



COMUNE DI VELO D'ASTICO

Provincia di Vicenza



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA

Livello 1

O.C.D.P.C. n°293 del 26.10.2015 - D.G.R. n°1664 del 21.10.2016
D.G.R. n°428 del 07/04/2016

A cura di:		Con la collaborazione di:
Dr. Geol. Matteo Collareda	Dr. Geol. Andrea Bertolin	 Dr. Geol. Claudia Tomassoli
Incarico affidato con determina n°241 R.G. del 09-12-2016		Febbraio 2017



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.....	3
2	GENERALITÀ.....	4
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	6
3.1	Inquadramento geografico.....	6
3.2	Assetto geomorfologico locale	7
3.3	Inquadramento geologico e litologico.....	9
3.4	Assetto idrogeologico locale	21
3.5	Inquadramento geologico-strutturale generale.....	23
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	26
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	26
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	30
4.3	Sismicità storica	31
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	34
4.5	Zonazione sismica nazionale	37
4.6	Pericolosità sismica di riferimento	38
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ.....	41
5.1	Introduzione	41
5.2	La natura del problema	41
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	43
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	44
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	44
6.2	Metodologia di elaborazione delle nuove indagini	44
6.2.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	44
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	47
6.2.3	Indagine sismica di tipo attivo in array (M.A.S.W.)	61
6.2.4	Indagini geo-elettrica con inversione tomografica	66
6.3	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	70
7	ELABORATI CARTOGRAFICI.....	72
7.1	Carta delle indagini	72
7.2	Carta geologico-tecnica	72
7.3	Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)	75
7.4	Carta delle frequenze	79
8	APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	81
8.1	Descrizione del metodo	81
8.1.1	Casi applicativi nel Comune di Velo d'Astico.....	88
9	METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI.....	106
10	COMMENTI FINALI E CRITICITÀ	112
12	BIBLIOGRAFIA	116
13	ALLEGATI FUORI TESTO	117

1 INTRODUZIONE

Tra i principali compiti che la Regione Veneto 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, significa quindi sviluppare una serie di norme, linee guida e/o comportamenti operativi e/o educativi finalizzati alla gestione dei rischi naturali, alla riduzione generale dei costi sociali e conseguentemente alla loro ricaduta sulla popolazione.

La Regione Veneto, 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 substrato roccioso, delle caratteristiche morfologiche del sito ed, 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 su siti in pianura, su terreni sciolti, siano stati amplificati di oltre il doppio rispetto ai siti su roccia e, inoltre, 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 ad 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 di 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 ad 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.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica e l’informatizzazione dei dati, sono state utilizzate le indicazioni previste dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.0.

La normativa di riferimento nazionale è rappresentata dall’O.C.D.P.C. n°293 del 26/10/2015 mentre i decreti regionali che recepiscono la legge e disciplinano i contributi stanziati sono la D.G.R. n° 1664 del 21/10/2016 e D.G.R. n° 428 del 07/04/2016.

A tal riguardo, anche se non previsto nel Livello 1, sono state effettuate delle **misurazioni geofisiche sul 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, oltre a quelle richieste, altre 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.

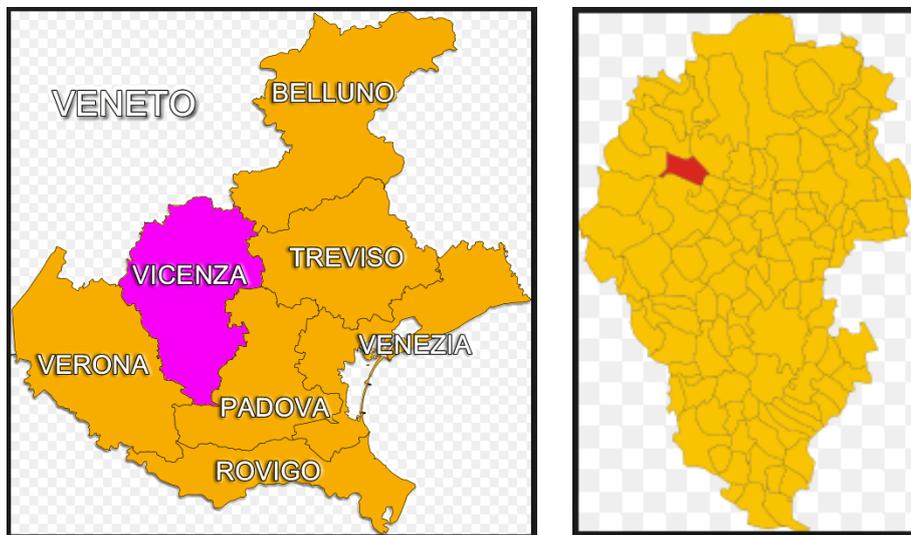
Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 possono offrire elementi conoscitivi utili per l’adeguamento o il miglioramento di opere esistenti, e per la realizzazione di quelle nuove, orientando il progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3 ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologico-stratigrafiche ed idrogeologiche del territorio comunale con particolare riferimento allo studio di MS, rimandando alla relazione illustrativa e alle tavole del piano conoscitivo geologico del P.A.T. per un maggiore approfondimento.

3.1 Inquadramento geografico

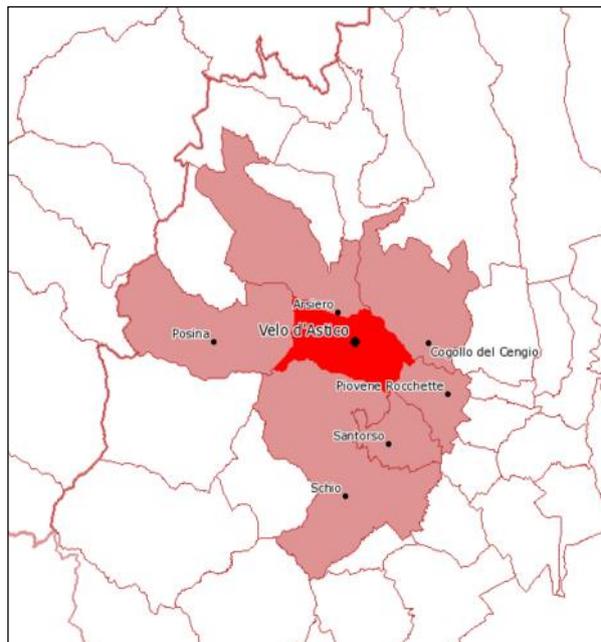
Il Comune di Velo d'Astico si trova nella parte nord-occidentale della Provincia di Vicenza, confina con i comuni di Cogollo del Cengio, Arsiero, Posina, Schio, Santorso e Piovene Rocchette e conta una popolazione di circa 2.400 abitanti.



Il territorio comunale di Velo d'Astico, che ha una estensione di 21,90 km², si trova nelle prealpi vicentine, a sud degli altipiani di Asiago-Tonezza-Fiorentini in destra idrografica dei Torrenti Posina ed Astico.

Si estende dal fondovalle dei Torrenti Posina ed Astico, che costituiscono tutto il confine settentrionale, fino ai versanti nord-orientali del Gruppo del Monte Novegno, con le cime del M. Priaforà (m. 1.650), Cima Alta (m. 1.649), del M. Giove (m. 1.594), del M. Brazome (m. 1.266), fino a raggiungere, verso est, la cima del M. Summano (m. 1296), passando per il Passo Colletto Grande ad una quota di 885 m slm.

Nella cartografia I.G.M. alla scala 1:25.000, il comune di Velo d'Astico è rappresentato nel Foglio 36 quadrante II orientamento NE - Arsiero.





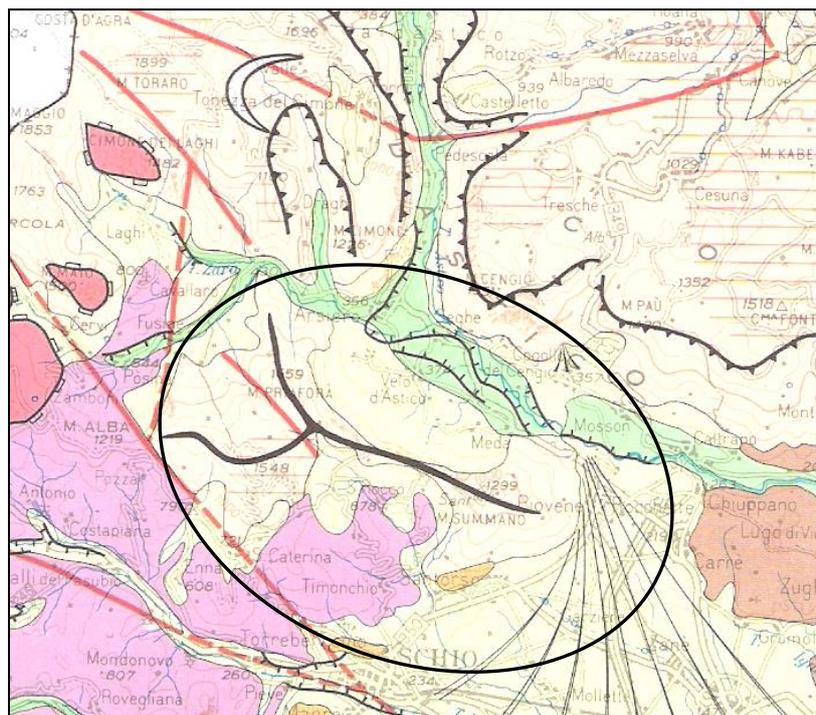
Estratto da ortofoto

3.2 Assetto geomorfologico locale

L'estratto della "Carta Geomorfologica" del Veneto riportata nella pagina seguente dà un'idea, a grande scala, dell'assetto geomorfologico locale. Quest'ultimo è caratterizzato da una dorsale montuosa arcuata che abbraccia l'intero territorio comunale da sud-ovest e dalla presenza di una estesa copertura di depositi di età quaternaria presenti sul pendio e sul fondovalle.

Dal punto di vista geomorfologico, il Comune di Velo d'Astico può essere suddiviso in due parti:

1. il versante
2. il fondovalle



Estratto non in scala della Carta Geomorfologica del Veneto

Nel dettaglio le due differenti unità morfologiche possono presentare le seguenti caratteristiche.

IL VERSANTE

È stato modellato principalmente dalla tettonica, in particolare dall'insieme di faglie appartenenti al fascio scledense, il secondo, invece, dagli effetti delle glaciazioni e del periodo post-glaciale. Nel territorio comunale troviamo testimonianze significative di morfologie relitte di natura morenica. Al postglaciale, invece, si deve, in particolare, il profilo del fondovalle. In un primo momento, ossia con l'ultimo postglaciale, l'Astico ed il Posina in fase di alta energia hanno alluvionato il fondovalle addolcendone il profilo. In seguito, con lo stabilirsi di condizioni climatiche più simili alle attuali ed affievolendosi pertanto la loro capacità deposizionale, i menzionati corsi d'acqua hanno poi invertito la tendenza e si sono verificati i processi di erosione e approfondimento degli alvei avvenuti a spese dei loro stessi depositi che si possono osservare. Il tutto condizionato anche dalle variazioni dei livelli di base, nonché, molto probabilmente anche dalle dinamiche tettoniche.

Questa unità geomorfologica può essere suddivisa in due settori: il versante superiore e quello inferiore.

Il primo si estende dalla successione di creste che costituiscono il confine comunale fino ad una quota di circa 400 m s.l.m. I lineamenti geomorfologici generali di quest'ultimo sono quelli tipici delle Prealpi Vicentine: la cresta della dorsale è costituita da una articolata successione di pareti rocciose, con altezza di alcune decine di metri, incise da una successione di ripidi canali con probabile origine tettonica. Alla base delle pareti si estende una spessa ed estesa falda detritica che si spinge fino a circa 400 m di quota.

Scendendo ad una scala di maggior dettaglio, si possono tuttavia notare delle differenze significative. Nella parte più orientale, il versante ha il tipico profilo concavo. Procedendo verso ovest fino al Passo Colletto Grande, il pendio alla base delle pareti rocciose è interrotto da un pianoro. In corrispondenza della zona del Colletto di Velo il pendio si addolcisce in modo significativo: la cresta ha un minor risalto morfologico ed il versante può essere paragonato ad un piano inclinato immergente verso nord-est con una inclinazione piuttosto costante.

Si possono inoltre riconoscere una successione di terrazzamenti, talora in contropendenza, alternati a ripide scarpate: si tratta dei tipici lineamenti geomorfologici che contraddistinguono le frane di scorrimento rotazionale e/o traslativo. Dove il profilo del versante diventa convesso a valle a quote di circa 600 m sono evidenti movimenti franosi caratterizzati anche dai tipici rigonfiamenti trasversali. L'unghia del movimento franoso si spinge fino a quota 400 m circa, dove è ben delimitata quasi ovunque da un evidente gradino morfologico che prograda sul versante sottostante.

Nel tratto della dorsale rocciosa posto ad ovest del Colletto di Velo, infine, riprende vigore la parete rocciosa in cresta, caratterizzata dalla presenza di una successione di ripidi canali incisi sulla roccia alla base dei quali si nota la presenza di piccole conoidi detritiche. Alla base delle pareti si ripropone un pendio con un profilo convesso fino a raggiungere il Soglio Prasalbo, uno sperone roccioso che emerge in modo importante dal pendio. Segue, procedendo verso valle, un versante piuttosto regolare, ma interrotto da una serie di terrazzamenti con anche aree in contropendenza, la più evidente delle quali è quella presente a nord-est di località Masaretto. Procedendo ulteriormente verso valle è presente una ripida scarpata che raggiunge quota 400 m ai piedi della quale si estendono le contrade Nogarola e Meneghetti

Nella parte più occidentale dell'arco montuoso, che coincide con i versanti nord-orientali del M. Priaforà, infine, il pendio diventa più acclive e caratterizzato, dapprima da un esteso corpo di frana in massa che raggiunge il fondovalle, quindi, procedendo verso nord-ovest, dalla frana del Brustolè, un dissesto complesso costituito da uno scorrimento traslativo in blocco e crollo nella parte sommitale, roto-traslazionale di detrito roccioso nella porzione medio bassa.

Il versante inferiore corrisponde alla fascia centrale del territorio comunale, la più densamente antropizzata. Nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. è ben delimitata la sua estensione e corrisponde, a grandi linee, con la parte cartografata come *materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limoso-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose*. Dal punto di vista morfologico questo tratto del pendio è in gran parte caratterizzato da pendenze modeste o, comunque, inferiori al 60%÷70%.

Sono presenti anche una successione di rilievi in contropendenza rispetto all’andamento generale del versante e sono dovuti in gran parte ad emergenze del substrato roccioso (e.g.: il rilievo del Castello di Velo, e quello presente ad ovest di Villa Velo). Si tratta, molto probabilmente di fenomeni di inversione del rilievo, essendo quest’ultimi dei camini vulcanici.

Al Curegno, presente nella parte sud-orientale dell’area, viene, invece, attribuita un’origine glaciale per la presenza di depositi morenici. La sua ossatura, tuttavia, potrebbe essere costituita ancora dalle porfiriti, oppure dalla dolomia, come il vicino rilievo su cui sorge il Castello di Meda.

IL FONDOVALLE

Anche questa unità geomorfologica può essere suddivisa in due settori: il fondovalle attuale e quello fluvio-glaciale.

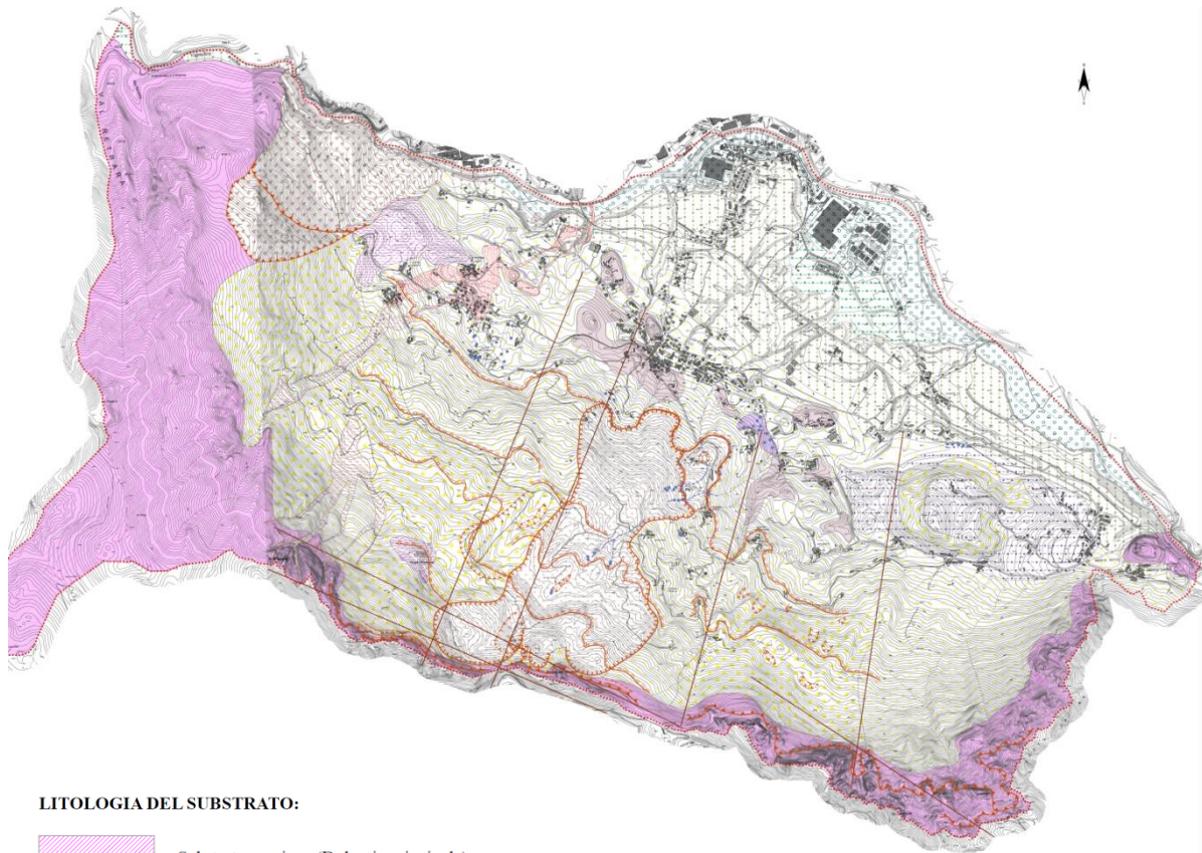
Il fondovalle attuale è costituito dalla pianura compresa fra l’alveo dei Torrenti Posina e Astico ed il piede del terrazzo fluvio-glaciale. Osservando la “Carta Geolitologica” del P.A.T. la pianura attuale corrisponde con la fascia occupata dalle alluvioni attuali e recenti e con quella occupata dai materiali alluvionali fluvio-glaciali limoso-argillosi. Si tratta di una fascia sub-pianeggiante con una larghezza mediamente pari a circa un centinaio di metri. Solamente fra le località Campagnola e S. Giorgio, quest’ultima raggiunge i 700 m di estensione. Il fondovalle attuale si chiude ad ovest in prossimità di località Campigoli, ad est, invece, in prossimità della frazione di Meda, in corrispondenza del punto in cui inizia la forra del Torrente Astico.

Il fondovalle fluvio-glaciale nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. corrisponde alla fascia occupata dai depositi fluvio-glaciali. Si estende a sud-ovest del fondovalle attuale e costituisce una fascia pianeggiante, più estesa di quella appena descritta. Si spinge verso monte in direzione sud-ovest fino quasi a lambire il nucleo storico dell’abitato di Velo. Ad ovest raggiunge località Campigoli, ad est la frazione di Meda.

3.3 Inquadramento geologico e litologico

Le conoscenze litologico-stratigrafiche del territorio di Velo d’Astico derivano dalla bibliografia geologica esistente, dalla cartografia redatta nell’ambito del vigente P.A.T., dai rilevamenti geologici eseguiti per la redazione dello studio delle Zone di Attenzione del P.A.I. e dalle indagini sismiche appositamente effettuate per il presente studio.

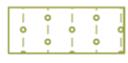
Come indicato nella colonna stratigrafica nelle pagine seguenti e dalla lettura della “Carta Geolitologica” dello Studio delle Zone di Attenzione del P.A.I. riportata a seguire, è possibile accertare che nel territorio comunale sono presenti solo formazioni che rappresentano un arco di tempo che va dal Ladinico (Triassico) al Lias-Dogger (Giurassico inferiore e medio): si tratta in particolare delle Vulcaniti Ladiniche, della Dolomia Principale e, infine, dei Calcari Grigi di Noriglio.



LITOLOGIA DEL SUBSTRATO:

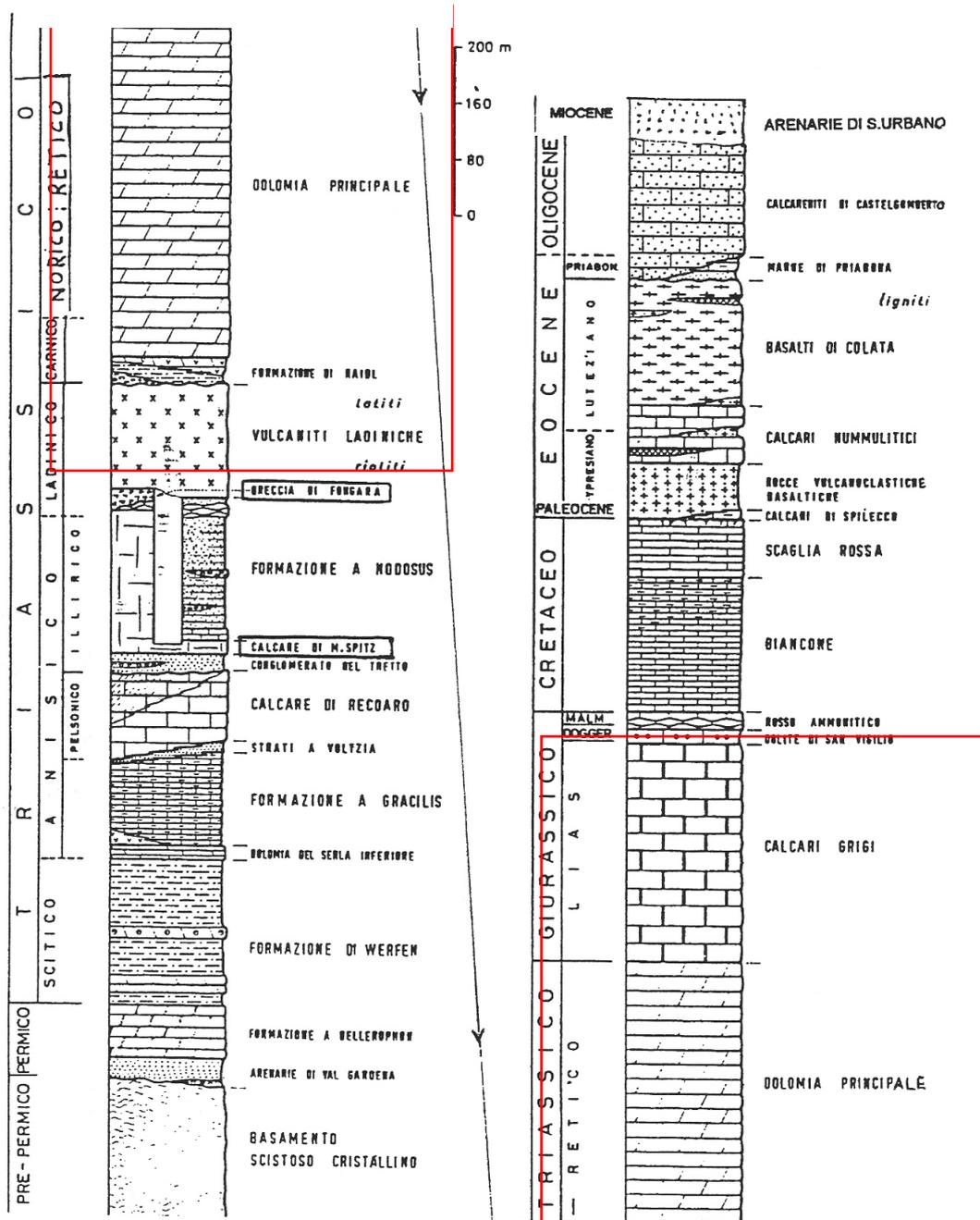
-  Substrato roccioso (Dolomia principale)
-  Substrato roccioso (Porfiriti Triassiche)

MATERIALI DELLA COPERTURA DETRITICA COLLUVIALE ED ELUVIALE:

- | | | | |
|---|--|---|--|
|  | Depositi fluvio-glaciali grossolani |  | Materiali della copertura detritica colluviale |
|  | Alluvioni attuali e recenti |  | Coltri detritiche |
|  | Depositi fluvio-glaciali fini |  | Colata deposito grossolano |
|  | Materiale di accumulo fluvio-glaciale o morenico |  | Colata torbida |
| | |  | Corpo di frana di massa |
| | |  | Depositi di frana |

Carta Geolitologica dello Studio delle Zone di Attenzione del P.A.I.

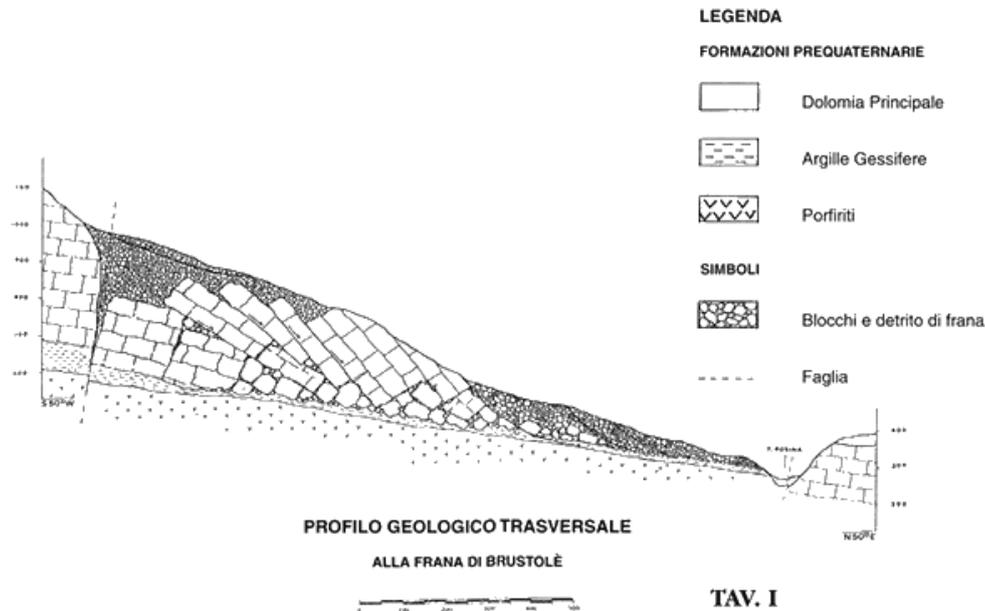
SUCCESSIONE STRATIGRAFICA SCHEMATICA DEL VICENTINO



L'area evidenziata in rosso indica la finestra temporale e le formazioni presenti nel territorio comunale.

L'assetto stratigrafico del territorio comunale è in sostanza quello proposto per la vicina frana del Brustolè ed illustrato nel documento redatto dalla Comunità Montana Alto Astico e Posina basato su studi compiuti a cavallo dei primi anni 2000 dal Prof. G.C. Carloni dell'Università di Bologna. La differenza tra la sezione di seguito allegata e di gran parte del resto del territorio comunale è che l'unghia delle frane che contraddistinguono il versante superiore non è confinata dal Torrente Posina, ma si arrestano poco prima della successione di rilievi costituiti dalle stesse vulcaniti triassiche che contraddistinguono il versante inferiore.

Solo per la parte centrale dell'area compresa fra il Sojo di Brospile ed il Passo Colletto Piccolo, ossia quella caratterizzata dalla presenza della frana attiva, il profilo sotto riportato è impreciso. Nel caso in esame la dolomia a franapoggio presente a valle della faglia che delimita la dorsale rocciosa manca quasi completamente ed è sostituita dal detrito di frana, il quale risulta essere in contatto diretto con le vulcaniti triassiche.



Profilo geologico trasversale alla frana del Brustolè.

Segue la descrizione delle formazioni presenti.

VULCANITI LADINICHE

Le vulcaniti Ladiniche che affiorano nel territorio comunale appartengono al complesso delle porfiriti triassiche. Si tratta di lave dacitiche e latitiche, nonché di materiali piroclastici di composizione prevalentemente riolitica, ma anche da corpi subvulcanici di composizione prevalentemente andesitica ed andesitico-basaltica. Le caratteristiche geomeccaniche di questi litotipi sono piuttosto variabili, dipendendo dalla composizione mineralogica, dal tipo di prodotto vulcanico ed, infine, anche dal loro stato di alterazione. I rilievi di campagna hanno permesso di accertare che le vulcaniti presenti nell'area oggetto di studio sono in gran parte alterate, argillificate e spesso occultate da una spessa coltre colluviale. Dal punto di vista geomeccanico si possono definire come rocce pseudo-coerenti, sensibili all'alterazione, piuttosto erodibili. Molto meno rappresentata è la *facies* lapidea. Anche quest'ultima, tuttavia, a causa dello stato di fratturazione dovuto alla presenza di numerosi disturbi tettonici, genera ammassi rocciosi piuttosto scadenti, che, tuttavia, riescono ancora a generare un discreto risalto morfologico.

Le vulcaniti affiorano nella zona compresa fra il Passo di Colletto Piccolo ed il Sojo del Brospile sulla scarpata principale della successione di frane presenti ed anche sulle dorsali che le dividono. Inoltre le vulcaniti sono subaffioranti anche a nord del Passo Colletto Grande, a quote inferiori ai 700 m circa dove, tuttavia, sono in gran parte occultate da coltri colluvio-eluviali.

Affiorano anche nella fascia centrale del territorio comunale dove, come già anticipato nel precedente capitolo, formano dei rilievi dolci ed arrotondati in contropendenza, allineati secondo la direzione NW-SE.

Affioramenti si trovano anche in prossimità del fondovalle sulle sponde del Torrente Posina dove formano delle pareti che raggiungono un significativo risalto morfologico.

Nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. questi litotipi sono stati cartografati come *rocce superficialmente alterate con substrato compatto*.

Nel territorio comunale sono presenti anche le argille gessifere ascrivibili alla Formazione di Raibl rilevate da alcuni autori (Colombo Dal Prà -1989) al tetto delle vulcaniti triassiche nella frana del Brustolè. Tenuto conto, tuttavia, della modesta estensione degli affioramenti (che peraltro non sono stati più riscontrati), quest'ultime sono state accorpate alle vulcaniti triassiche.



Affioramento delle vulcaniti triassiche - facies pseudo-coerente - lungo la strada della Dermogina.



Affioramento delle vulcaniti triassiche - facies lapidea - sulla scarpata principale di una delle frane presenti a valle di Passo Colletto Piccolo.

LA DOLOMIA PRINCIPALE

La Dolomia Principale è una formazione sedimentaria, marina, di età triassica, costituita da calcari e da dolomie. Dal punto di vista geomeccanico la formazione genera ammassi rocciosi lapidei, massicci o con stratificazione maldistinta e, quindi, competenti.

Questa formazione, che costituisce l'ossatura del massiccio del M. Novegno, il M. Summano e tutta la cresta rocciosa che li collega, affiora a quote superiori agli 850 m circa; la giacitura degli strati è pressochè orizzontale. A quote inferiori, fino al fondovalle, invece, il substrato roccioso è costituito dalle Vulcaniti Triassiche.

Affioramenti di Dolomia Principale si possono osservare anche a quote più basse, nel Sojo Prasalbo. In questo caso, tuttavia, si tratta di affioramenti che appartengono alla paleofrana che ha interessato la Dolomia Principale e che sono in sostanziale continuità con gli analoghi affioramenti che caratterizzano la zona apicale della vicina frana del Brustolè, posta poco a nord-ovest dell'area in esame e con i quali condividono la giacitura orientata a franapoggio.



Sojo Prasalbo - affioramenti di Dolomia Principale

Anche in località Lago sono presenti affioramenti di Dolomia, i quali, tuttavia, appartengono ad un esteso corpo di frana in massa.

Nel territorio comunale, i calcari Grigi di Noriglio che sono costituiti da calcari stratificati in banchi con spessore compreso fra mezzo metro ed un metro, compatti, di colore bianco-avorio o leggermente rosei, con rari brachiopodi e gasteropodi, sono presenti solo sulla cima del M. Priaforà.

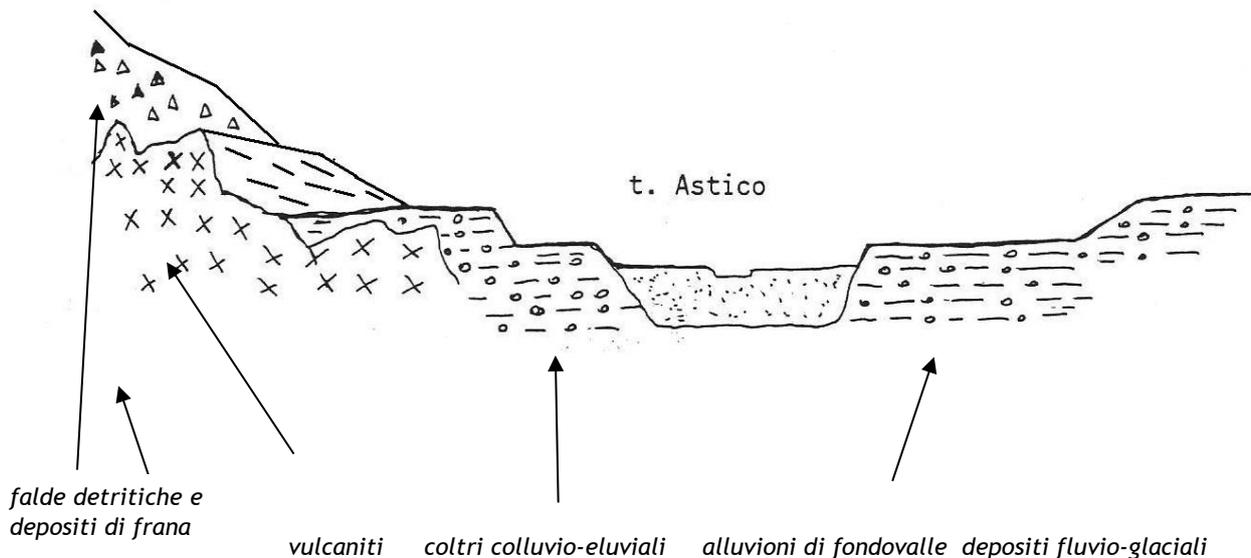
Nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. queste due formazioni sono state accorpate e sono state cartografate come rocce compatte massicce o a stratificazione indistinta.

I TERRENI DELLA COPERTURA

I depositi quaternari che ricoprono i substrati rocciosi precedentemente descritti e che si estendono sulla gran parte del territorio comunale possono essere suddivisi nel seguente modo procedendo da monte verso valle:

- detrito di falda - *materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente;*
- depositi di frana - *materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente con spessore maggiore di 3 m;*
- coltri colluvio-eluviali frammisti a depositi morenici - *materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limoso-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose;*
- depositi morenici - *materiali di accumulo fluvioglaciale o morenico grossolani stabilizzati in matrice fine sabbiosa;*
- depositi fluvio-glaciali - *materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvio-glaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa;*
- alluvioni fini di fondovalle - *materiali alluvionali fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente limoso-argillosa.*
- alluvioni di fondovalle attuali e recenti - *materiali sciolti di alveo fluviale recente stabilizzati dalla vegetazione e litorali.*

I rapporti stratigrafici fra i sedimenti quaternari sono esemplificati nello schema sottostante.



Detrito di falda

Questi terreni sono stati definiti nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. come *materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente*. Si tratta di depositi di natura granulare grossolana costituiti da blocchi, ciottoli, ghiaie. Si tratta dei prodotti di disgregazione progressiva e continua delle pareti rocciose scolpite nella dolomia. Questi materiali formano una fascia continua con pendenze elevate ai piedi dei fronti su tutta l'area in esame e formano anche delle piccole conoidi, laddove sono presenti dei canali.

Ascritti a questo raggruppamento sono anche i depositi di trasporto in massa. Anche quest'ultimi sono di natura granulare grossolana, ma sono in genere dei depositi di tipo caotico di detrito di varie dimensioni e poco classati dal punto di vista granulometrico.



Depositi di trasporto in massa sui versanti del M. Brazome - colata del 21/07/14

Questi depositi sono generati da fenomeni di colata di detrito (*debris-flow*) che sono una particolare tipologia di fenomeno franoso costituita da flussi di acqua e materiale solido (materiale detritico a grana grossolana - ghiaia sabbiosa con ciottoli e blocchi, debolmente limosa) con una concentrazione dei sedimenti compresa tra il 25 ed il 70% in volume. I materiali coinvolti, in questo caso, sono coltri detritiche derivanti dall'alterazione del versante, spesso associato a materiale organico vegetale coinvolto nel dissesto. Nella maggior parte dei casi, come quello in esame, si tratta di colamenti incanalati lungo incisioni vallive preesistenti. Dissesti di questo tipo sono solitamente scatenati da

eventi piovosi molto intensi. Il volume e la composizione della miscela sono i principali fattori che concorrono a determinare la pericolosità associata a tali fenomeni, dal momento che da questi dipende il grado di mobilità e l'energia di impatto della colata. Colate detritiche costituite da elevate percentuali di materiali grossolani, infatti, tendono ad arrestarsi nelle zone di monte dei conoidi, formando depositi caratterizzati da impilamento di materiale grossolano con una matrice più fine interstiziale e prevalenza di detriti di grosse dimensioni ai margini laterali e sulla superficie del deposito. Al contrario, colate caratterizzate da basse percentuali di materiali grossolani tendono a raggiungere più facilmente la parte terminale del conoide ed a dare luogo a depositi di forma appiattita, molto estesi arealmente.

Nel territorio comunale depositi di questo tipo sono stati riconosciuti nella parte occidentale, sui versanti settentrionali del M. Brazome. I depositi osservati sono recenti ed attribuibili all'evento alluvionale verificatosi in data 21/07/2014, giorno in cui si è verificata la colata rapida che ha investito le località Maso, Lenzetti, Lago e S. Ubaldo poste a nord-ovest dell'area in esame.

Depositi di frana

I depositi di frana, sono stati cartografati nella Carta Geolitologica" del P.A.T. come *materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente con spessore maggiore di 3 m*, sono costituiti in prevalenza da trovanti di dimensioni ciclopiche, ma anche da blocchi e ciottoli. Tutti i clasti sono di composizione calcareo-dolomitica, a spigoli vivi.



Depositi di frana sui versanti alla base di M. Rozzo Covole

Alla base della coltre detritica grossolana è presente anche una matrice fine limoso-sabbiosa sempre derivante dall'alterazione e disgregazione del substrato roccioso dolomitico.



Vista della frazione fine che compone i depositi di frana osservata in un affioramento a valle di località Prà dei Lamari.

Il processo che ha generato questi depositi, sicuramente originatosi in più fasi, si ritiene sia dovuto all'erosione differenziale esercitata dai ghiacciai sulle sottostanti vulcaniti rispetto alla dolomia. La progressiva rimozione delle vulcaniti operata dal ghiacciaio deve aver determinato la formazione di fronti parietali in dolomia a sbalzo che, in relazione all'intensa fratturazione determinata dalla presenza di disturbi tettonici con diverse orientazioni, ha dato origine a crolli di materiale con granulometrie molto grossolana. Per certi versi, in particolare nella zona del Sojo Prasalbo, il fenomeno può essere paragonato ad una sorta di *glacis*: si tratta dello scivolamento di lembi di calcari sulla monoclinale costituita dalle vulcaniti.



Sojo Prasalbo - panoramica da est

Il deposito di frana attualmente sembra essere alimentato solo nell'area compresa fra il Sojo del Brospile ed il Monte Rozzo Covole. Nella vicina Frana del Brustolè sono ancora attivi in parte i fenomeni che lo hanno in parte generato.

Lo spessore di tale coltre si ritiene possa essere pari ad alcune decine di metri. Nel sondaggio esplorativo svolto a monte di località Prà dei Lamari si è potuto accertare una potenza di quasi 30 m.

Nella "Carta Geolitologica" del P.A.T. sono presenti alla base della dorsale rocciosa ed occupano il versante superiore.

Coperture colluvio-eluviali

Questi terreni sono stati definiti nella "Carta Geolitologica" del P.A.T. come *materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limoso-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose*.

Si tratta di terreni coesivi costituiti principalmente da argille, limi, subordinatamente sabbie. Possono avere una colorazione grigiastrea e/o rossastra. Spesso sono perlopiù caratterizzati dalla presenza di ciottoli e blocchi di natura riolitico-andesitica. Si tratta della colluvio-eluviale, ossia dei prodotti di alterazione delle vulcaniti triassiche. Questi depositi sono presenti nel versante inferiore dove possono costituire una spessa coltre. Nella fascia più a monte ed in quella più a valle questi depositi si interdigitano rispettivamente con il detrito di frana e con i depositi fluvio-glaciali. In queste zone di transizione le coltri colluvio-eluviali possono contenere anche una frazione fine limoso-sabbiosa di natura calcarea, oltre che ciottoli e blocchi sempre della medesima natura.



Coltre colluvio-eluviale a ridosso del centro dell'abitato di Velo d'Astico

Depositi morenici

Questi terreni sono stati definiti nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. come *materiali di accumulo fluvio-glaciale o morenico grossolani stabilizzati in matrice fine sabbiosa*.

Si tratta di terreni in prevalenza granulari grossolani costituiti da ghiaie, blocchi, ciottoli e trovanti, nella quale prevale la componente di natura carbonatica (calcari e dolomie), caratteristica è l'abbondante matrice prevalentemente limosa subordinatamente sabbiosa.



Depositi morenici ai piedi del versante settentrionale del Curegno

Questi depositi formano dei cordoni morenici a sud della frazione di Lago e sono presenti nella zona del Curegno, un'altura presente ad ovest della frazione di Meda che si ritiene faccia parte integrante dell'apparato morenico del ghiacciaio dell'Astico.

Depositi fluvio-glaciali ed alluvionali terrazzati

Questi terreni sono stati definiti nella “Carta Geolitologica” del P.A.T. come *materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvio-glaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa*.

I depositi fluvio-glaciali ed alluvionali terrazzati sono costituiti da depositi addensati, in prevalenza granulari grossolani, ossia ghiaie sabbiose e sabbie in abbondante matrice limoso-sabbiosa, localmente cementate, caratterizzate dalla presenza di abbondanti ciottoli e blocchi nella matrice ghiaiosa. Analisi granulometriche tratte da fonti bibliografiche riportano la seguente distribuzione: ghiaie e ciottoli in percentuale variabili fra il 40% ed il 70%, sabbie fra il 20% ed il 30%, limo fra il 10% ed il 20%.



