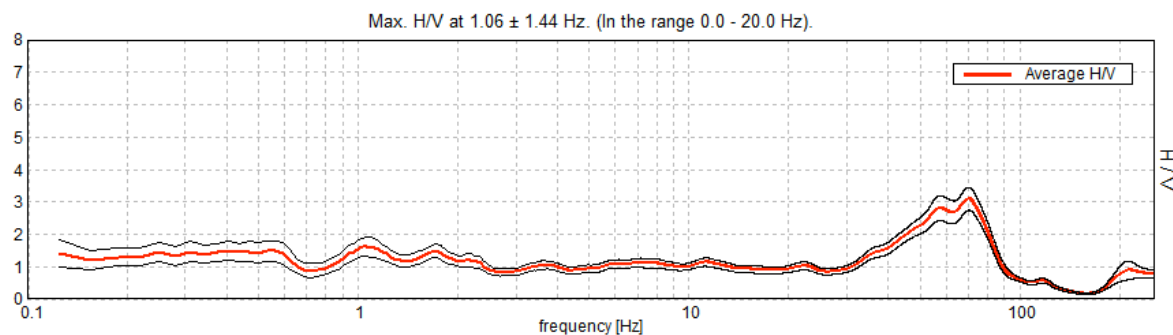
Andamento della curva H/V



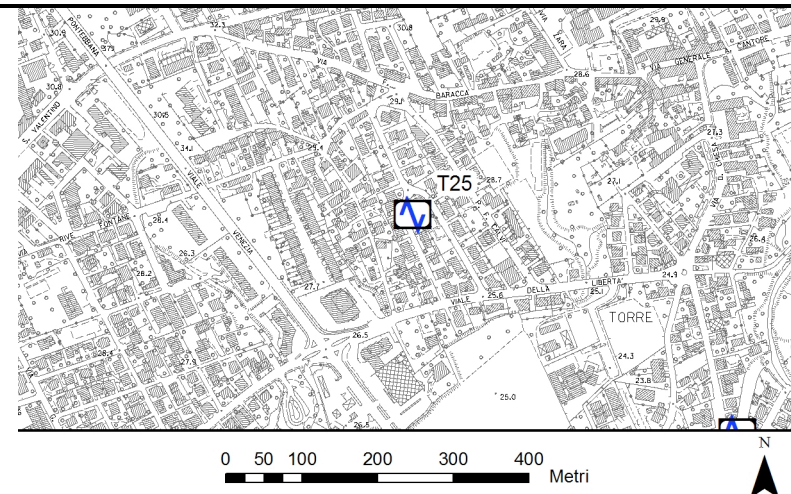
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T25
Latitudine WGS84 - 33N	5092974°
Longitudine WGS84 - 33N	319769°
Quota p.c. s.l.m.	28 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,06 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



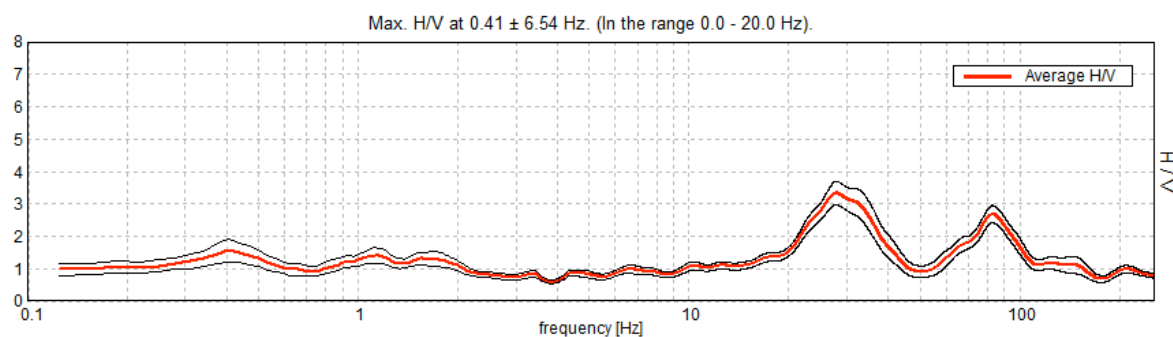
Andamento della curva H/V



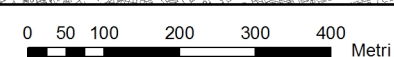
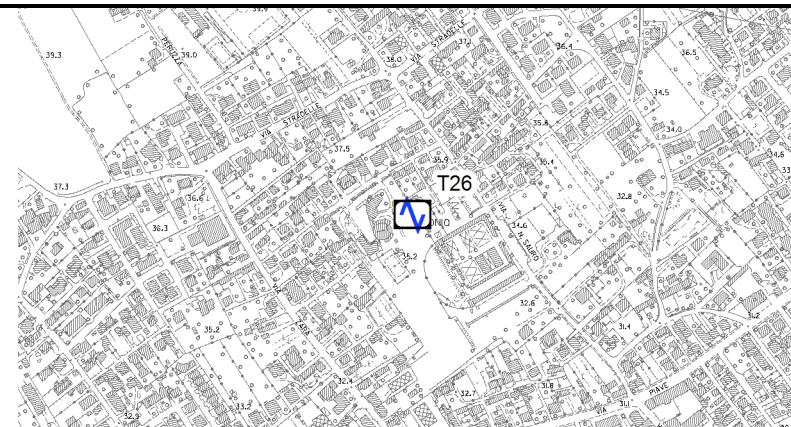
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T26
Latitudine WGS84 - 33N	5093645°
Longitudine WGS84 - 33N	319894°
Quota p.c. s.l.m.	35 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,41 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



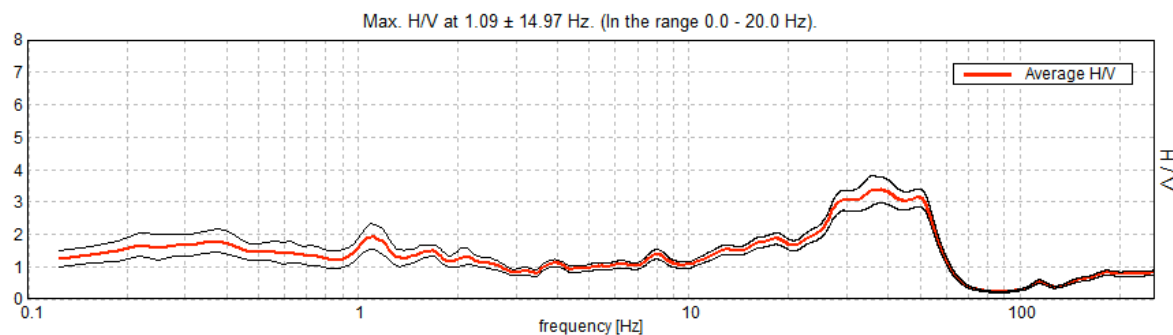
Andamento della curva H/V



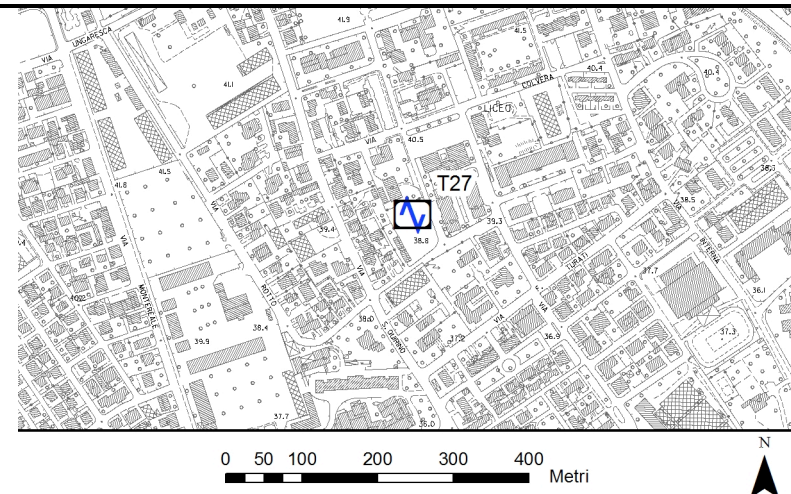
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T27
Latitudine WGS84 - 33N	5093564°
Longitudine WGS84 - 33N	318362°
Quota p.c. s.l.m.	39 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,09 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



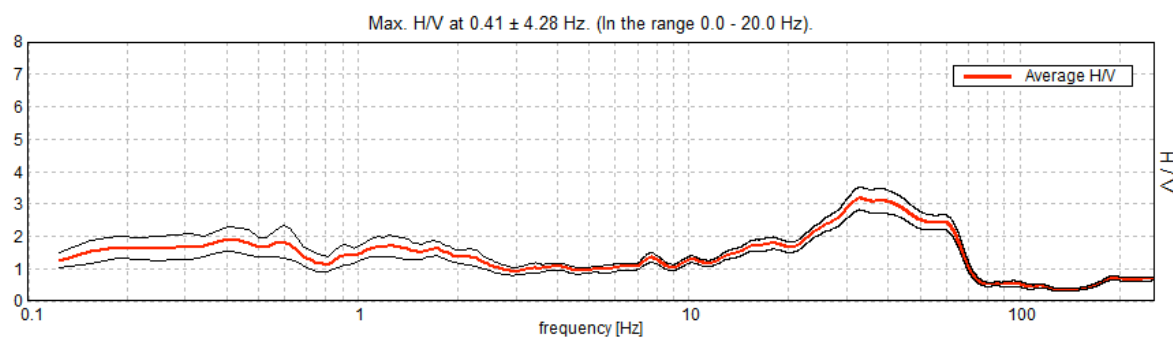
Andamento della curva H/V



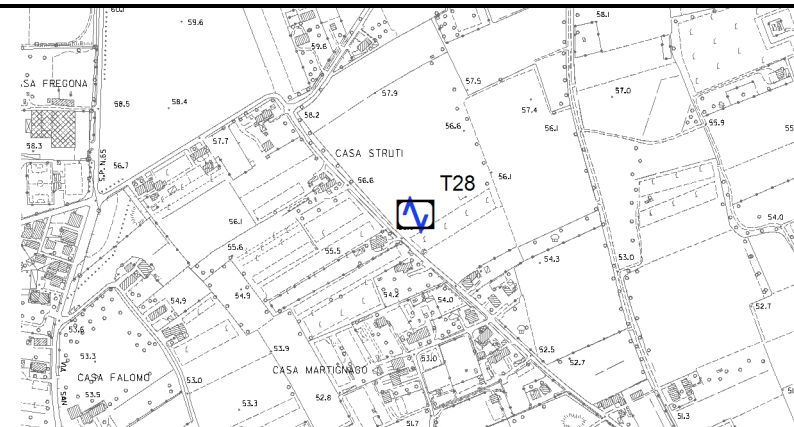
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T28
Latitudine WGS84 - 33N	5095060°
Longitudine WGS84 - 33N	318902°
Quota p.c. s.l.m.	56 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,41 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



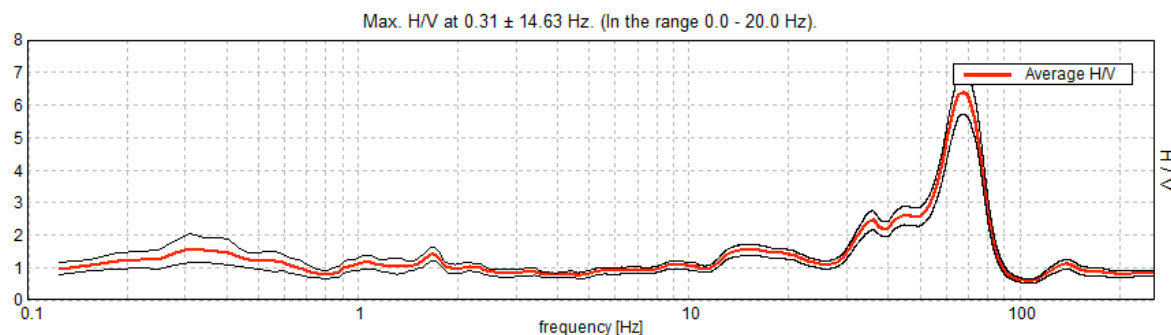
Andamento della curva H/V



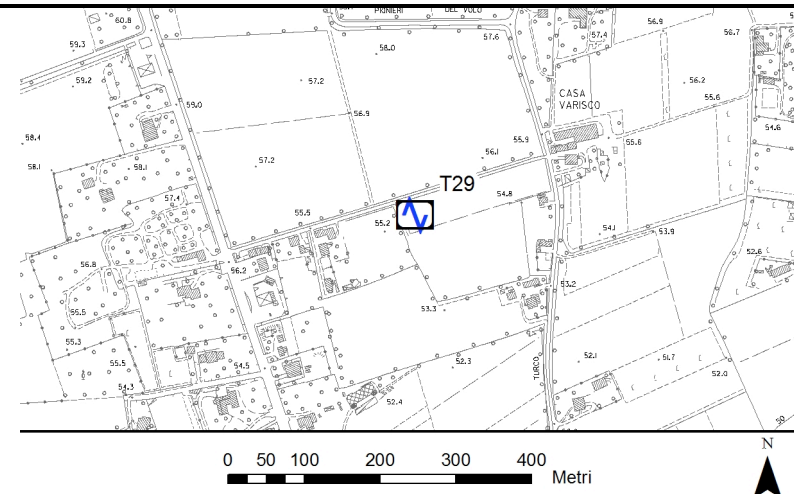
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T29
Latitudine WGS84 - 33N	5094791°
Longitudine WGS84 - 33N	317830°
Quota p.c. s.l.m.	55 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,31 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



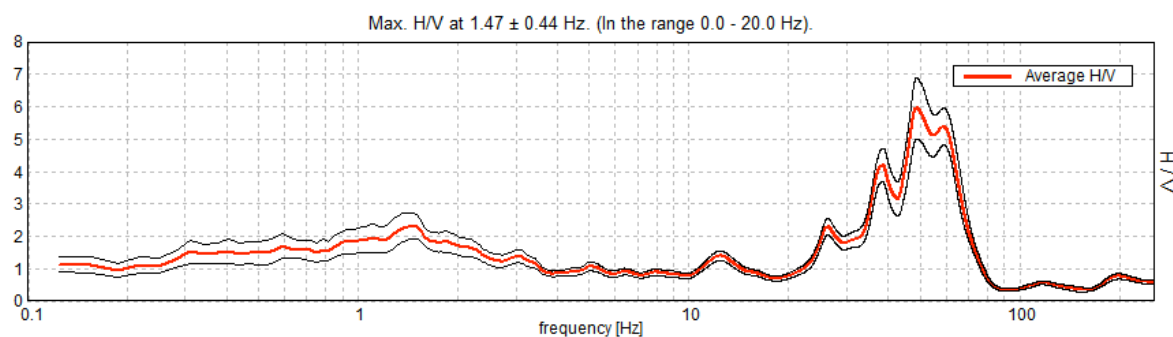
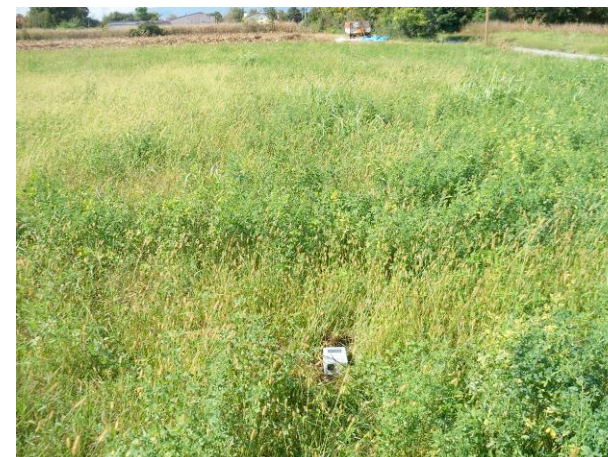
Andamento della curva H/V



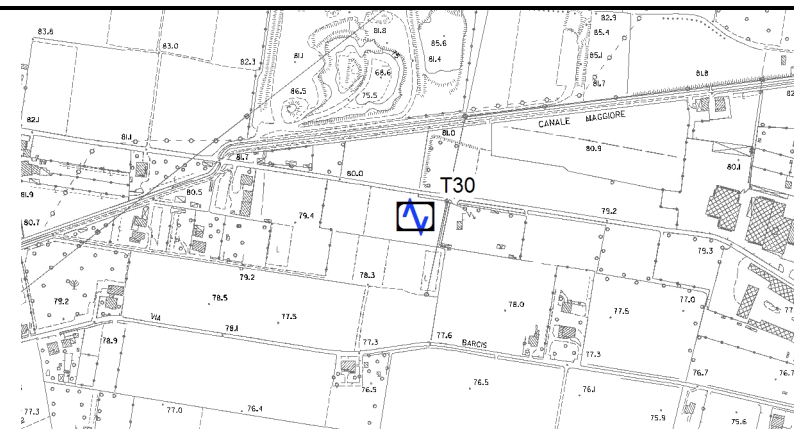
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T30
Latitudine WGS84 - 33N	5096725°
Longitudine WGS84 - 33N	317090°
Quota p.c. s.l.m.	79 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	Misura disturbata
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Misura disturbata
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