Depositi fluvio-glaciali in un cantiere a valle dell'abitato di Velo in località La Fabbrica

Questi depositi verso monte si interdigitano con le coltri colluvio-eluviali precedentemente descritte e raggiungono quasi l'abitato di Velo, verso valle terminano in corrispondenza dell'orlo di terrazzo che suddividono il fondovalle fluvio-glaciale da quello recente, dove vengono occultati dalle alluvioni recenti ed attuali.

Alluvioni fini di fondovalle

Questi terreni sono stati definiti nella "Carta Geolitologica" del P.A.T. come *materiali alluvionali fluvio-glaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente limoso-argillosa*.

Si tratta di terreni coesivi costituiti principalmente da limi, limi argillosi, limi sabbiosi con lenti sabbiose. Sono depositi in genere poco permeabili prevalendo nettamente la frazione fine. Nel territorio comunale sono stati riscontrati sul fondovalle, a sud della zona produttiva di Seghe di Velo.

19



Alluvioni fini di fondovalle osservate in uno scavo svolto a sud della zona produttiva di Seghe di Velo

Alluvioni grossolane di fondovalle recenti ed attuali

I materiali sciolti di deposito recente ed attuale dell'alveo mobile e delle zone di esondazione recente sono costituiti da depositi da sciolti a poco addensati in prevalenza granulari grossolani: si tratta di ghiaie, ciottoli e blocchi con scarsa matrice sabbiosa. Analisi granulometriche tratte da fonti bibliografiche riportano la seguente distribuzione: ghiaie e ciottoli in percentuale variabili fra il 40%

ed il 60%, sabbie per circa il 40%, limo fra il 10% ed il 20%. Prevale la componente di natura carbonatica (calcari e dolomie), sono presenti anche elementi di natura basaltica, porfidi, graniti o gneiss.

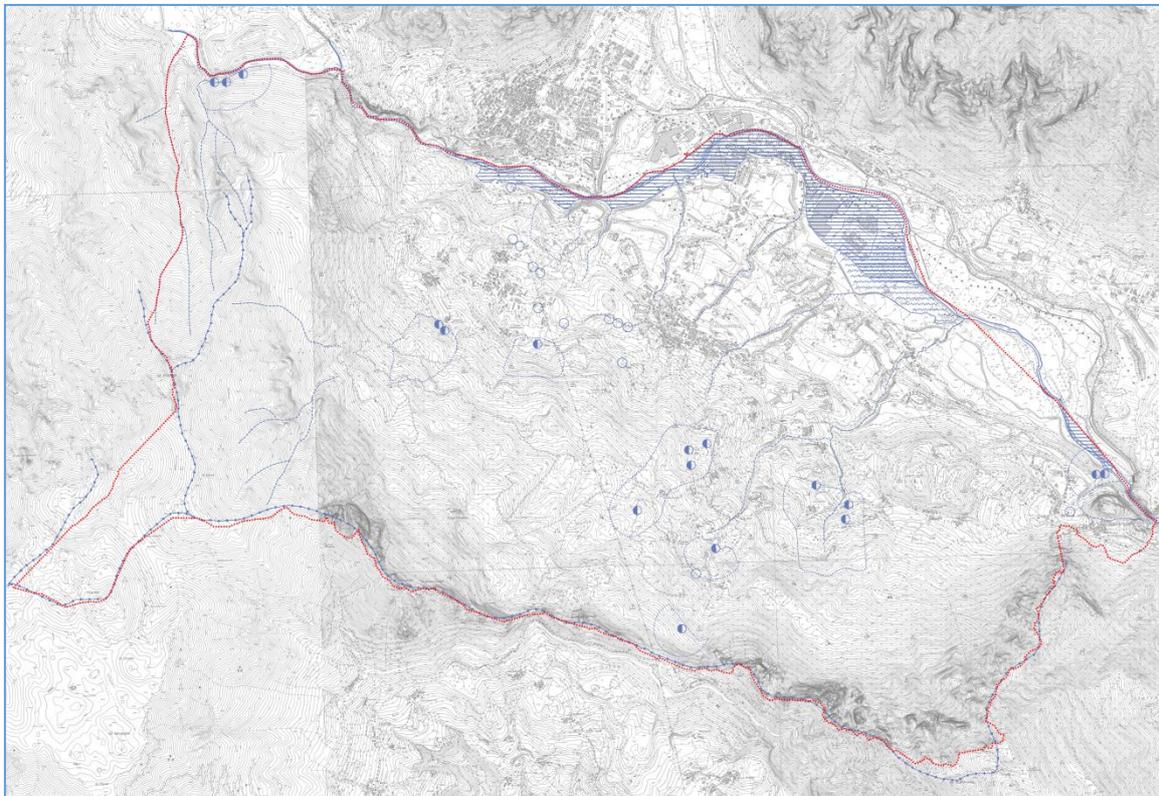
Nel complesso trattasi di depositi molto permeabili per porosità e con buoni parametri geotecnici. Questi terreni si trovano sull'attuale fondovalle dei Torrenti Posina ed Astico.



Alluvioni grossolane di fondovalle osservate in uno scavo svolto nella zona produttiva di Seghe di Velo

3.4 Assetto idrogeologico locale

Nell'immagine seguente è riportato uno stralcio della "Carta Idrogeologica" (con legenda) realizzata per il P.A.T.



Idrologia di superficie

	Bacino lacustre
	Limite di bacino idrografico e spartiacque locali
	Corso d'acqua permanente
	Canale artificiale
	Sorgente
	Opera di captazione di sorgente

Aoche sotterranee

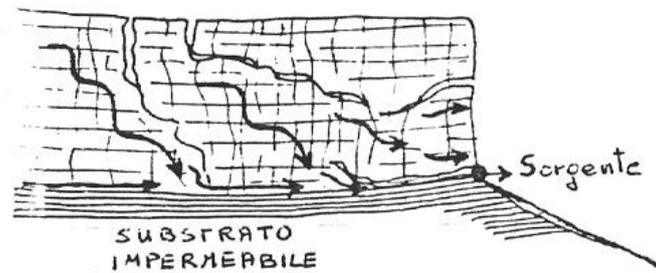
	Limite di rispetto delle opere di presa		Linea isofreatica o sua quota assoluta
	Botte o sifone		Pozzo freatico
	Area a deflusso difficoltoso		Pozzo freatico utilizzato come acquedotto pubblico
	Area soggetta a inondazioni periodiche		Pozzo con falda saliente
	Area soggetta a inondazione a seguito dell'evento del 01/11/2010		

La circolazione dell'acqua sotterranea, aspetto fondamentale nella valutazione di fenomeni sismo indotti, è differente a seconda della zona del territorio in cui essa si colloca ed è chiaramente dettata sia dall'assetto stratigrafico, sia, in questo caso, anche dalla successione dei depositi quaternari.

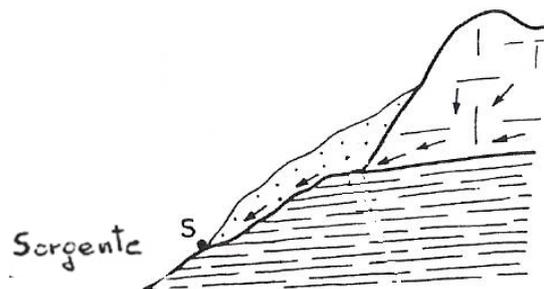
La circolazione idrica sotterranea dei rilievi montuosi che costituiscono la dorsale rocciosa avviene prevalentemente in senso verticale. I rilievi sono esclusivamente costituiti da litotipi calcareo-dolomitici caratterizzati da una permeabilità da media ad elevata per fratturazione, fessurazione e carsismo (si precisa che quest'ultima fenomenologia interessa in modo significativo in prevalenza il Massiccio del M. Novegno). La maggior parte delle precipitazioni alimenta solo in minima parte il ruscellamento superficiale, tanto che i compluvi esistenti sono di norma asciutti. La percentuale maggiore delle precipitazioni si infila nelle formazioni rocciose calcareo-dolomitiche interessate da numerosi disturbi tettonici, i quali, oltre a favorire l'infiltrazione e la percolazione delle acque in profondità, condizionano le direzioni di deflusso delle acque sotterranee. Quest'ultime si dirigono

verso il livello di base costituito dalle Vulcaniti Ladiniche poste alla base delle dolomie nella sequenza stratigrafica locale.

Trattandosi in prevalenza di ammassi rocciosi pseudocoerenti argillificati caratterizzati da una permeabilità bassa, le vulcaniti, dal punto di vista idrogeologico, costituiscono pertanto delle barriere impermeabili, come indicato nello schema esemplificativo sottostante.



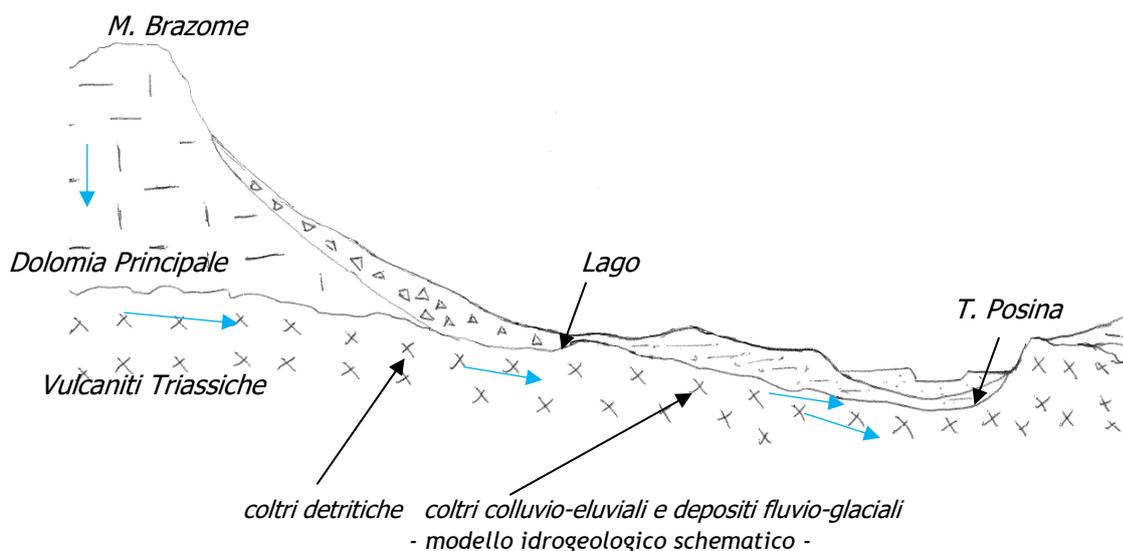
In realtà, i depositi quaternari e la coltre detritica grossolana a monte e le coltri colluvio-eluviali a valle, mascherano le sorgenti geologiche, trasladando verso valle l'affioramento delle acque sotterranee nel punto in cui un insieme di fattori geologici e geomorfologici (e.g. la morfologia del substrato roccioso, la rastremazione della copertura detritica, ecc.) lo consentono come indicato nello schema esemplificativo di seguito allegato.



Questo è il motivo per cui le numerose sorgenti presenti nel territorio comunale sono in gran parte distribuite a ridosso della fascia in cui termina la coltre detritica più grossolana, ma possono essere presenti anche a quote più basse.

In sintesi il modello idrogeologico dell'area in esame è caratterizzato dalla presenza di un massiccio carsico che poggia sulle vulcaniti triassiche, le quali costituiscono il limite di permeabilità del sistema. Una potente, complessa ed estesa coltre di depositi quaternari, in prevalenza di tipo permeabile, ammantano l'area ed impediscono la venuta a giorno di gran parte delle acque sotterranee. Quest'ultime, tuttavia, non possono spingersi ad elevata profondità a causa della presenza delle vulcaniti ladiniche che sono presenti a debole profondità anche sul fondovalle (si veda lo schema esemplificativo di seguito riportato).

Per quanto riguarda, invece, le sorgenti ubicate in prossimità della Strenta (a ridosso dei confini nord-occidentali del territorio comunale) il limite di permeabilità è costituito da orizzonti poco permeabili all'interno della Dolomia.



Le falde di subalveo dei Torrenti Posina ed Astico non hanno in genere spessori ed importanza considerevole, dato che il materasso ghiaioso attuale ha spessori modesti (massimo una decina di metri) e poggiano direttamente sulle porfiriti. Solo occasionalmente lo spessore è maggiore, come nel caso del pozzo della ditta Forgital, dove la perforazione, spinta a più di 30 m di profondità, ha fatto registrare la presenza di una successione di depositi di diversa natura, in prevalenza comunque granulari grossolani. Il livello statico della falda di subalveo si trova ad una quota di 5 m circa da piano campagna e subisce oscillazioni stagionali di qualche metro, a seconda della portata del corso d'acqua. Le vulcaniti, assieme a depositi ed a morfologie post glaciali determinano anche situazioni idrogeologiche che si possono considerare anomale. In primis l'area posta ad est dell'attuale zona industriale di Seghe di Velo, nella quale è presente una falda stabile il cui livello statico si trova a circa -2.0 m da p.c. locale. Anche l'area a monte di quest'ultima è stata cartografata a deflusso difficoltoso a causa della presenza dei depositi fini di natura limoso-argillosa spesso saturati da falde effimere e/o da reti acquifere sotterranee.

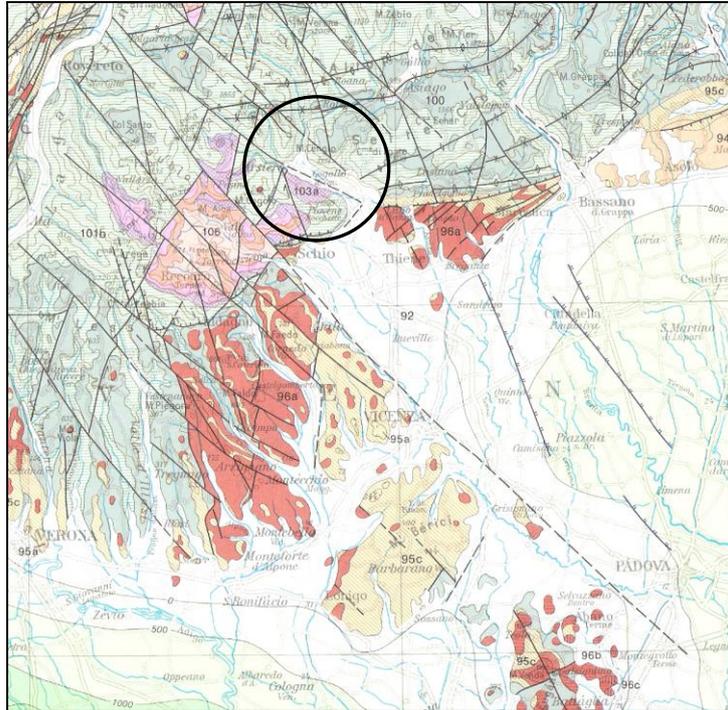
3.5 Inquadramento geologico-strutturale generale

Dal punto di vista tettonico il territorio comunale rientra nella così detta "Zona degli Altopiani" (Cantelli e Castellarin, 1994) e, in particolare, nel "Corridoio Scledense", ossia nella fascia compresa tra la Linea di Castelvero e la Linea della Val d'Astico. Il settore è dominato da una grande famiglia di faglie NO-SE, subverticali ed a carattere prevalentemente trascorrente. Esistono anche numerose faglie con orientazione N-S, sempre a carattere trascorrente, di strutturazione antecedente (Cantelli e Castellarin, 1994).

Secondo quanto asserito ancora dagli autori sopra citati il "Corridoio Scledense" corrisponde ad una fascia di svincolo cinematico orientata NO-SE che trasferisce verso i settori mobili circostanti le deformazioni non assorbite entro le zone degli altipiani. Tale comparto, in cui la Linea Schio-Vicenza è la struttura tettonica principale, rappresenta, quindi, un sistema attivo dal Messiniano al Plio-Pleistocene, ed ha separato le Alpi Meridionali Orientali in accrescimento da quelle Centro-Occidentali, ove la strutturazione si è arrestata con la fine del Miocene medio e con il Tortoniano.

I rilievi di superficie svolti per la stesura dello studio delle Zone di Attenzione e della presente relazione confermano l'assetto tettonico sopra descritto e si sottolinea il fatto che si ritiene siano presenti delle faglie coniugate alla direzione del fascio scledense, ossia con direzione NE-SO. Strutture morfologiche con la direzione indicata sono numerose nell'area in esame: ne sono un esempio

l'orientamento della dorsale Costa la Rancina sulle pendici settentrionali del M. Summano, oppure i canaloni che incidono il versante settentrionale del M. Brazzome, ancora i fianchi della frana del Brustolè.



La faglia più significativa che attraversa il territorio comunale appartenente al fascio Scledense è la faglia di Arsiero. Quest'ultima genera la Gola degli Stancari, attraversa parte della frana del Brustolè, a quote basse in direzione di località Lago, provoca in questo tratto un sollevamento del blocco orientale. A quest'ultima si possono attribuire i disturbi tettonici che interessano la dolomia principale nei pressi della Frazione di Meda (si veda la foto sotto riportata).



Particolare del fronte della cava "Roncina", in prossimità dell'abitato di Meda.

Sempre nella zona nord-occidentale del territorio comunale, è stata rilevata la presenza anche della Faglia del Passo del Zovo: si tratta di una faglia con direzione N-S che dalla Gola degli Stancari attraversa la frana del Brustolè e, nel tratto in esame, determina un rilevante sollevamento del blocco orientale.

In merito alla giacitura delle banche calcaree e dolomitiche che costituiscono l'anfiteatro dolomitico della parte meridionale del territorio comunale è stato accertato che la stratificazione è pressoché orizzontale.

L'unica situazione che si discosta da quella appena citata è la presenza di una estesa zolla di dolomia a giacitura anomala che occupa una lunga fascia di versante tra la frana del Brustolè e le bancate dolomitiche che formano le parti sommitali dell'acrocorno del M. Priaforà.

La posizione anomala di questo potente pacchetto di strati, caratterizzato fra l'altro da fatturazioni e sconessioni molto intense, risulta evidente dalla giacitura a forte inclinazione degli strati ($45\div 70^\circ$), rispetto alle vicine bancate dolomitiche in posizione normale pressoché orizzontali. La giacitura di questa zolla rocciosa sconnessa è a franapoggio rispetto il versante: le bancate pendono fortemente verso la sottostante frana del Brustolè.

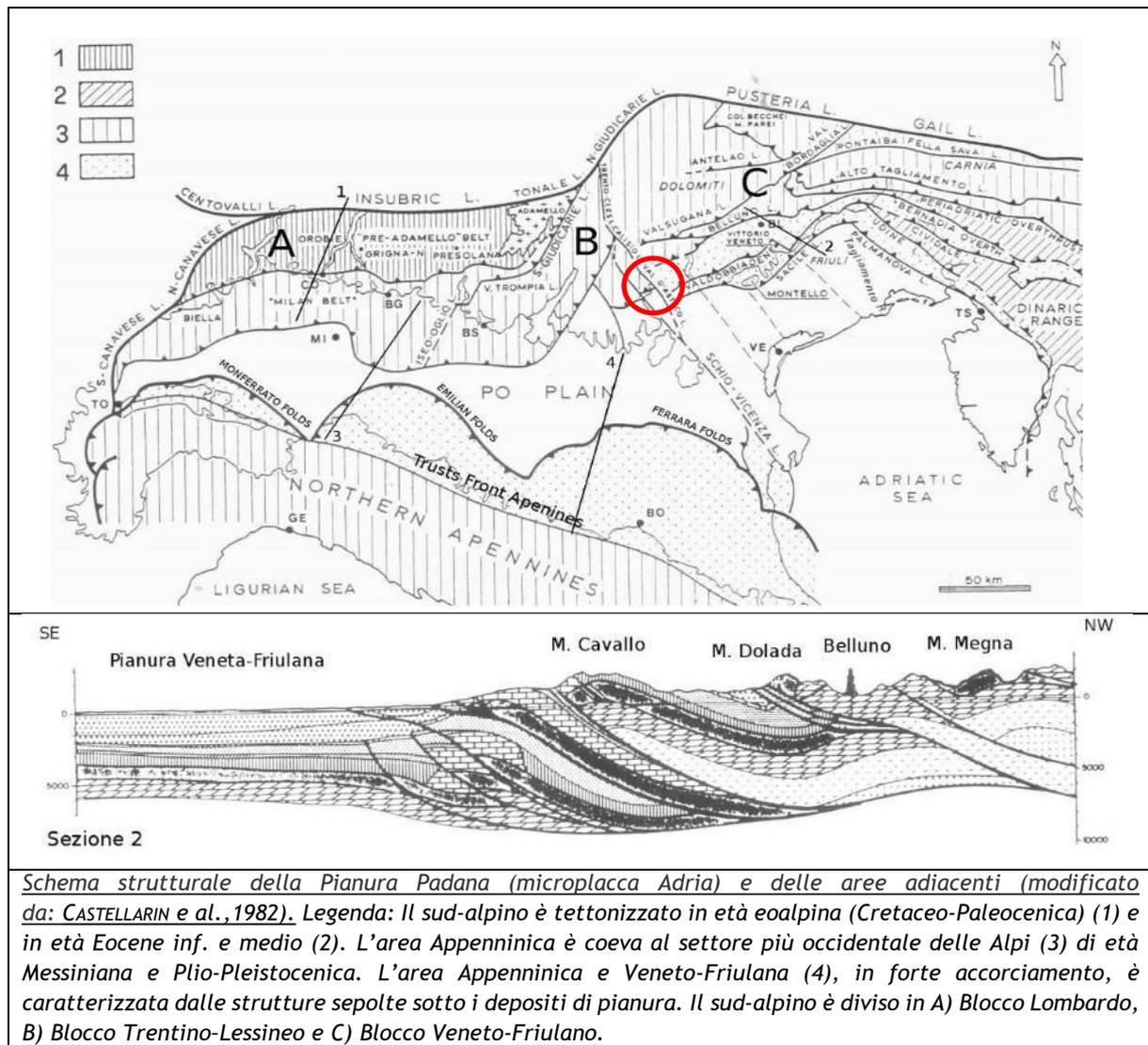
L'estensione di questa piastra anomala non è limitata all'area posta a monte dell'attuale zona in dissesto, ma si spinge più ad est interessando una estesa fascia di versante a monte di Lago e Velo d'Astico. Questa struttura è stata interpretata come un'imponente frana di crollo, che fa parte di un complesso ben più ampio di antiche frane che rivestono gran parte del versante della Val d'Astico, dal M. Priaforà al M. Summano.

Questi rilevanti ed estesi fenomeni franosi dovrebbero essere stati più o meno contemporanei a quelli che hanno interessato numerose valli alpine durante e subito dopo il ritiro dei ghiacciai. Il distacco della zolla dolomitica dalle pendici del M. Priaforà ed il suo scivolamento a valle viene attribuito alla profonda erosione operata dal Posina sulle rocce eruttive alterate del fianco destro della valle che formano il basamento su cui poggiano le dolomie. La zolla a giacitura anomala, scivolata a valle, è venuta a scorrere e localizzarsi a quote ben più basse rispetto alla sua posizione originaria poggiando sopra un substrato eruttivo argillificato e squarciando probabilmente gli apparati morenici laterali dell'Astico che ancor oggi rivestono il fianco vallivo. L'antico fenomeno di frana è avvenuto quando le valli glaciali del sistema Astico-Posina erano già ben definite e, con ogni probabilità, già definitivamente abbandonate dai ghiacci. Non era ancora inciso, invece, l'alveo epigenetico del Posina entro l'attuale stretta degli Stancari, che si è formato successivamente.

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.

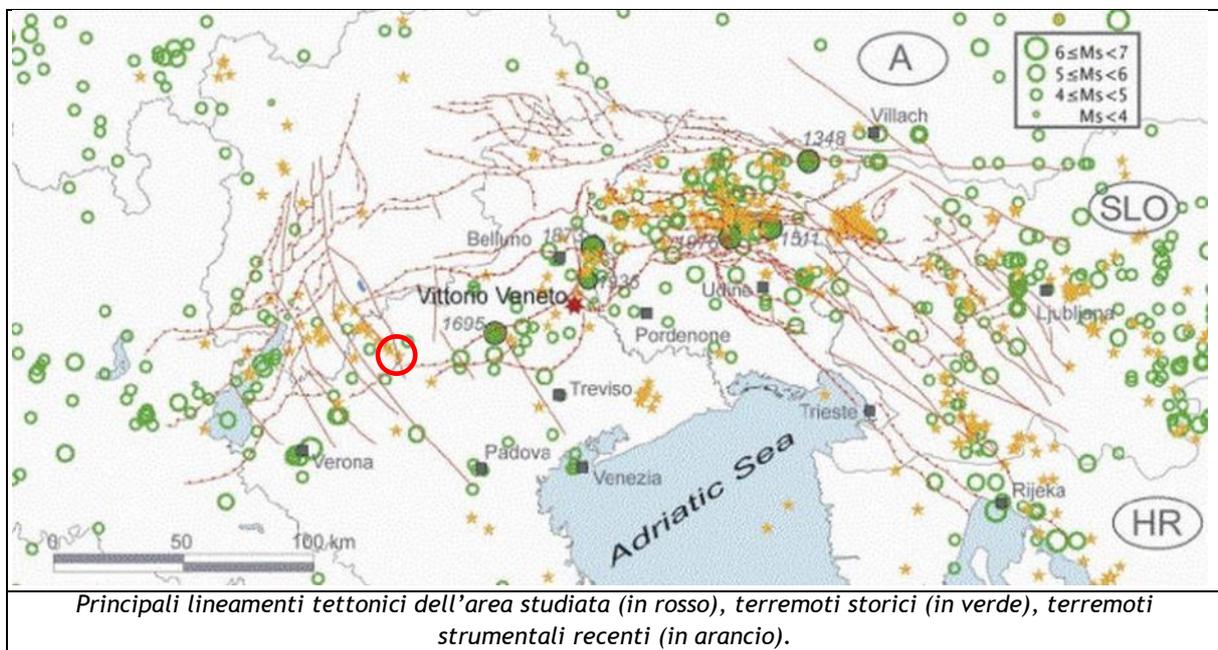
Il blocco veneto-friulano (figura seguente con indicata l'ubicazione del territorio comunale di Velo d'Astico) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi et al., 1987; Castellarin et al., 1992; Pontron et al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni e del raccorciamento per l'estrema embricazione sud-vergente delle unità. L'assetto strutturale della pianura veneta, 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 et al., 2002).



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.

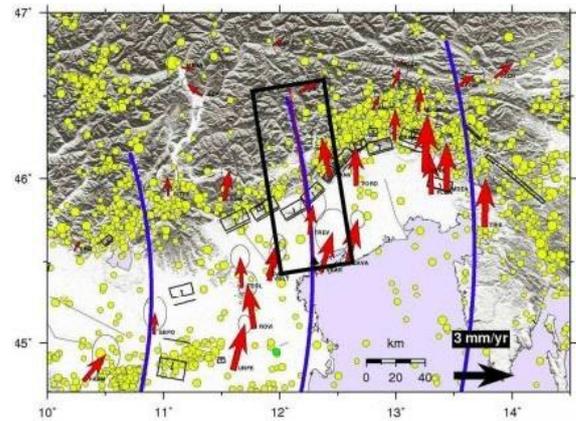
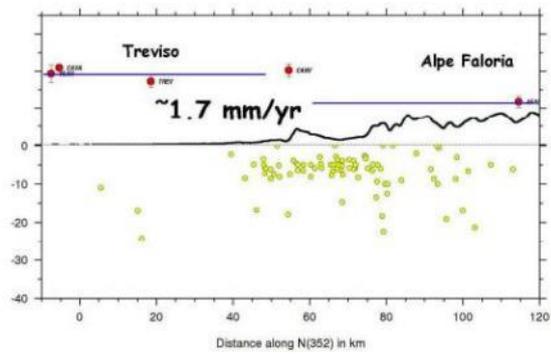
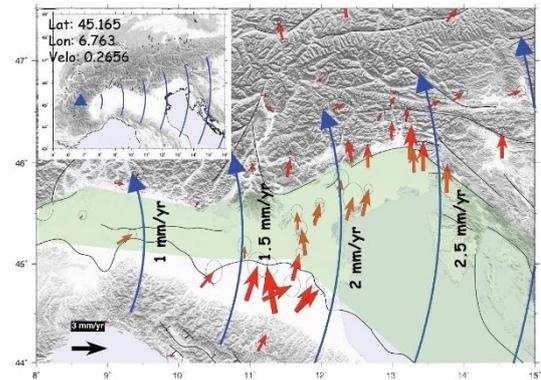
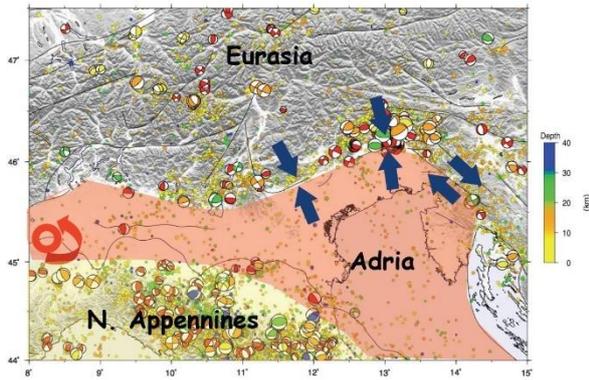
Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (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. Questi ultimi, nell'area indagata, risultano di numero molto inferiore rispetto a quelli avvenuti nel vicino Friuli: bisogna segnalare, però, che la sismicità friulana risente della coda del forte terremoto del 1976 e che le stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord-orientale sono state ubicate, per un lungo periodo, esclusivamente sul territorio friulano.



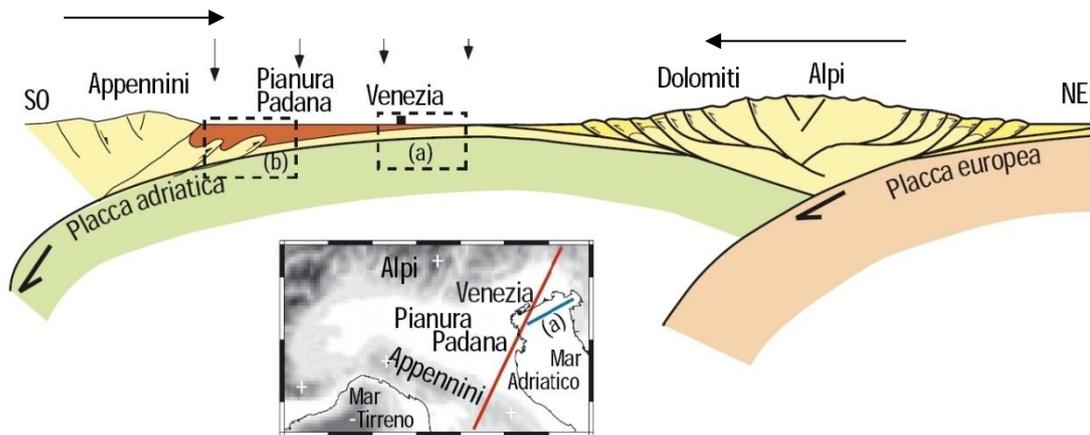
Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti. Una prima interpretazione della sismicità in chiave sismogenetica è stata presentata da Slejko et al. (1989) nell'ambito di un modello sismotettonico che interessa il territorio italiano dal lago di Garda al confine con la Slovenia.

Nell'ambito di 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 e 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 al margine alpino tratta da Serpelloni, 2008.

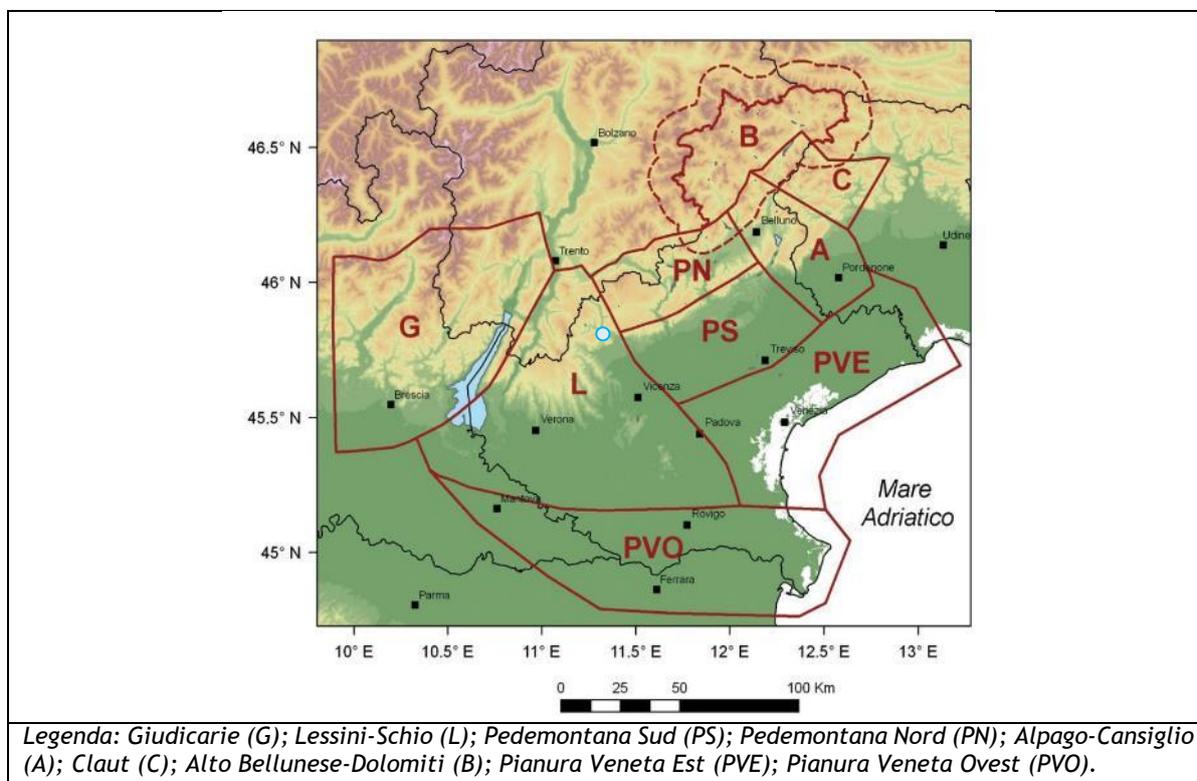


Schema tettonico dell'Italia settentrionale con evidenziati i movimenti delle placche coinvolte, tratto da Carminati et al., 2006.

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

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, pur con la consapevolezza 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 Velo d'Astico ricade all'interno del distretto Lessini-Schio (L) che si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie meridionali a ovest, fino alla flessura pedemontana a est, e comprende i monti Lessini, la fascia della linea Schio-Vicenza (SCHV), e i rilievi dei monti Berici e dei colli Euganei. La transizione dal dominio pede-alpino a quello pede-appenninico avviene nella pianura padana; il limite meridionale del poligono è stato tracciato in modo arbitrario laddove la sismicità nota risulta minima.



L'area è interessata da faglie prevalentemente trascorrenti, disposte nord ovest-sud est. Sono mappati anche alcuni elementi tettonici ad andamento ENE-OSO, quali il sovrascorrimento di cima Marana o il *klippen* di Castel Malera. La fascia Schio-Vicenza separa le strutture plicative a est (terminazione occidentale del sistema della Valsugana e la flessura pedemontana) dai Lessini posti a ovest. Essi rappresentano un settore meno deformato, ponte, per alcuni autori, all'avampese indeformato che si estende a nord est di Venezia; in quest'area, infatti, il Pliocene non risulta piegato e immerge dolcemente verso sud nella direzione del centro bacino (p. es. Fantoni et al., 2002; Fantoni e Franciosi, 2009). L'attività recente, e talora l'esistenza stessa di diverse faglie ad andamento nord ovest-sud est e NNO-SSE che attraversano la pianura veneto-friulana, è confutata da diversi autori, e gli schemi strutturali pubblicati negli ultimi anni privilegiano la continuità laterale del fronte deformativo - si vedano ad esempio i lavori di Galadini et al. (2002) e Poli et al. (2002, 2009). Per la Schio-Vicenza è documentata invece una significativa attività quaternaria (Pellegrini, 1988; Tosi et al., 2007a).

4.3 Sismicità storica

Il Veneto è attualmente una regione silente dal punto di vista sismico. L'assenza di grossi eventi sismici recenti sorprende, ma non deve far pensare che il Veneto sia una regione tettonicamente inattiva. Evidenze di movimenti recenti (neotettonica) sono osservabili soprattutto nella fascia pedemontana (in particolare al confine tra le province di Belluno e Treviso) lungo la quale sono allineati i principali eventi storici.

La pericolosità sismica del Veneto è in parte legata all'attività dei distretti sismici del Friuli centrale e, in minor misura, dell'Alpago e del Garda. Allo stato attuale, il territorio regionale è interessato da una certa sismicità di magnitudo media, messa in luce negli ultimi decenni dal monitoraggio strumentale dell'attività sismica.

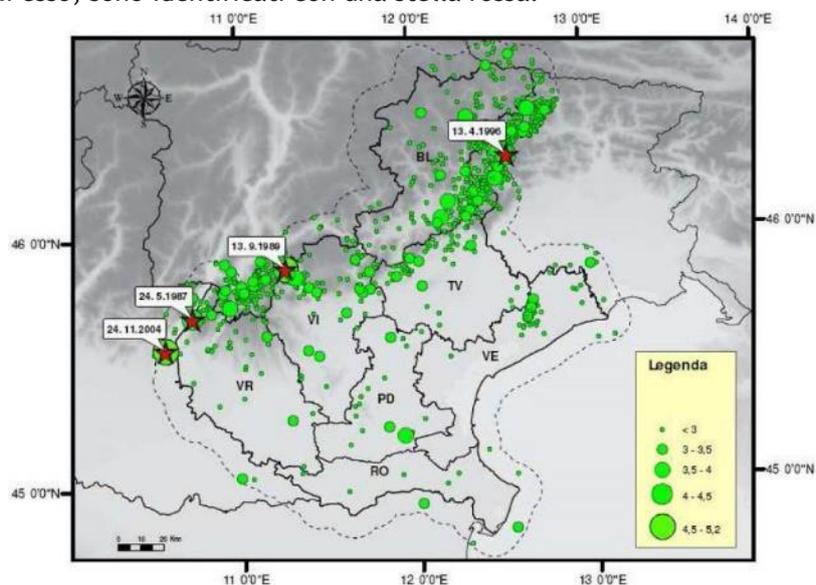
Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare:

Data	Area epicentrale	I MCS MAGNITUDO	Descrizione
03/01/1117	veronese	IX-X Mw=6.7	I danni maggiori si registrarono a Verona, ma interessarono anche la valle dell'Adige e, verso sud, il territorio fino ai primi rilievi emiliani.
04/11/1268	trevigiano	VII-VIII Mw=5.4	Colpita la provincia di Treviso. Danni gravi a Treviso, Feltre, Asolo. La scossa fu fortemente risentita a Padova.
25/02/1695	asolano	X Mw=6.5	Gravi danni in larga parte del Veneto in particolare nell'alto trevigiano, a sud del monte Grappa. Colpita la città di Asolo. Centinaia le vittime.
12/06/1836	Bassano	VIII Mw=5.5	Le località più danneggiate furono Liedolo, Fonte, Sant'Eulalia: Complessivamente crollarono un centinaio di case. Sentita fortemente anche a Venezia.
11/08/1866	monte Baldo	VII Mw=4.9	Danni nelle località poste sulla riva orientale del Lago di Garda, in particolare ad Assenza, Cassone, Castelletto, Malcesine.
29/06/1873	bellunese	IX-X Mw=6.3	L'area più colpita dalla scossa fu il bellunese, ma gravi danni subirono gli edifici dei paesi compresi tra Belluno, Pordenone e Conegliano Veneto (TV). Il centro più danneggiato fu Belluno e si osservarono lesioni anche a Gorizia, Pordenone, Trieste, Udine, Verona e Vicenza; 80 le vittime.
29/04/1876	monte Baldo	VII Mw=4.9	La scossa provocò danni a Cassone, Malcesine, Ferrara di Monte Baldo.
18/09/1882	monte Baldo	VII Mw=5.0	Interessati i paesi della costa orientale del Lago di Garda, con danni lievi nei paesi di Cassone e Castelletto di Brenzone. Risentita a Verona.
07/06/1891	valle d'Illasi	VIII-IX Mw=5.9	I danni più gravi a Castelvero, Badia Calavena, Marzemigo. Una ventina i paesi danneggiati in modo significativo (superiore o pari al VII MCS). La scossa fu risentita fino a Trieste, Auronzo, Bormio, Chiavenna, Domodossola, Torino, Asti, Genova.
19/02/1932	monte Baldo	VII-VIII Mw=5.0	La scossa provocò danni a diverse località della sponda veronese del Lago di Garda, tra le quali Albisano, S. Zeno, Garda.
18/10/1936	Alpago-Cansiglio (BL-PN)	IX Mw=6.1	Colpita la zona di confine fra le attuali province di Belluno, Treviso e Pordenone con i massimi effetti a sud dell'altopiano del Cansiglio nei paesi di Fiaschetti, Stevenà e Villa di Villa. Gravissimi danni anche a nord del Cansiglio, nella conca d'Alpago in particolare nelle località di Puos d'Alpago, Cornei e Villa.

Nel periodo 1977-2006, la rete gestita dall'OGS (Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste) ha registrato in Veneto quasi 1200 eventi sismici con magnitudo compresa tra 2,0 e 3,0.

La maggior parte di questi eventi è localizzata lungo la fascia prealpina che unisce l'Alpago al monte Baldo. La profondità epicentrale più frequente è compresa tra i 7 e i 15 km di profondità. Solo l'11% degli eventi si colloca a profondità maggiore (fino a 22 km).

Nella figura seguente è riportata la distribuzione di tutti i terremoti registrati da OGS distinti per classi di magnitudo di durata M_D^1 . Gli eventi con $M_D > 4$, i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso, sono identificati con una stella rossa.



Distribuzione di tutti i terremoti recenti registrati dalla rete sismometrica gestita da OGS in Veneto nel periodo 1977 – 2006 (Priolo, 2008)

Come riportato nella figura precedente, gli eventi con $M_D > 4$ i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso sono identificati con una stella rossa. Si tratta dei seguenti terremoti:

Data	Località	Magnitudo
24/05/1987	Garda	4,2
13/09/1989	Pasubio	4,8
13/04/1996	Claut M.	4,2
24/11/2004	Salò	5,2

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Velo d'Astico è stata fatta utilizzando il Database Macrosismico Italiano DBMI11 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011): rispetto al precedente DBMI04 raccomandato nelle Linee Guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI11 rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Nello specifico, il comune di Velo d'Astico appare 2 volte nel Database sopra citato 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 A_x , l'intensità massima epicentrale in scala MCS (I_0) e la magnitudo momento (M_w).