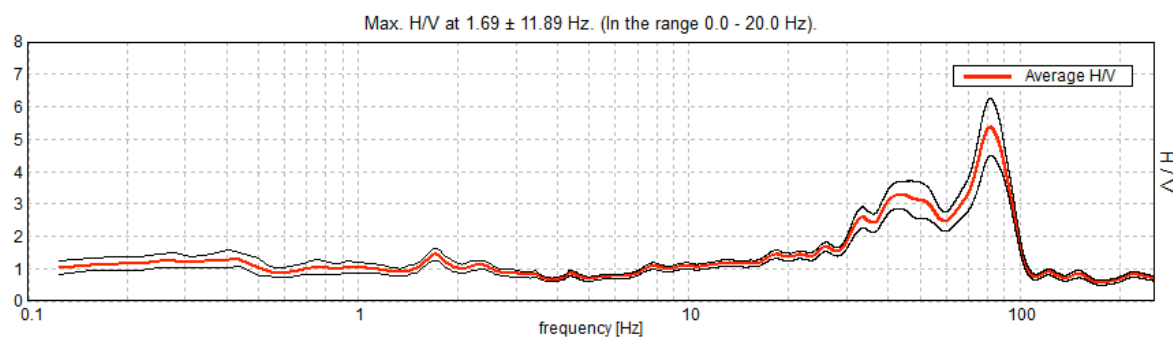
0 50 100 200 300 400 Metri



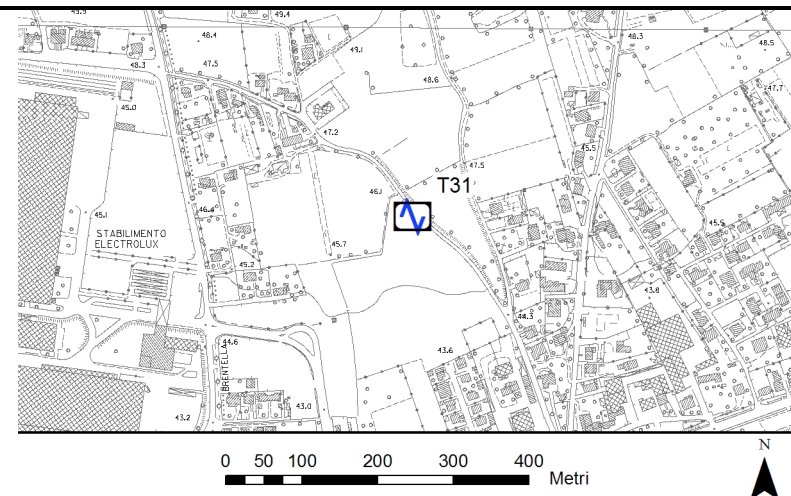
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T31
Latitudine WGS84 - 33N	5093786°
Longitudine WGS84 - 33N	316501°
Quota p.c. s.l.m.	46 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	no
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



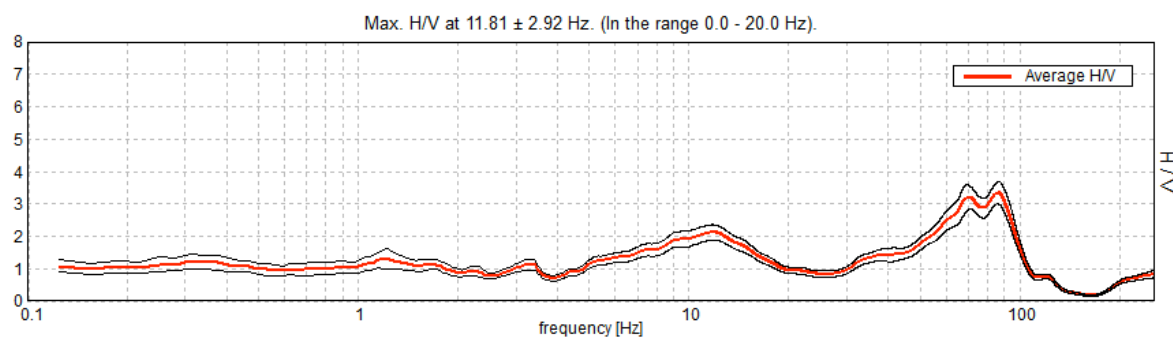
Andamento della curva H/V



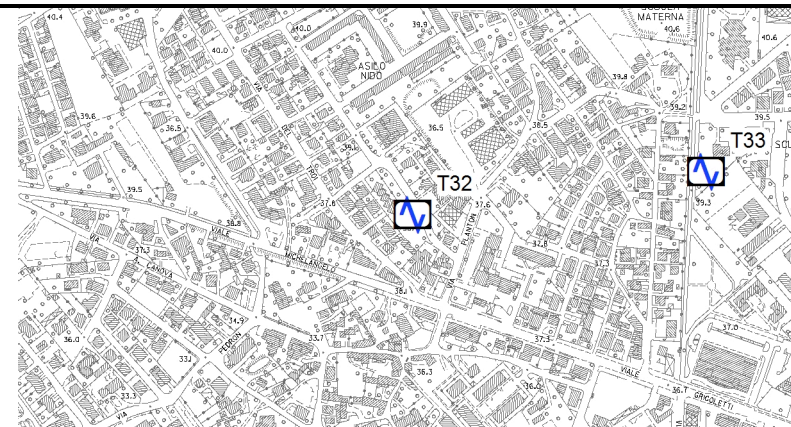
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T32
Latitudine WGS84 - 33N	5093109°
Longitudine WGS84 - 33N	317056°
Quota p.c. s.l.m.	38 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	11,81 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



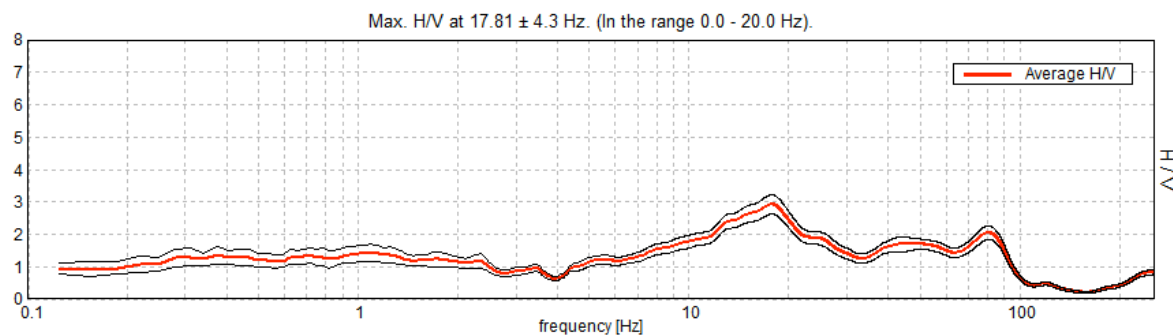
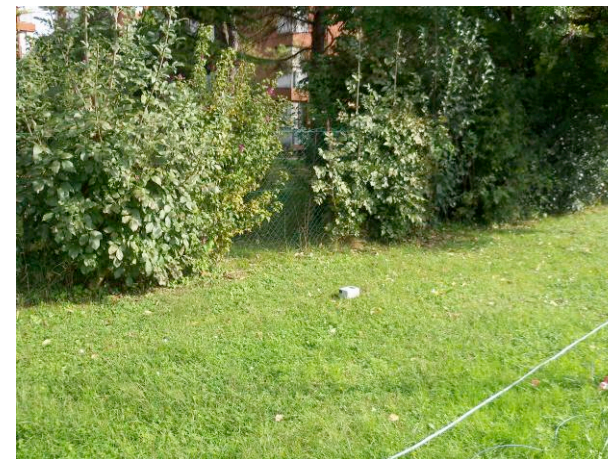
Andamento della curva H/V



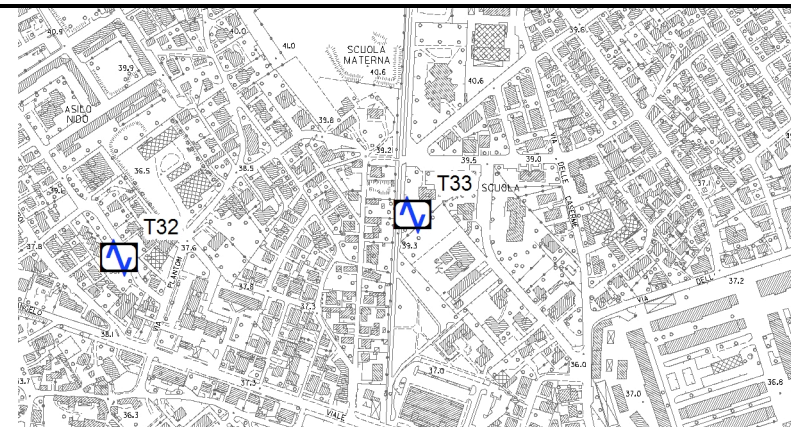
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T33
Latitudine WGS84 - 33N	5093166°
Longitudine WGS84 - 33N	317444°
Quota p.c. s.l.m.	39 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	17,81 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



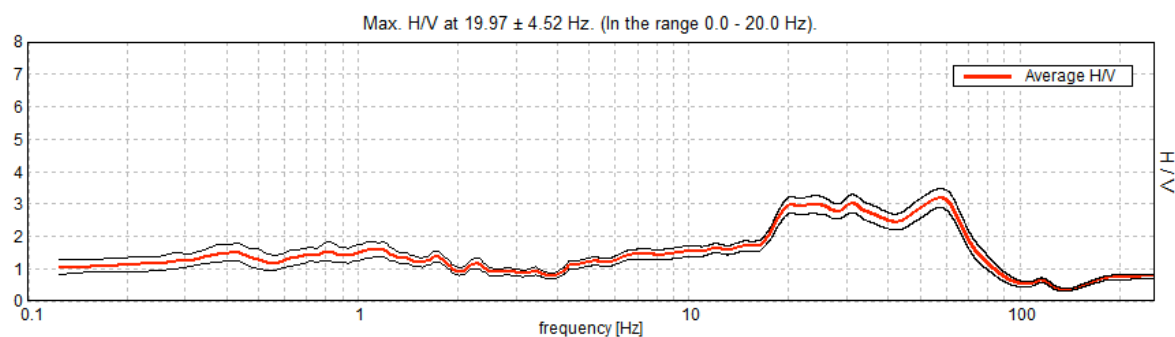
Andamento della curva H/V



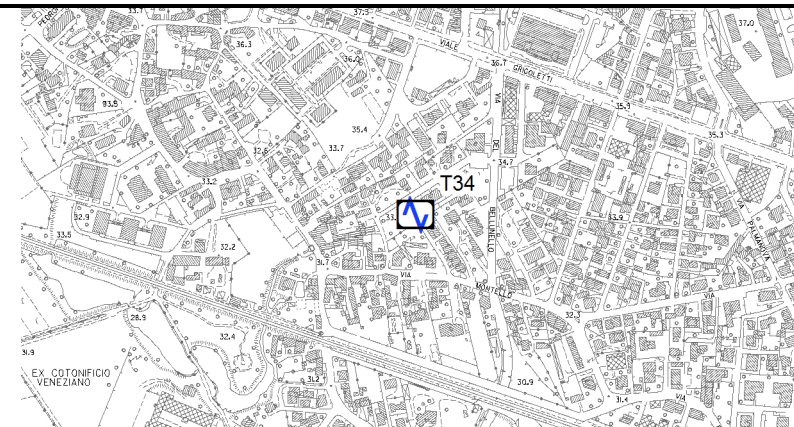
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T34
Latitudine WGS84 - 33N	5092677°
Longitudine WGS84 - 33N	317299°
Quota p.c. s.l.m.	33 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	19,97 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



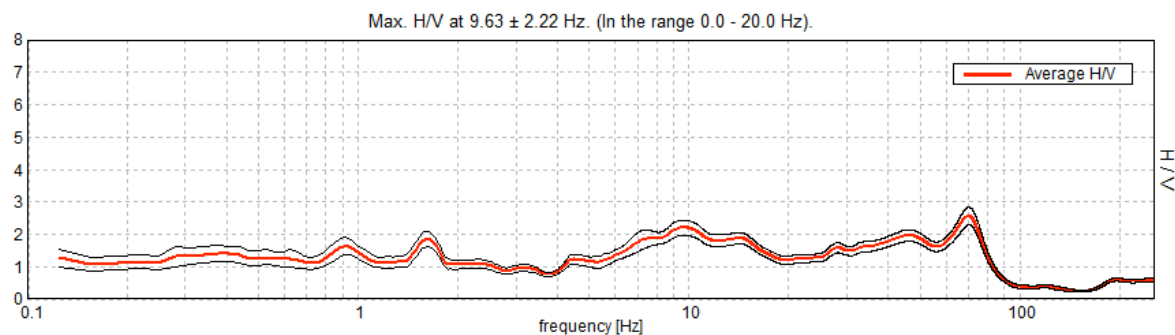
Andamento della curva H/V



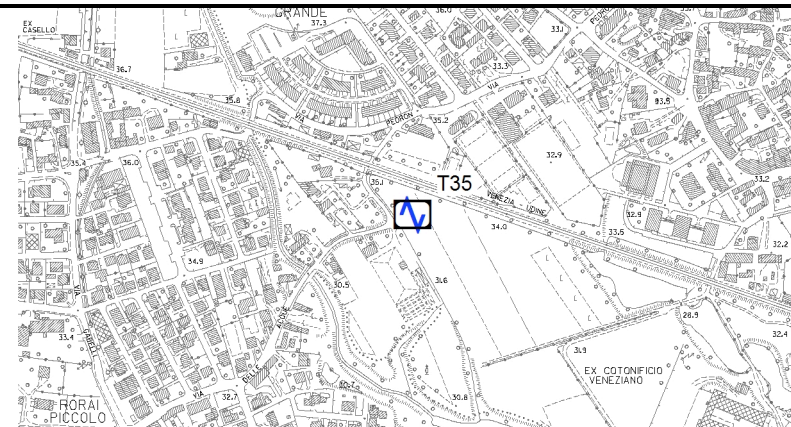
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T35
Latitudine WGS84 - 33N	5092673°
Longitudine WGS84 - 33N	316565°
Quota p.c. s.l.m.	33 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	9,63 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



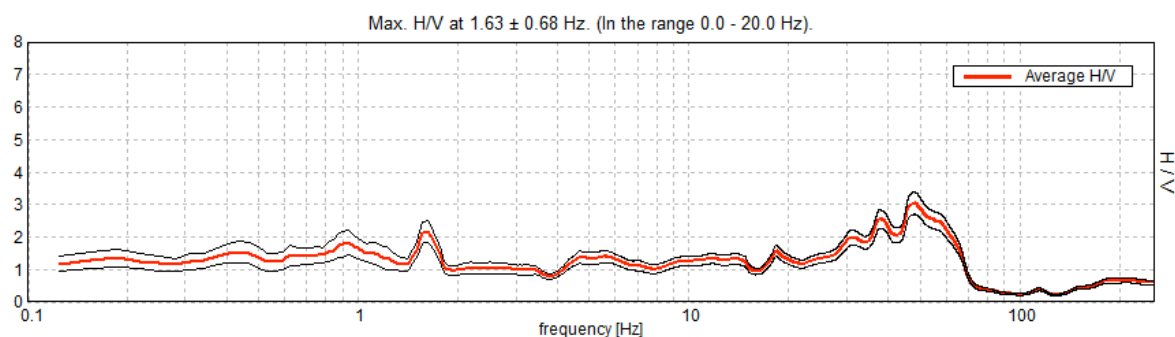
0 50 100 200 300 400 Metri



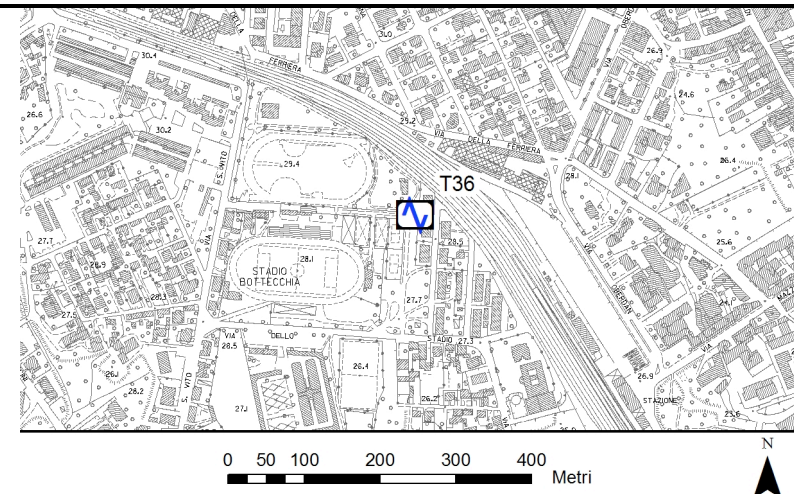
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T36
Latitudine WGS84 - 33N	5092130°
Longitudine WGS84 - 33N	317940°
Quota p.c. s.l.m.	28 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,9 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