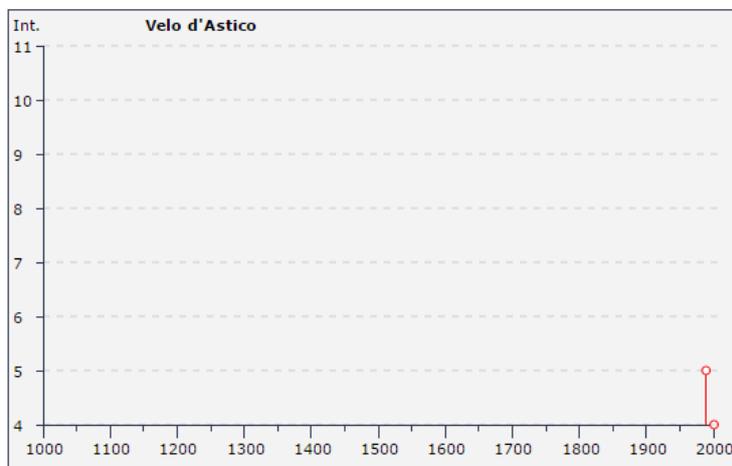
¹ La magnitudo di durata M_D è il tipo di magnitudo che si utilizza per registrare piccoli terremoti, come quelli registrati in zona vulcanica che, vicini agli strumenti, li saturano. Si basa sul logaritmo della durata dell'evento sismico.

Storia sismica di Velo d'Astico [45.788, 11.367]

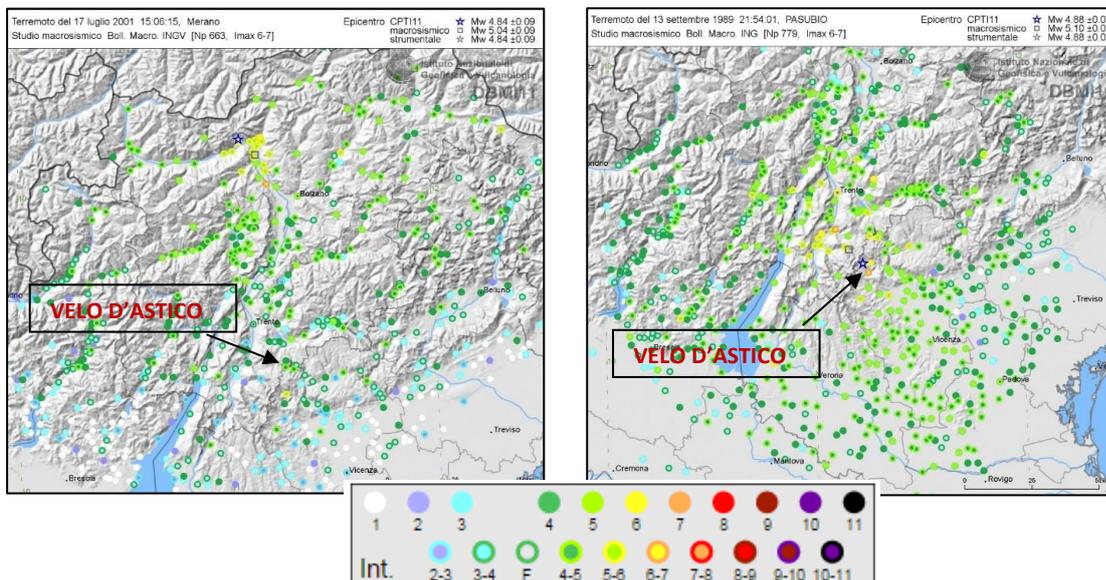
Numero di eventi: 6

Effetti	In occasione del terremoto del:				
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io	Mw
3-4	1987 05 02 20:43	Reggiano	802	6	4.74 ±0.09
5	1989 09 13 21:54	PASUBIO	779	6-7	4.88 ±0.09
NF	1998 03 26 16:26	Appennino umbro-marchigiano	408	6	5.29 ±0.09
3-4	1998 04 12 10:55	Slovenia	227		5.66 ±0.09
4	2001 07 17 15:06	Merano	663	6	4.84 ±0.09
NF	2002 11 13 10:48	Franciacorta	770	5-6	4.29 ±0.09

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



L'evento registrato il giorno 13 settembre dell'anno 1989 è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Velo d'Astico e limitrofi. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI11, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1989 sarebbe stata pari a 4,88 e, a Velo d'Astico, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 5. Un altro importante evento sismico è avvenuto nel 2001, con magnitudo M_w 4.84 ed intensità MCS avvertita pari a 4.

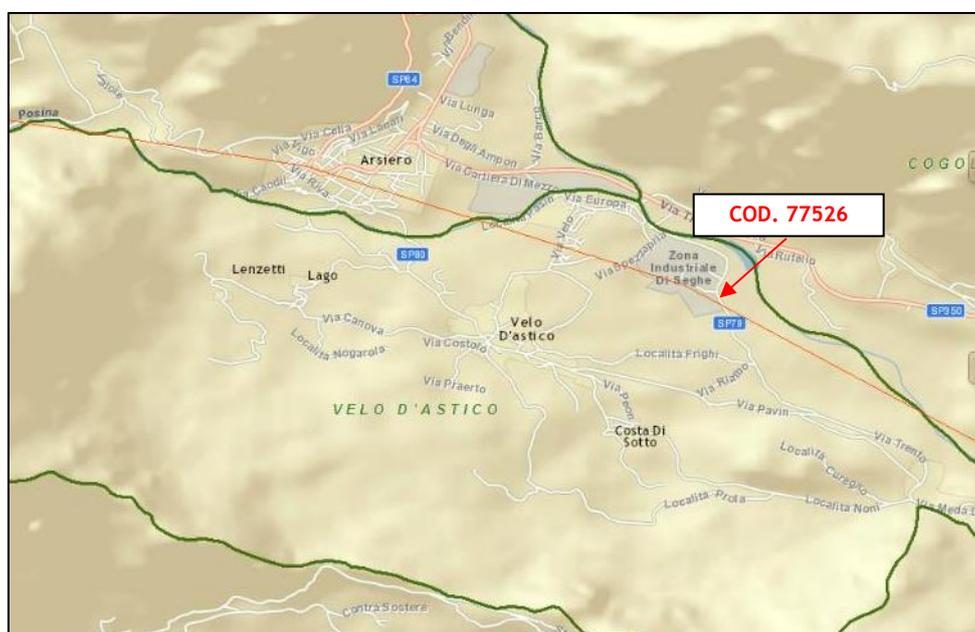


4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

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 Velo d'Astico, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.0.

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, invece, 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 nell'area in studio una faglia, ubicabile indicativamente come nella figura sotto riportata (immagine estratta dal sito dell'ISPRA).

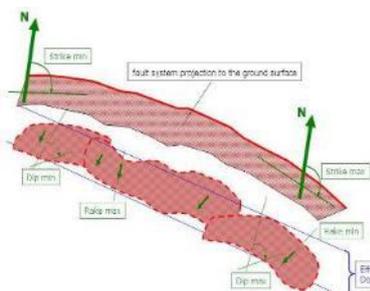
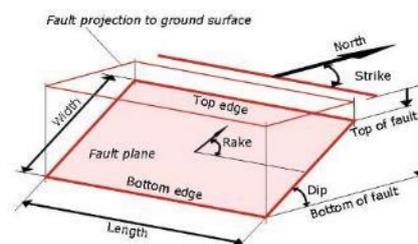


La figura appena riportata evidenzia, altresì, che all'interno del territorio comunale è presente una faglia attiva; nella tabella sottostante, vengono riportate le informazioni desunte dalla scheda specifica ITHACA per tale lineamento.

Nome faglia	Arsiero
Codice faglia	77526
Macrozona	0
Regione	Friuli
Sistema	Friuli thrust system
Ordine	SUBORDINATA
Immersione	0
Lunghezza (km)	10,3
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	-
Affidabilità dato sull'attività	-
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima lunghezza attesa di rottura	0
Massimo scivolamento atteso (m)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	6.2
Qualità dello studio	Bassa

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2.0 (*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.

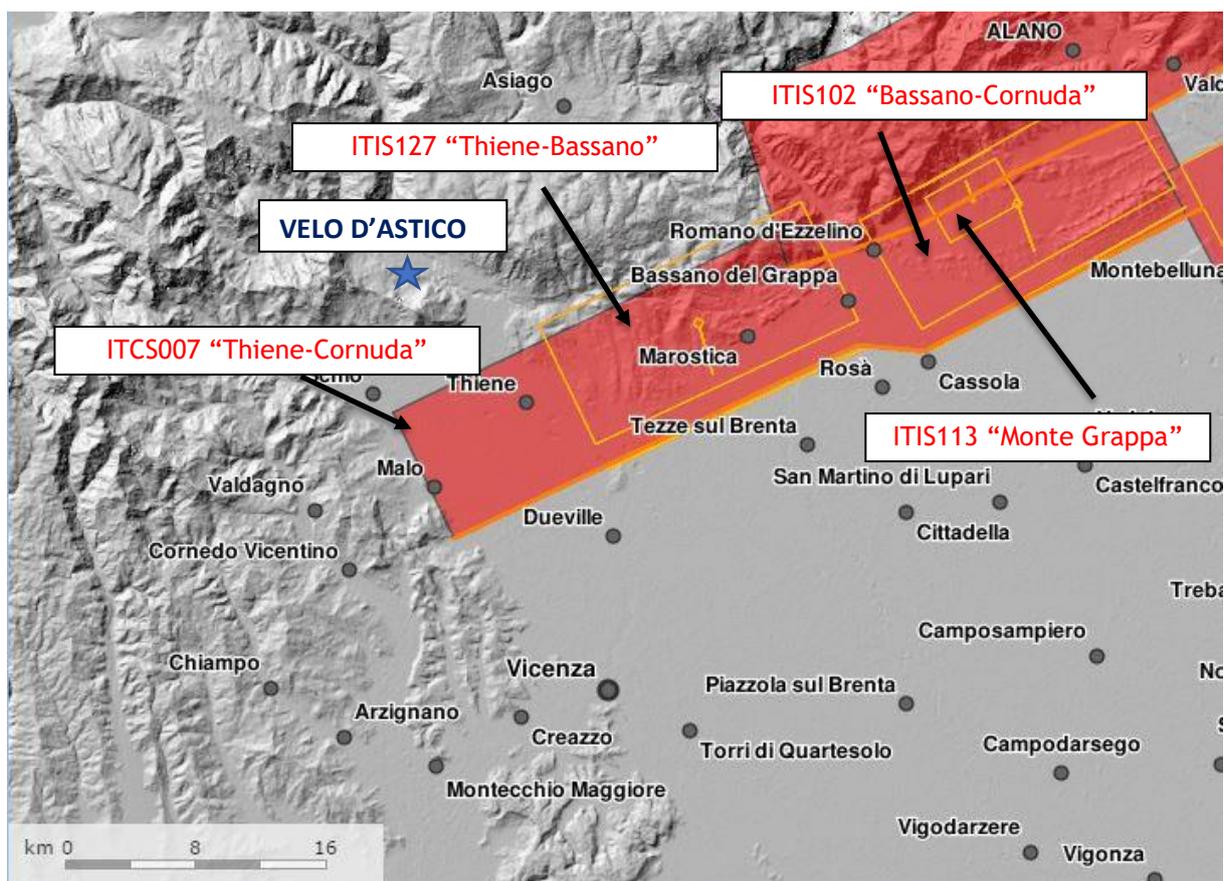
Sorgenti dibattute (DS): sono zone proposte in letteratura come potenziali sorgenti, ma considerate ancora non sufficientemente attendibili per entrare nel database.

La mappa del DISS posiziona il territorio di Velo d'Astico a nord della zona ITCS007 "Thiene-Cornuda". Tale Zona, 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)	0.5
Massima profondità (km)	6.5
Direzione (°)	240 - 245
Inclinazione (°)	30 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,68 - 0,96
Magnitudo massima	6,6

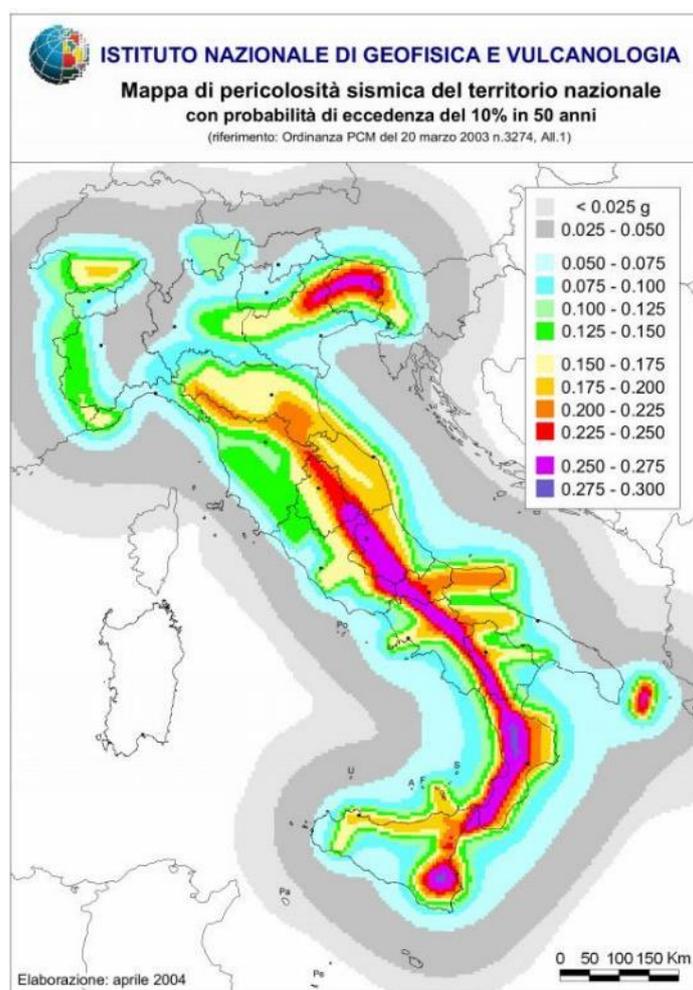
La linea "Thiene-Cornuda" fa parte del sistema di sovrascorrimenti pedemontani che borda la pianura veneto-friulana e che comprende tre sorgenti sismiche individuali: la linea ITIS127 "Thiene-Bassano", la linea ITIS113 "Monte Grappa" e la linea ITIS102 "Bassano-Cornuda".

Questo settore della catena alpina è caratterizzato da grandi terremoti: i dati storici a disposizione testimoniano come in genere i sismi nelle zone delle Prealpi venete presentano magnitudo comprese tra 6 e 7. Fra i terremoti storici si segnalano quello del 1695 (M 6.7) con epicentro nella zona dell'asolano e del 1836 (M 5.5) nella zona di Bassano (Boschi et al. 1998; Gruppo di Lavoro CPTI, 1999). Questi eventi sono in genere legati alle linee di "Thiene-Bassano" e di "Bassano-Cornuda". Sono altresì segnalati sismi a magnitudo mediamente minore ($5 < M < 6$), ma potenzialmente distruttivi, legati a strutture secondarie, come la linea del "Monte Grappa". Le tre linee sismogenetiche sono tagliate da strutture trasversali.



4.5 Zonazione sismica nazionale

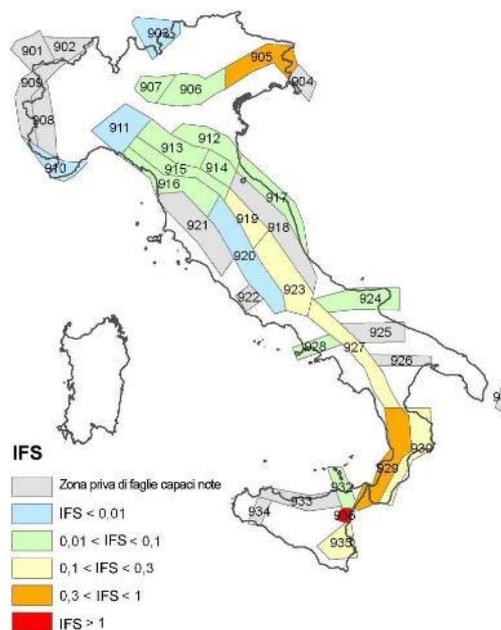
In seguito all'emanazione dell'O.P.C.M. 20/03/2003, n° 3274, in cui si manifestava l'esigenza di una mappa di pericolosità sismica di riferimento per l'individuazione delle zone sismiche sul territorio nazionale, è stato redatto a cura dell'INGV (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia) un documento 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).



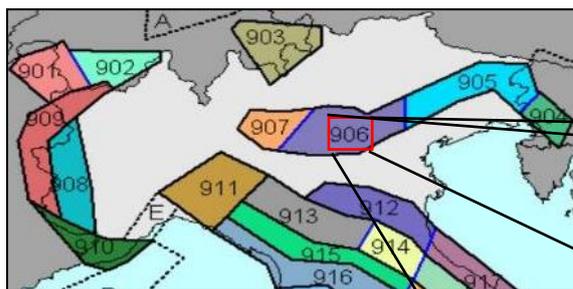
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella 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 Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n°905 “Friuli-Veneto orientale” e n°906 “Garda-veronese”, che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana che da Bassano prosegue fino al Lago di Garda. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati in entrambe le zone è di tipo faglia inversa, con una profondità ipocentrale media stimata di 8 km. Entrambe le zone sono legate all’interazione Adria-Europa ma presentano una sismicità differente.



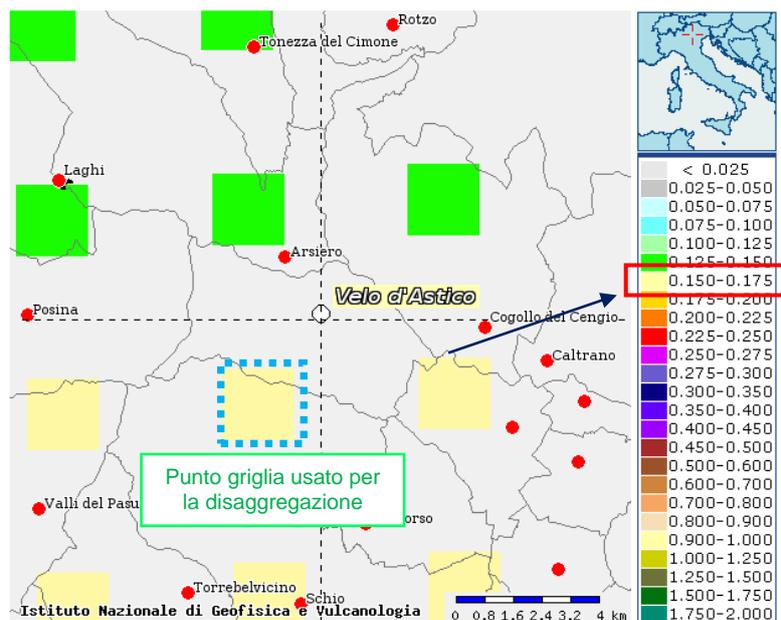
Il comune di Velo d’Astico si posiziona interamente all’interno della zona sismogenetica n. 906 della figura seguente, per cui si sviluppa all’interno dell’area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (trend dinarico-es., Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabec, 2001).



Sopra, dettaglio della Carta delle zone sismogenetiche ZS9 (Meletti e Valensise, marzo 2004). A destra la posizione del comune di Velo d’Astico completamente all’interno della zona 906.

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 Velo d’Astico, 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)

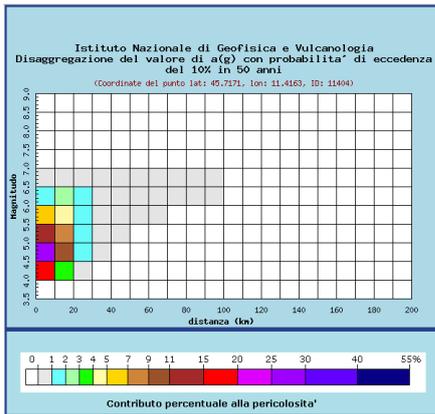
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008 - NTC, la maggior parte del territorio oggetto dello studio di Microzonazione Sismica è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,150g e 0,175g (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

Invece, per gli aspetti amministrativi, il comune di Velo d'Astico rientra in Zona 3, come classificato nell'elenco (allegato I) della Delibera di Consiglio Regionale n° 67/03 (cfr. D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008).

In ultima, 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).



Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.020	9.860	0.719

Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 45.7171, lon: 11.4163, ID: 11404)										
	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	16.200	26.900	12.900	5.310	1.920	0.190	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	3.620	9.100	7.330	4.690	2.450	0.297	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.143	1.150	1.800	1.750	1.290	0.192	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.027	0.310	0.531	0.546	0.098	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.036	0.256	0.421	0.094	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.061	0.197	0.051	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.076	0.024	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	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

Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno $T_r = 475$ anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni subpianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità M_w compresa tra 4,0 e 6,5 e relativamente vicini ($R =$ entro 10-20 km).

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n°906 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.

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°906, in cui ricade il territorio di Velo d'Astico, 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.

Una 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 terreni, 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 Microzonazione Sismica (MS), precedentemente definita.

La MS può assumere forme molto diverse a seconda delle condizioni territoriali in cui si realizza 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.



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 problemi e le gerarchie di pericolosità tra le diverse aree; nel caso di Velo d'Astico, 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 ed alla pianificazione urbanistica e **NON** alla progettazione delle strutture.

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

La MS ha lo scopo di riconoscere ad una scala sufficientemente grande (comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico di base in termini di ampiezza, durata e frequenza o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

Essa si colloca ad un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento ad 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, in primo luogo, 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 di amplificazione), 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, 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 del 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 ed 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 secondo una maglia rappresentativa dell'intero territorio comunale e valutando le velocità di propagazione delle onde di taglio V_s .

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.A.T. comunale e presso l'Ufficio Tecnico. In particolare, quest'ultimo non ha prodotto particolari indagini geofisiche significative per il presente lavoro.

Per questo motivo, al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni presenti nel comune di Velo d'Astico, sono state condotte alcune misure sismiche in prossimità delle zone ritenute più significative, coinvolgendo comunque tutto il territorio; le indagini condotte sono state schedate e riportate in allegato. In particolare, sono state effettuate:

- n° 35 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 depositi;
- n° 35 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 stendimenti geo-elettrici 2D con n° 24 elettrodi, per misurare la resistività dei terreni oggetto di indagine tramite l'inversione tomografica in configurazione Wenner;
- n° 10 prospezioni sismiche con tecnica attiva M.A.S.W. (*Multichannel Analysis of Surface Wave*) 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.

44

6.2 Metodologia di elaborazione delle nuove indagini

6.2.1 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 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.

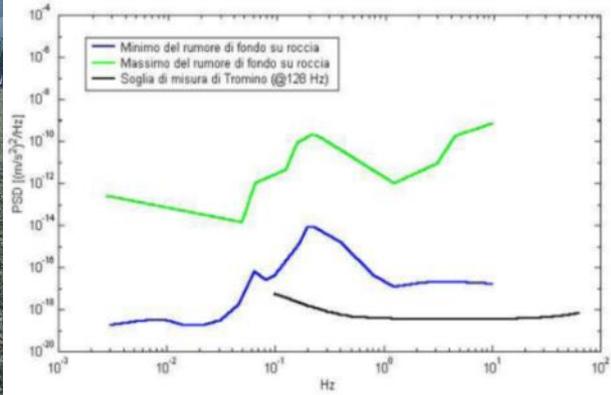
Possiamo scrivere questo come:

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 Moho Srl 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.



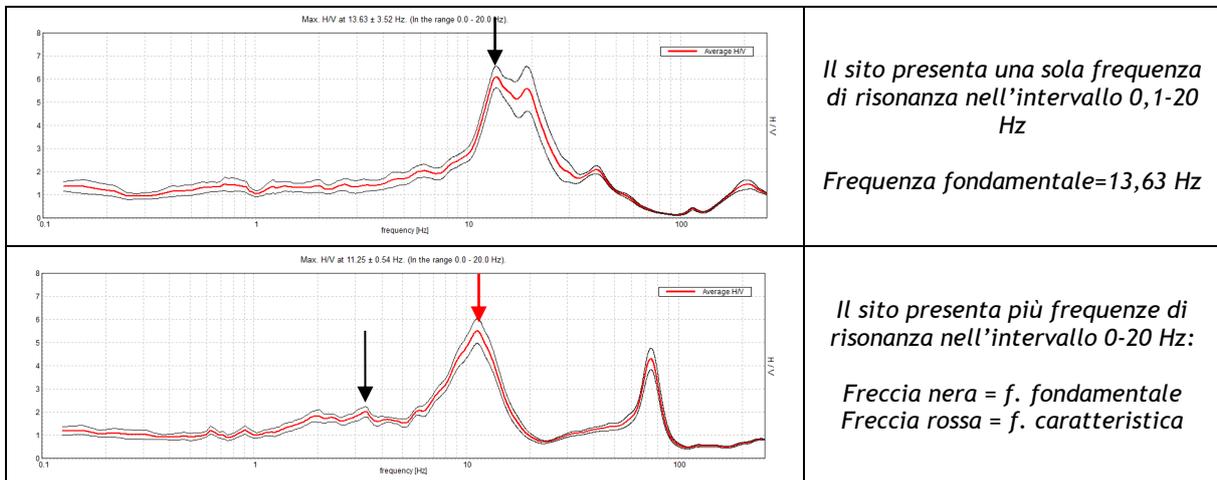
6.2.1.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze 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° 35 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Velo d’Astico: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi 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® (T1, ..., T35), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove con indicata la frequenza “**caratteristica**” di sito, cioè quella con il rapporto H/V più elevato. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

Inoltre, durante le fasi interpretative, si è cercato di distinguere la frequenza “**fondamentale**” da quella “**caratteristica**” poiché alcune registrazioni hanno rilevato, all’interno della stessa misura, più valori di risonanza. Nello specifico, la prima frequenza corrisponde a quella con il valore più basso (f_0) mentre la seconda a quella con il valore di vibrazione più alto. A seguire si riportano alcuni esempi di misure H.V.S.R. effettuate per il presente studio per meglio spiegare la differenza fra le due.



CODICE PROVA	F ₀ "FONDAMENTALE" [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	FREQUENZA "CARATTERISTICA" [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)	PRESENZA DI ARTEFATTI
T1	13,63	13,63	Si	No
T2	2,7	15,00	Si	Si
T3	6,75	6,75	Si	Si
T4	2,03	2,03	Si	No
T5	7,41	7,41	Si	Si
T6	1,84	1,84	Si	Si
T7	2,2	7,09	Si	Si
T8	4,94	4,94	Si	No
T9	15,63	15,63	Si	Si
T10	11,88	11,88	Si	Si
T11	3,2	11,25	Si	Si
T12	18,0	18,0	Si	Si
T13	4,47	4,47	Si	Si
T14	15,0	15,0	Si	Si
T15	6,91	6,91	Si	Si
T16	2,2	4,8	Si	Si
T17	2,66	2,66	Si	Si
T18	12,06	12,06	Si	Si
T19	9,69	9,69	Si	Si
T20	8,53	8,53	Si	Si
T21	2,5	9,38	Si	Si
T22	9,66	9,66	Si	Si
T23	7,38	7,38	Si	Si
T24	7,5	7,5	Si	Si
T25	9,03	9,03	Si	Si
T26	2,8	5,26	Si	Si
T27	19,97	19,97	Si	Si
T28	3,56	3,56	Si	Si
T29	7,5	7,5	Si	Si
T30	2,09	2,09	Si	Si
T31	1,5	9,53	Si	No
T32	2,0	11,66	Si	Si
T33	3,5	19,97	Si	Si
T34	19,97	19,97	Si	No
T35	2,47	2,47	Si	Si

6.2.2 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.

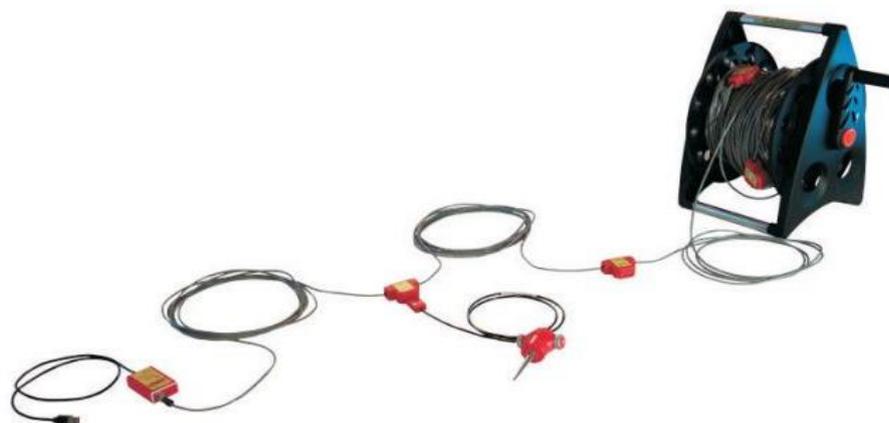
Il rumore incoerente, cioè di tipo casuale, rappresenta nel caso Re.Mi. la fonte del segnale utile che si vuole registrare. I microtremori generati dall'ambiente si propagano nel suolo e di questi si cerca di distinguere il modo fondamentale di vibrazione dell'onda di Rayleigh dai modi superiori e dall'*aliasing* 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 o 16 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; la spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 2 m, 3 m o 4 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.



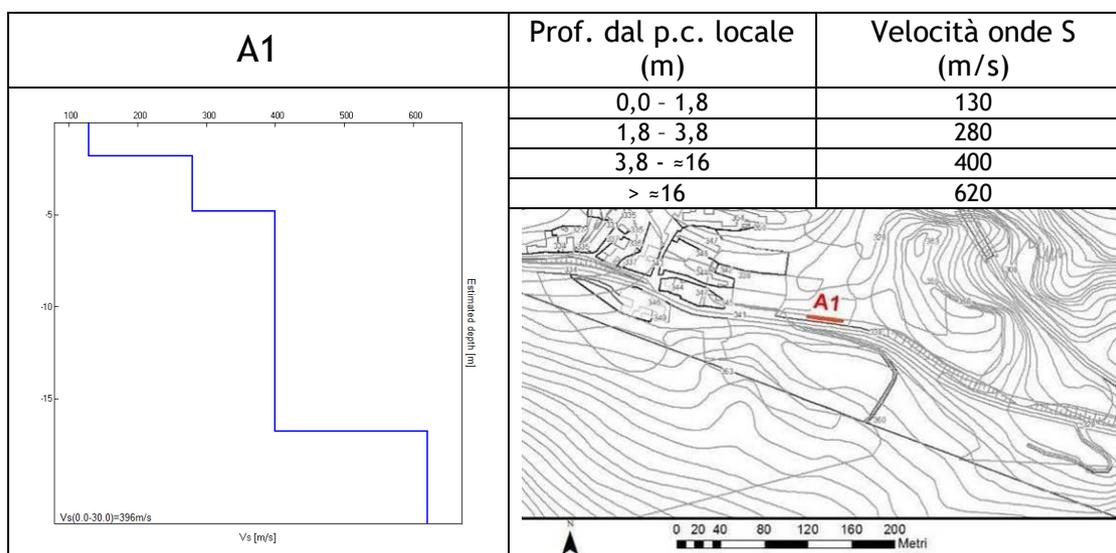
6.2.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

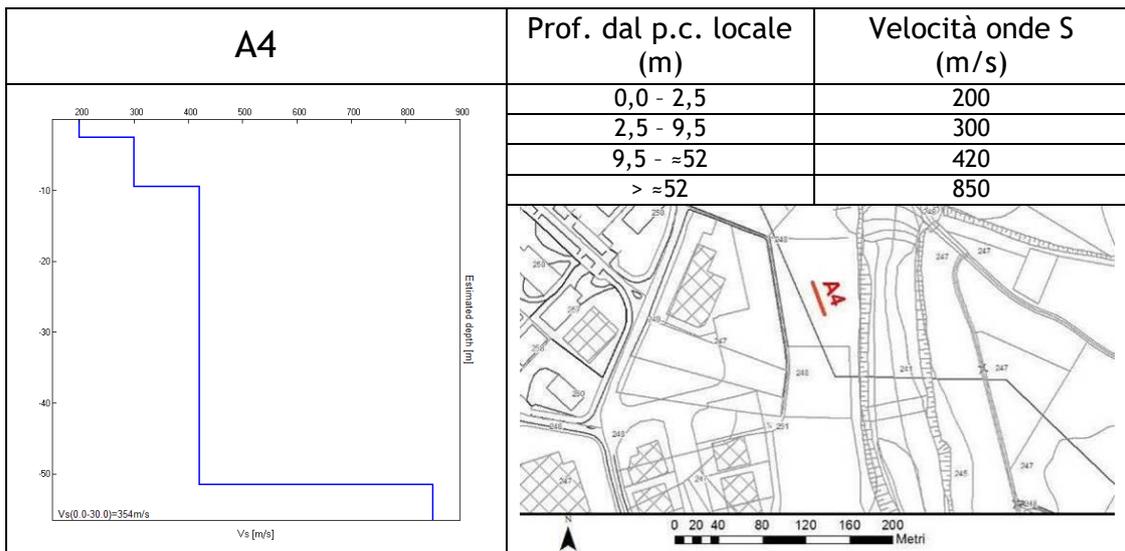
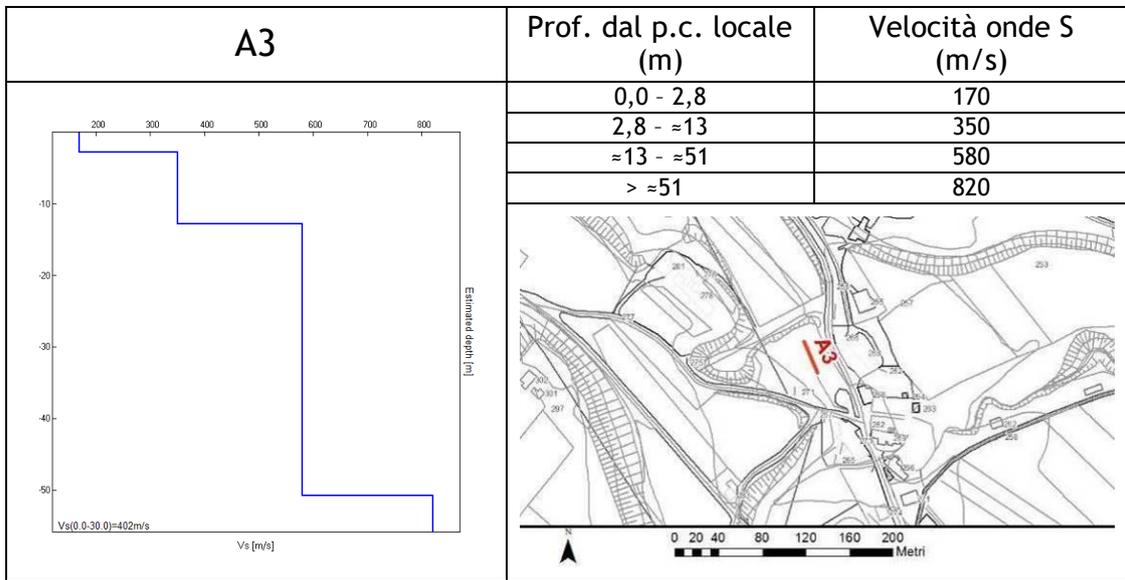
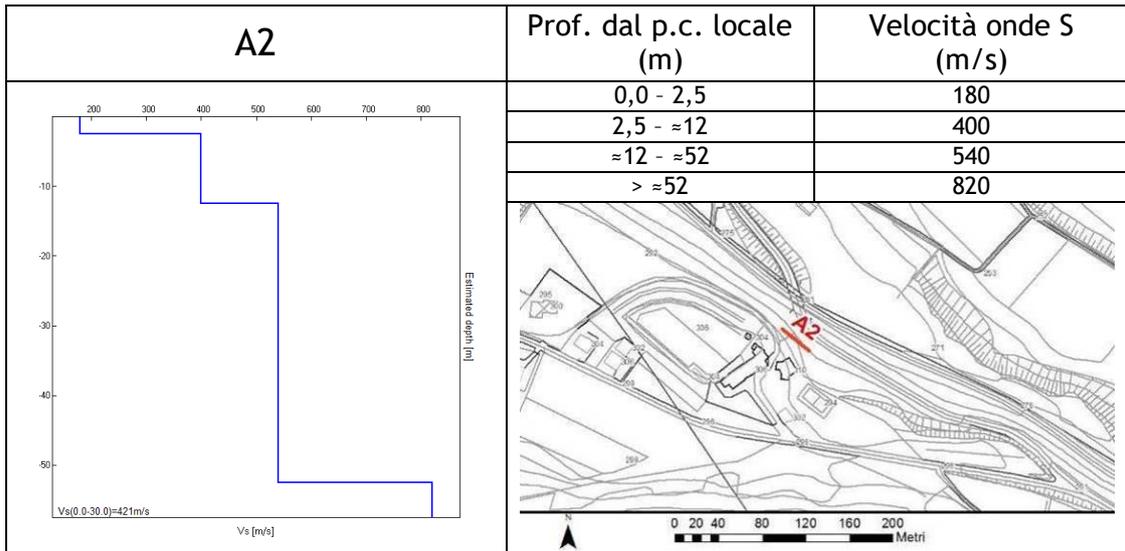
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la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

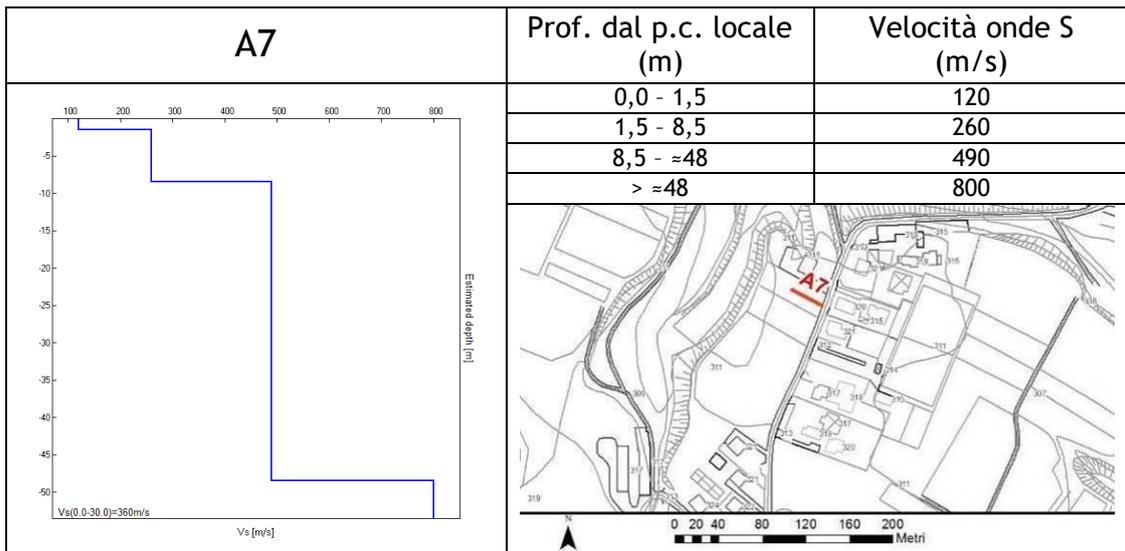
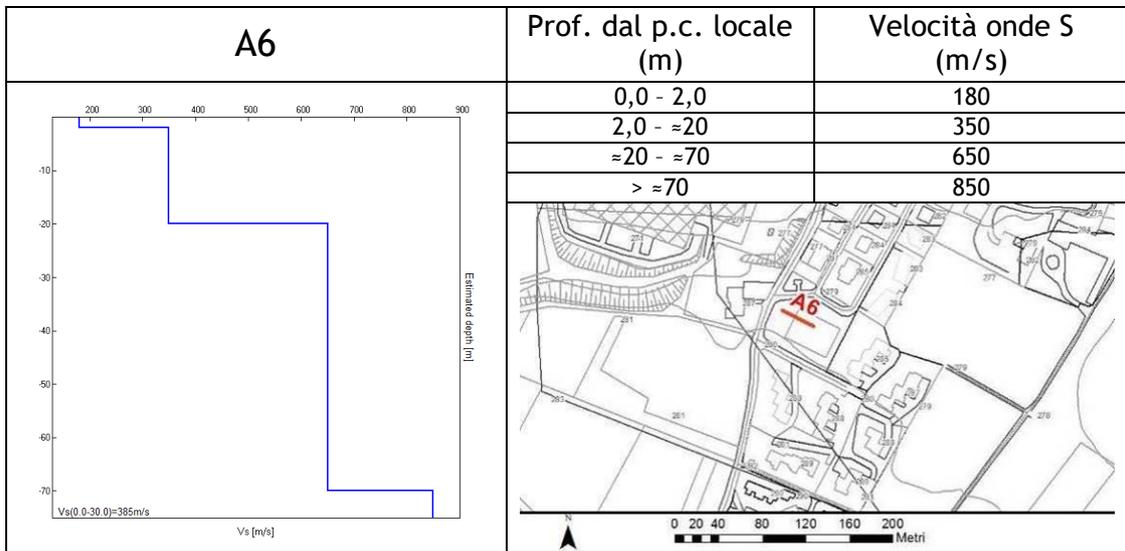
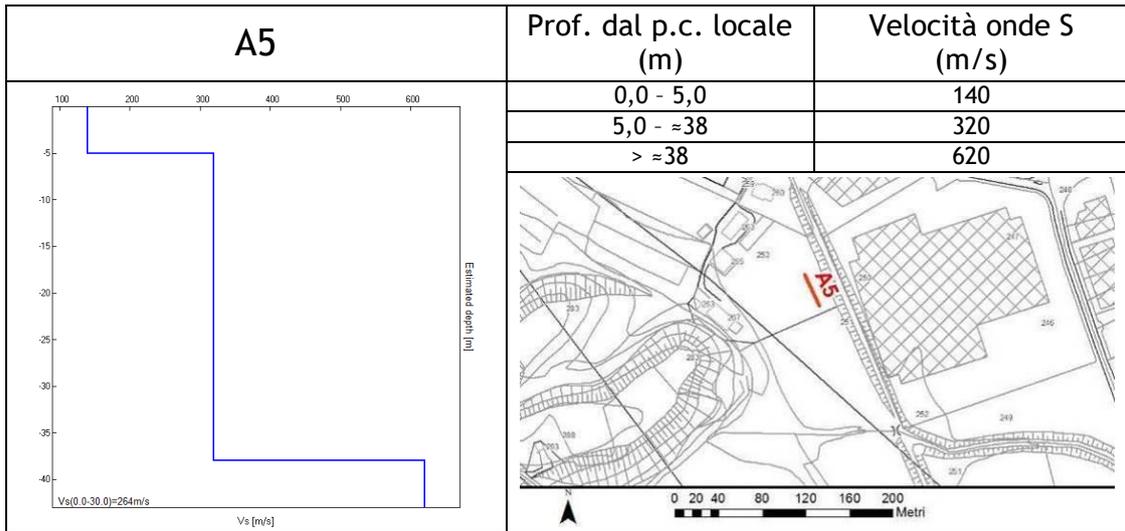
6.2.2.2 Risultati delle misure

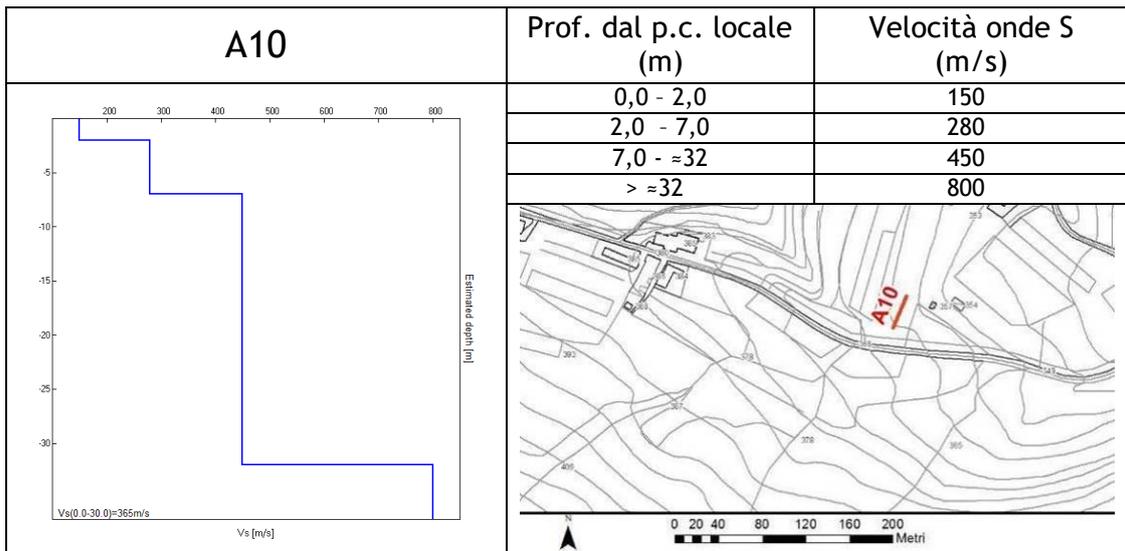
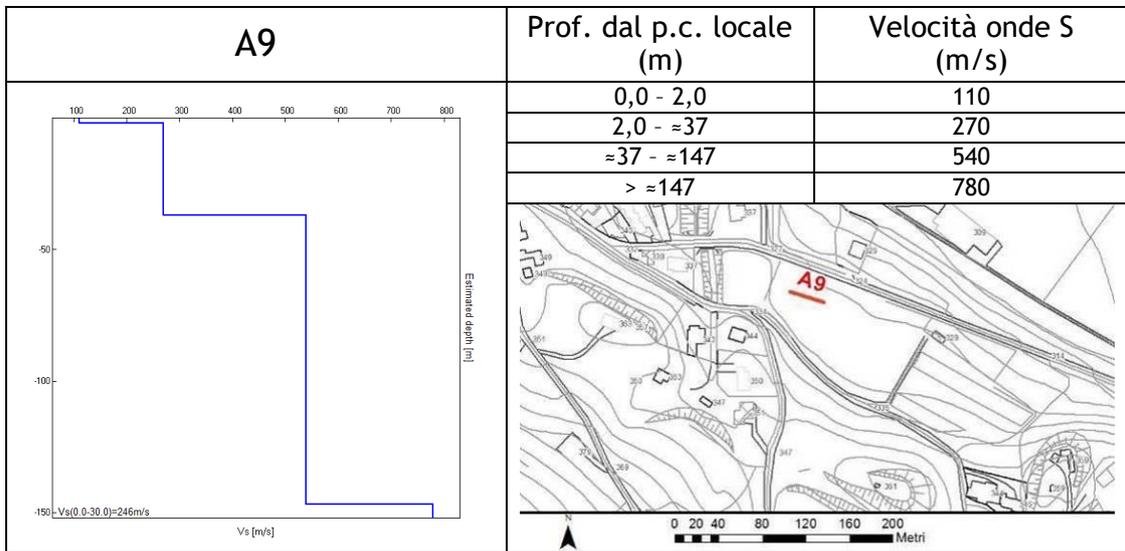
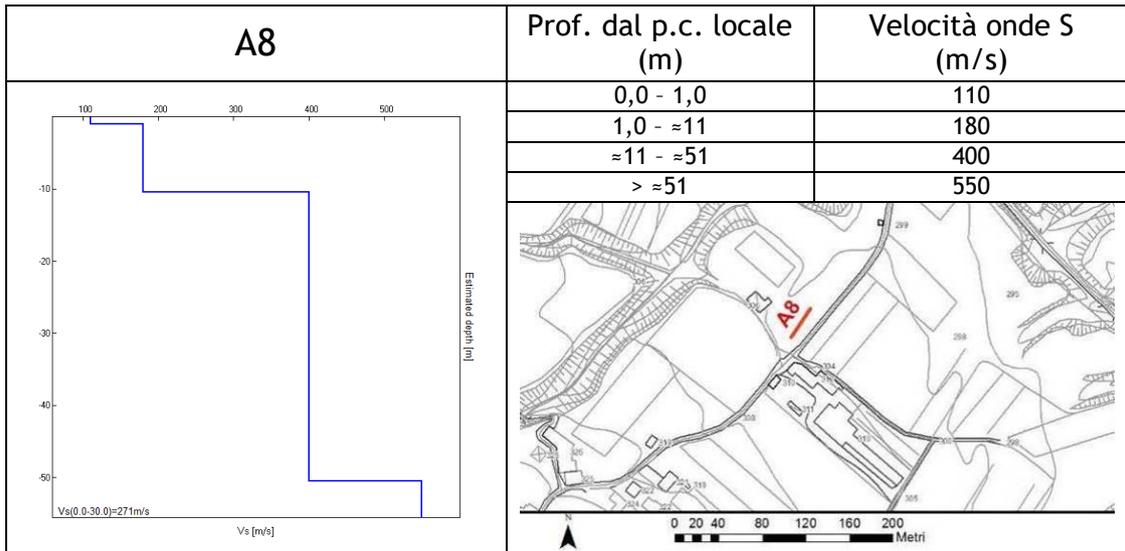
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e delle misure H.V.S.R. accoppiate ad esse.