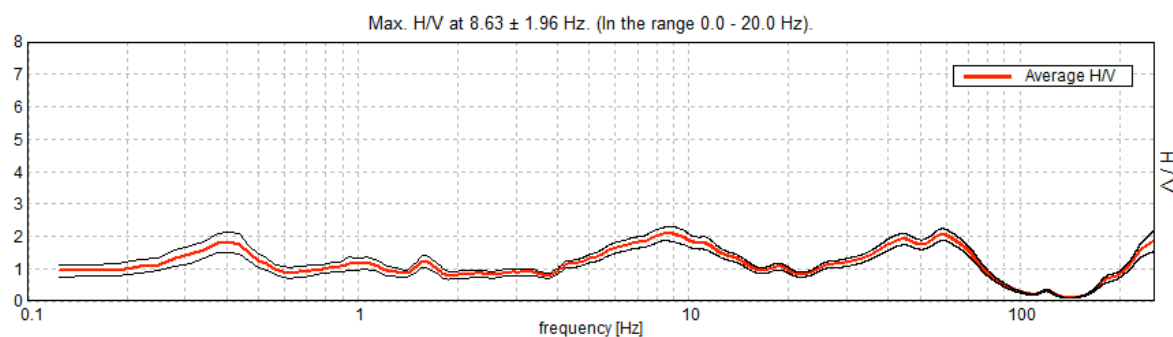
Andamento della curva H/V



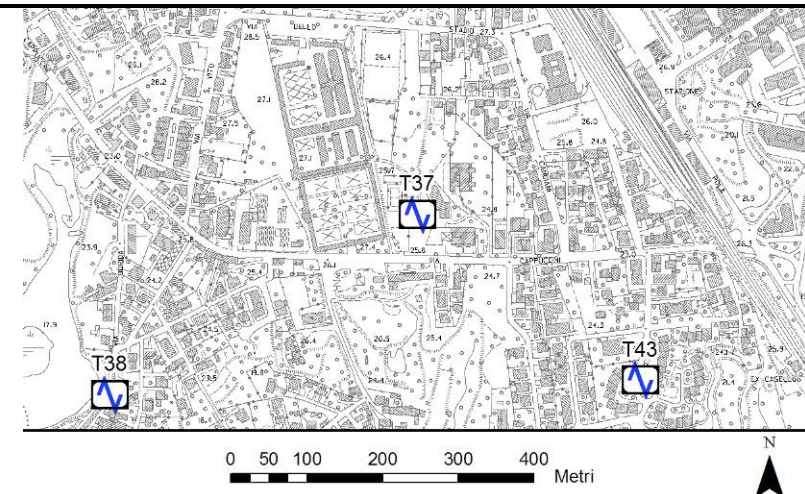
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T37
Latitudine WGS84 - 33N	5091723°
Longitudine WGS84 - 33N	317914°
Quota p.c. s.l.m.	25.9 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	8.63 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	No



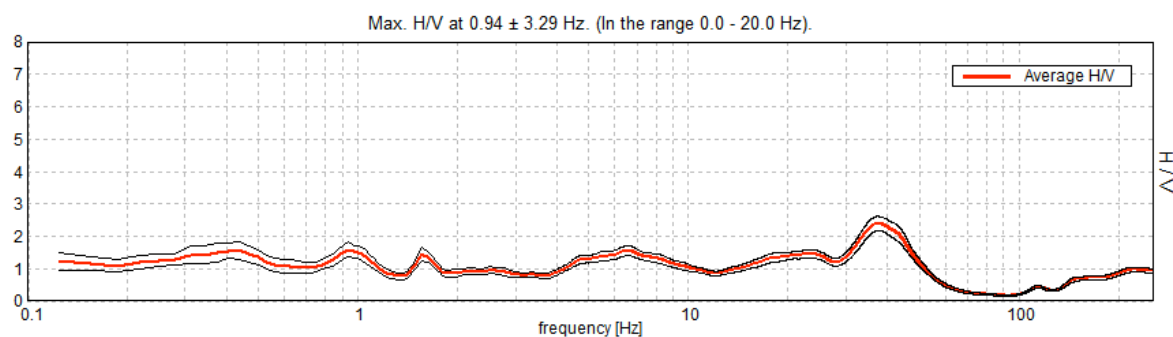
Andamento della curva H/V



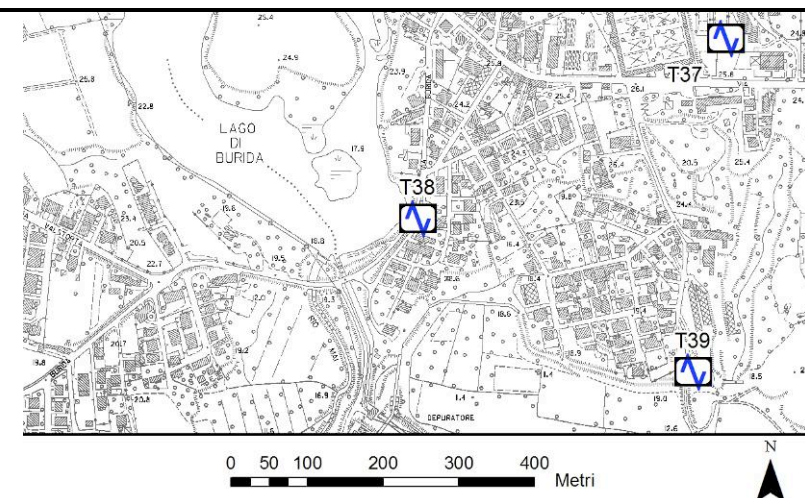
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T38
Latitudine WGS84 - 33N	5091485°
Longitudine WGS84 - 33N	317508°
Quota p.c. s.l.m.	22 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,94 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



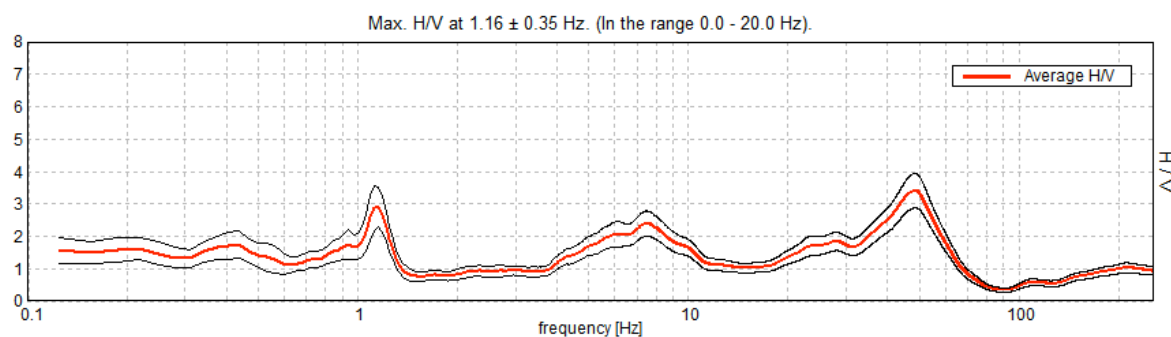
Andamento della curva H/V



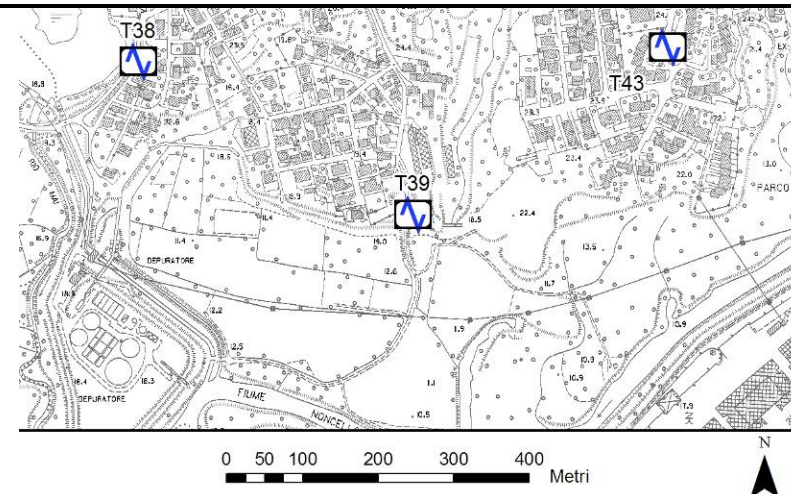
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T39
Latitudine WGS84 - 33N	5091283°
Longitudine WGS84 - 33N	317871°
Quota p.c. s.l.m.	19 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	7,5 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



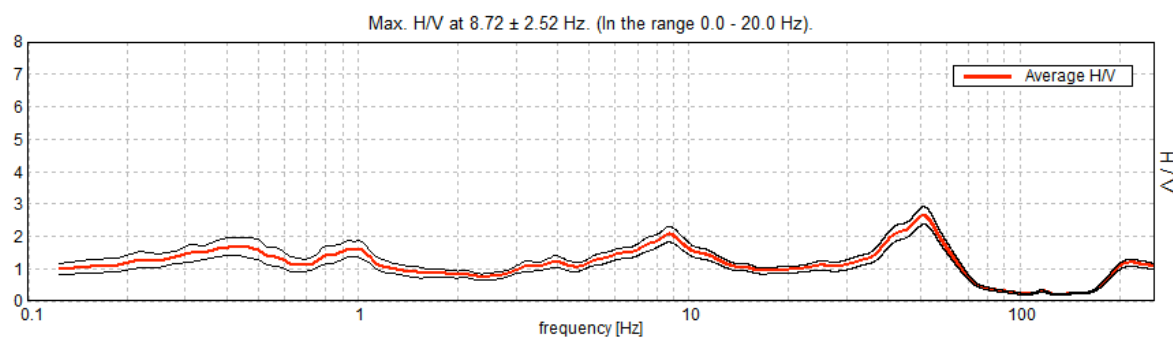
Andamento della curva H/V



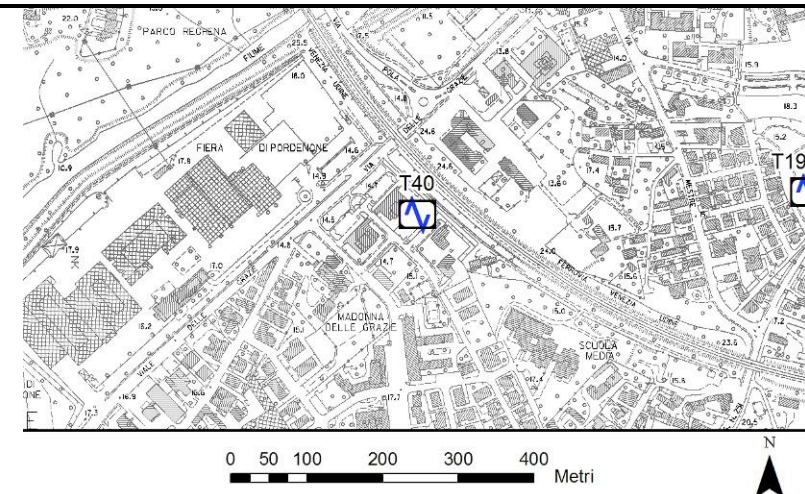
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T40
Latitudine WGS84 - 33N	5091076°
Longitudine WGS84 - 33N	318690°
Quota p.c. s.l.m.	14,7 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	8,72 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



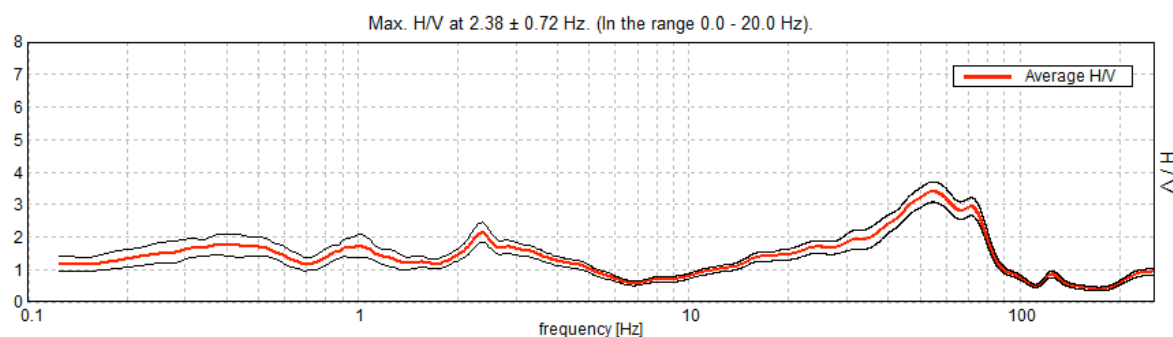
Andamento della curva H/V



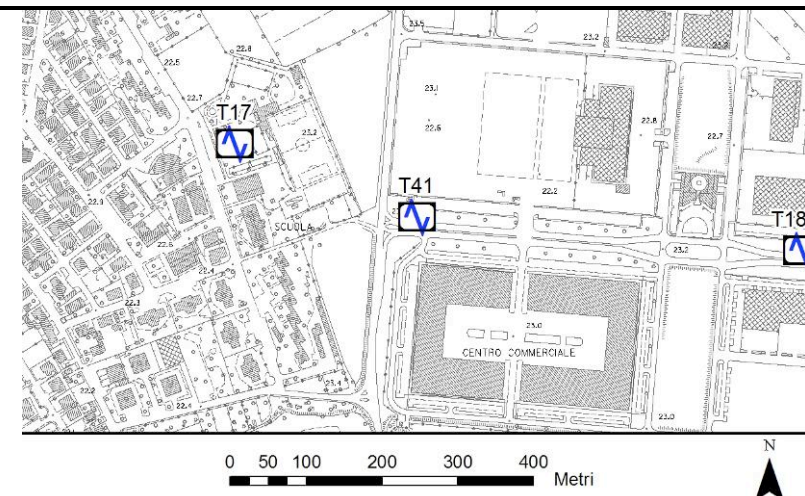
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T41
Latitudine WGS84 - 33N	5090268°
Longitudine WGS84 - 33N	319701°
Quota p.c. s.l.m.	23,4 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	2,38 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



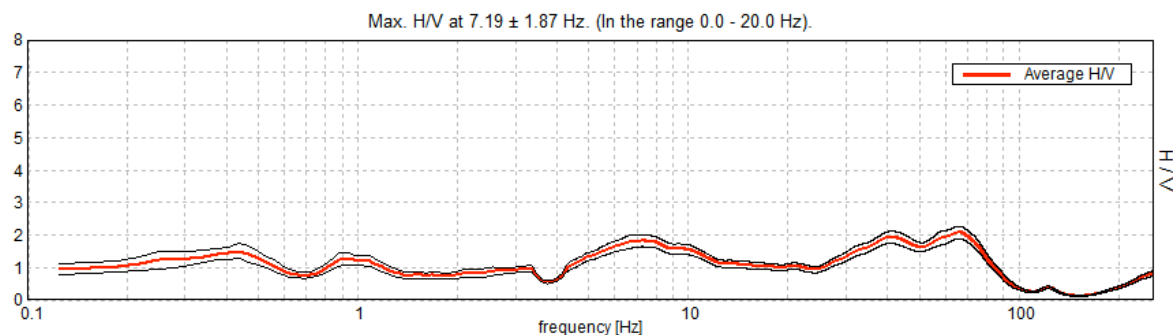
Andamento della curva H/V



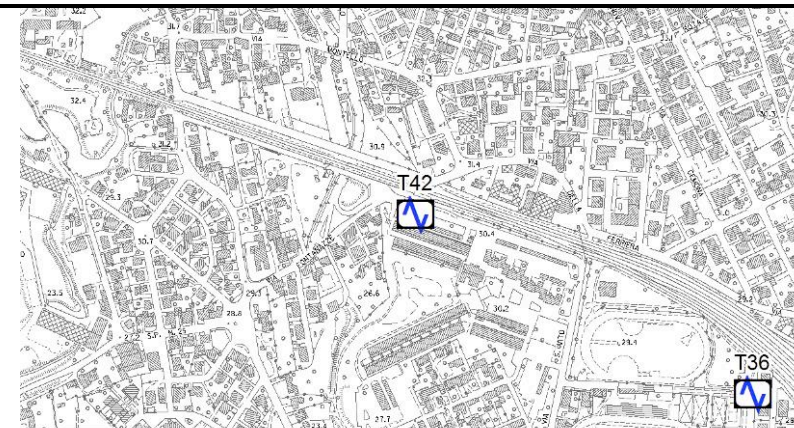
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T42
Latitudine WGS84 - 33N	5092366°
Longitudine WGS84 - 33N	317495°
Quota p.c. s.l.m.	30,4 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	7,19 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