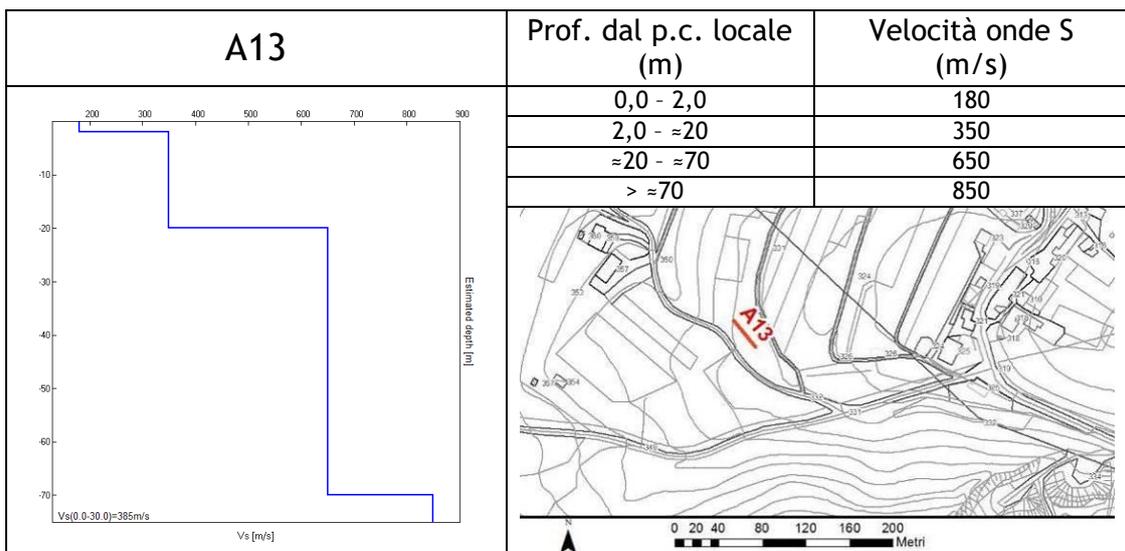
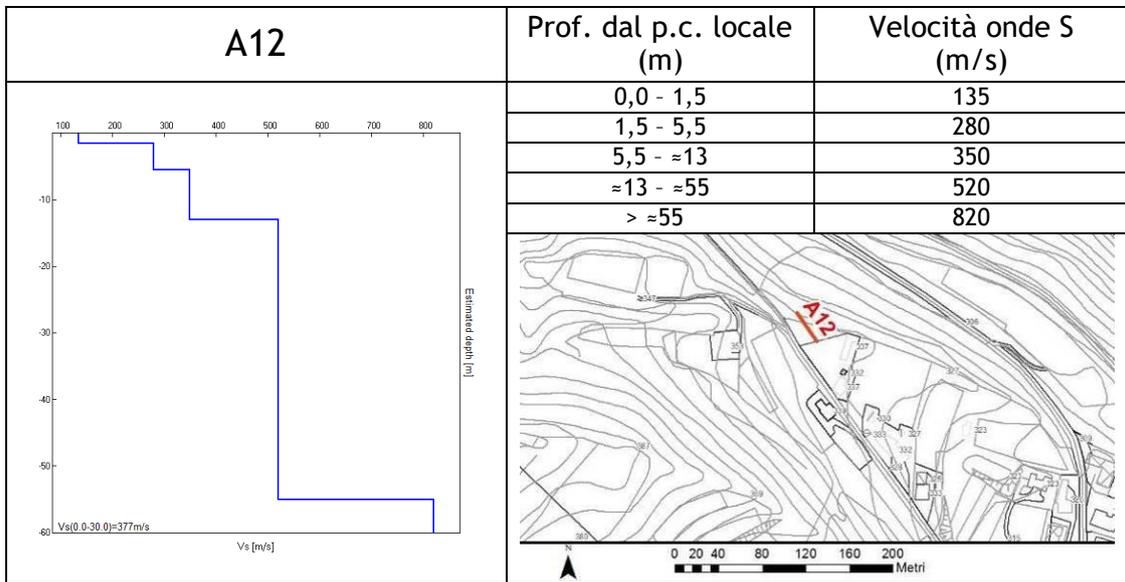
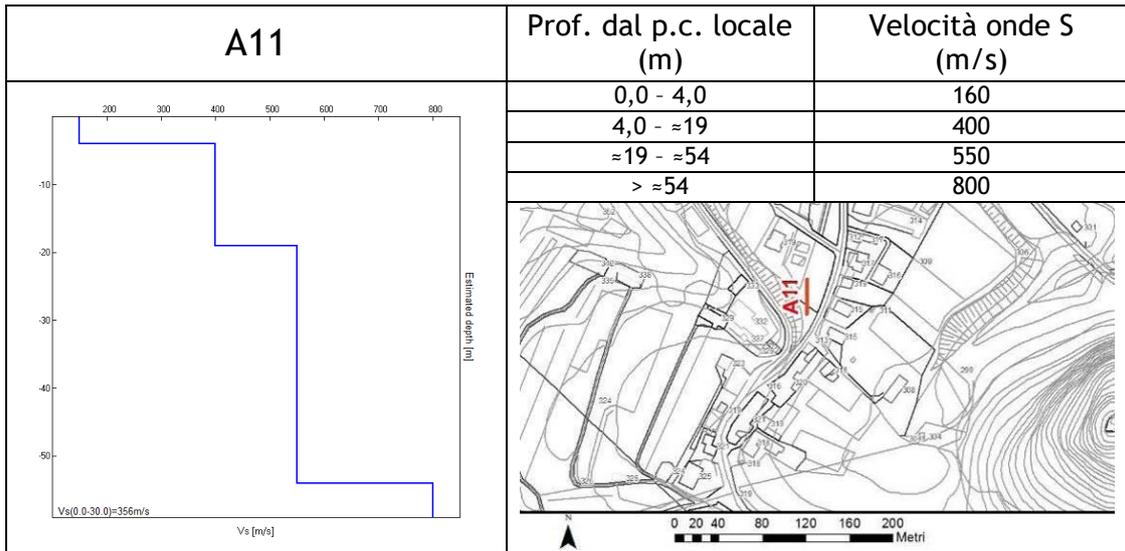
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

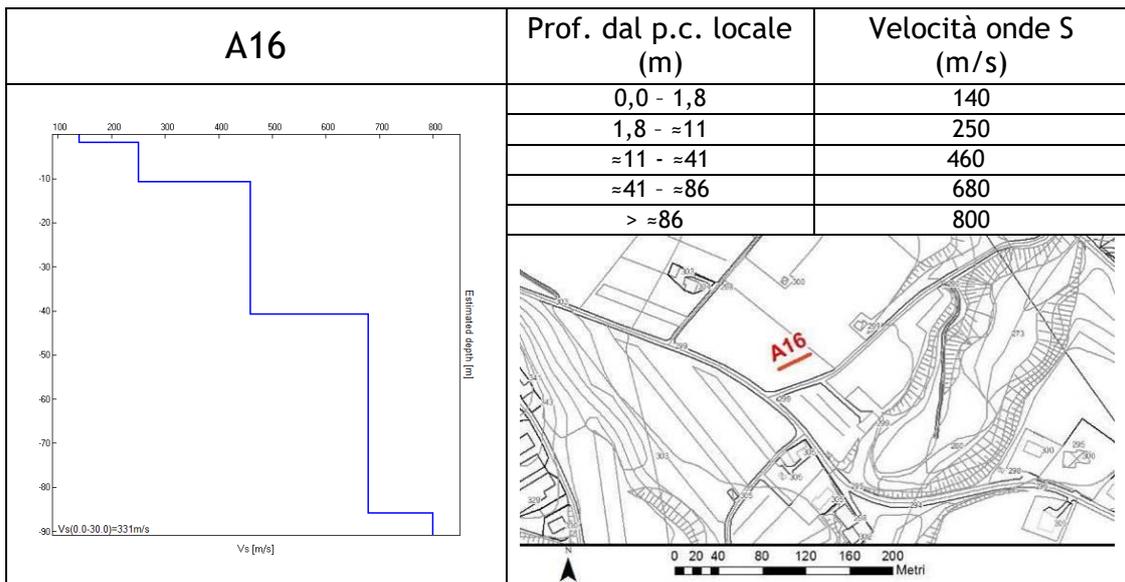
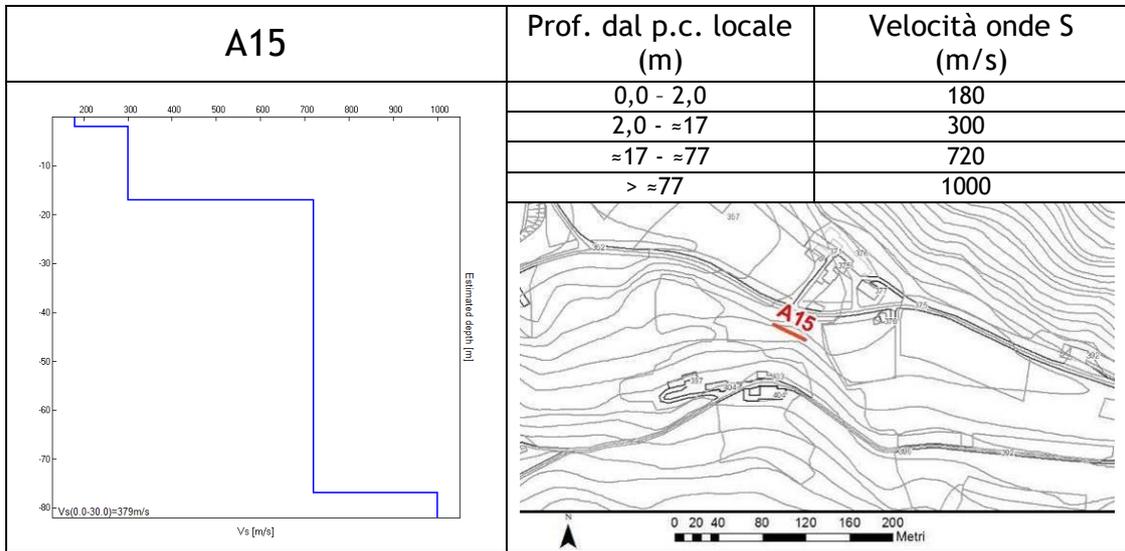
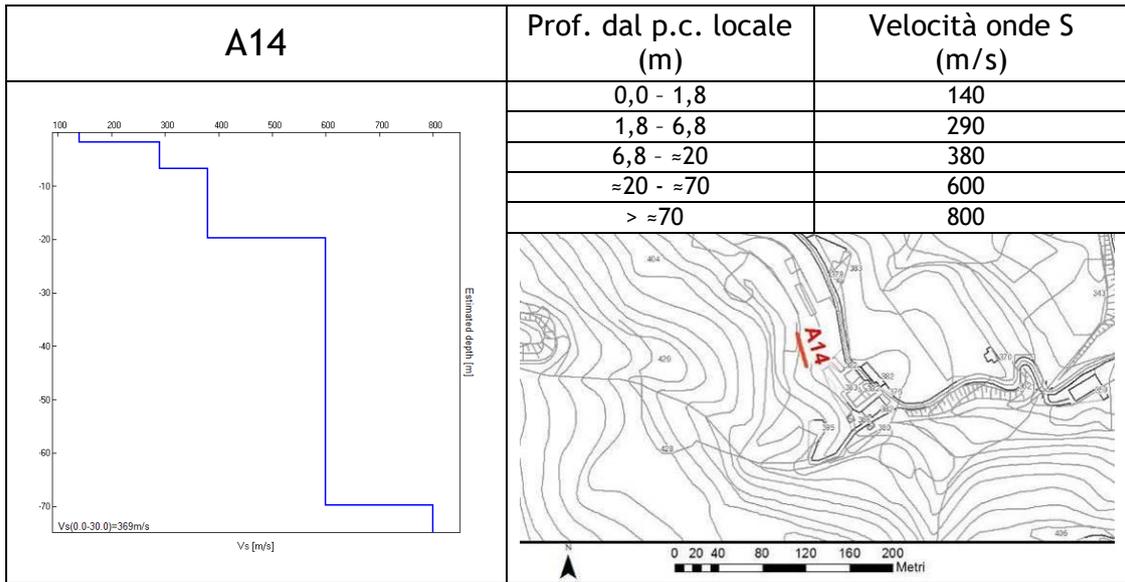


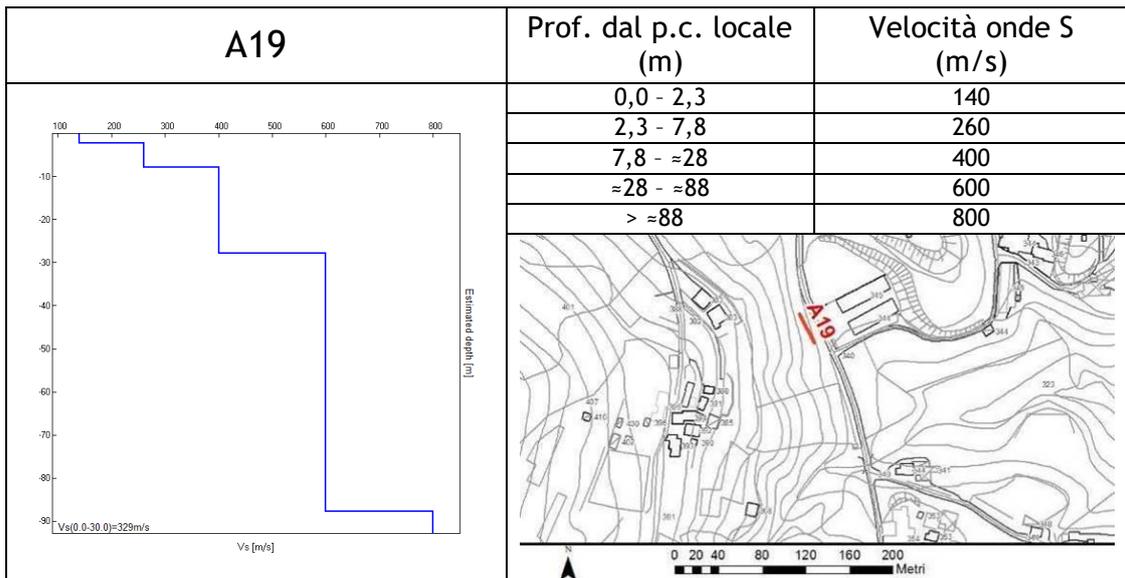
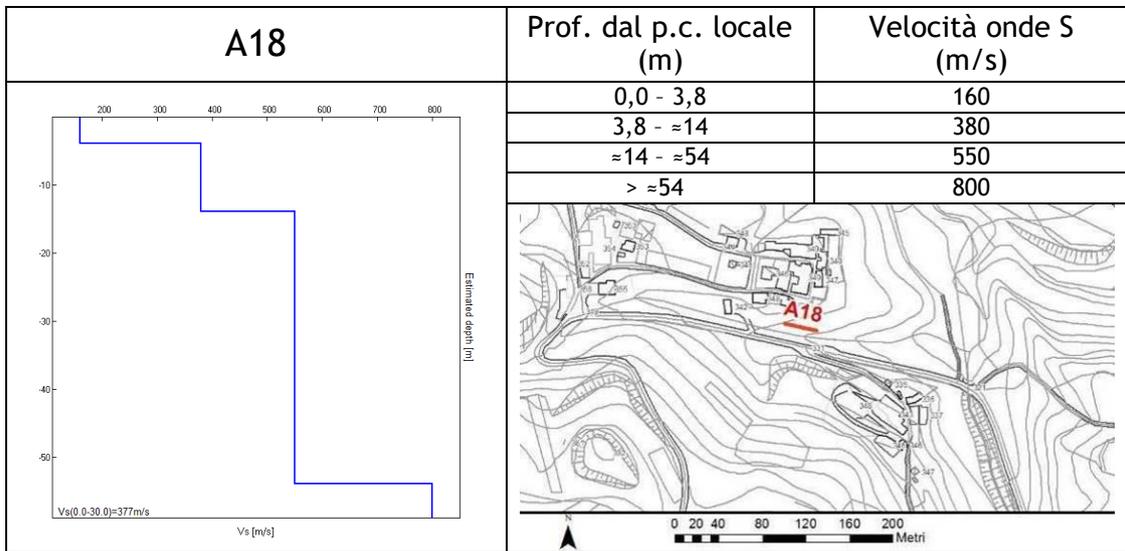
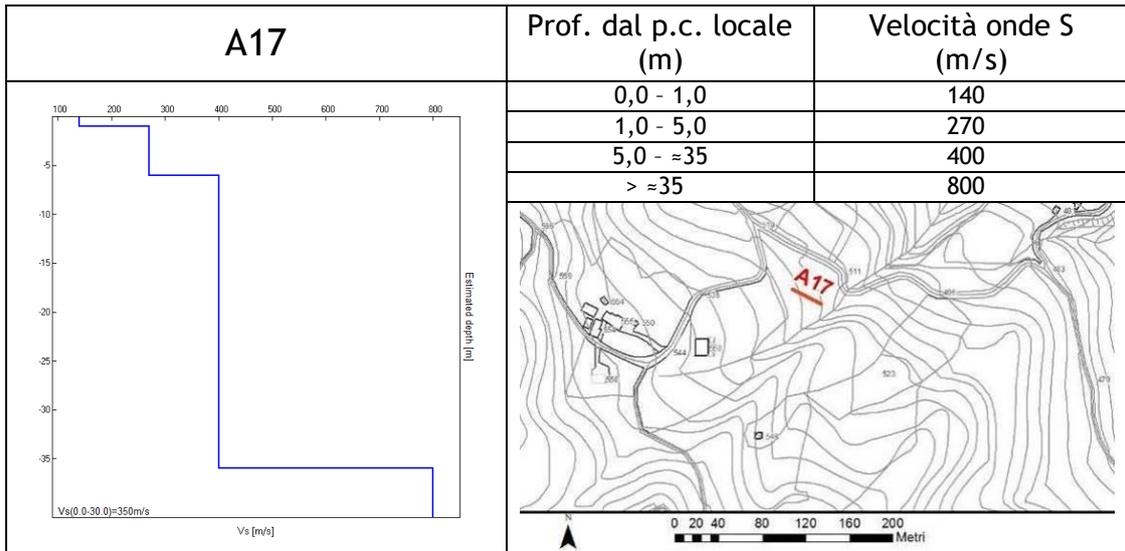


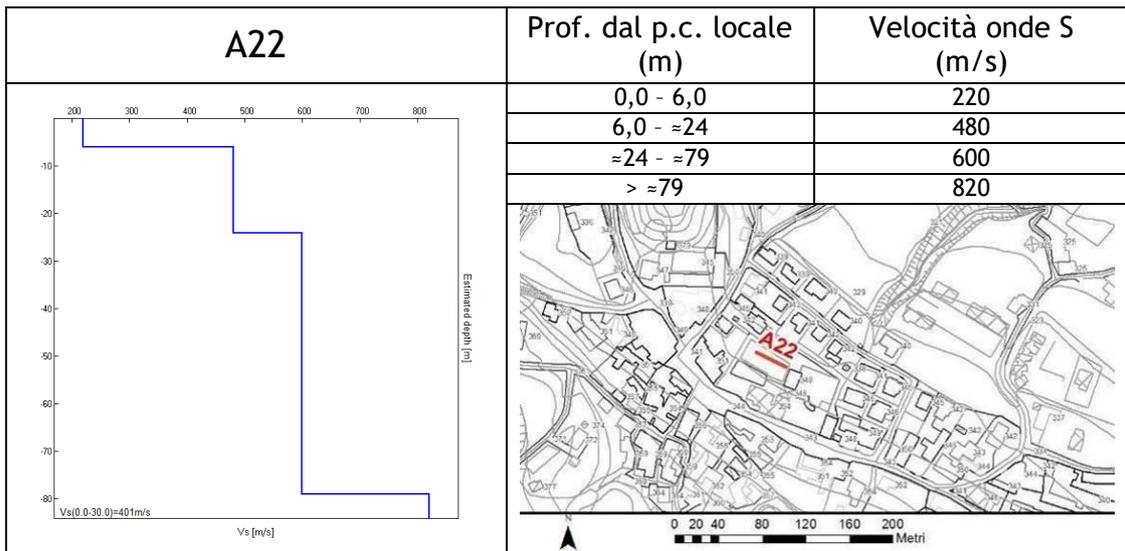
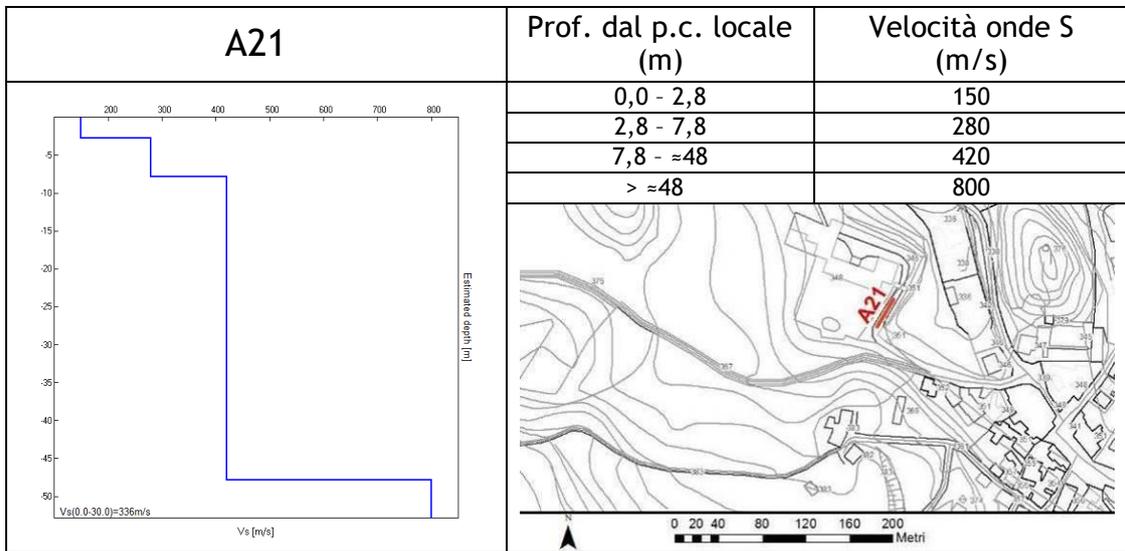
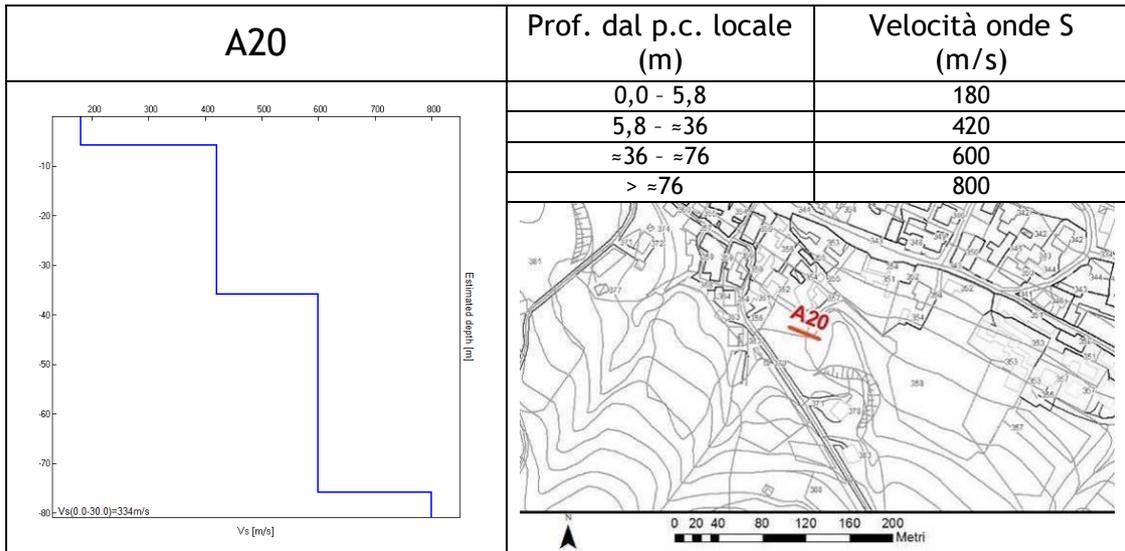


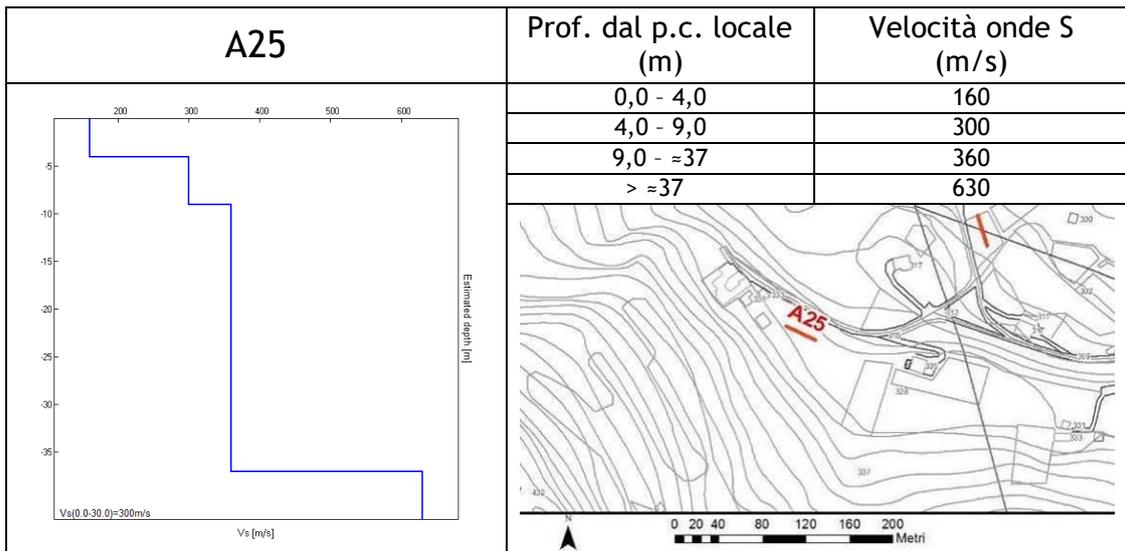
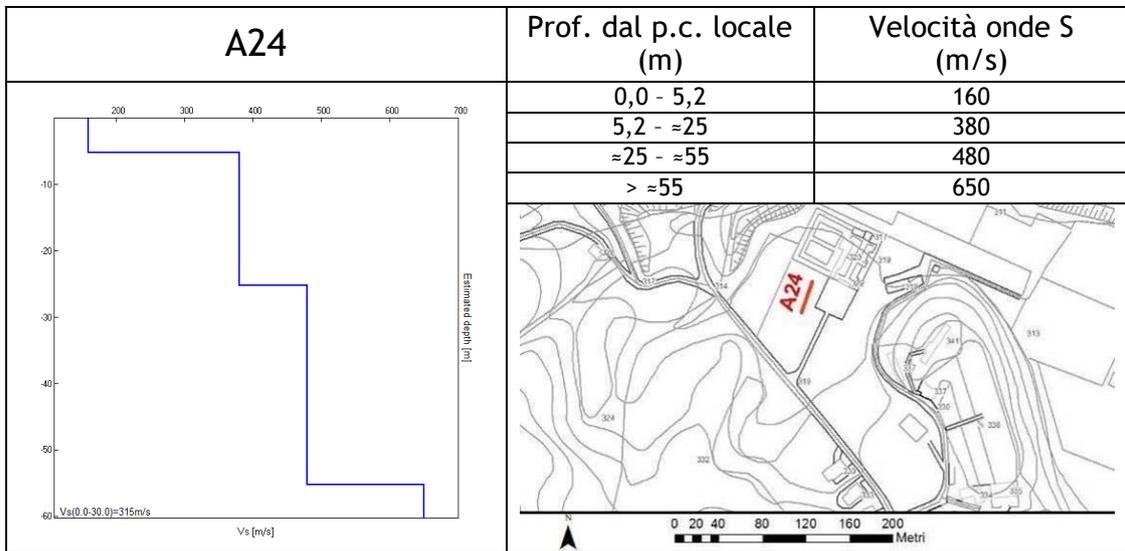
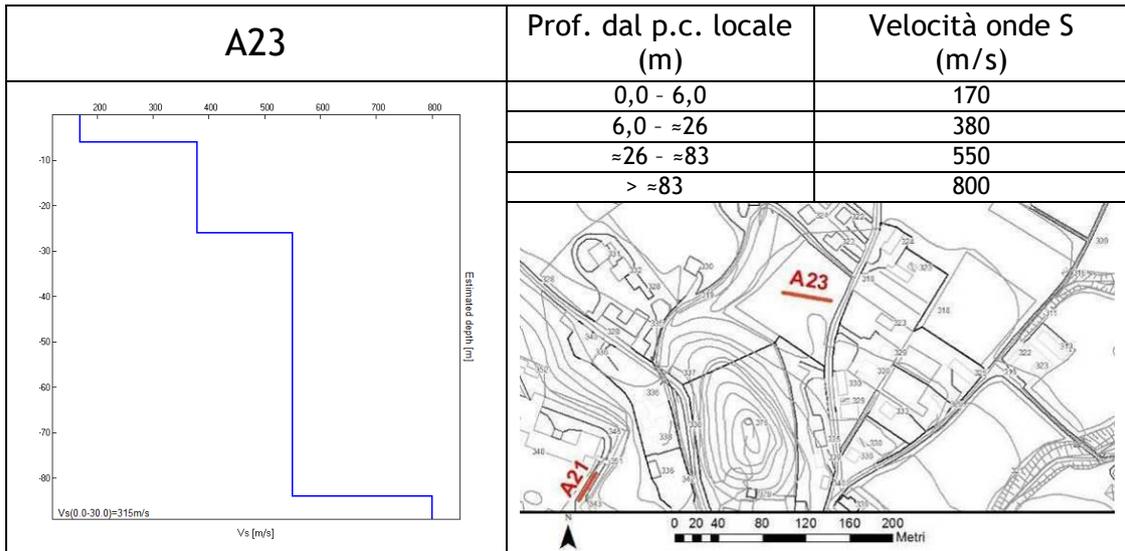


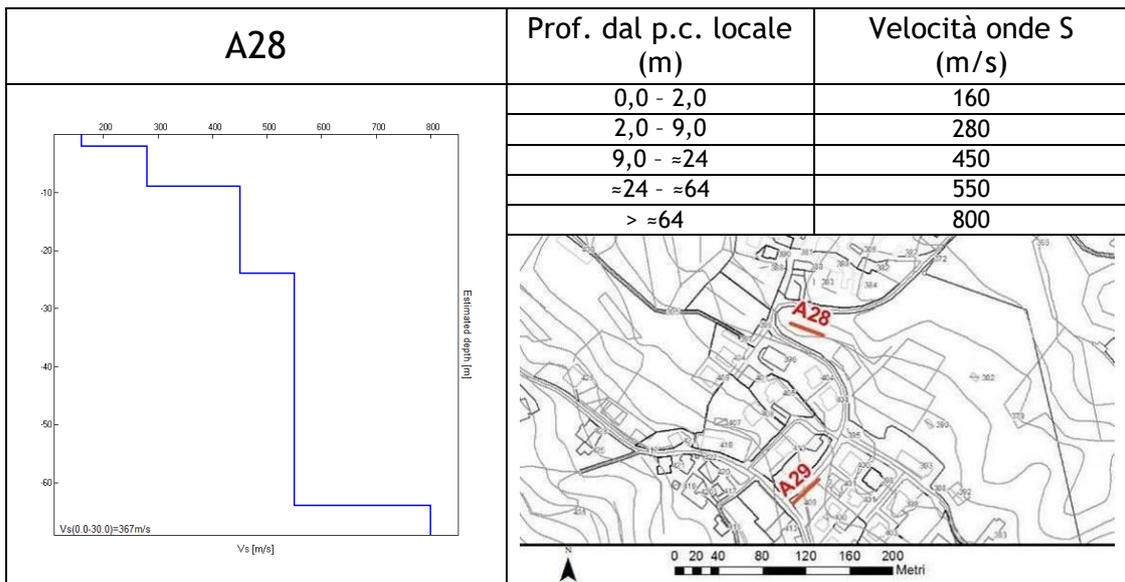
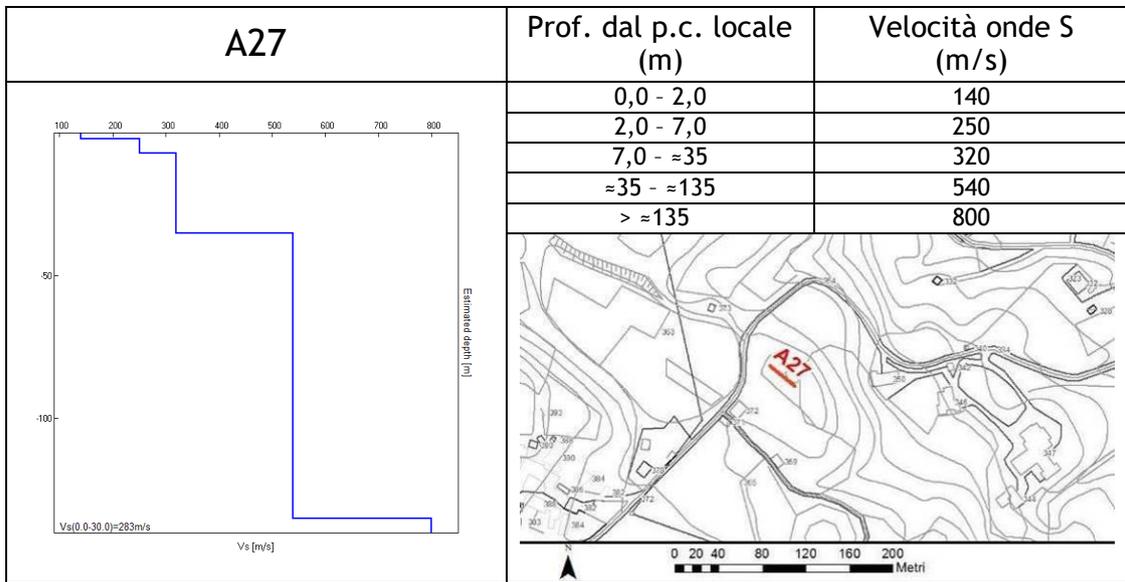
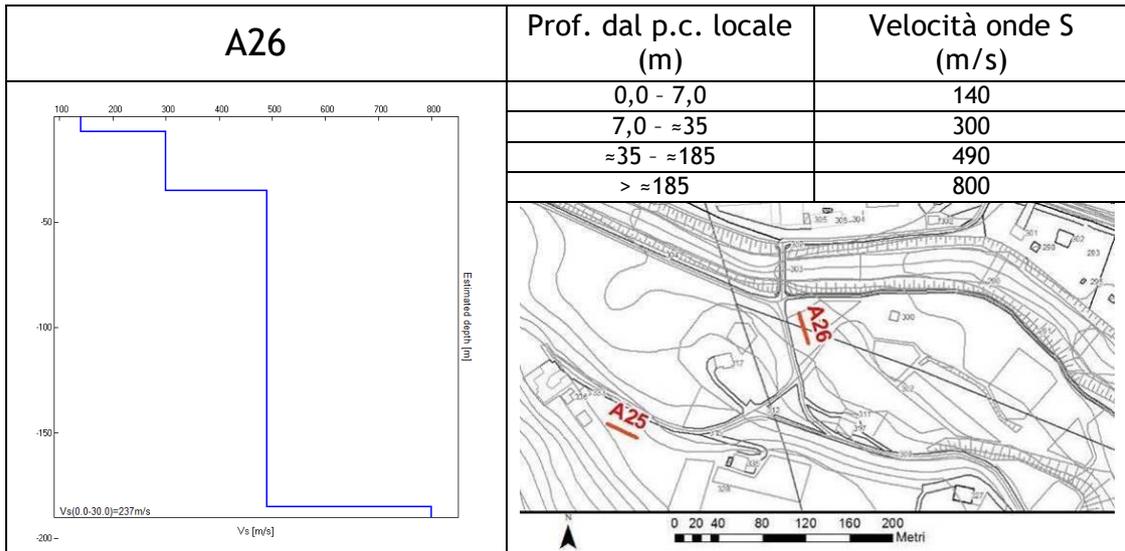