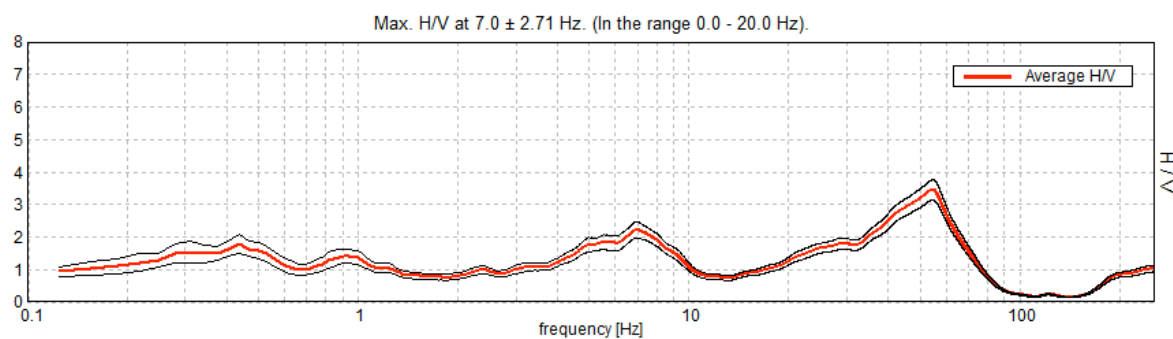
0 50 100 200 300 400 Metri



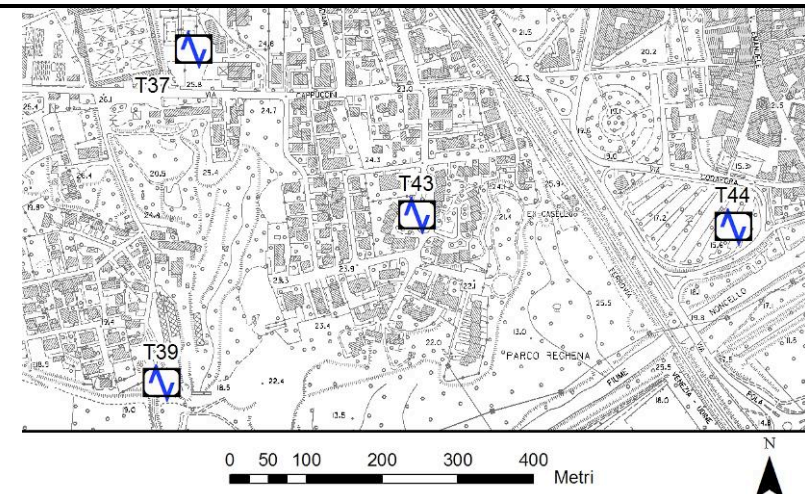
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T43
Latitudine WGS84 - 33N	5091504°
Longitudine WGS84 - 33N	318208°
Quota p.c. s.l.m.	24,2 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	7,0 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



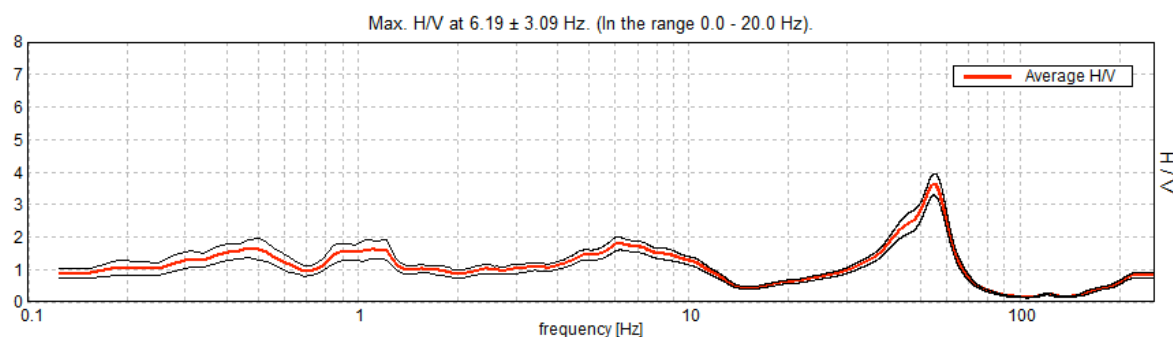
Andamento della curva H/V



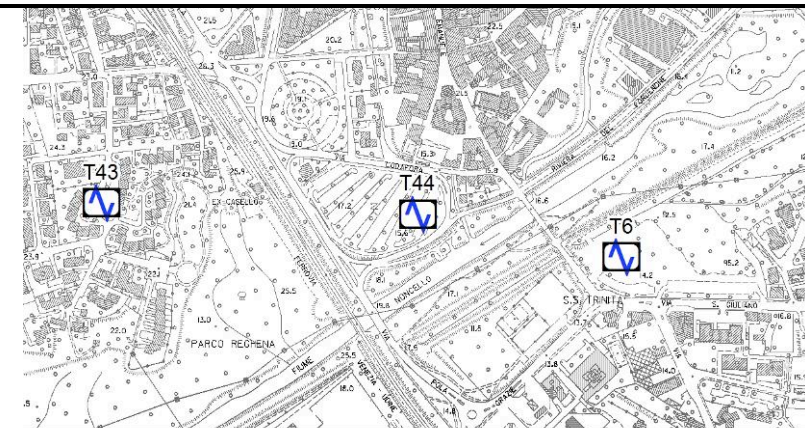
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T44
Latitudine WGS84 - 33N	5091489°
Longitudine WGS84 - 33N	318626°
Quota p.c. s.l.m.	15,6 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	6,19 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	Si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



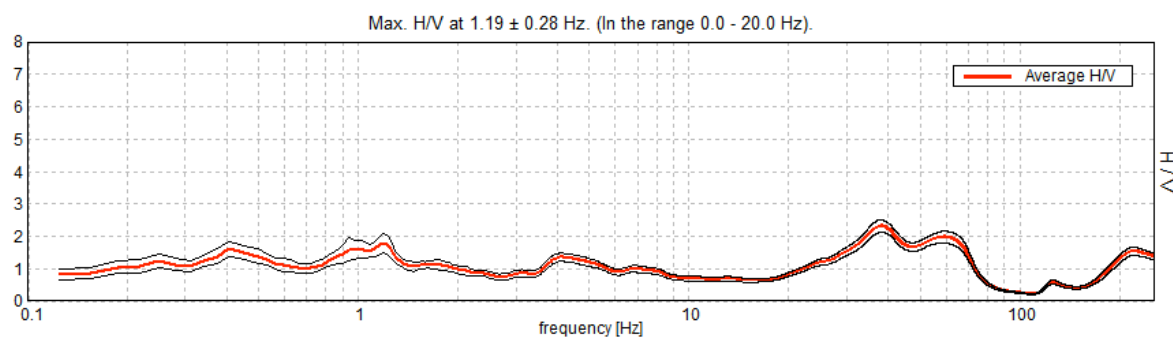
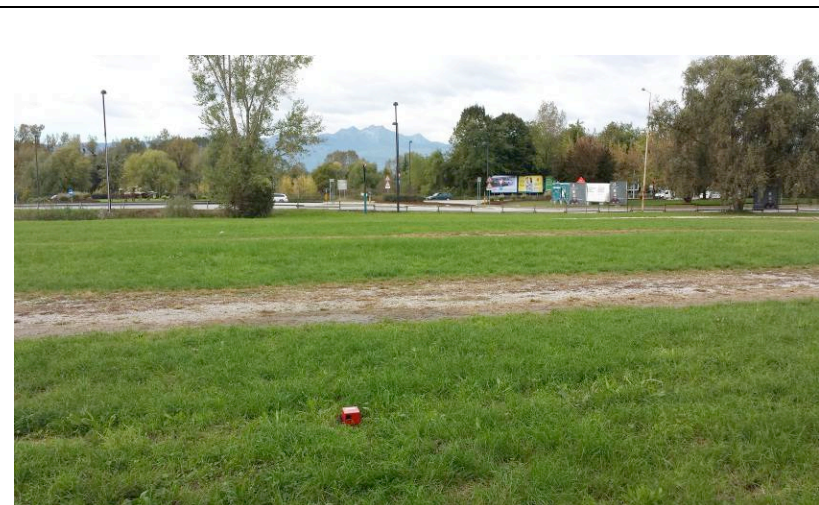
Andamento della curva H/V



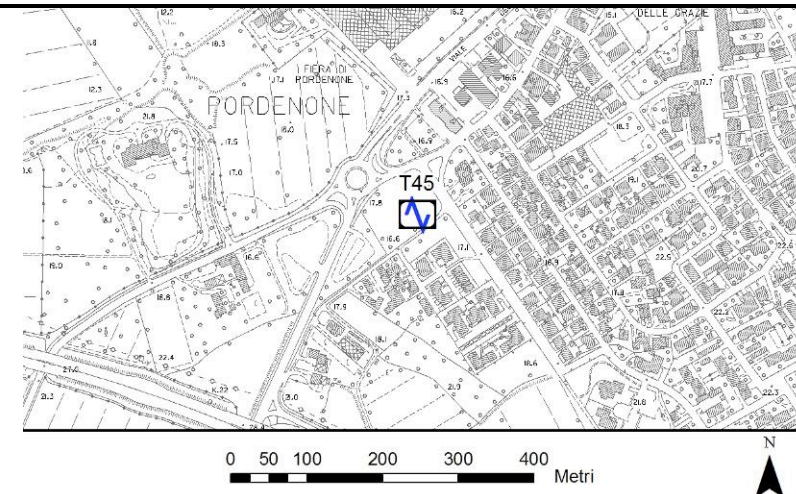
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T45
Latitudine WGS84 - 33N	5090660°
Longitudine WGS84 - 33N	318277°
Quota p.c. s.l.m.	17 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	1,0 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	incerta
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



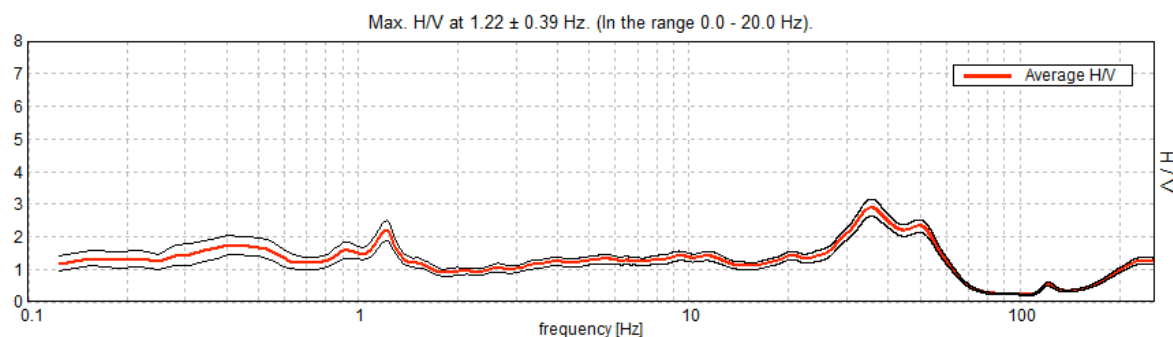
Andamento della curva H/V



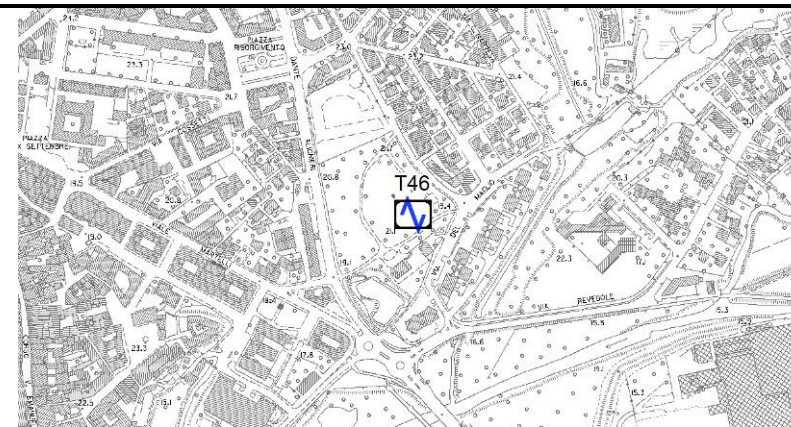
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T46
Latitudine WGS84 - 33N	5091985°
Longitudine WGS84 - 33N	319160°
Quota p.c. s.l.m.	20 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	0,4 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	si



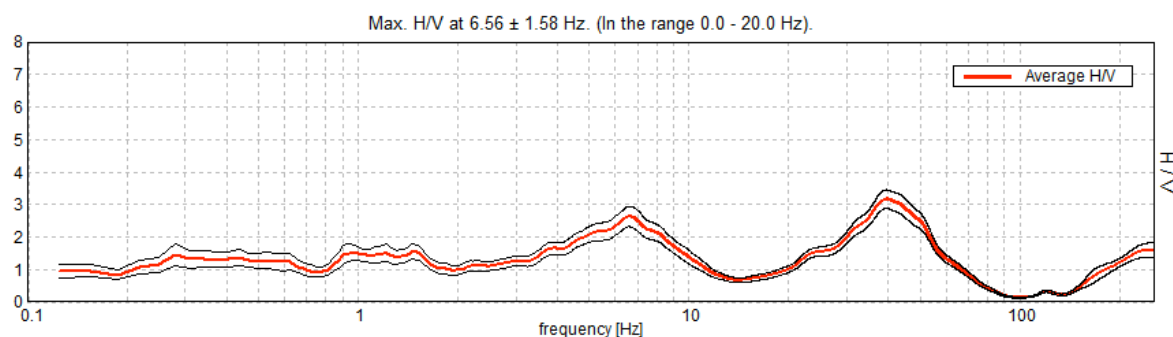
Andamento della curva H/V



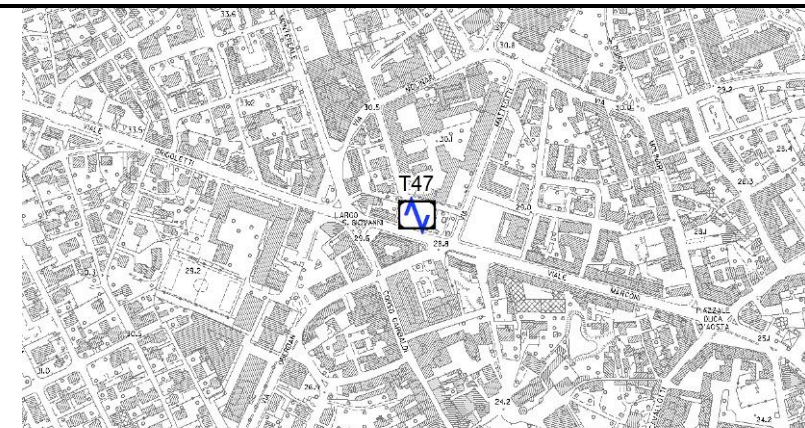
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T47
Latitudine WGS84 - 33N	5092574°
Longitudine WGS84 - 33N	318394°
Quota p.c. s.l.m.	29 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	6,56 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



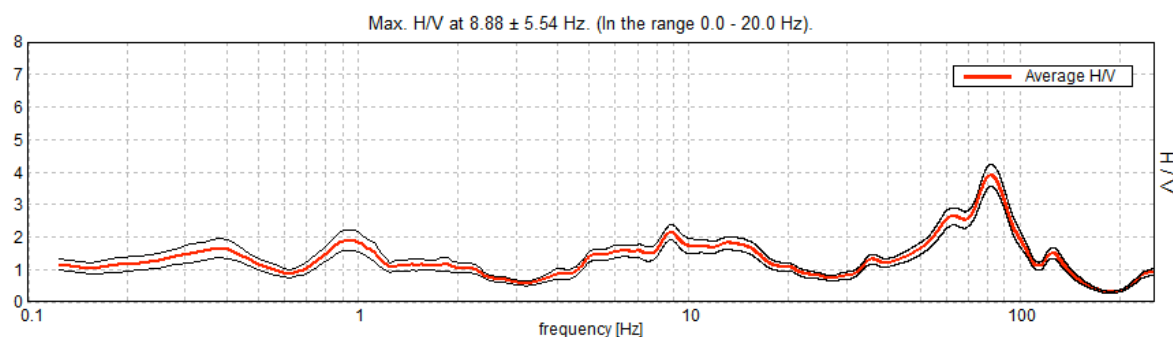
Andamento della curva H/V



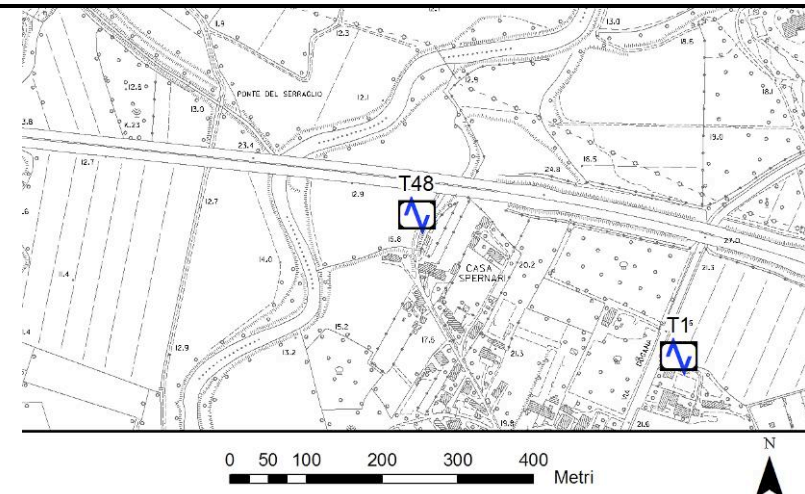
Ubicazione

MISURA SISMICA H.V.S.R.

Progressivo	T48
Latitudine WGS84 - 33N	5090489°
Longitudine WGS84 - 33N	317404°
Quota p.c. s.l.m.	15,8 m
Frequenza di risonanza massima tra 0,1 e 20,0 Hz	8,88 Hz
Condizione di amplificazione tra 0,1 e 20,0 Hz	si
Anno di misura	2014
Presenza di artefatti	no



Andamento della curva H/V



Ubicazione