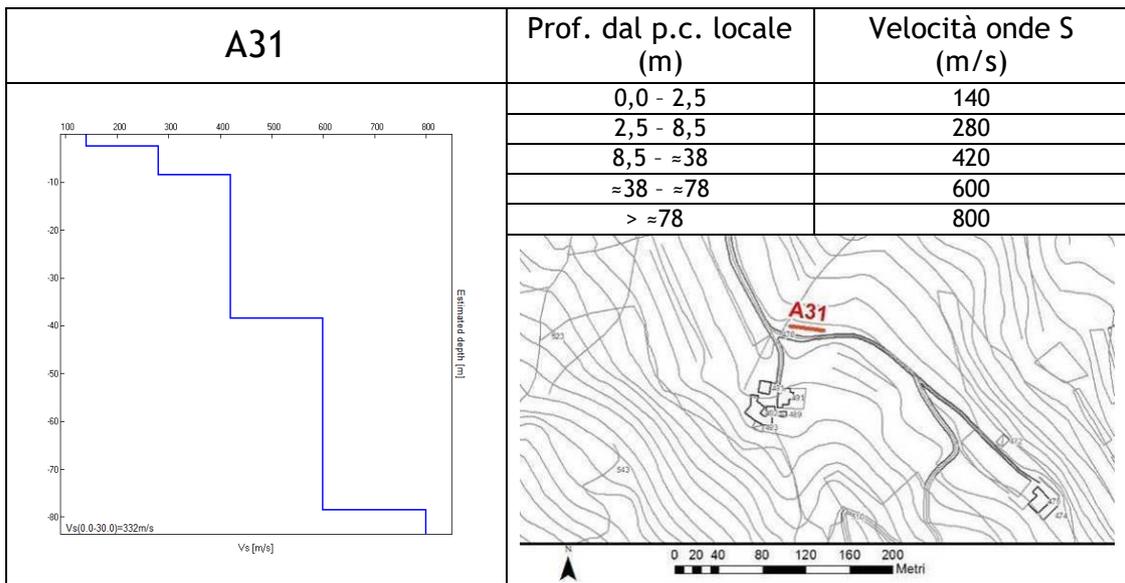
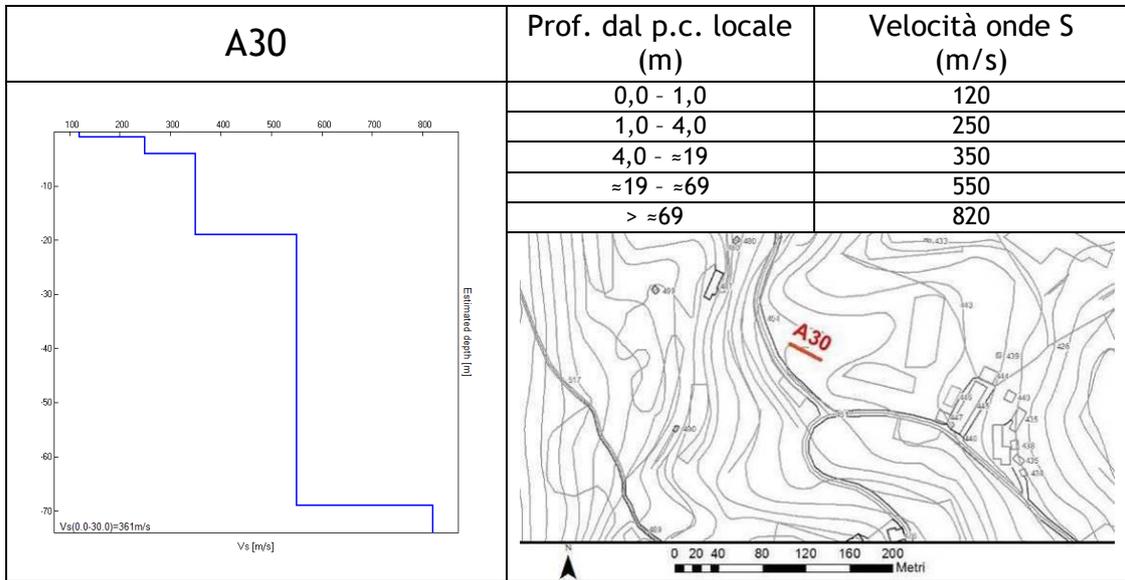
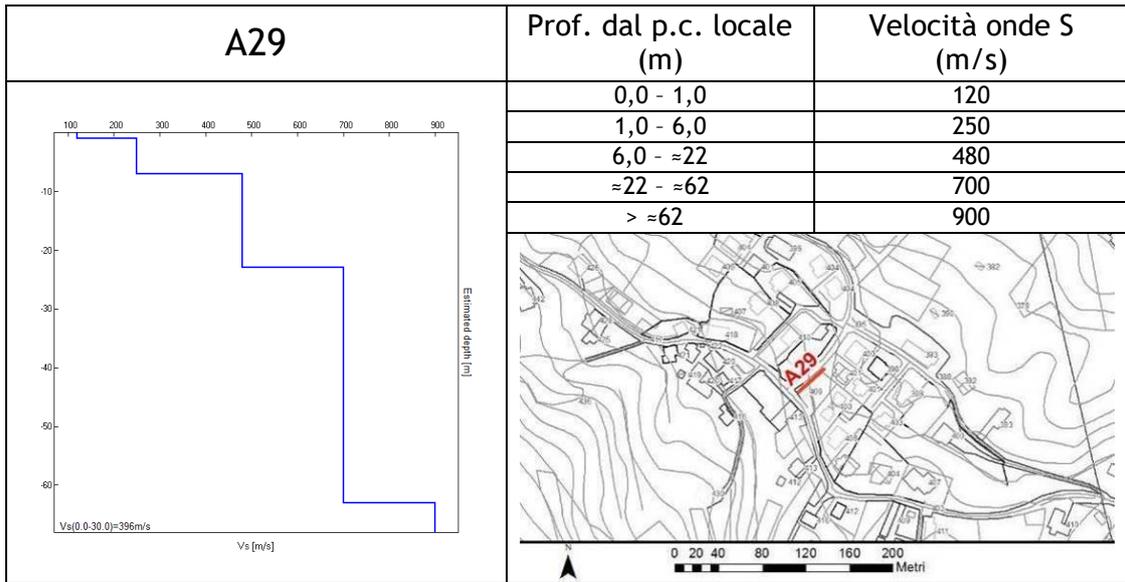


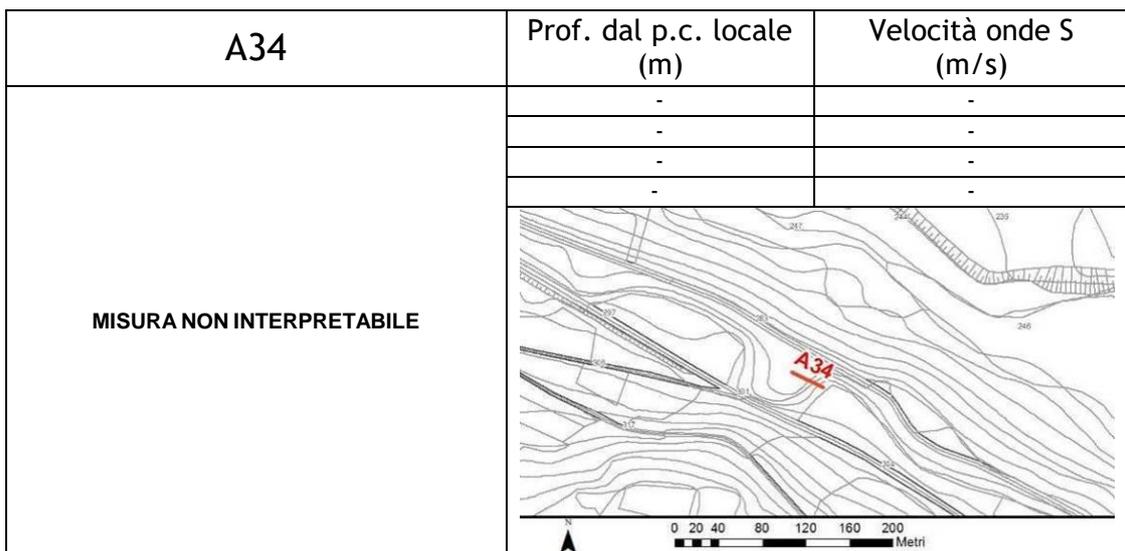
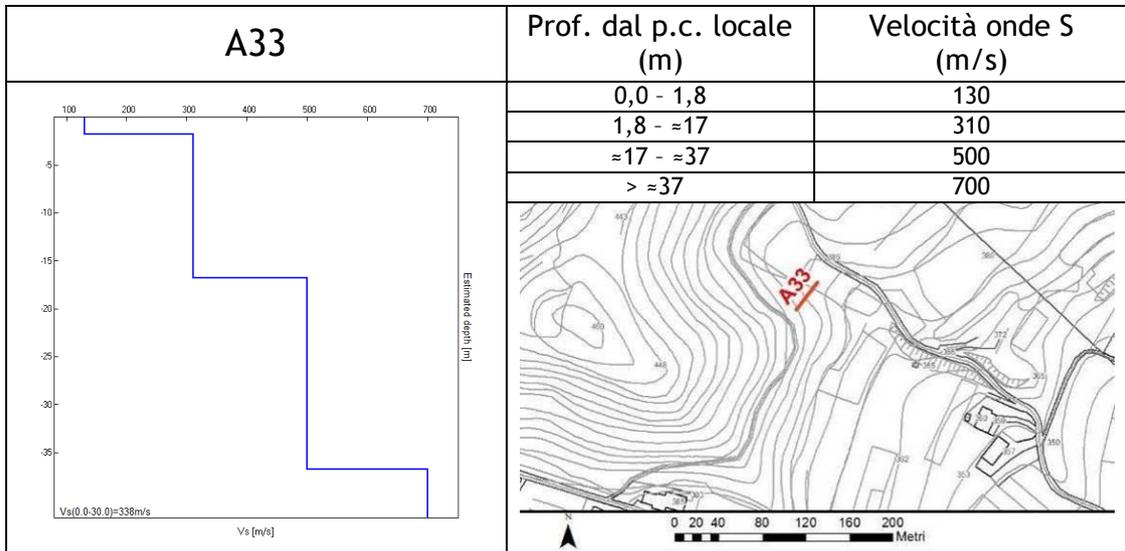
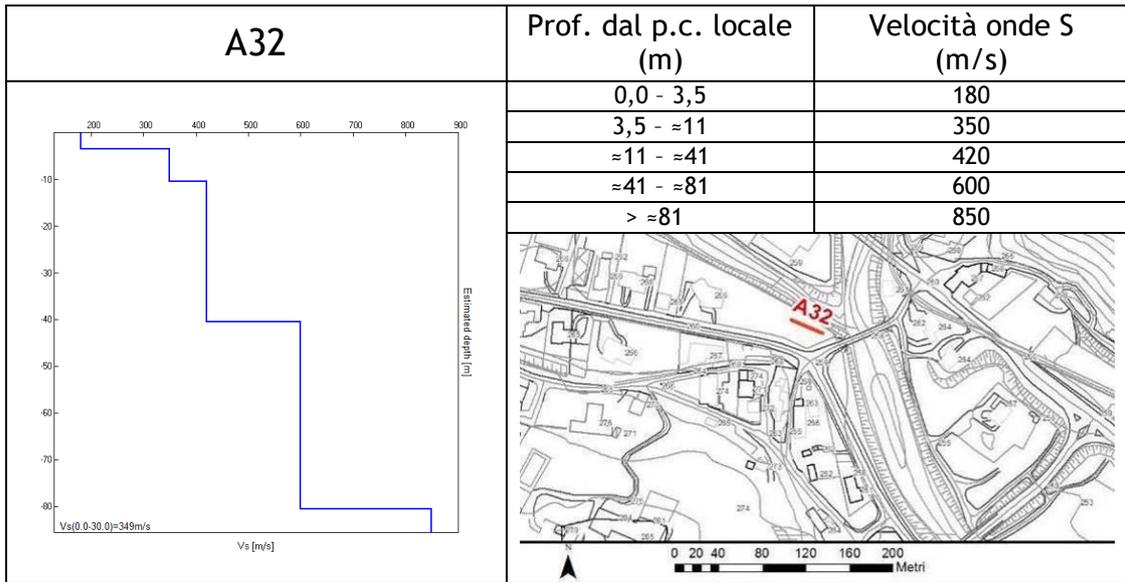


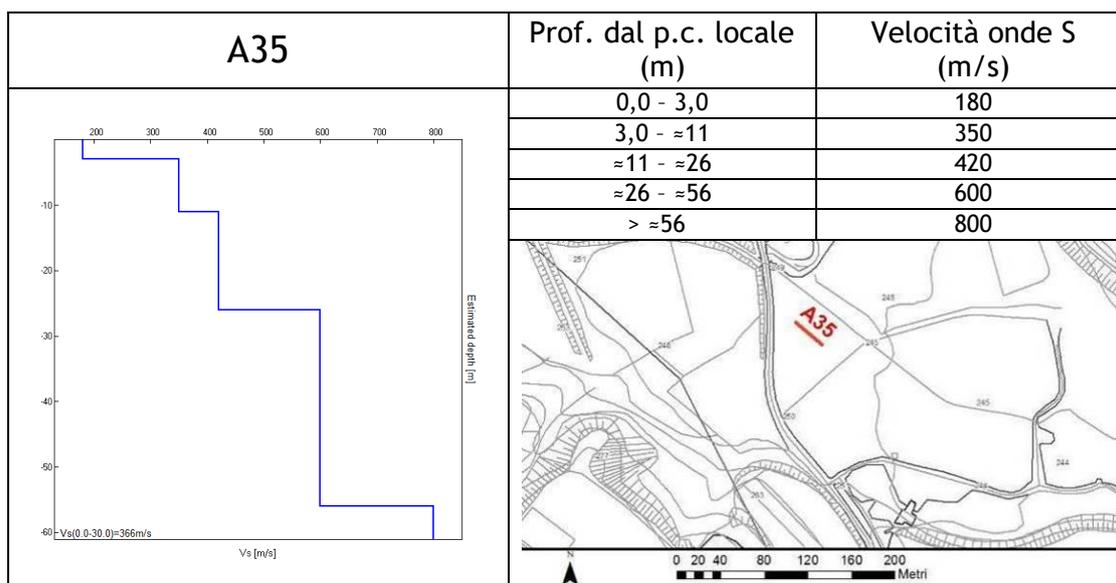










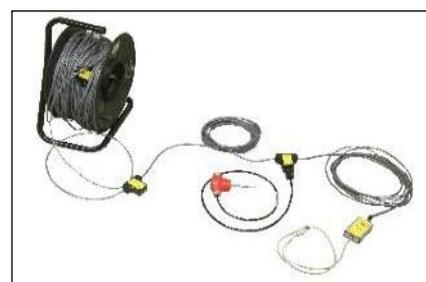


6.2.3 Indagine sismica di tipo attivo in array (M.A.S.W.)

La procedura M.A.S.W. viene presentata nel 1999 in seguito agli studi effettuati dal Kansas Geological Survey (Park et al., 1999). L'acquisizione simultanea di molti canali, che aumentano la ridondanza statistica, insieme alla semplicità delle operazioni, permettono al M.A.S.W. di superare pienamente le limitazioni incontrate con precedenti metodi. La strumentazione necessaria è composta da uno stendimento sismico di 12 o più geofoni verticali e dal sismografo. L'energizzazione viene effettuata ad hoc a varie distanze e con varie ripetizioni (tecnica stacking) per sommare algebricamente i segnali ottenuti rendendo in tal modo la potenza del segnale superiore a quella del rumore di fondo.

Una particolare analisi spettrale permette di distinguere il modo fondamentale da quelli superiori per ricavare la curva di dispersione ed il profilo delle Vs per successiva inversione 1-D. La teoria sviluppata suggerisce di caratterizzare tale fenomeno mediante una funzione detta curva di dispersione, che associa ad ogni frequenza la velocità di propagazione dell'onda. Tale curva è estraibile dallo spettro del segnale poiché essa approssimativamente posa sui massimi del valore assoluto dello spettro.

A questo punto la curva di dispersione sperimentale deve essere confrontata con quella relativa ad un modello sintetico che verrà successivamente alterato in base alle differenze riscontrate tra le due curve, fino ad ottenere un modello sintetico a cui è associata una curva di dispersione teorica approssimativamente coincidente con la curva sperimentale. Questa delicata fase di interpretazione è comunemente detta fase di inversione e può avvenire in maniera automatica e/o manuale.



Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 20 Hz), sono stati utilizzati n°16 geofoni a 4,5 Hz ad asse verticale uniti in un array lineare totalmente digitale (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.

La configurazione utilizzata è riportata nella seguente tabella:

Linea	Configurazione	N° geofoni	Spaziatura intergeofonica	Lunghezza linea
MASW n° 1	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 2	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 3	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 4	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 5	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 6	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 7	Lineare	16	3 m	45 m
MASW n° 8	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 9	Lineare	16	2 m	30 m
MASW n° 10	Lineare	16	2 m	30 m

Non sono presenti sostanziali variazioni di quota e quindi il sito può essere considerato orizzontale. L'energizzazione è stata effettuata tramite una mazza su piastra battente di circa 5 Kg ad una distanza di 3 m dal primo geofono. Il *sampling rate* utilizzato è stato di 512 Hz in modo da ottenere un elevato dettaglio del segnale. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato deve essere sufficiente per consentire all'impulso emesso dalla sorgente di propagarsi da un estremo all'altro dell'array, ed inoltre consentire la naturale attenuazione su tutti i ricevitori. Nel caso in questione, dopo aver osservato nel monitor del ricevitore la prima acquisizione, è stato deciso di assumere una lunghezza temporale di circa 1 s, più che sufficiente per il nostro scopo. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.7 - 2016.

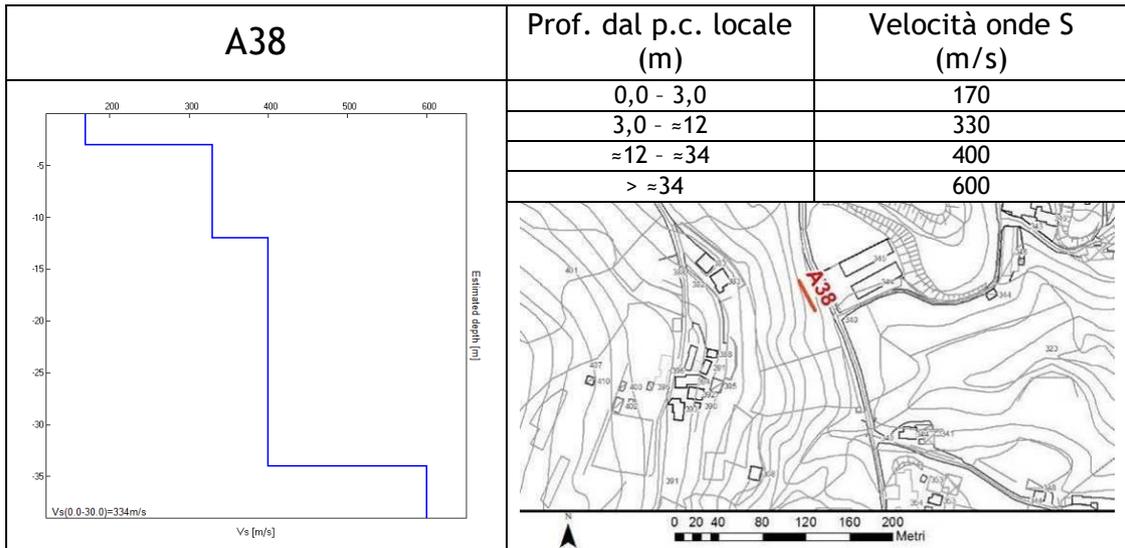
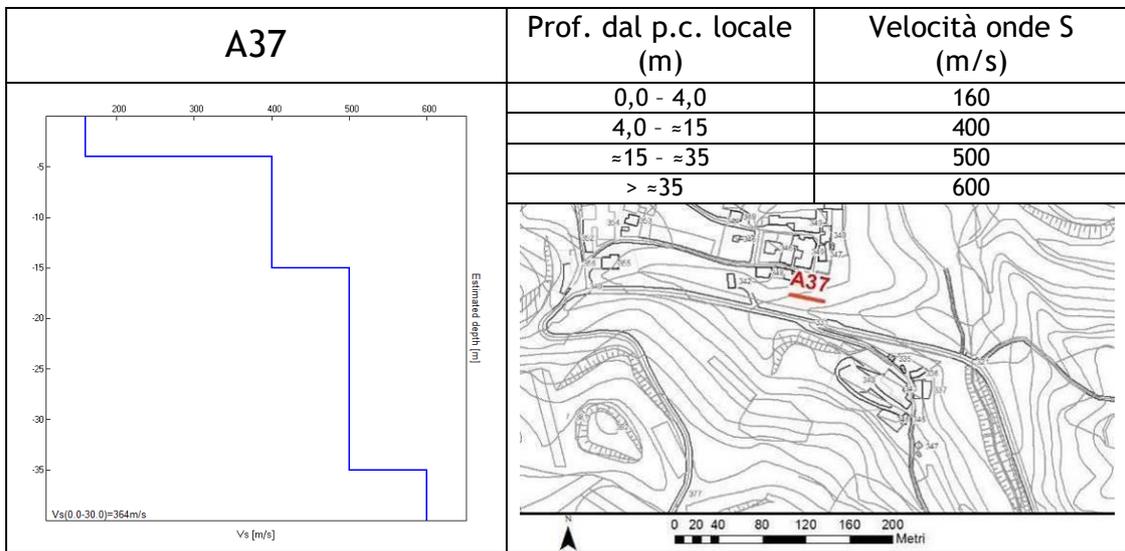
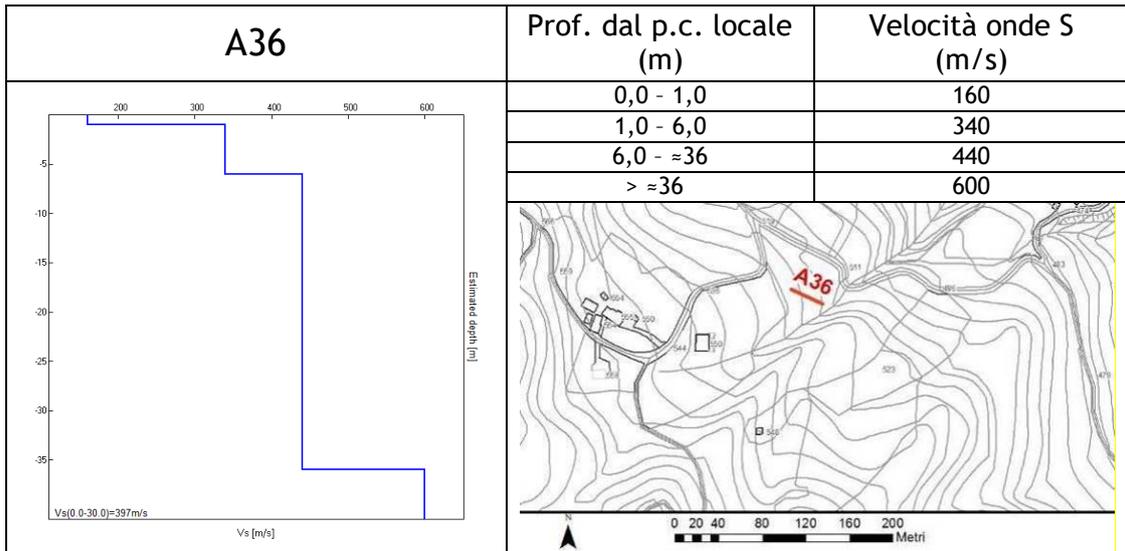
6.2.3.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

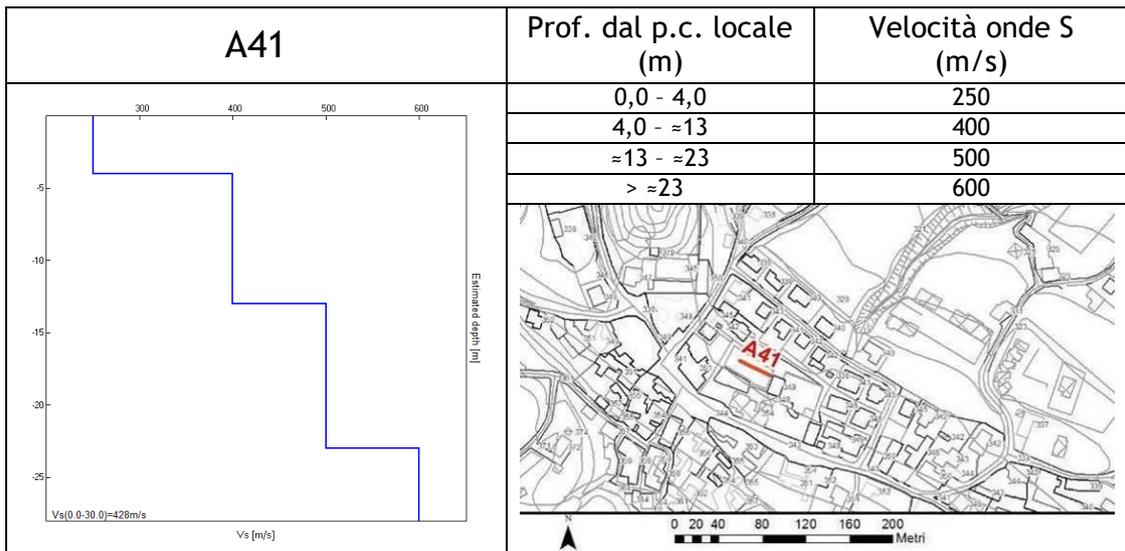
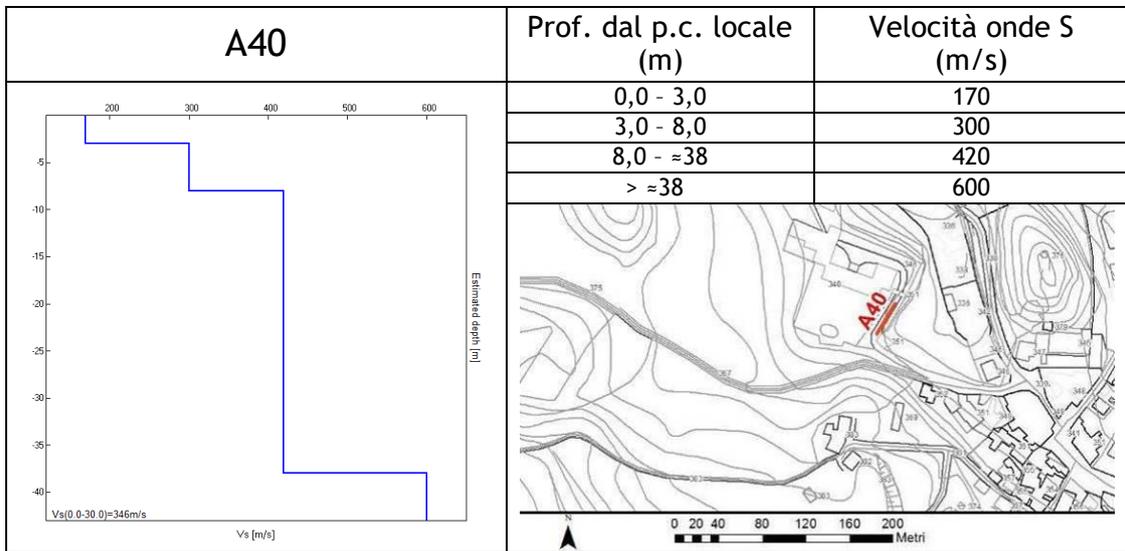
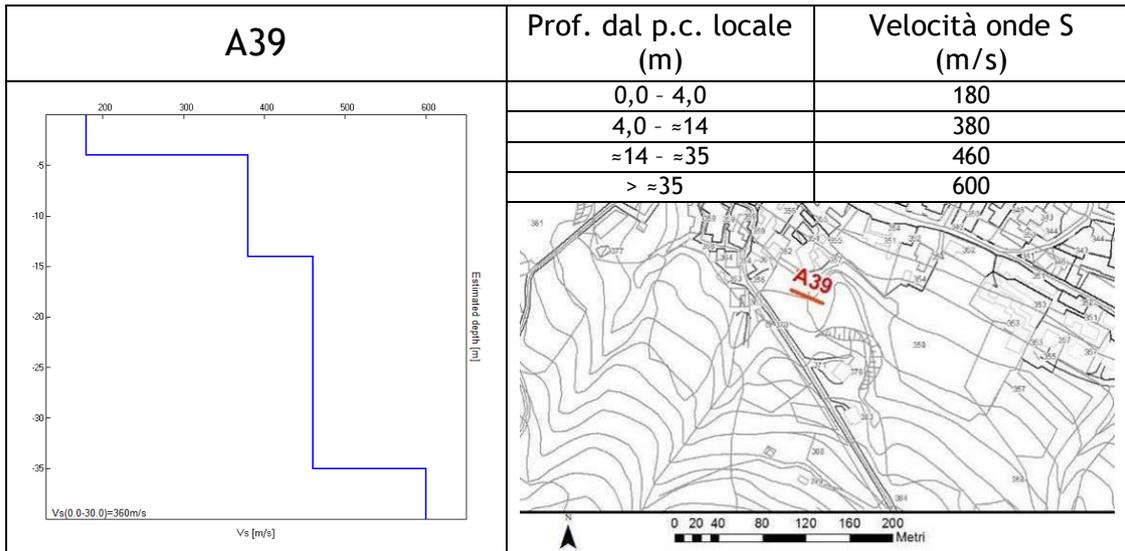
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche con tecnica attiva M.A.S.W. (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare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

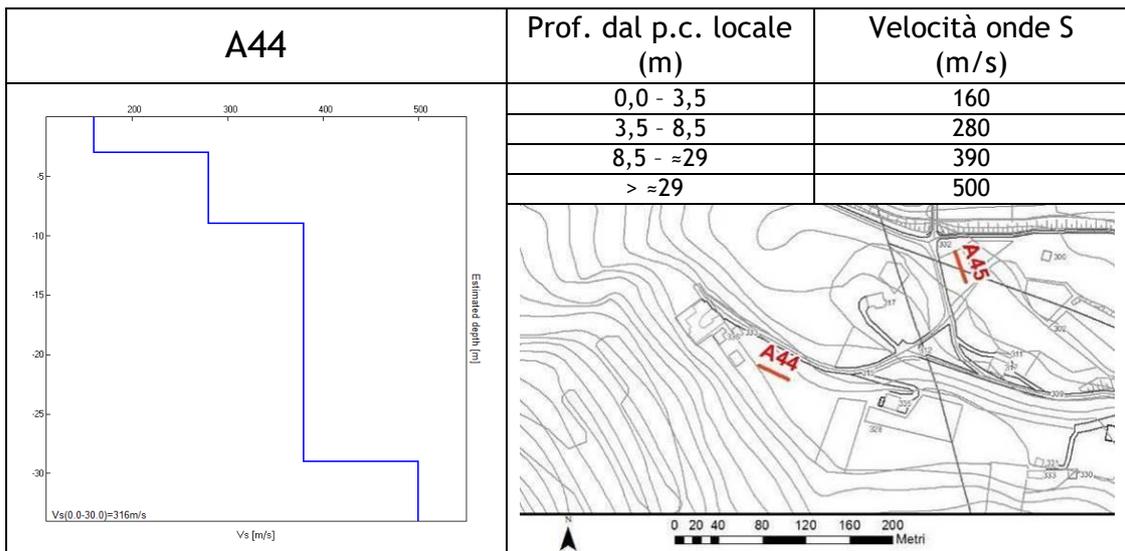
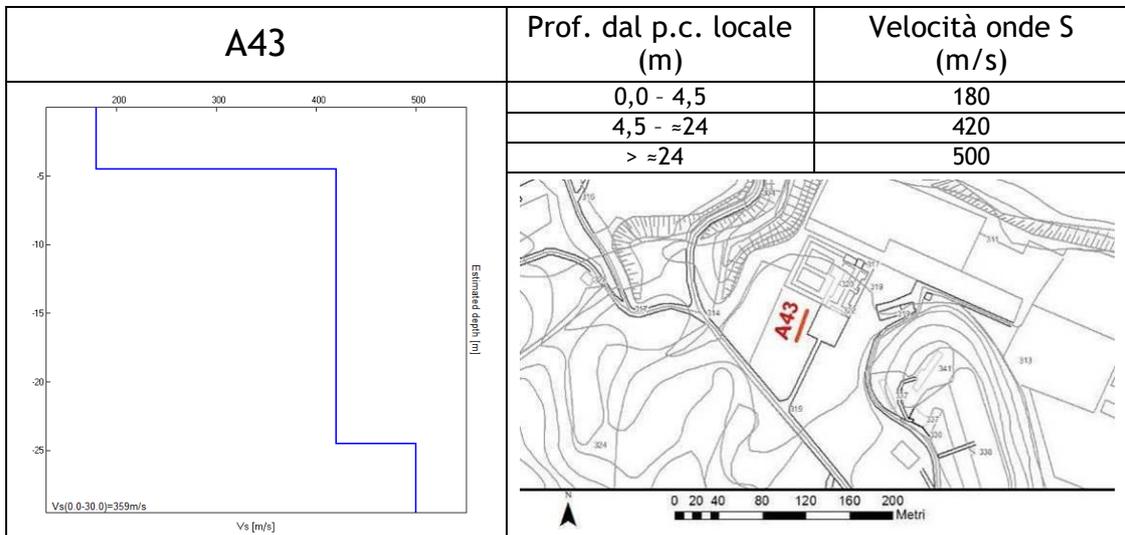
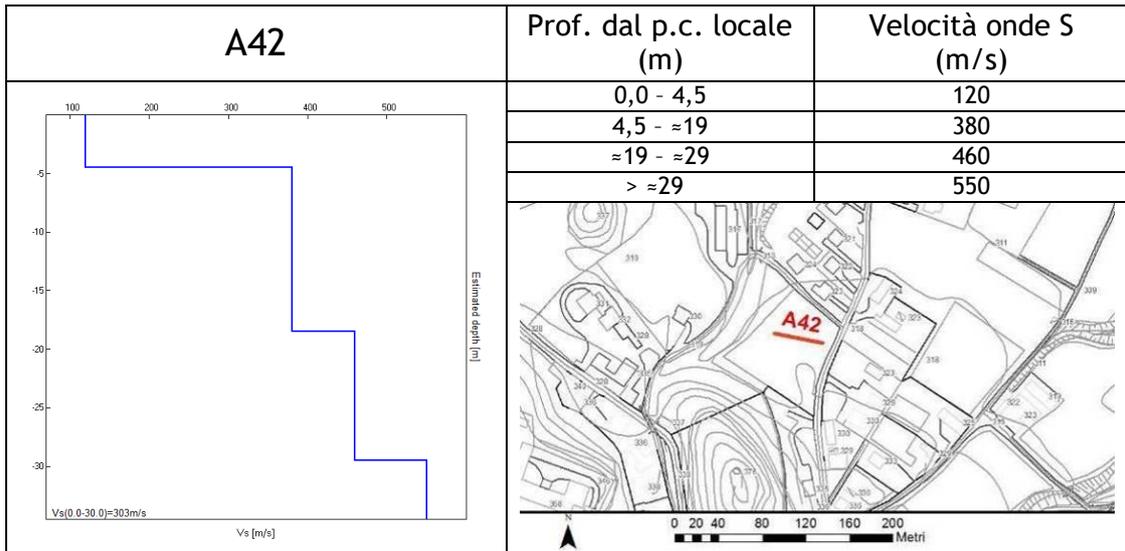
6.2.3.2 Risultati delle misure

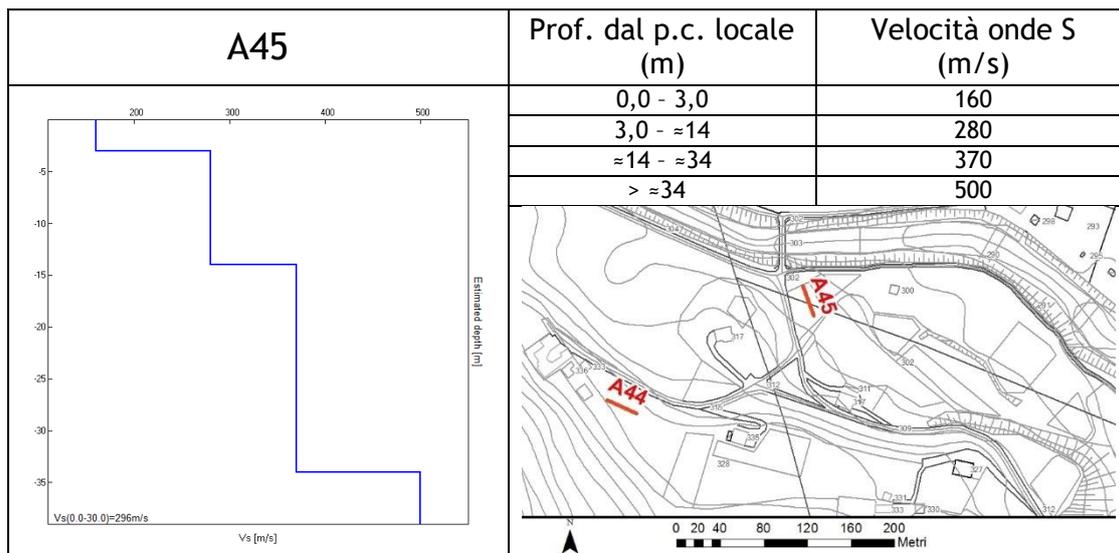
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi degli *array* sismici condotti.

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.









6.2.4 Indagine geo-elettrica con inversione tomografica

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

L'unità di misura è costituita da un geo-resistivimetro 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, ed i vari cavi impiegati vengono tra loro connessi e collegati all'unità di misura.

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

Le misure sono ciclicamente ripetute fino ad un massimo di 4-6 volte qualora non si raggiunga prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale tra il 2-6%) e in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8s e 0,12s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2mV a massimi di 400V mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,001mA a massimi di 50mA. 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 interelettroica. Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Ritrae, infatti, l'andamento della resistività apparente, una specie di valore mediato, con la pseudopropfondità, calcolata con semplici considerazioni geometriche. Ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo ed alla pseudopropfondità che gli compete.

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

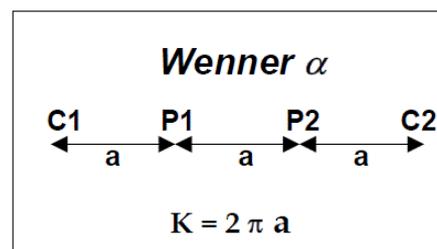
Nelle indagini geo-elettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione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

Nel caso in questione è stato utilizzato il nuovo geo-resistivimetro della Moho Srl modello **ELECTRA** in configurazione Wenner e con *array* geometrico come riportato nella tabella seguente con i relativi parametri di inversione.

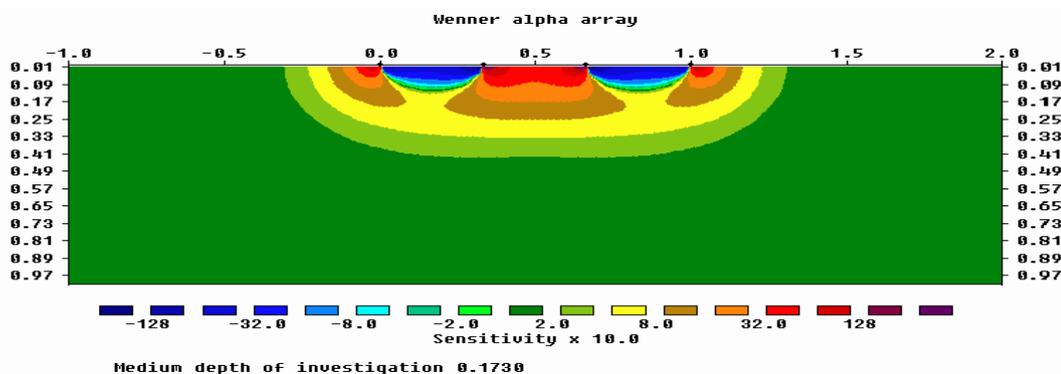
Nome Linea	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]	Lunghezza [m]
ELE 1	16	3 m	45 m
ELE 2	16	3 m	45 m
ELE 3	16	3 m	45 m
ELE 4	16	3 m	45 m
ELE 5	16	2 m	30 m

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 interelettroditica) 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 disotto 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 ed 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. E' possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudo-sezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di *Loke & 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.

- Il procedimento di calcolo prevede la suddivisione iniziale del volume in una griglia di regolarizzazione (analoga a quella impiegata nelle computazioni ad elementi finiti). Ad ogni cella della griglia viene attribuito un valore di resistività sulla base dei dati misurati ed a quelle di confine viene impostata una resistività pari alla media delle letture eseguite.

- 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 ed 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.
- L'inversione ha termine al 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).
- 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.

6.2.4.1 Risultati dell'analisi geo-elettrica

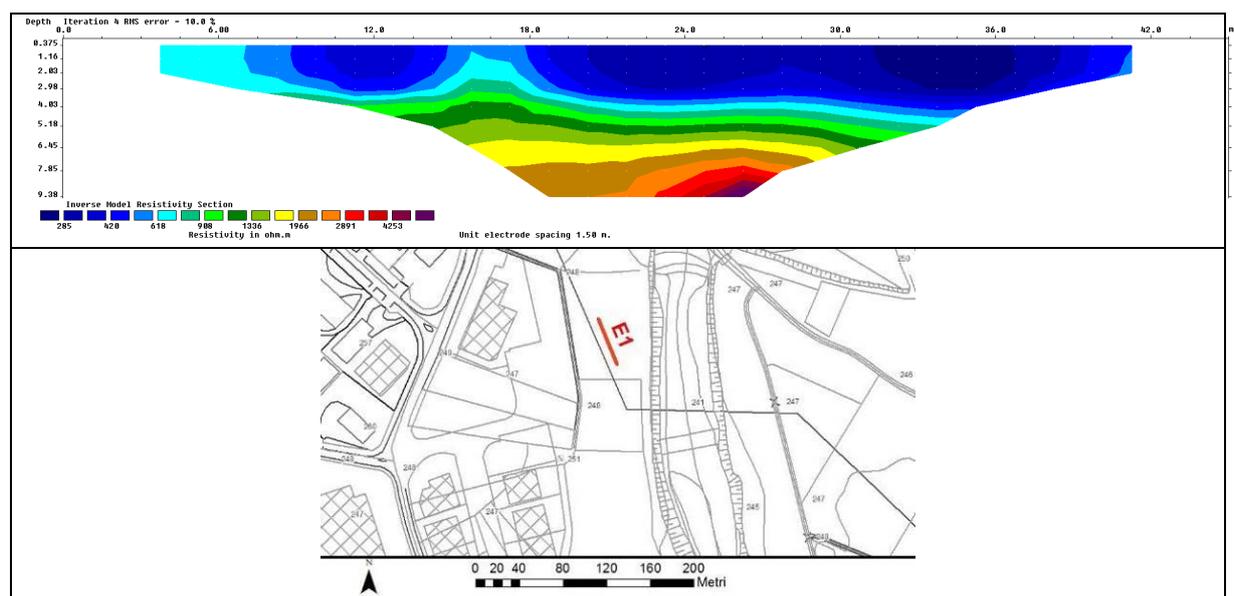
L'obiettivo primario delle misure geo-elettriche effettuate è la ricostruzione elettro-stratigrafica del sottosuolo mediante l'esecuzione di n° 5 stendimenti geo-elettrici 2D con n° 16 elettrodi.

Nelle schede riportate in allegato e in estratto a seguire, viene mostrato l'andamento della resistività nel sottosuolo attraverso una scala cromatica con resistività che raggiungono valori massimi compresi tra circa 50 - 4500 ohm*m.

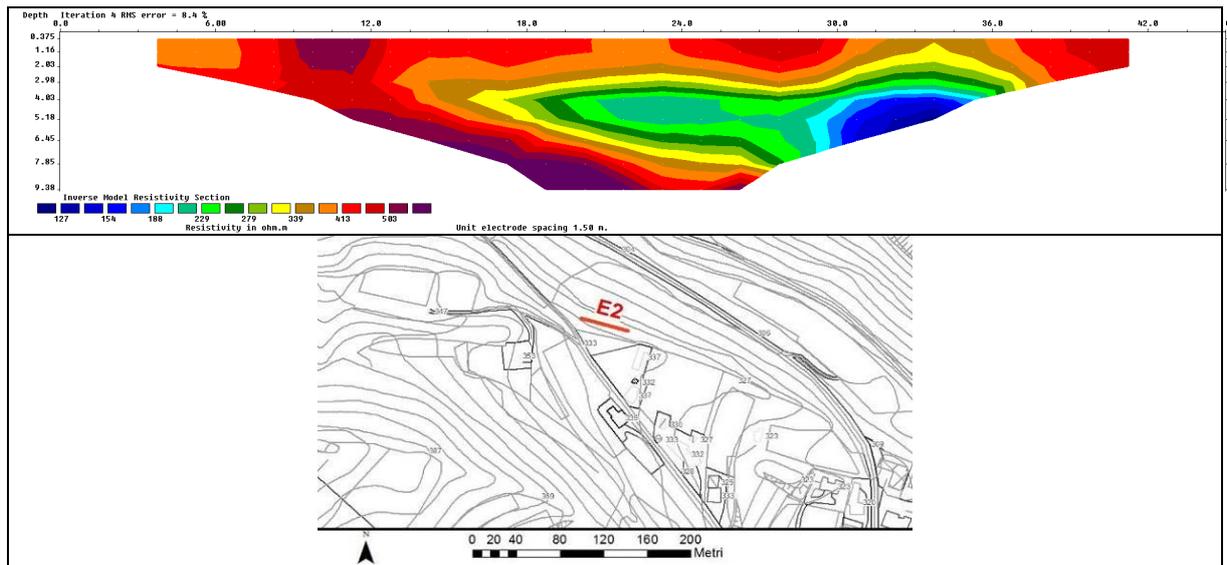
Lo spessore delle unità geoelettriche può essere stimato attraverso la scala metrica posta sulle ordinate del grafico. La sezione è stata acquistata nell'area in prossimità dei punti critici di progetto in funzione della morfologia del terreno e degli spazi disponibili.

Ai fini dell'elaborazione finale dei dati, il profilo altimetrico è stato considerato orizzontale in quanto non erano presenti variazioni significative di quota.

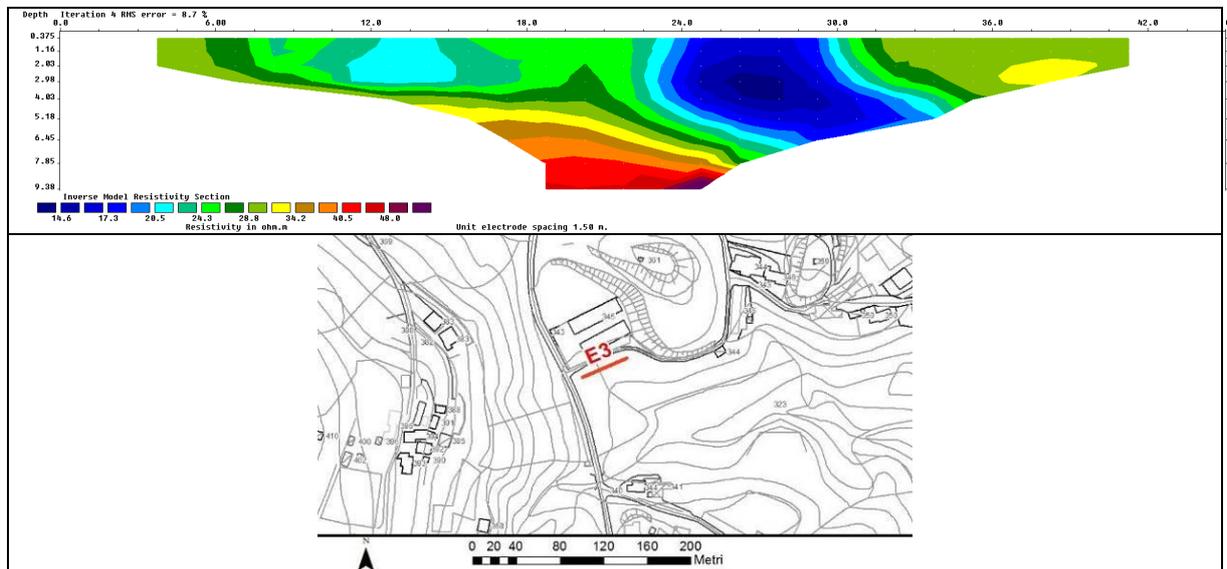
Linea elettrica ELE 1



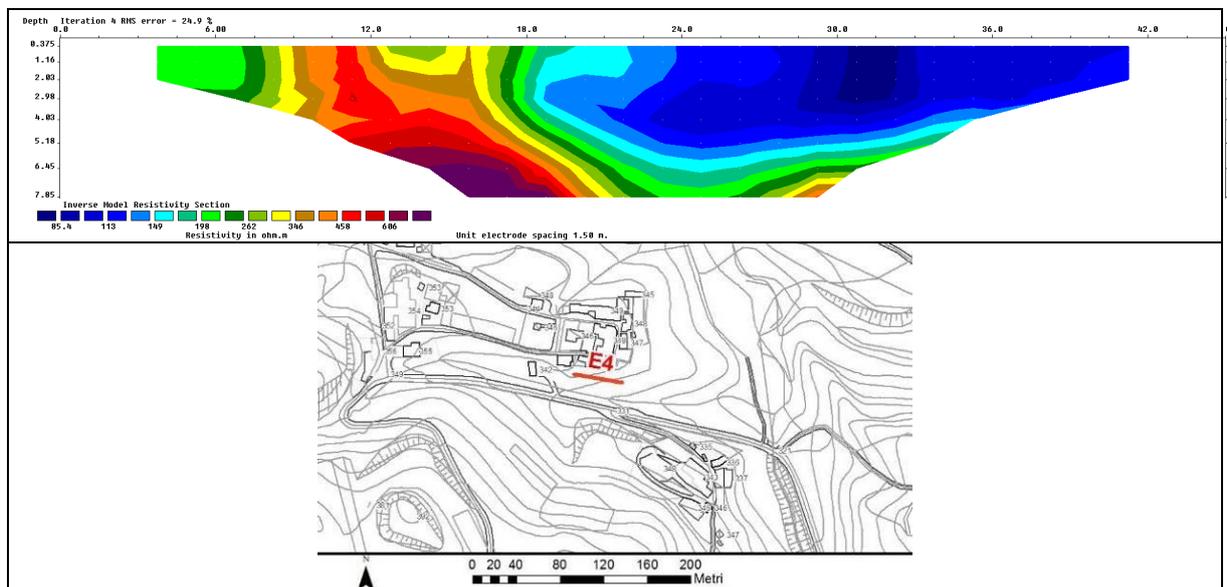
Linea elettrica ELE 2

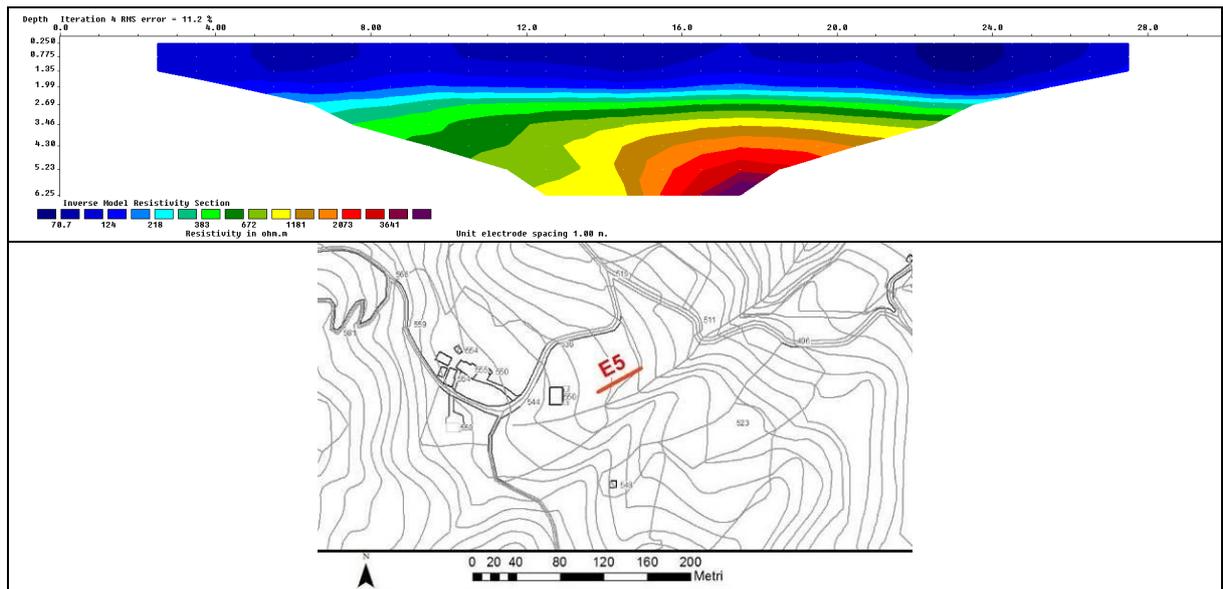


Linea elettrica ELE 3



Linea elettrica ELE 4



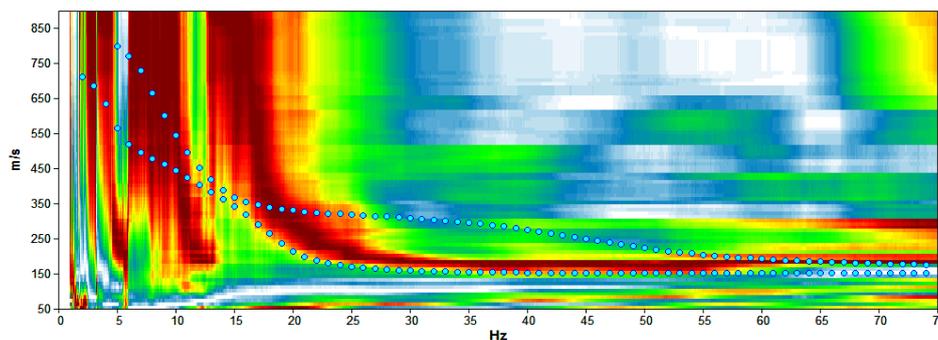


6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

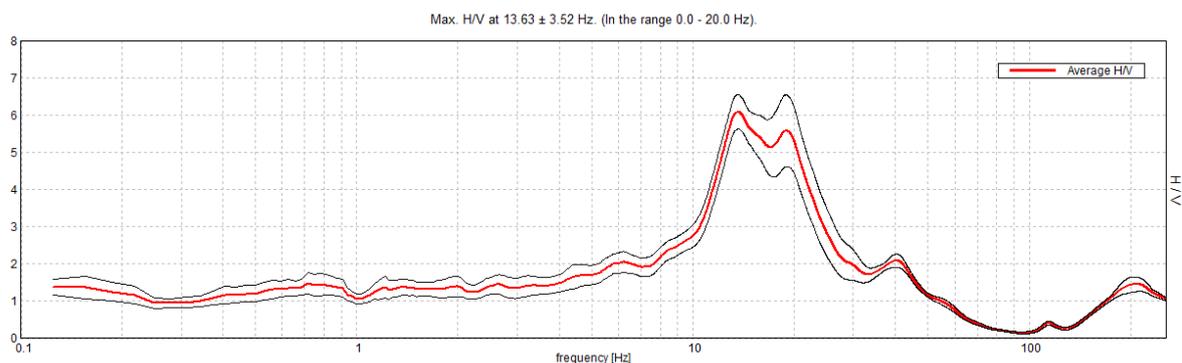
La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato, sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geosismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche. Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una certa precisione i modelli sismo-stratigrafici locali, poiché i segnali si presentano con un'elevata coerenza nel modo fondamentale. Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro frequenziale, ha permesso di ottenere, nella maggior parte dei casi, un'elevata profondità di penetrazione per quanto riguarda le misure in *array*.

La profondità del *bedrock* ed il grado di rigidità della copertura, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismo-strati.

I risultati hanno evidenziato un **modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza irregolare**, soprattutto per quanto riguarda la profondità del substrato roccioso mentre i valori di rigidità misurati all'interno delle varie tipologie deposizionali presenti nel territorio comunale a copertura del substrato stesso presentano una certa regolarità. Tale modello sismo-stratigrafico risulta compatibile con l'area in oggetto di indagine, caratterizzata da un assetto tettonico-stratigrafico tipico delle zone vallive-montuose.



Spettro di velocità da misura sismica in *array* (Re.Mi. n.18): è possibile notare l'elevata coerenza del segnale e le basse frequenze indagate.



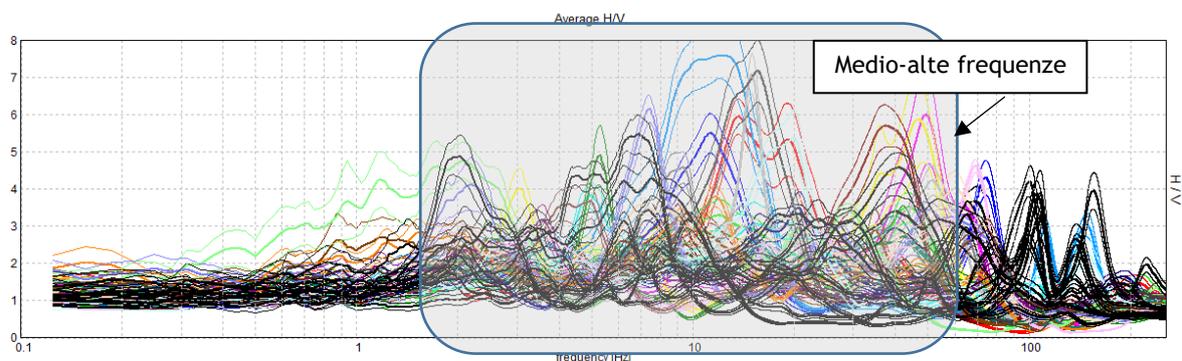
Curva H / V da misura H.V.S.R. n. 1: la curva mostra un forte contrasto sismico alle medio-alte frequenze (13,63 Hz), associabile al contatto copertura-roccia.

Buona parte delle misure condotte nella porzione centrale del comune, dove sono localizzati i maggiori insediamenti abitativi, hanno evidenziato condizioni stratigrafiche tali (copertura argillosa di origine eluvio-colluviale - sovrastante il substrato) da poter ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie. Infatti, è presente una risonanza associabile al contatto stratigrafico tra gli spessori di copertura sedimentaria e la sottostante formazione rocciosa più o meno alterata, riconducibile alle porfiriti triassiche.

Per quanto riguarda la porzione più orientale del comune, in corrispondenza della piana valliva, i depositi si presentano moderatamente rigidi già nell'immediato sottosuolo ($V_s \approx 180-250$ m/s), ad eccezione di una piccola porzione di territorio, in cui si è rilevata una ridotta velocità di propagazione delle onde S verosimilmente associabile ad una copertura superficiale prevalentemente argillosa limosa (località Seghe di Velo).

Infine, è stato possibile valutare la modesta rigidità del substrato rappresentato dalle porfiriti triassiche, i cui valori di rigidità ($V_s \approx 400-600$ m/s) sono localmente confrontabili con quelli della copertura sedimentaria addensata di natura prevalentemente ghiaiosa presente nella zona valliva. Al contrario, le rigidità misurate nelle formazioni calcaree e dolomitiche sono risultate decisamente più elevate e le registrazioni condotte non hanno rilevato particolari frequenze di risonanza all'interno del substrato stesso.

Dalla sovrapposizione di tutte le misure H.V.S.R. effettuate (figura seguente) è possibile costatare la forte variabilità sia sismo-stratigrafica che di risonanza dei depositi indagati. Infatti, tali misure risentono in maniera rilevante dell'assetto tettonico-stratigrafico locale che, come spiegato in precedenza, si presenta irregolare.

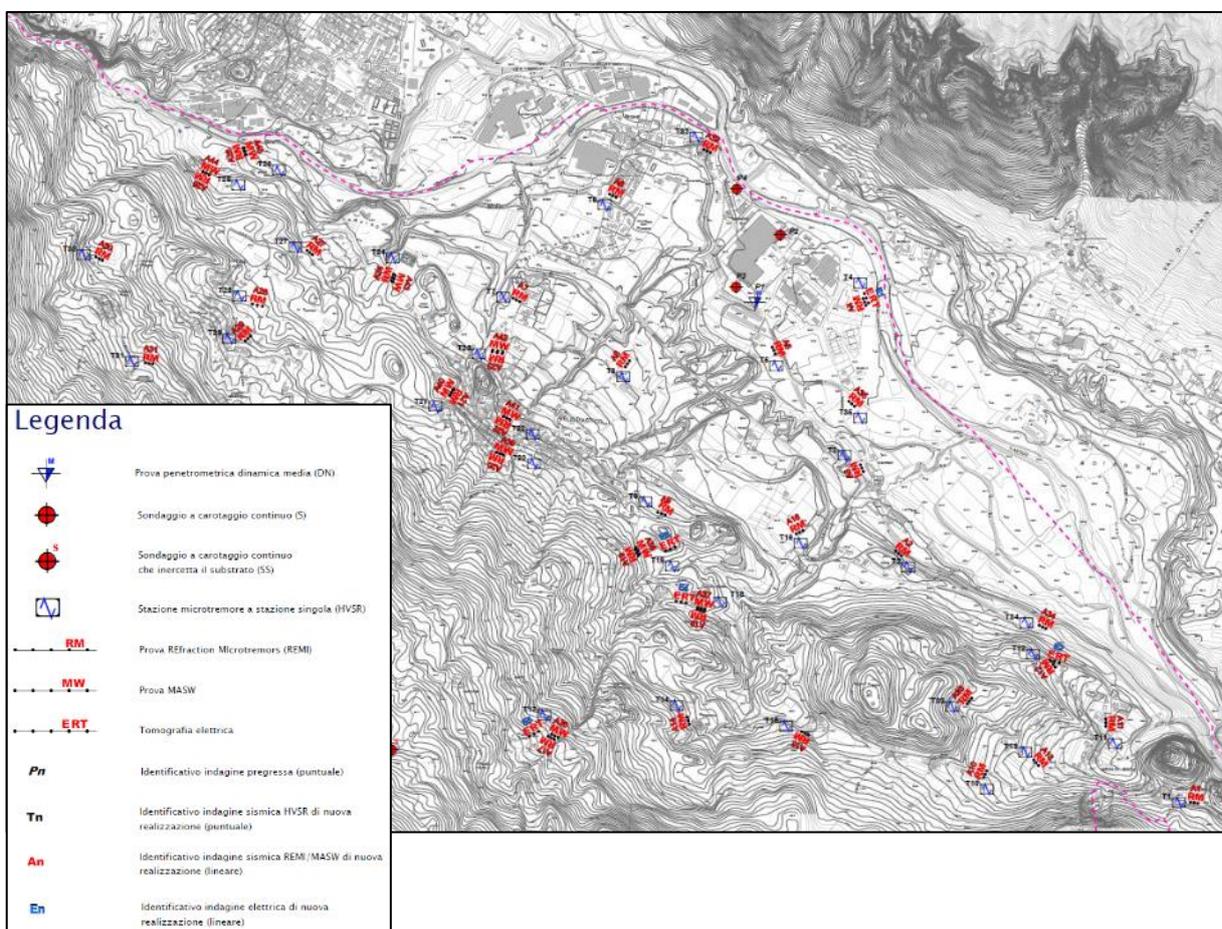


Sovrapposizione di tutte le misure H.V.S.R. condotte per il presente lavoro.

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 raccolti presso l'Ufficio Tecnico comunale. Non essendo disponibili particolari studi specifici, sono state ubicate le stratigrafie presenti all'interno degli elaborati specifici del P.A.T. e alcune prove eseguite da altri Professionisti a supporto della progettazione di carattere edilizio. Nella figura seguente si riporta un estratto della "Carta delle indagini" prodotta per il presente lavoro che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato.



7.2 Carta geologico-tecnica

La "Carta geologico-tecnica" (CGT) 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 e idrogeologici contenuti nel P.A.T. comunale. Sono stati comunque eseguiti rilievi geologici di

superficie che hanno integrato e modificato i contenuti del P.A.T. stesso, alla luce anche dei risultati ottenuti dalle prove geofisiche effettuate e di quelle pregresse consultate.

Per l'elaborazione della CGT sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate in modo da rappresentare, in ottica sismica, i depositi presenti nel comune di Velo d'Astico.

Alla fine, sono state create due unità principali ("Terreni di copertura" e "Substrato geologico") che contengono una serie di unità litologiche derivate dalla selezione e, talora, dall'accorpamento delle litologie locali.

Visto che le definizioni previste dagli "standard di rappresentazione e archiviazione informatica" non ricoprono tutti gli ambienti deposizionali, le litologie riconducibili sia all'ambiente fluviale che fluvioglaciale, sono state classificate come appartenenti all'ambiente glaciale (fg).

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti) e predisporre le informazioni utili per la MOPS (Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica), 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 sono presenti risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici (coperture eluvio-colluviali e detritiche, substrato geologico "roccia", coperture alluvionali).

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

- delimitazione del substrato rigido (roccia) dai terreni di copertura. Le unità litologiche individuate dal P.A.T. uniformate alle indicazioni delle linee guida della Protezione Civile;
- zone di versante potenzialmente instabili;
- elementi tettonico - strutturali attivi ricavati dai cataloghi nazionali e faglie ricavate dal P.A.T. e dal Data Base delle faglie attive e capaci ITHACA;
- irregolarità del rilievo marcate: linee di cresta, picchi isolati e orli di terrazzi fluviali e orli di scarpata morfologica che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte come l'asse di valle sepolta;
- informazioni sulla profondità della falda ricavate da indagini pregresse e sulla profondità di pozzi o sondaggi pregressi che hanno raggiunto il substrato.

Di seguito vengono quindi descritti, sulla base della loro rigidità, i vari litotipi testati: in primo luogo il **SUBSTRATO GEOLOGICO**, rappresentato dalle porfiriti triassiche appartenenti alle vulcaniti Ladiniche e dai Calcari Grigi di Noriglio e dalla Dolomia Principale.

I depositi vulcanici hanno mostrato un comportamento sismico omogeneo sull'intero territorio con velocità delle onde S decisamente inferiori a 800 m/s. Pertanto, non si possono escludere amplificazioni stratigrafiche del moto sismico a causa di una variabile alterazione / fratturazione superficiale nonché dal grado di stratificazione che a volte risulta elevato.

Invece, le formazioni rocciose calcaree (Dolomia Principale e Calcari Grigi di Noriglio) poste nella porzione meridionale del territorio comunale hanno dimostrato di essere caratterizzate da valori di rigidità decisamente più elevati e, a volte, con valori di $V_s \geq 800$ m/s ad eccezione di due località, Soglio Prasalbo e Contrà Lenzetti, in cui il substrato affiorante risulta intensamente fratturato e alterato e, pertanto, non si possono escludere amplificazioni stratigrafiche del moto sismico in superficie.

Per quanto riguarda i **TERRENI DI COPERTURA**, i terreni eluvio-colluviali, palustri, detritici, fluvioglaciali e morenici, hanno mostrato un comportamento sismico omogeneo in termini di velocità di propagazione delle onde di taglio. Questo ha consentito di evidenziare, in tutte le misure effettuate, il contrasto di rigidità dovuto al passaggio con i litotipi sottostanti maggiormente competenti e rappresentati, nella porzione valliva del comune, dalle porfiriti triassiche.

Inoltre, le litologie descritte nel P.A.T. come materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa e materiali sciolti di alveo fluviale recente, sono state accorpate in un'unica classe (GM_fg) in quanto non presentano sostanziali differenti nella risposta sismica sia in termini di spessori sia di rigidità.

In conclusione, le unità litologiche principali definite nella CGT_MS sono le seguenti:

<i>Carta Geolitologica del P.A.T. (parzialmente modificata)</i>	<i>Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica</i>	<i>Simbolo riportato in carta</i>
Dolomia Principale - Calcarei Grigi di Noriglio	LPS	LPS
Dolomia Principale - Calcarei Grigi di Noriglio intensamente fratturati nelle località Soglio Presalbo e Contrà. Lenzetti	SFLPS	SFALS
Porfirite Triassiche	SFCO	SFCO
Materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa - Materiali sciolti di alveo fluviale recente stabilizzati dalla vegetazione e litorali	GM_fg	GM_fg
Materiale di accumulo fluvioglaciale o morenico grossolani in matrice fine sabbiosa	GM_mr	GM_mr
Materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente, per spessori >3 m	GW_fd	GW_fd
Materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente limo-argillosa	ML_pa	ML_pa
Materiali della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limo-argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbioso-ghiaiose, per spessori > 3 m	CL_ec	CL_ec

Per quanto riguarda le zone di versante potenzialmente instabili, sono state inserite le aree soggette a fenomeni gravitativi descritte nella cartografia comunale (P.A.T.); inoltre, le instabilità sono tutte classificate come attive o quiescente.

Invece, i lineamenti sismicamente attivi (rottture in superficie per riattivazione di faglia capace) possono essere evidenziati solo da studi sismogenetici di livello superiore, per cui nella carta è stata ubicata solo la presunta faglia “capace” riportata nel Data Base ITHACA (faglia “Arsierio”).

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 inserite le informazioni derivanti dal P.A.T. mettendo in evidenza le linee di cresta e i picchi isolati.

Vista la morfologia della valle principale, posta sui terreni di copertura, è possibile riscontrare, oltre a quelle stratigrafiche, la presenza di amplificazioni dovute agli “effetti di valle” legati alle riflessioni multiple causate dall'intrappolamento delle onde sismiche (P, S e superficiali) all'interno dei depositi

di riempimento stessi. Nella “Carta geologico-tecnica” è stata indicata la zona più importante in cui si ritiene che possano verificarsi tali fenomeni, ovvero tutta la vallata principale dove sono localizzati la maggior parte degli insediamenti abitativi, assegnandovi la tipologia di “Valle sepolta larga $C < 0,25$ ” nella porzione centro meridionale e di “Valle sepolta stretta $C > 0,25$ ” nella zona più settentrionale ($C=H/L$ con H profondità della valle e L semi larghezza della stessa).

Effetti stratigrafici associati ad amplificazioni di carattere topografico sono invece possibili per i detriti posti lungo i versanti, condizione che può contemporaneamente verificarsi anche per gli ammassi rocciosi in posto.

Nella “Carta geologico-tecnica” sono state specificate le profondità dei pozzi-sondaggi e, dove disponibile, è stato indicato l’eventuale livello della falda idrica.

7.3 Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)

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

- Zone stabili
- Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
- Zone di attenzione per instabilità

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- morfologie di superficie e sepolte;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;
- elementi tettonici strutturali;
- traccia delle sezioni utilizzate per gli approfondimenti di terzo livello.

75

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

1. ZONE STABILI

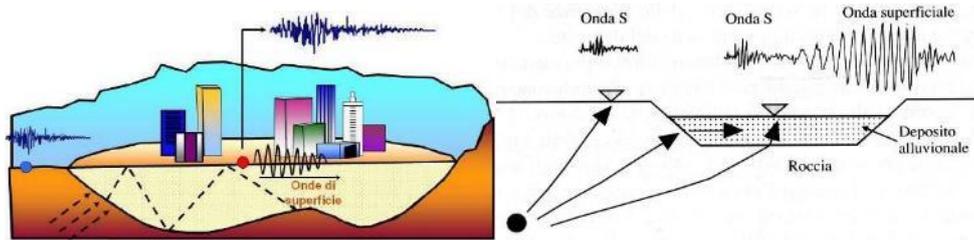
Nel comune di Velo d’Astico non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l’intero territorio è considerabile come stabile suscettibile di amplificazione sismica e presenta, su vaste aree, delle zone di attenzione per le instabilità.

Infatti, è stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche locali.

2. ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune di Velo d’Astico risulterebbe suscettibile di amplificazioni locali per i seguenti motivi:

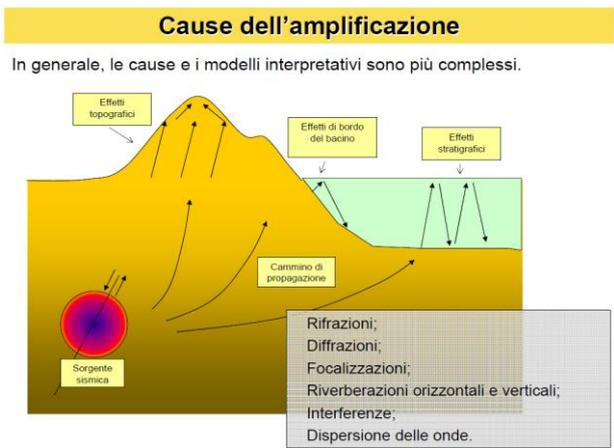
- A. **stratigrafia e caratteristiche dei litotipi**. Come evidenziato nella “Carta geologico-tecnica” e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che sono presenti differenti risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (detrito, roccia, fluviale, morenico ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso che si ripercuotono sull’amplificabilità sismica del sito;



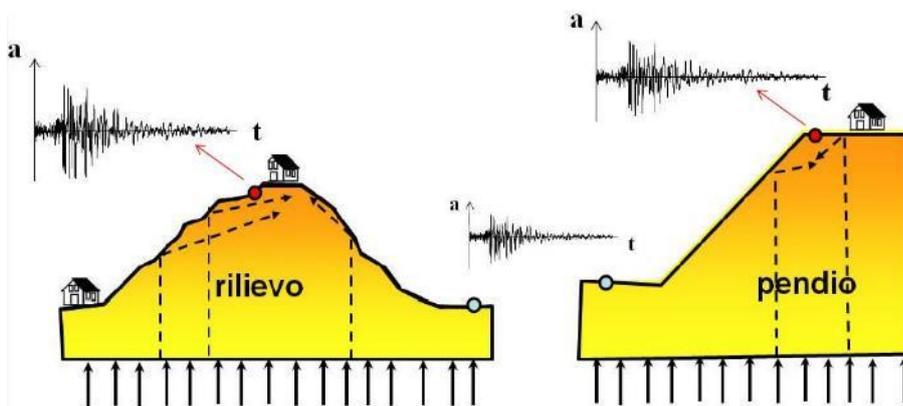
Effetti amplificativi per morfologie sepolte (2D o 3D)
 Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia sepolta con effetti di focalizzazione delle onde sismiche e generazione di onde di superficie

B. **forme sepolte.** Nei fondivalle sono possibili sia “effetti di valle” associati alle riflessioni multiple causate dall’intrappolamento delle onde sismiche (P, S e di superficiali) all’interno dei depositi che riempiono le valli, sia amplificazioni stratigrafiche causate dal contrasto di impedenza tra mezzi geologici diversi (per la presenza di alluvioni poggianti su substrato roccioso).

Infatti, la maggior parte del territorio comunale di Velo d’Astico si sviluppa all’interno di una vallata allungata in direzione, grossomodo, nordovest-sudest dove il substrato roccioso si trova, celato dalle coperture alluvionali, a profondità non particolarmente elevate, per cui sono possibili gli “effetti di valle” appena descritti. Pertanto, nella carta sono state riportate le informazioni relative alla morfologia sepolta della vallata principale.



C. **amplificazione topografica.** Per quanto riguarda l’amplificazione topografica, è stato qualitativamente coinvolto l’intero territorio collinare, senza fare particolari distinzioni, anche perché la normativa vigente in materia di costruzioni (D.M. 14.01.08) permetterebbe



Effetti topografici 2D – 3D.
 Effetti legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia superficiale con effetti di focalizzazione delle onde sismiche

di suddividere omogeneamente le aree in condizioni geometriche ben ricostruibili: Velo d’Astico presenta molte zone morfologicamente complesse e non facilmente modellizzabili (la norma dice che per condizioni topografiche complesse è necessario predisporre analisi specifiche di risposta sismica locale), per cui si ritiene che tale aspetto debba essere approfondito nei livelli successivi di analisi, dopo aver perimetrato con attenzione le aree da indagare. Come anticipato al punto A), si ricorda che nell’ambito collinare l’amplificazione sismica può essere legata, oltre che alle condizioni topografiche dei luoghi, anche a motivi di tipo stratigrafico (detrito su roccia, roccia meno competente su roccia compatta) e, spesso, tali effetti di sito sono associabili tra loro.

Si ritiene comunque che tutto il territorio collinare di Velo d’Astico sia assoggettabile ad amplificazione sismica per effetto topografico, fatto salvo per la zona valliva. Infatti, la topografia locale evidenzia come le inclinazioni delle dorsali che costituiscono l’ambito collinare di Velo d’Astico siano caratterizzate da versanti con pendenze spesso superiori a 15° rispetto all’orizzontale e, localmente, superiore ai 30°.

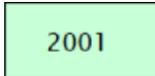
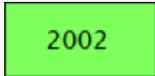
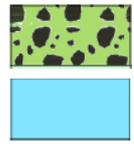
Per tale motivo, facendo riferimento sia alla normativa vigente in materia di costruzioni (NTC), sia alle esperienze condotte dagli scriventi in situazioni analoghe (mediante modellazioni numeriche avanzate per la verifica dell’amplificazione topografica), si ritiene che tutto l’ambiente collinare sia assoggettabile ad effetti legati alla interazione tra le onde sismiche e la morfologia superficiale.

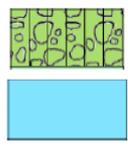
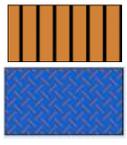
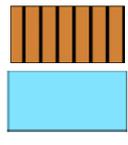
Inoltre, sono state riportate le irregolarità del rilievo marcate costituite dalle linee di cresta in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica. Nella MOPS sono stati inseriti gli elementi topografici desunti dal P.A.T., localmente integrati e modificati.

Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 6 zone ordinate dalla Zona 1 alla Zona 6 considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-tecnica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico. Inoltre, è stata creata anche la zona 2099 all’interno della quale ricadono i litotipi stratificati e fratturati / alterati (sigla SF).

Ad ogni zona è stata assegnata una colonnina stratigrafica: fatto salvo qualche dubbio interpretativo, sono state rappresentate simbolicamente nella tabella che segue.

Si ricorda che una stessa zona può accorpate differenti colonnine stratigrafiche in virtù di un analogo comportamento rilevato durante le indagini sismiche, inoltre l’incertezza sulla tipologia del substrato al di sotto dei depositi sciolti è dovuta all’assetto tettonico-stratigrafico della vallata caratterizzata da un complesso sistema di faglie.

<p>Zona 2001. LPS, costituita dal substrato roccioso rappresentato dai Calcari Grigi di Noriglio e la Dolomia Principale.</p>			
<p>Zona 2099. SFCO + SFLPS, costituite dal substrato rappresentato dalle porfirite triassiche e dai calcari grigi e dalle dolomie fortemente alterate e/o fratturate affioranti in due porzioni del territorio comunale.</p>			
<p>Zona 2002. GW_fg, costituita da materiali granulari più o meno addensati dei terrazzi fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa e materiali sciolti di alveo fluviale recente.</p>			

<p>Zona 2003. GW_fd, costituita da materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente, per spessori > 3 m.</p>			
<p>Zona 2004. GM_mr, costituita da materiali di accumulo fluvioglaciale o morenico grossolani stabilizzati in matrice fine sabbiosa.</p>			
<p>Zona 2005. ML_pa, costituita da materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente limo - argillosa.</p>			
<p>Zona 2006. CL_ec, costituita da materiale della copertura detritica colluviale poco consolidati e costituiti da frazione limo - argillosa prevalente con subordinate inclusioni sabbiose - ghiaiose, per spessori > 3 m.</p>			

3. ZONE DI ATTENZIONE PER INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità, esse sono state così individuate:

- aree di instabilità di versante;
- aree di attenzione per faglie attive e capaci in prossimità di lineamenti sismogenetici riconosciuti attivi;
- aree di sovrapposizione per instabilità differenti.



Le **aree di frana** desunte dal P.A.T. coincidono con quelle cartografate nella “Carta geologico-tecnica”: si rimanda ai livelli successivi per l’analisi specifica di tale potenziale instabilità, una volta verificata la “pericolosità” in relazione alla “vulnerabilità” del sito in cui sviluppano.

I **lineamenti sismicamente attivi** (rottture in superficie per riattivazione di faglia capace) riportati nella “Carta geologico-tecnica” sono stati trasferiti nella Carta MOPS inserendo, come previsto dalle “linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da faglie attive e capaci (FAC)” approvate dalla commissione tecnica per la Microzonazione Sismica, la zona di attenzione tramite un *buffer* di 200 m rispetto alla linea di faglia individuata.

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*) consente 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.

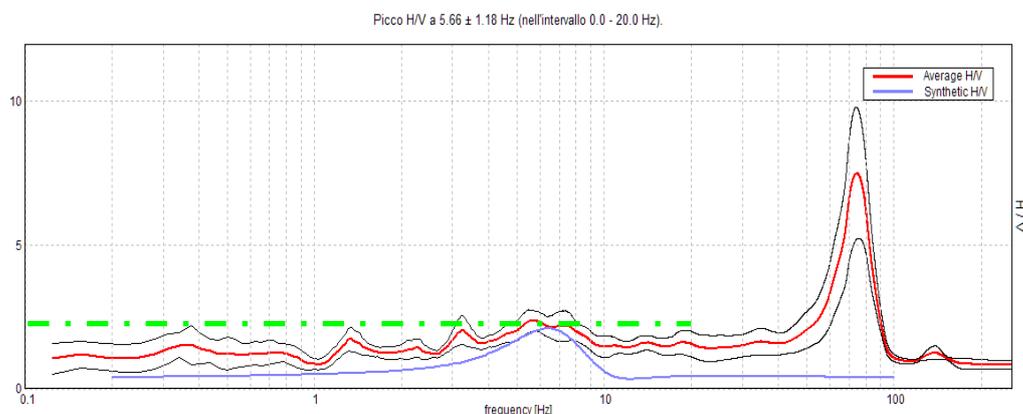
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con 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 restituito informazioni utili a definire e delineare con maggior dettaglio la "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS) ed hanno permesso l'identificazione di alcune criticità locali.

I siti selezionati per le indagini geofisiche sono stati determinati sulla base 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. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscano 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 tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 2: infatti, in base al progetto [SESAME](#), che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



Sono attribuite condizioni di amplificazione stratigrafica per quei siti in cui la curva mediana di interpolazione del grafico presenta picchi con ampiezza H/V superiore a 2 (criterio SESAME, 2004; Albarello e Castellaro, 2011) all'interno del campo di frequenze compreso tra 0,1 e 20 Hz

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:

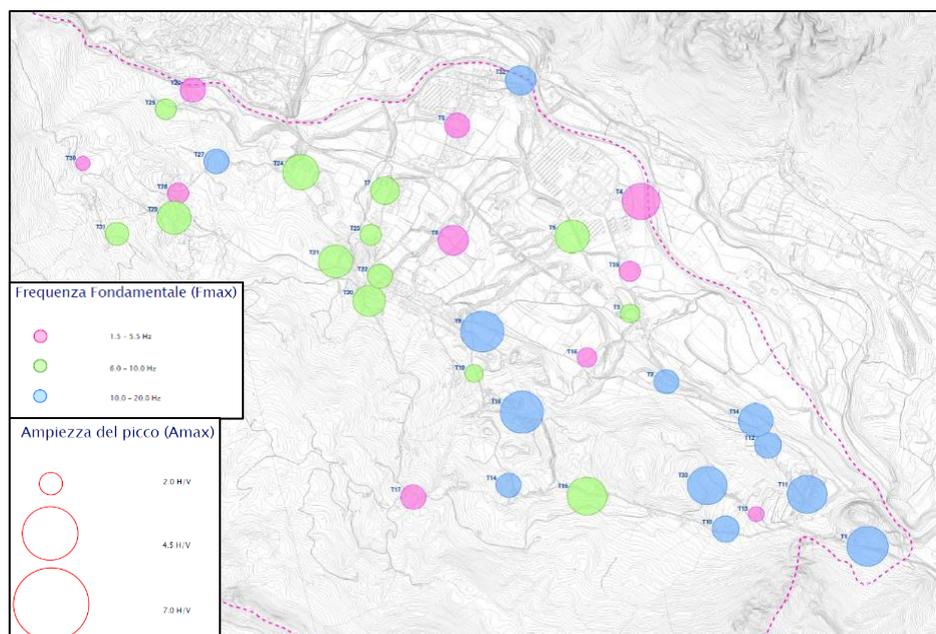
- larghezza delle finestre di analisi pari a 20 s;
- lisciamento secondo una finestra triangolare con ampiezza pari al 10% della frequenza centrale;
- rimozione delle finestre con rapporto STA/LTA (media a breve termine/media a lungo termine) superiore a 2;
- rimozione manuale di eventuali transienti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

SINTESI DEI RISULTATI

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla Scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità. I risultati delle analisi sono stati cartografati, come visibile nell'estratto della "Carta delle frequenze" di seguito riportato, tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_{max} (3 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco. Osservando la "Carta delle frequenze", realizzata tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per il presente studio, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Velo d'Astico presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V moderatamente elevati, per cui risulta possibile ipotizzare rilevanti amplificazioni del moto sismico in superficie;
- nella porzione meridionale del territorio si evidenzia una risonanza alle alte frequenze (> 10 Hz) con ampiezza significativa del picco H/V. Essa può essere correlata al passaggio tra la copertura mediamente rigida e il substrato roccioso più o meno compatto, posizionato a qualche metro di profondità;
- nella porzione centro-settentrionale del comune, invece, si registrano frequenze di risonanza comprese tra 1,5 e 10 Hz poiché la copertura presenta uno spessore di qualche decina di metri, specialmente nella zona di centro valle.

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



8 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Al fine di redigere un lavoro professionalmente elevato e accurato si è deciso di quantificare la risposta sismica di sito tramite alcune modellazioni numeriche.

Le simulazioni hanno considerato gli effetti amplificativi del moto sismico dovuti alla stratigrafia e alla topografia. In particolare, è stata analizzata la porzione orientale del comune che, oltre ad essere quella più urbanizzata, presenta una morfologia valliva che potrebbe generare effetti bidimensionali di amplificazione del moto sismico atteso in superficie.

Per questo, le quantificazioni della risposta sismica di sito (amplificazione stratigrafica + amplificazione topografica + effetti di fondo valle) sono state condotte utilizzando n°3 modellazioni bidimensionali lungo sezioni rappresentative del comune di Velo d'Astico.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 8.0 (Itasca, 2016), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

In particolare, la quantificazione numerica degli effetti è stata rappresentata tramite i fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione a basso periodo in termini di accelerazione nell'intervallo 0,1-0,5s) e FV (fattore di amplificazione in termini di pseudovelocità nell'intervallo 0,5-1,5s). Il primo corrisponde al fattore di amplificazione determinato intorno al periodo proprio per il quale si ha il massimo della risposta in accelerazione mentre il secondo corrisponde al fattore di amplificazione a periodo proprio per il quale si ha la massima risposta in pseudovelocità.

A partire dai risultati di tali modellazioni e interpolando i valori ottenuti, sono state prodotte la "Carta dei fattori di amplificazione FA (0,1-0,5s)" e la "Carta dei fattori di amplificazione FV (0,5-1,5s)".

Inoltre, a supporto degli approfondimenti di livello 3 realizzati, sono state realizzate due ulteriori carte nelle quali sono stati mappati gli andamenti altimetrici su tutto il territorio comunale ("Carta delle altimetrie"), e i valori puntuali di $V_{s,30}$ ricavati dalle indagini effettuate ("Carta delle V_s ").

8.1 Descrizione del metodo

Il codice di calcolo **FLAC 2D v.8.0** (*Fast Lagrangian Analysis of Continua*) della Itasca (2016) 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:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + \rho g_i \quad (8.1)$$

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:

$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji}; \dot{\epsilon}_{ij}; k) \quad (8.2)$$

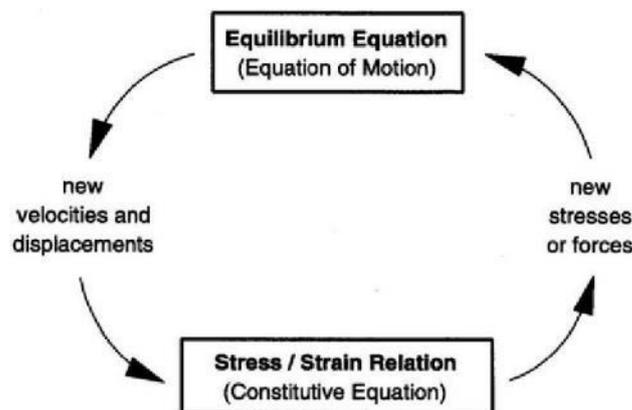
dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{\epsilon}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.3)$$

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 ed 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 (8.1) 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.



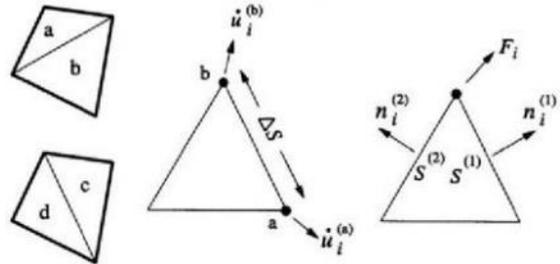
Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione ed attraverso le equazioni dei legami 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 Δt (*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 Δt 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:



$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \quad (8.4)$$

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:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} \cong \frac{1}{2A} \sum_s (\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)}) n_j \Delta s \quad (8.5)$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (8.3) e la (8.5) 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:

$$\mathbf{F}_i = \frac{1}{2} \tau_{ij} (\mathbf{n}_i^{(1)} S^{(1)} + \mathbf{n}_i^{(2)} S^{(2)}) \quad (8.6)$$

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 (8.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{(t+\frac{\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(t-\frac{\Delta t}{2})} + \left[\sum \mathbf{F}_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (8.7)$$

dove l'apice indica il tempo in corrispondenza del quale è valutata la variabile ed 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.

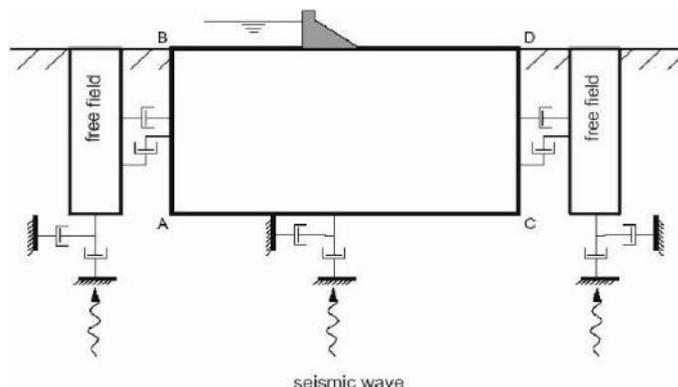
Come detto, condizione essenziale dell'algoritmo descritto è che il *time step* Δt corrispondente al singolo ciclo di calcolo, sia sufficientemente piccolo da rendere accettabile l'approssimazione di tensioni e velocità costanti sul singolo *step* di calcolo. In particolare, Δt deve essere inferiore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

$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

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 (8.8). 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 ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (8.9)$$

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 ed 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 viscoso 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 ed 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:

$$\sigma_n = 2(\rho V_p) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_s) v_s \quad (8.10)$$

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 $G / G_0 - \gamma$ e $D - \gamma$, 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 ciascun *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 :

$$C = \alpha_R M + \beta_R K \quad (8.11)$$

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

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \quad (8.12)$$

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:

$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\zeta^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

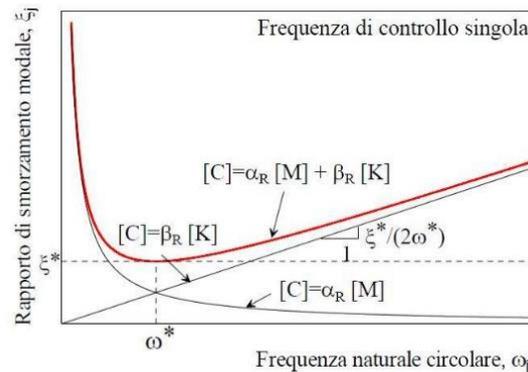
avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω . Per ciascun elemento della *mesh* occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* costante per tutto il 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:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \quad (8.14)$$

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 predominante 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*.

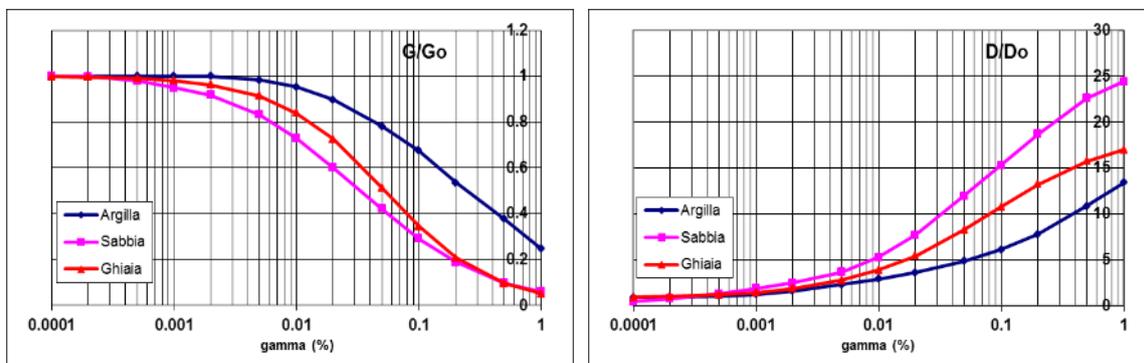
Il codice offre notevoli potenzialità di dati in output, potendo restituire la storia temporale di tutte le grandezze di interesse: spostamenti, velocità, accelerazioni, deformazioni e tensioni. L'interfaccia grafica consente, inoltre, di costruire ed esportare i grafici delle sopracitate grandezze,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

8.1.1 Casi applicativi nel Comune di Velo d'Astico

Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate delle sezioni di rigidità del sottosuolo trasversali alla valle principale sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite per il presente studio.

Il modello geometrico è stato discretizzato con una maglia ad elementi quadrangolari, le dimensioni dei quali sono state stabilite in funzione delle lunghezze d'onda minime caratterizzanti il fenomeno di propagazione sismica, determinabili con la relazione di Kuhlemeyer & Lysmer ($h_{max} < V_s / 10 * f_{max}$) in funzione delle velocità delle onde di taglio nei diversi terreni del modello e della frequenza massima di interesse dei segnali accelerometrici selezionati ($f_{max}=10$ Hz).

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 & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free - field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale monodimensionale.



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 %) ed utilizzando lo *smorzamento isteretico* per i materiali di copertura tramite le curve G / G_0 e D / D_0 indicate negli "Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica" e sotto riportate.

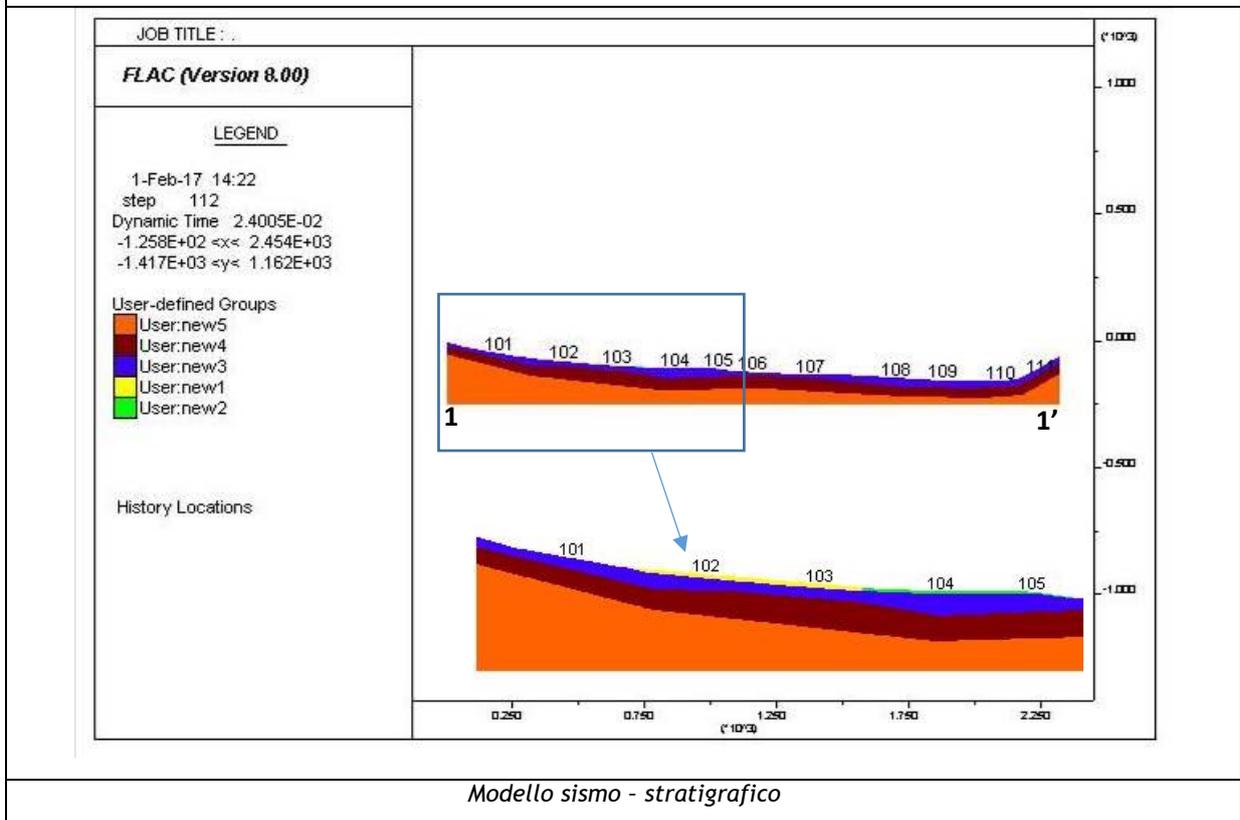
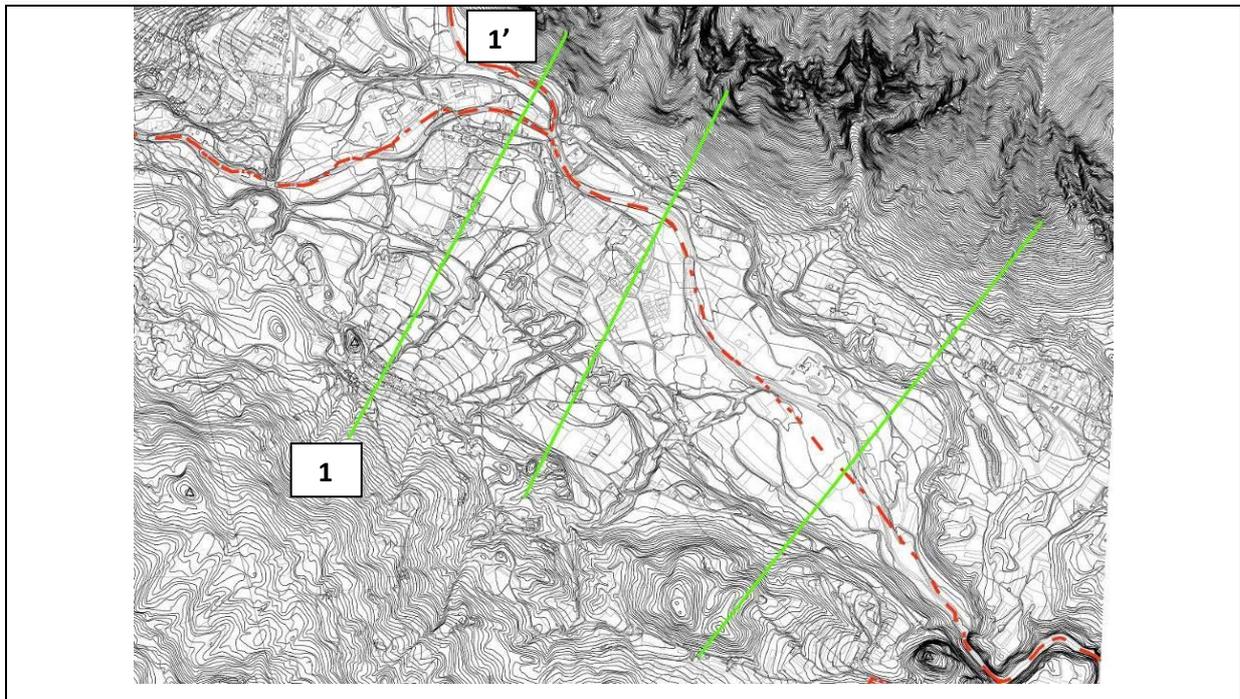
Nel rispetto della normativa vigente - *D.M. 14 gennaio 2008* - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento, P , e con il periodo di ritorno, T_r , relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 50$ 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).

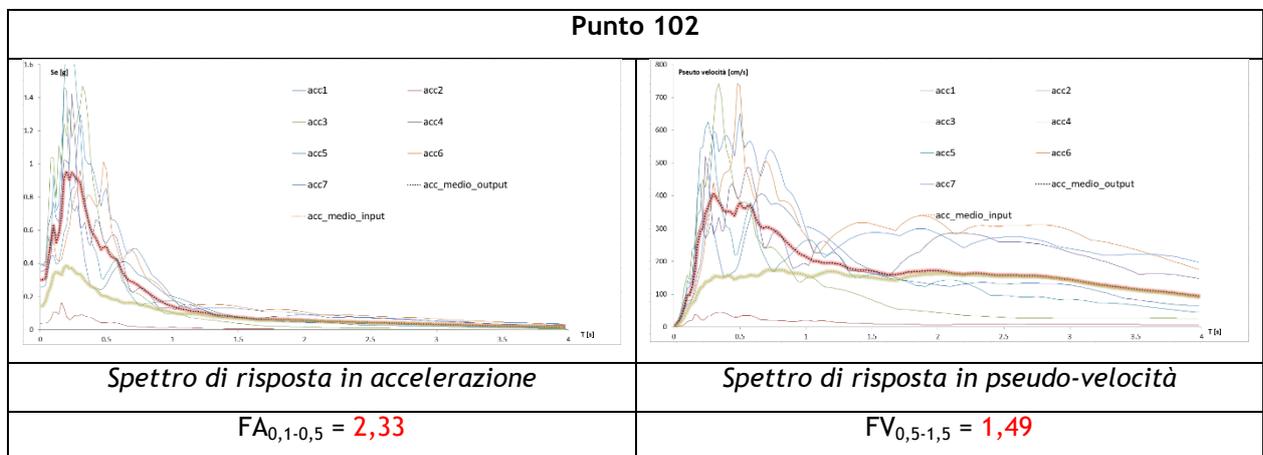
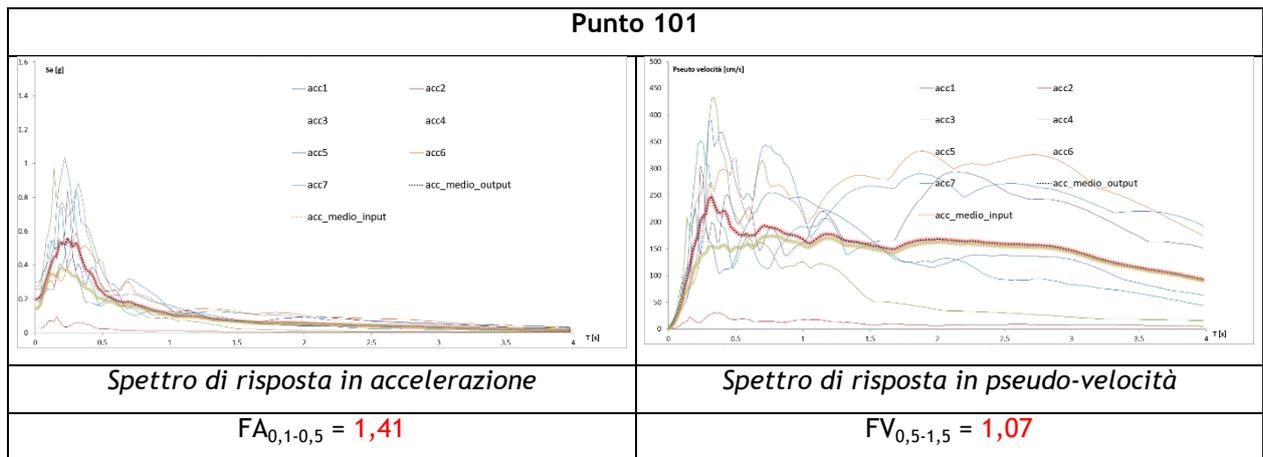
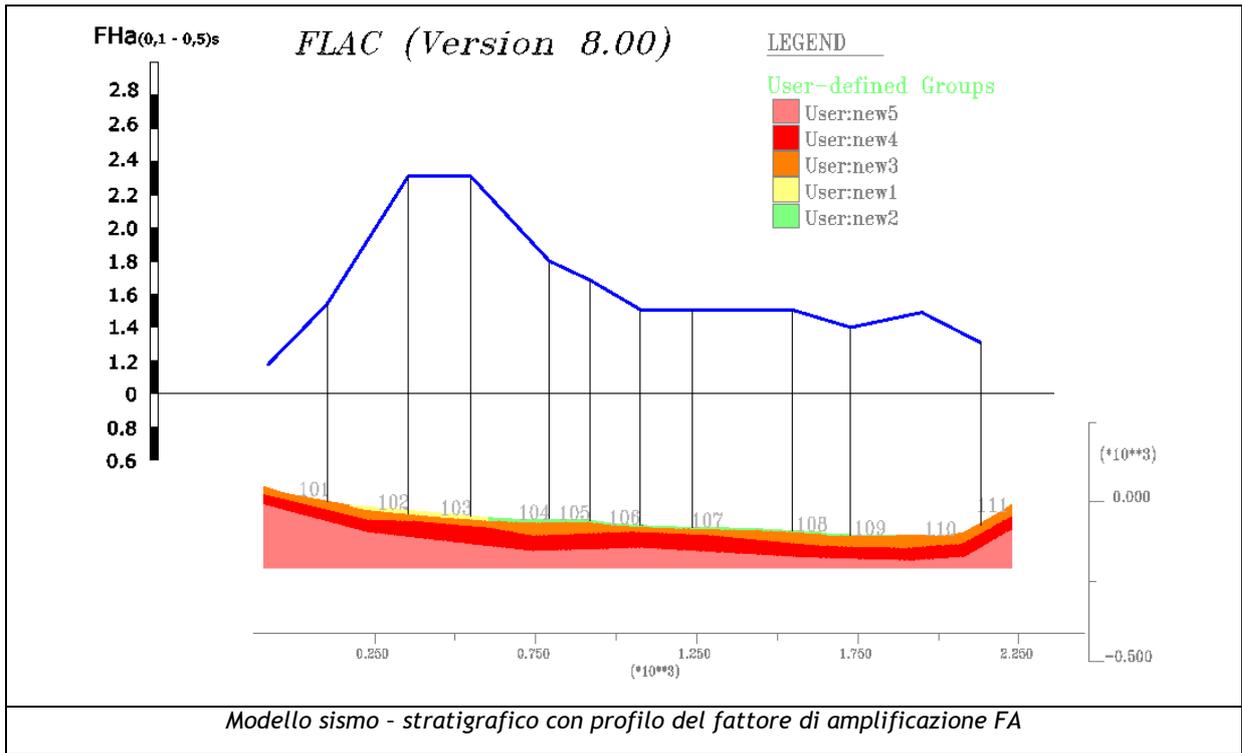
L'input sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di Normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. Dynamic Analysis della ITASCA, 2011). In particolare, gli accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del software REXEL - *computer aided record selection for code - based seismic structural analysis*.

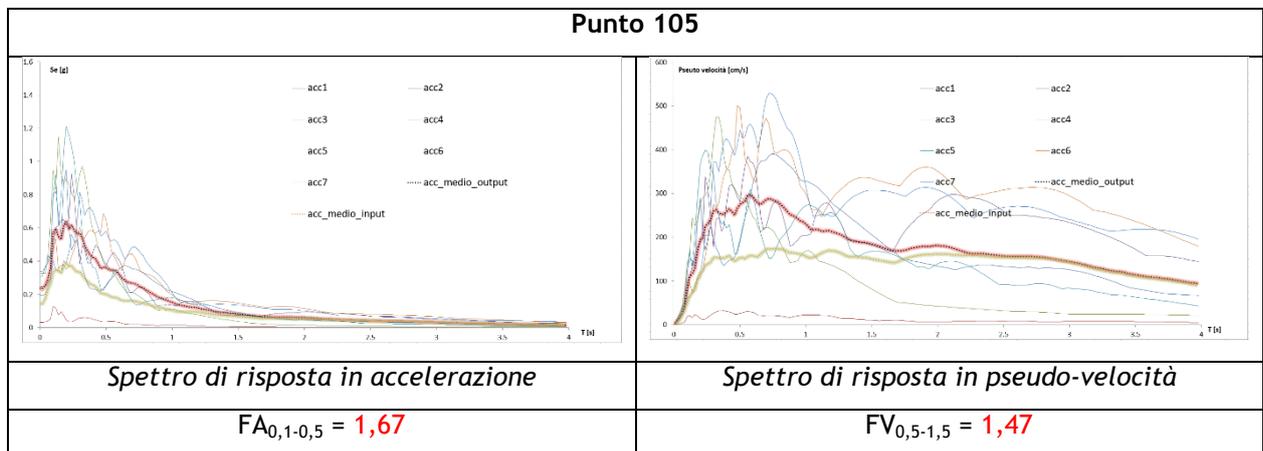
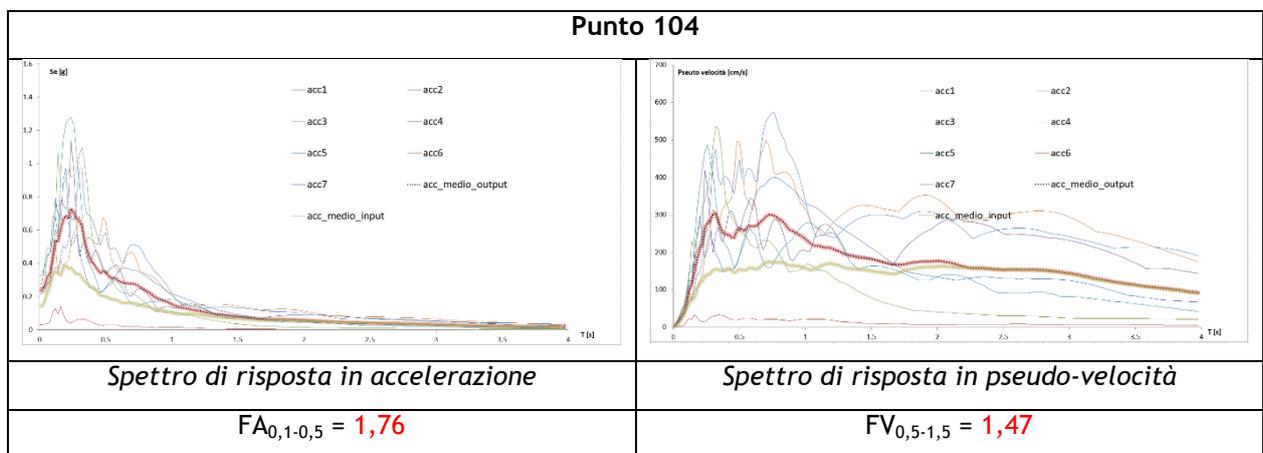
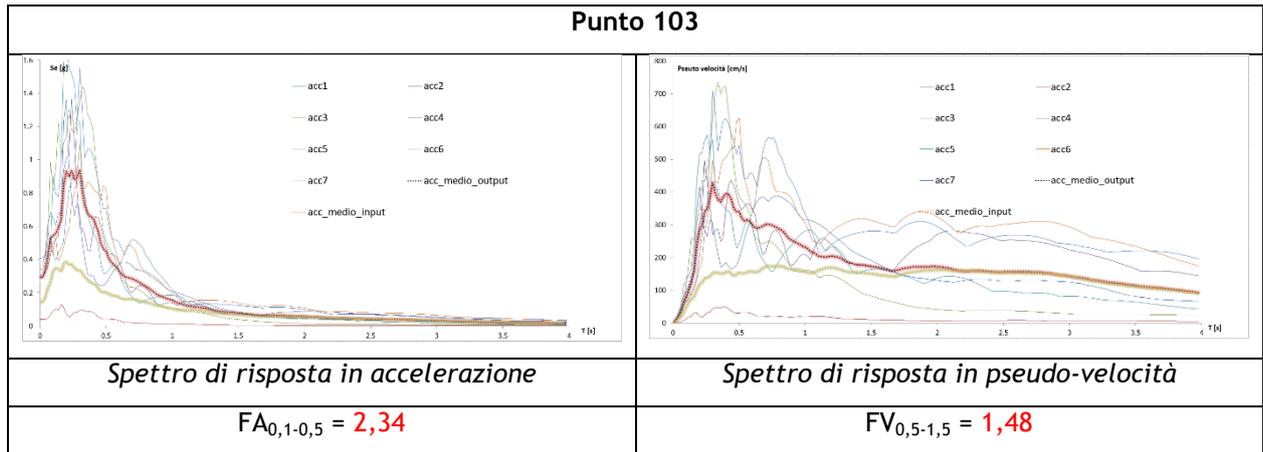
La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio).

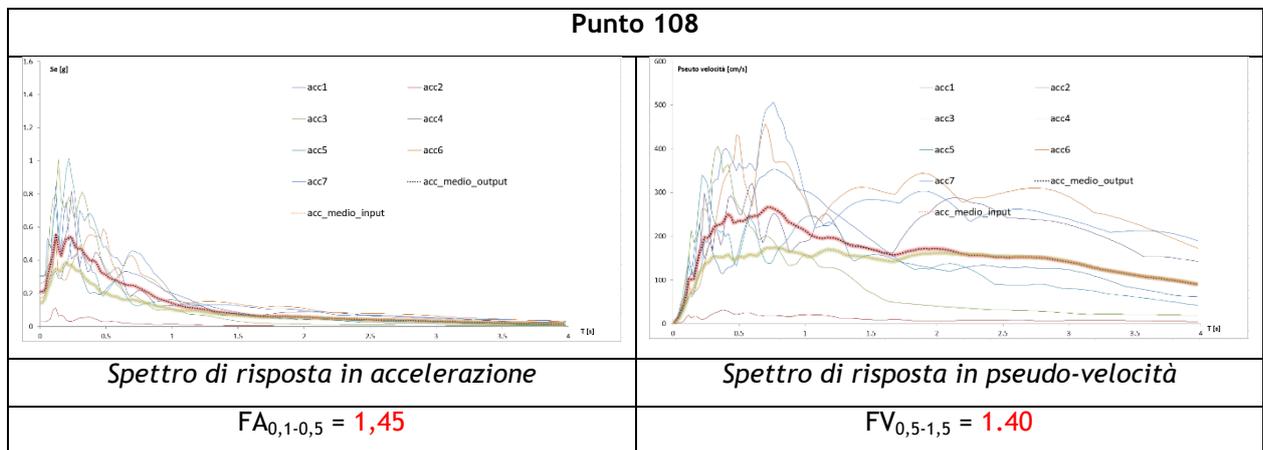
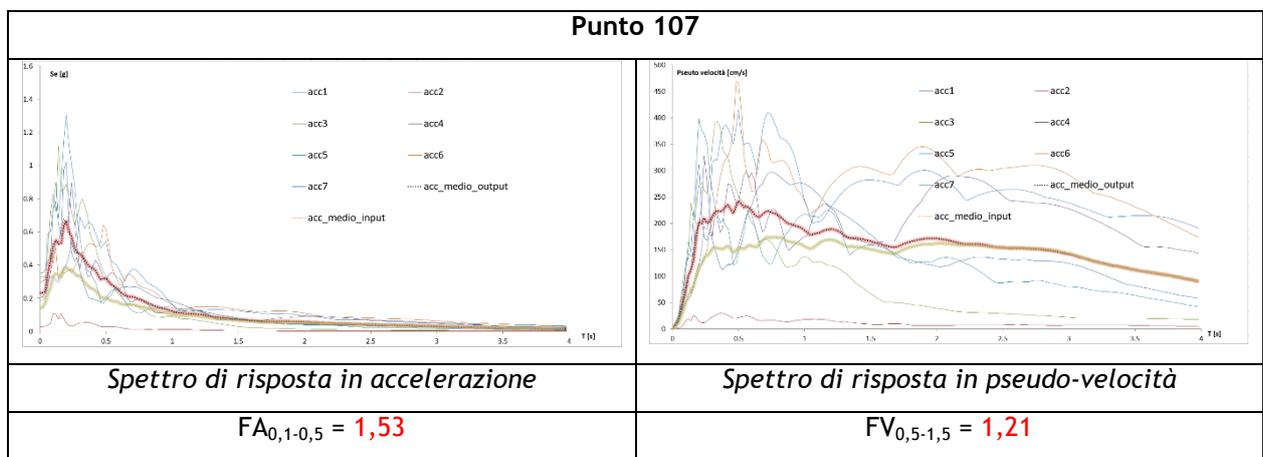
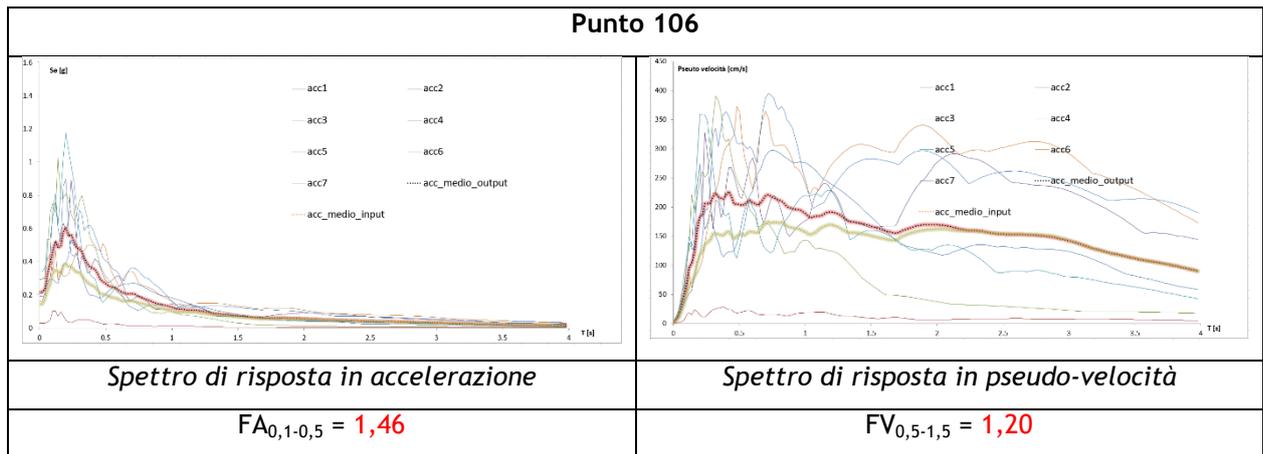
Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di *Housner* per periodi compresi tra 0,1 s e 0,5 s (FA) e tra 0,5 s e 1,5 s (FV) poiché, in tali intervalli, si ha la massima risposta in accelerazione e in pseudovelocità. Di seguito si riporta, per le 3 sezioni analizzate, la loro ubicazione e orientazione in pianta (linea verde), il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, un profilo con i valori dei fattori di amplificazione FA in ciascun punto analizzato nella sezione, e i "Fattori di Amplificazione FA ed FV" calcolati.

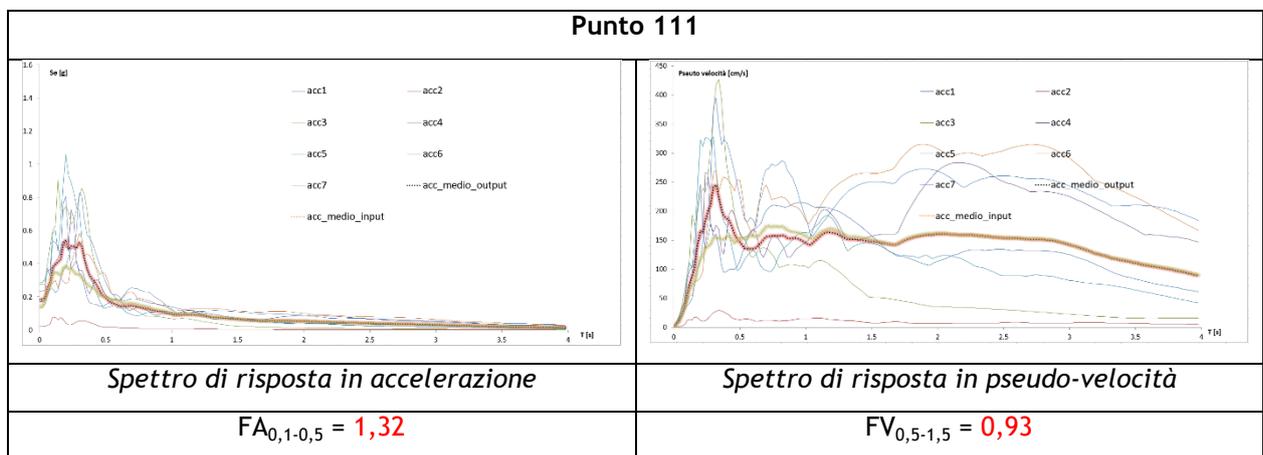
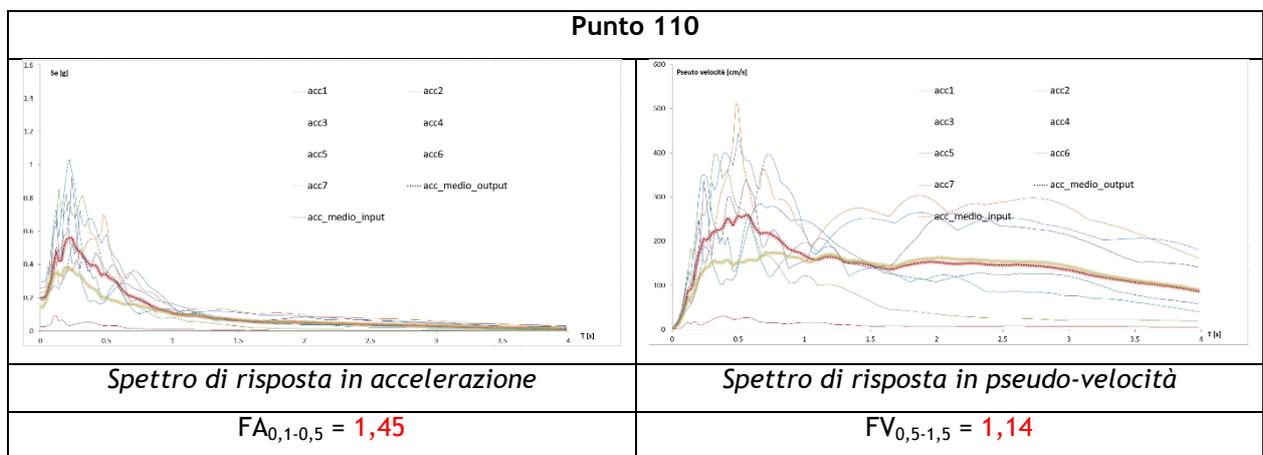
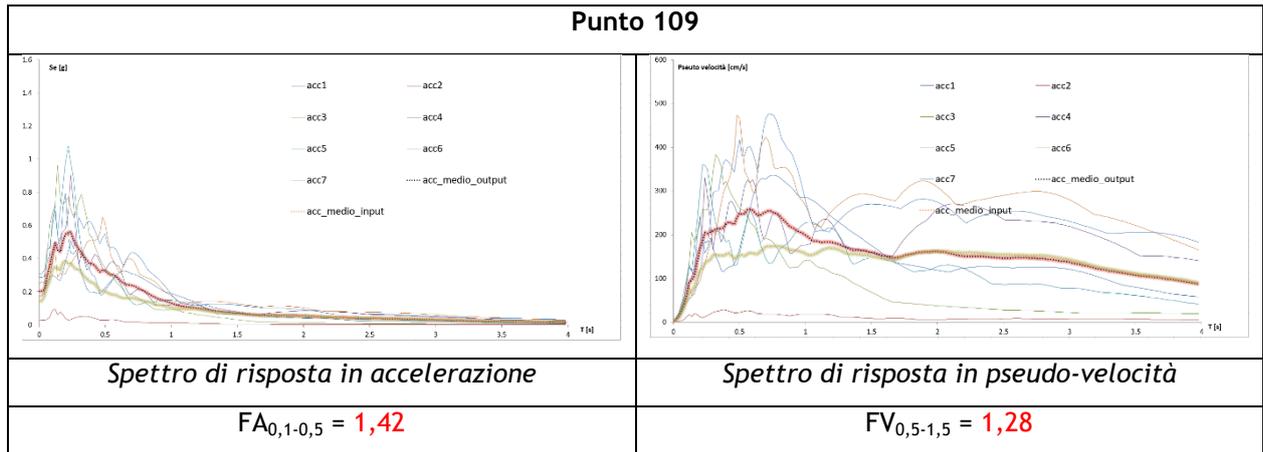
MODELLO n° 1



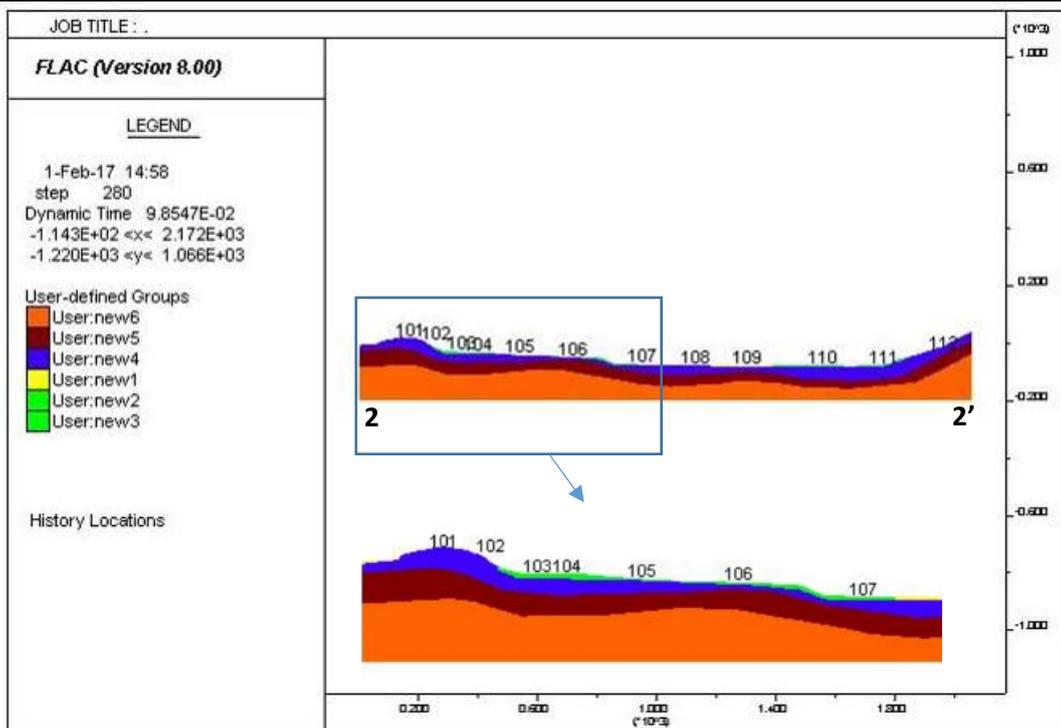
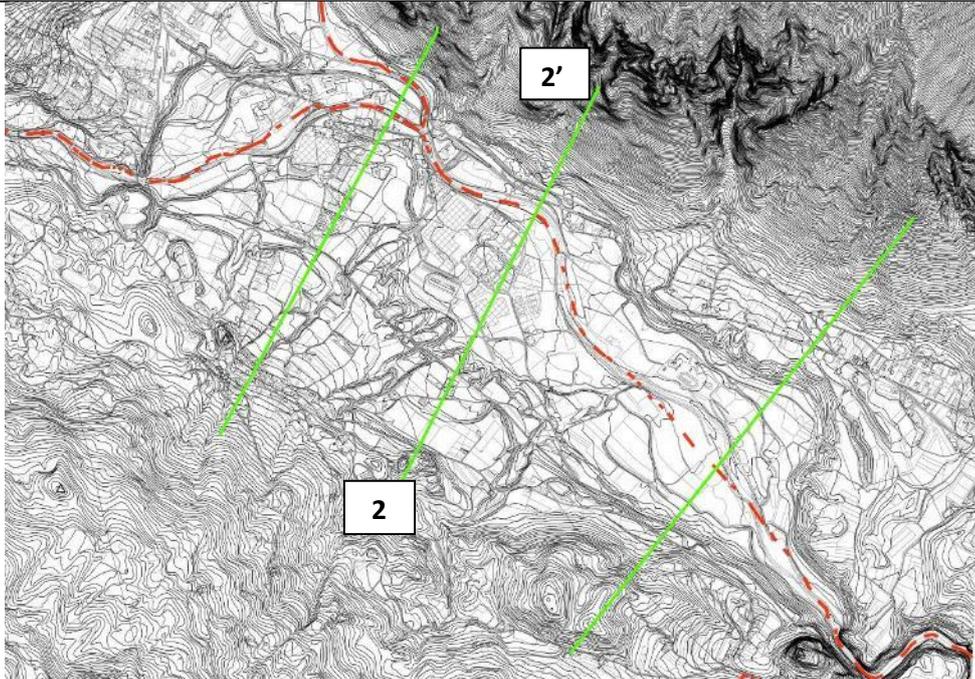




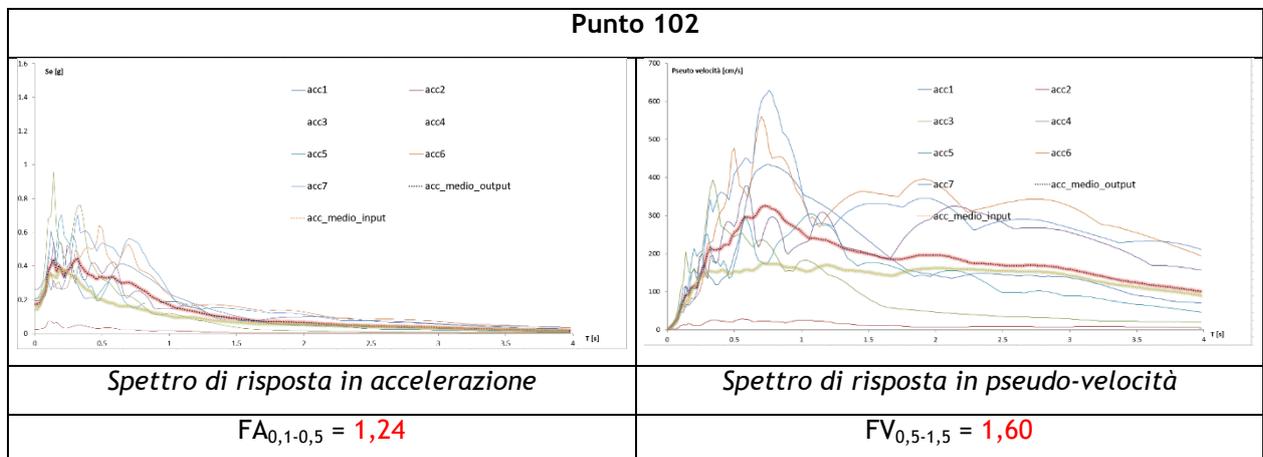
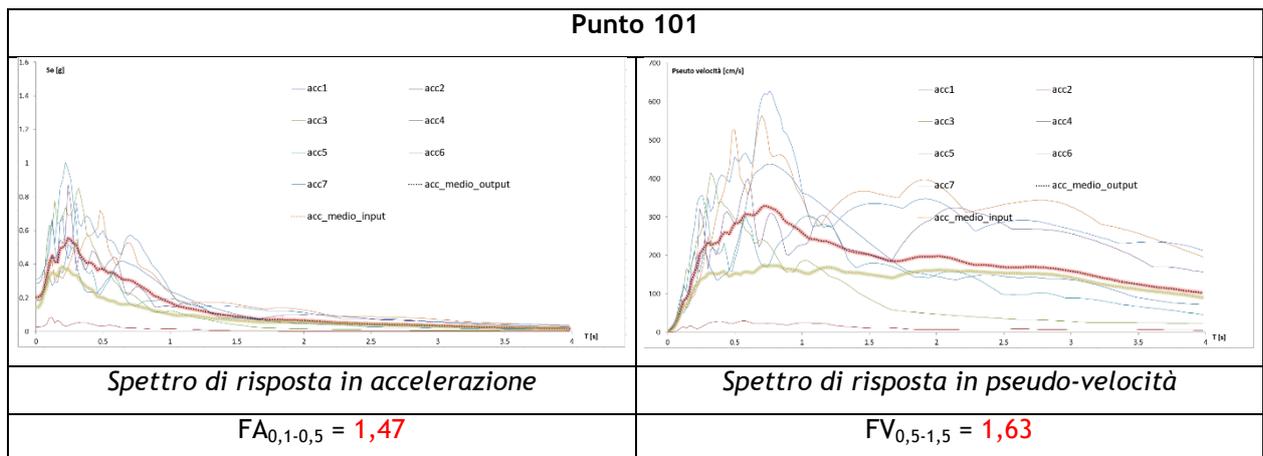
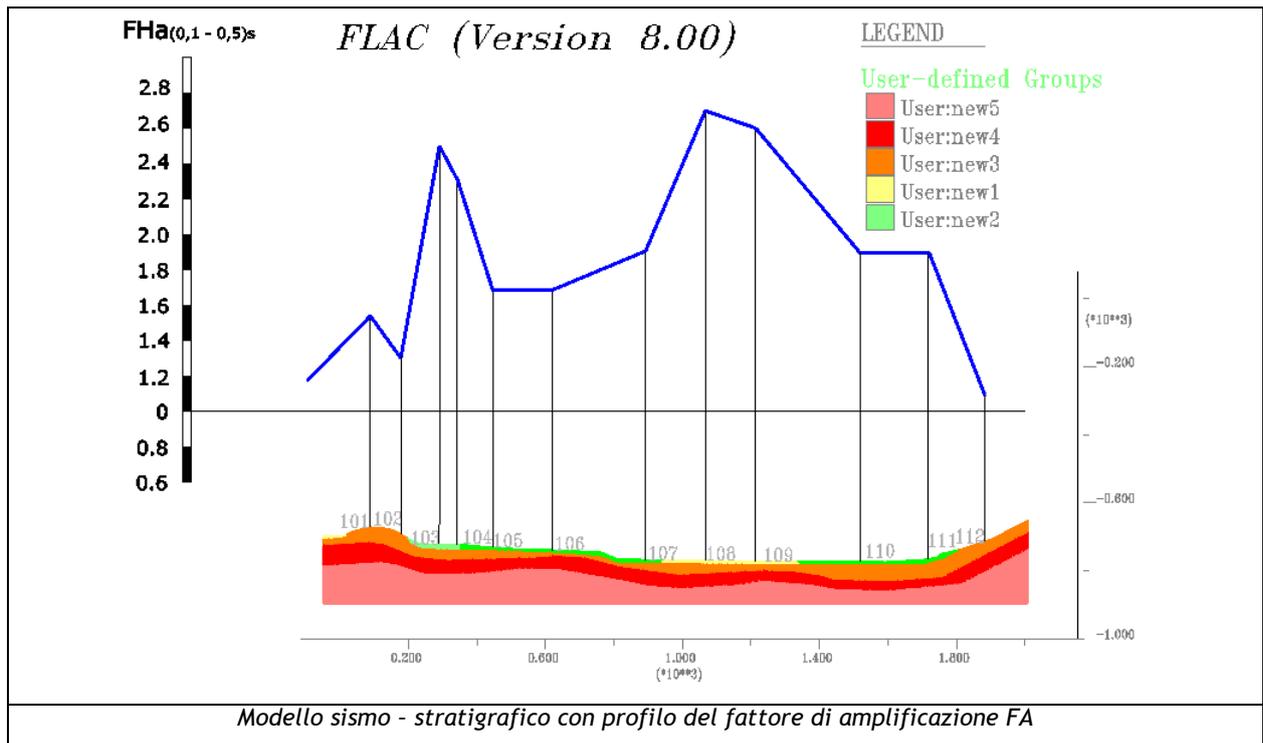


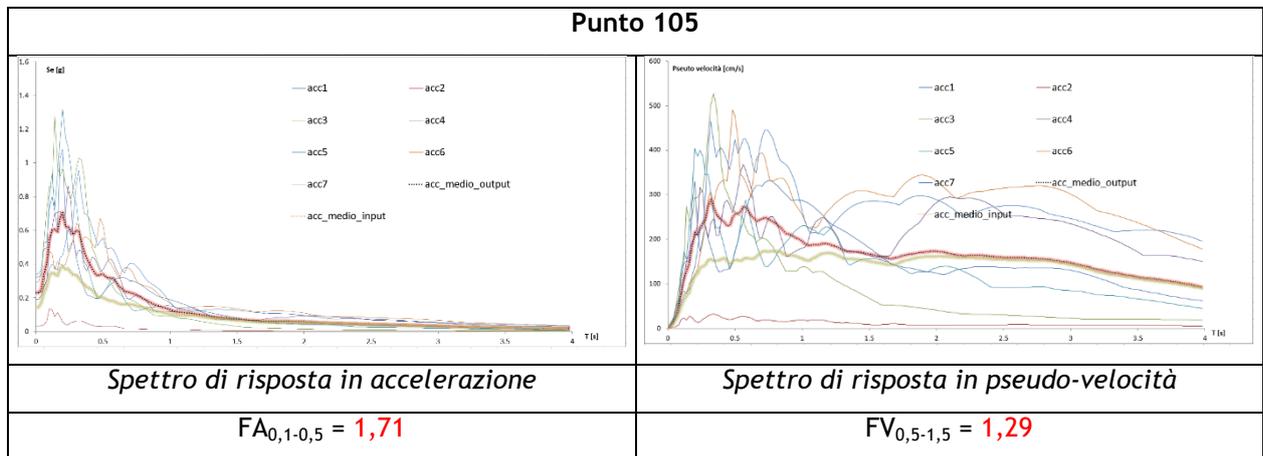
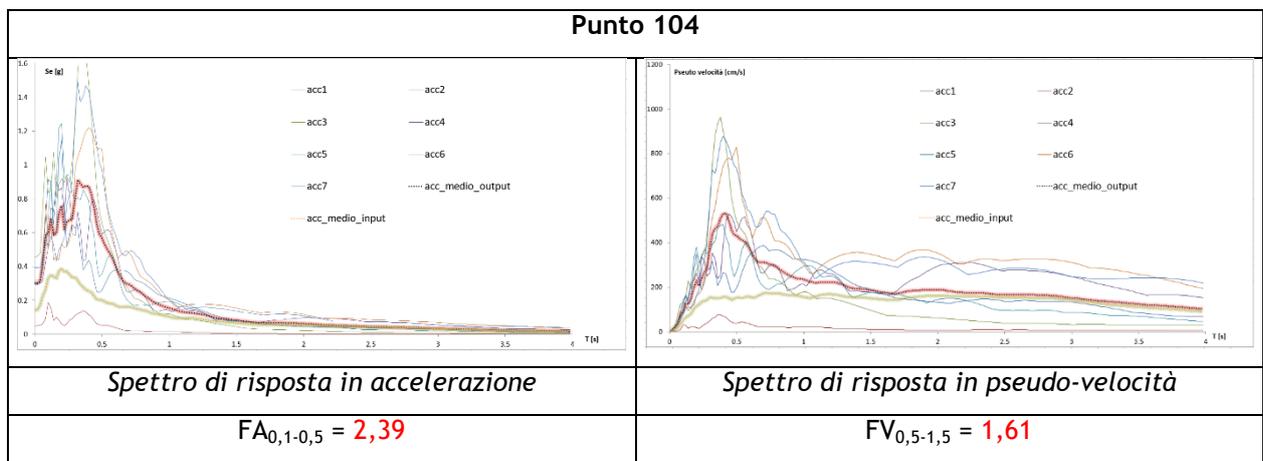
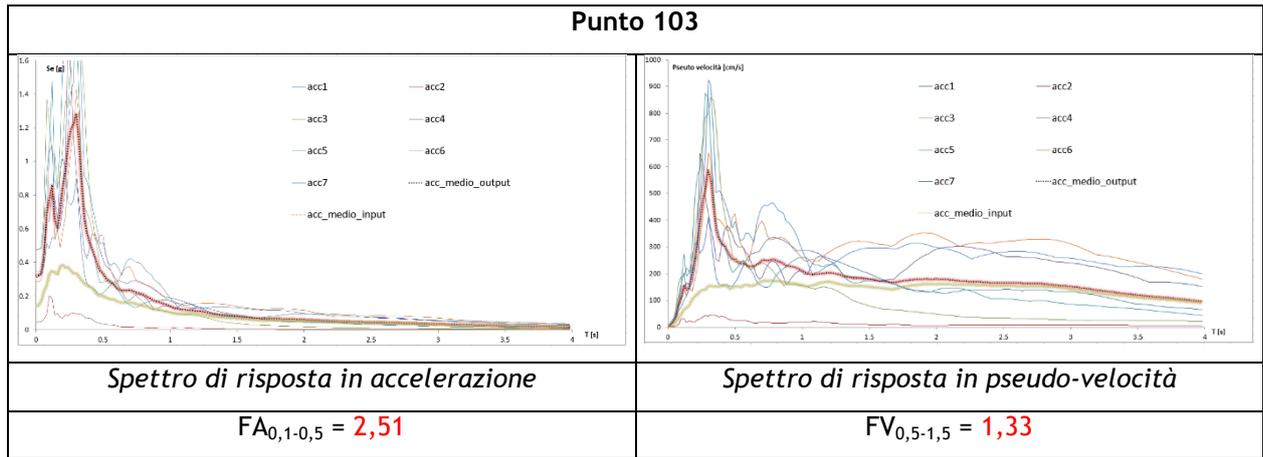


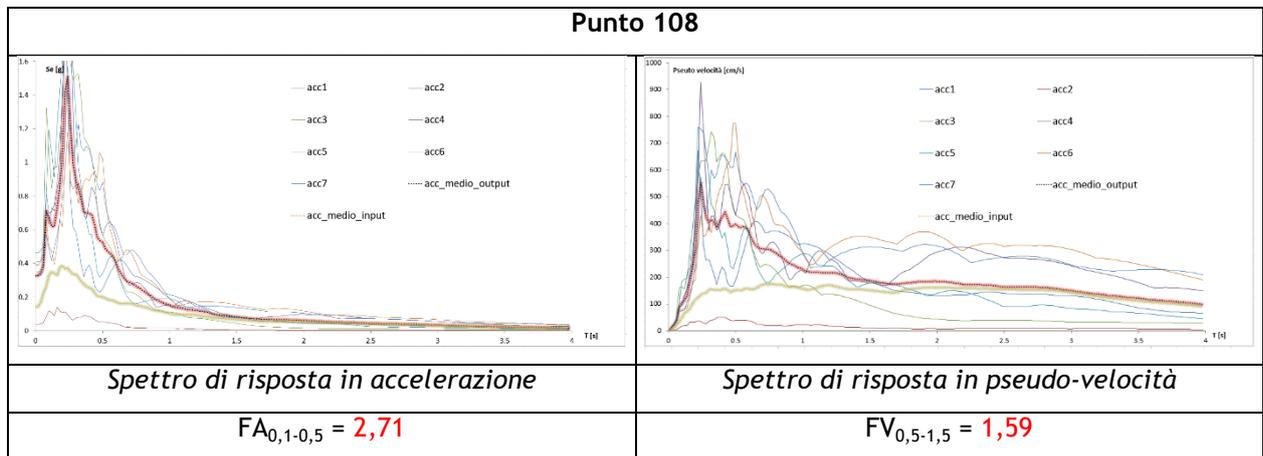
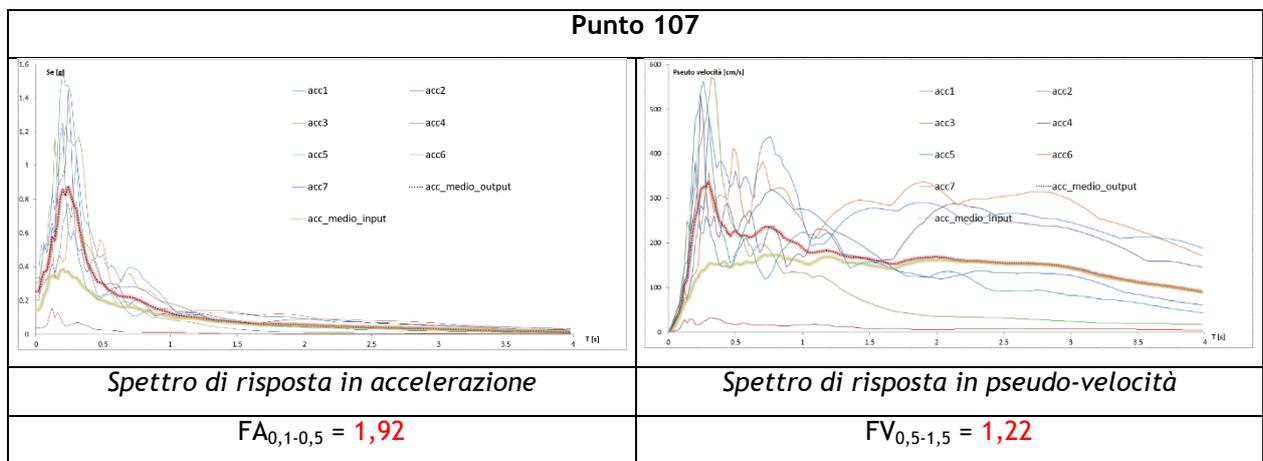
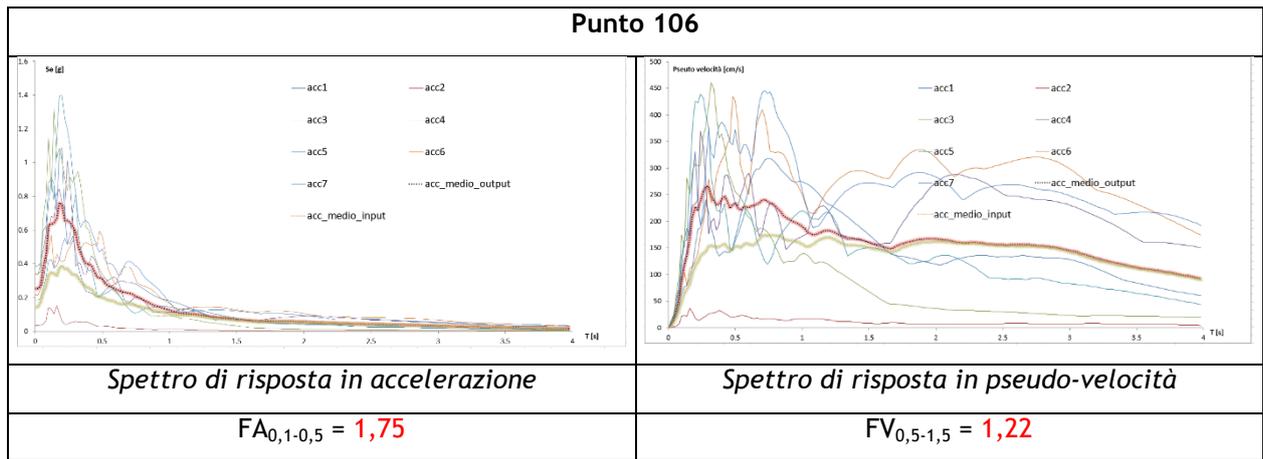
MODELLO n°2

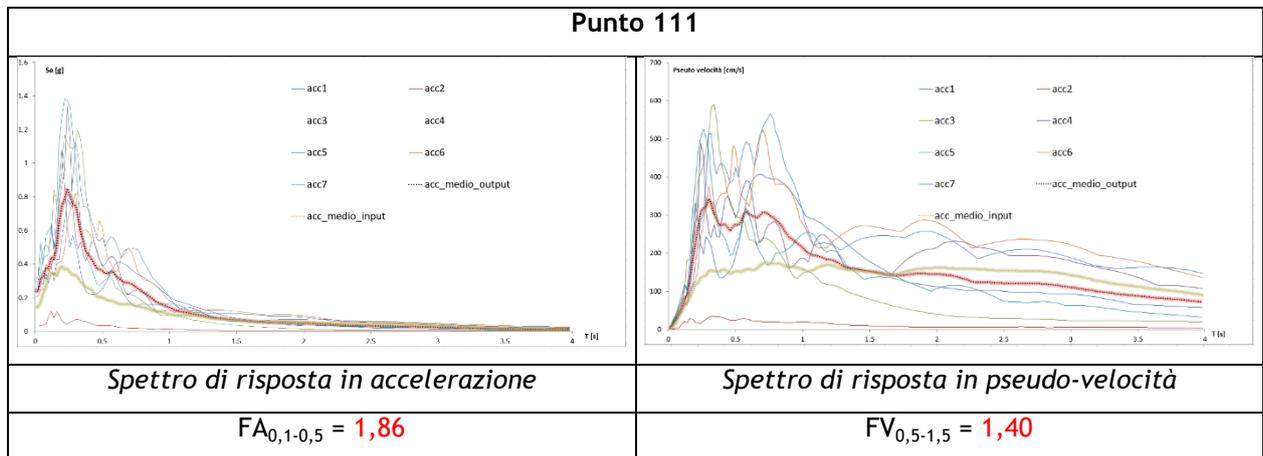
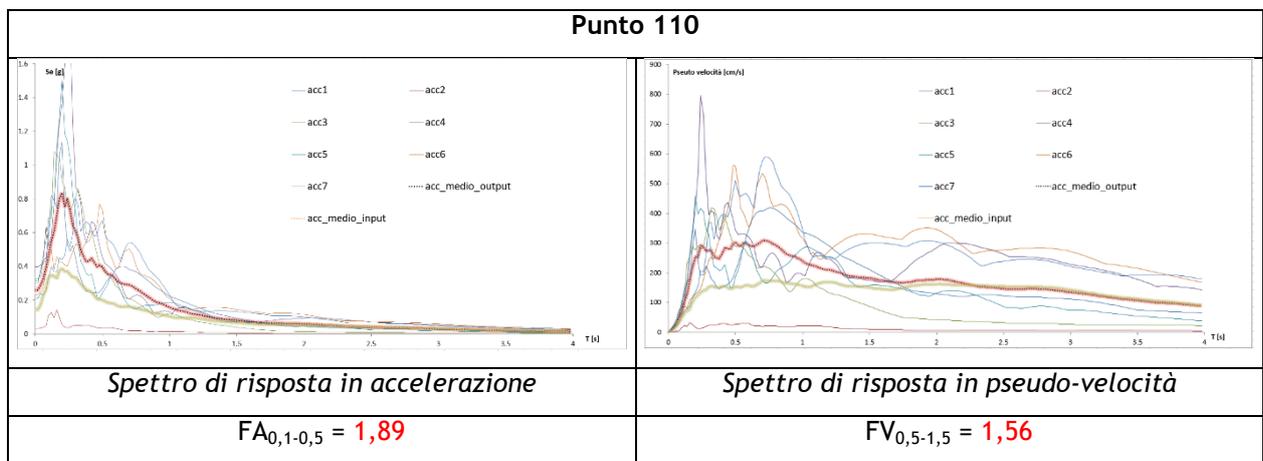
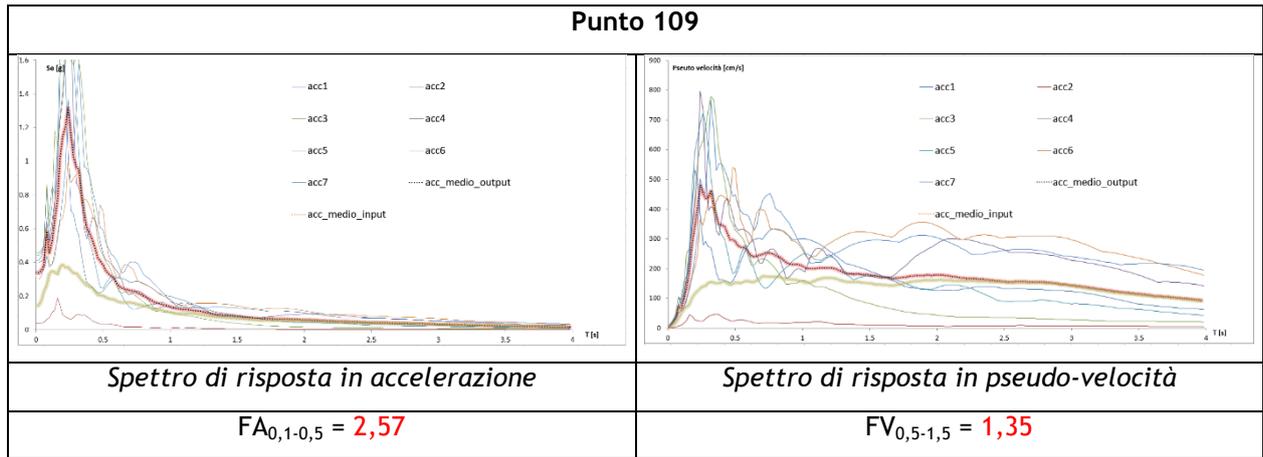


Modello sismo - stratigrafico

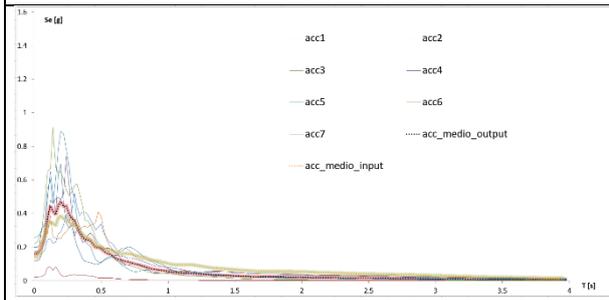






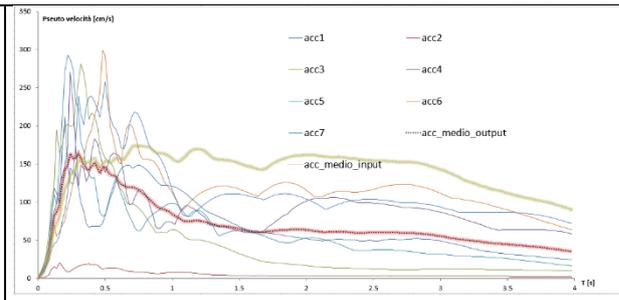


Punto 112



Spettro di risposta in accelerazione

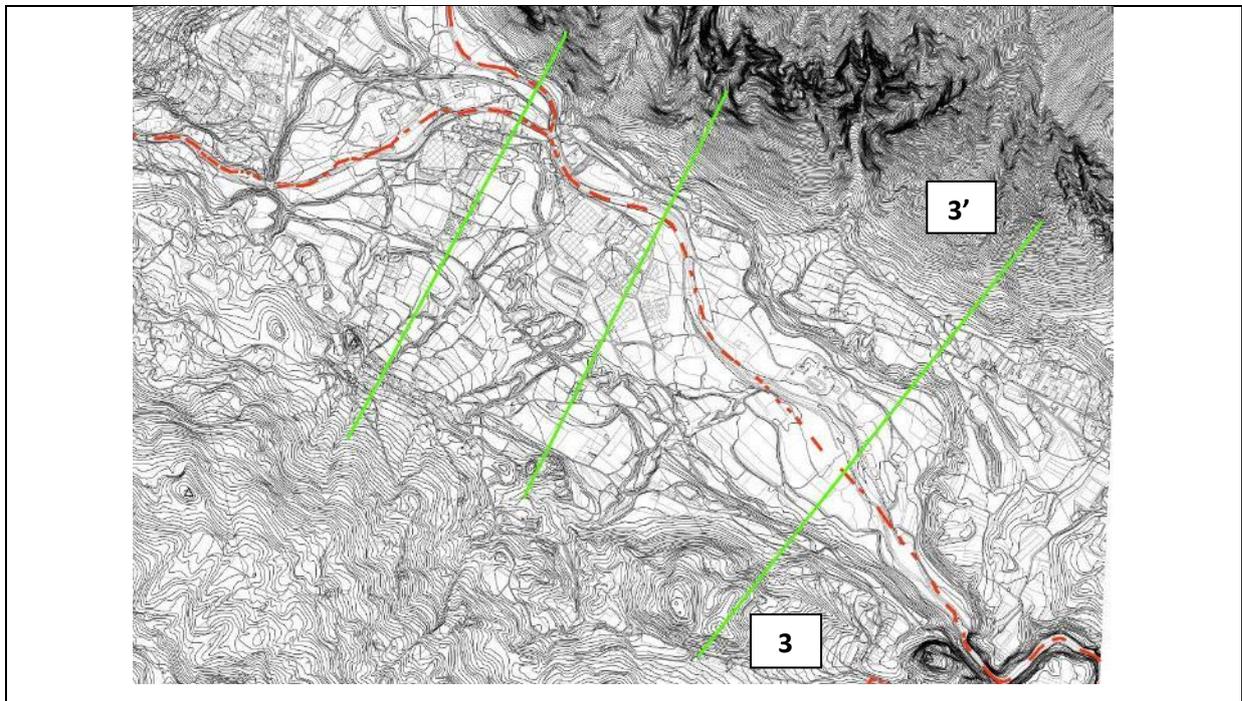
$FA_{0,1-0,5} = 1,09$

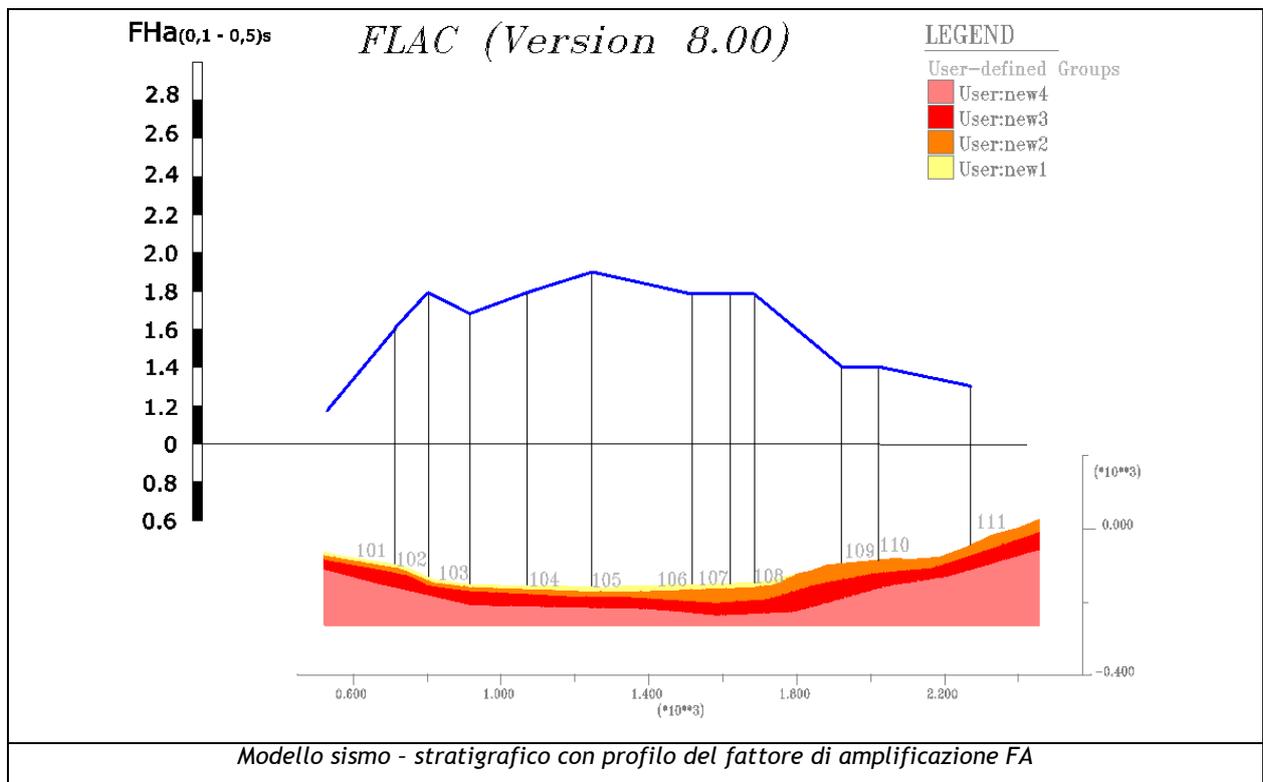
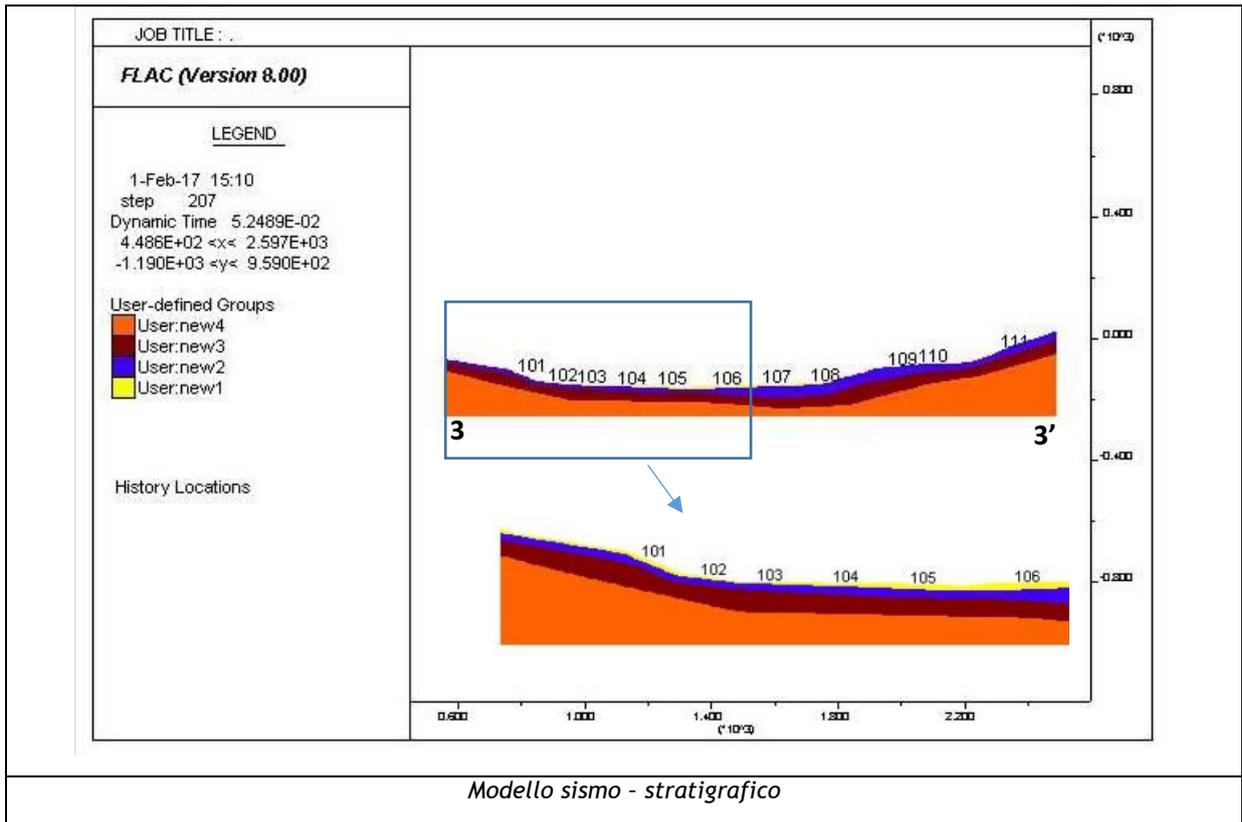


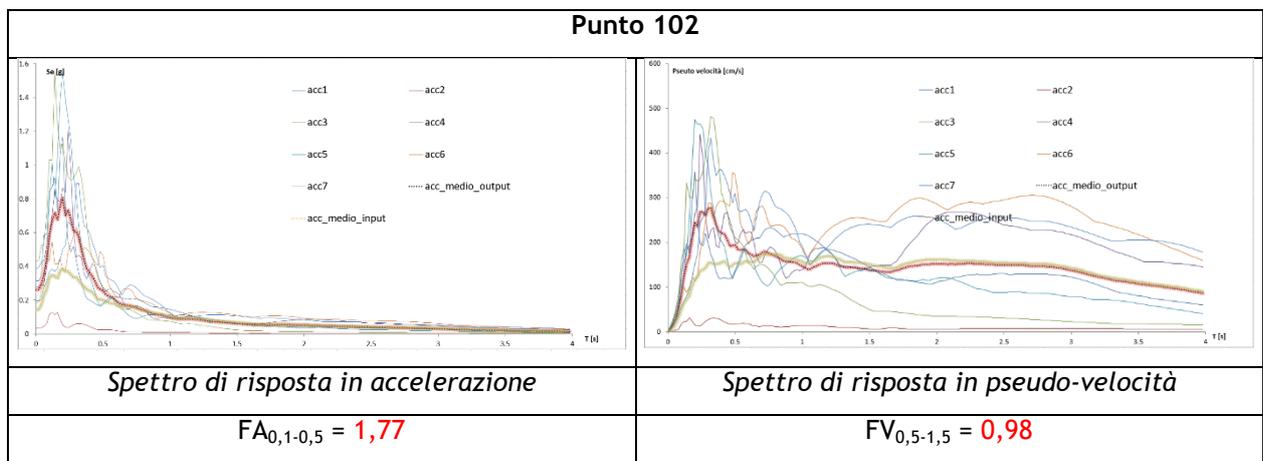
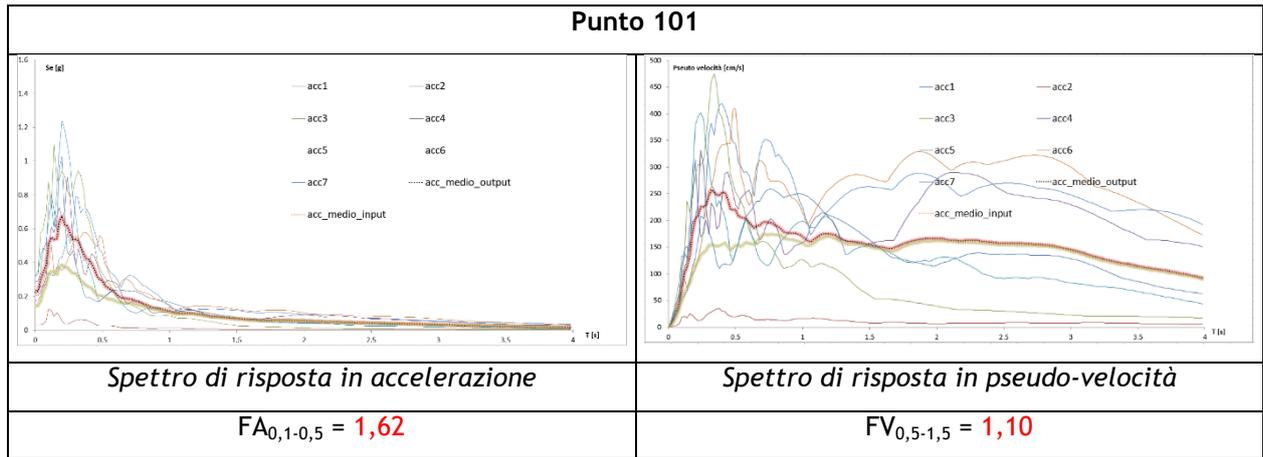
Spettro di risposta in pseudo-velocità

$FV_{0,5-1,5} = 0,60$

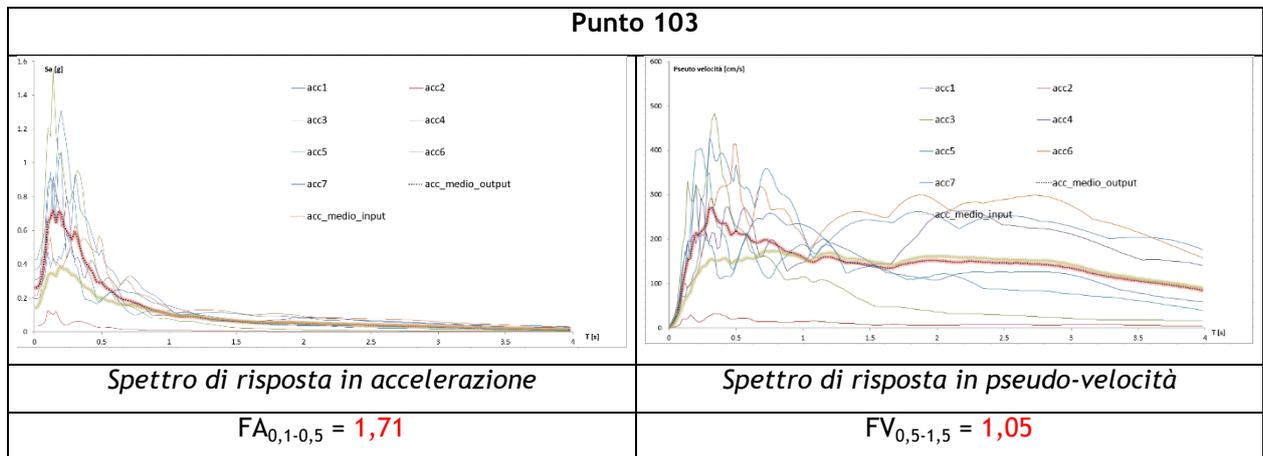
MODELLO n° 3

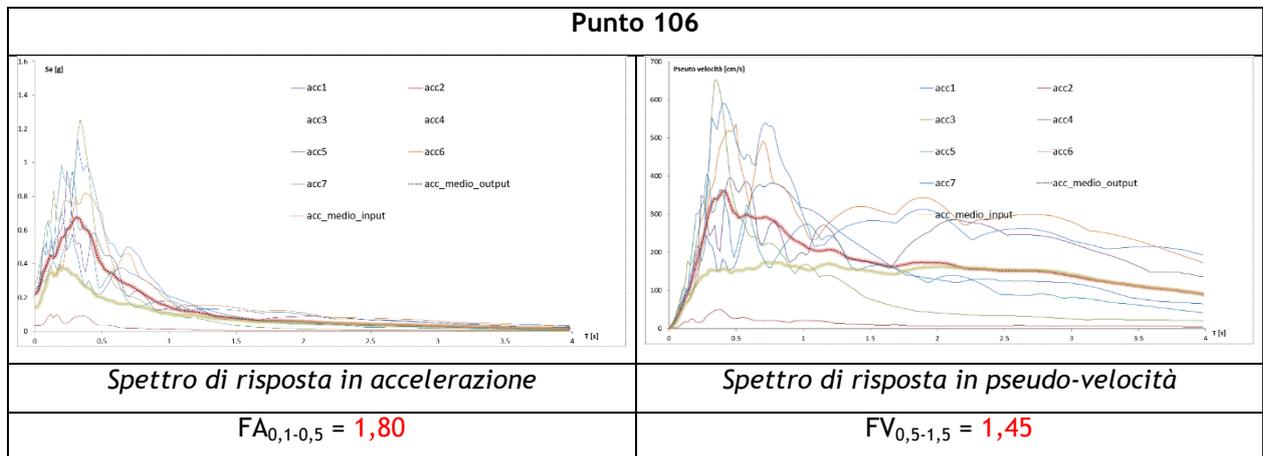
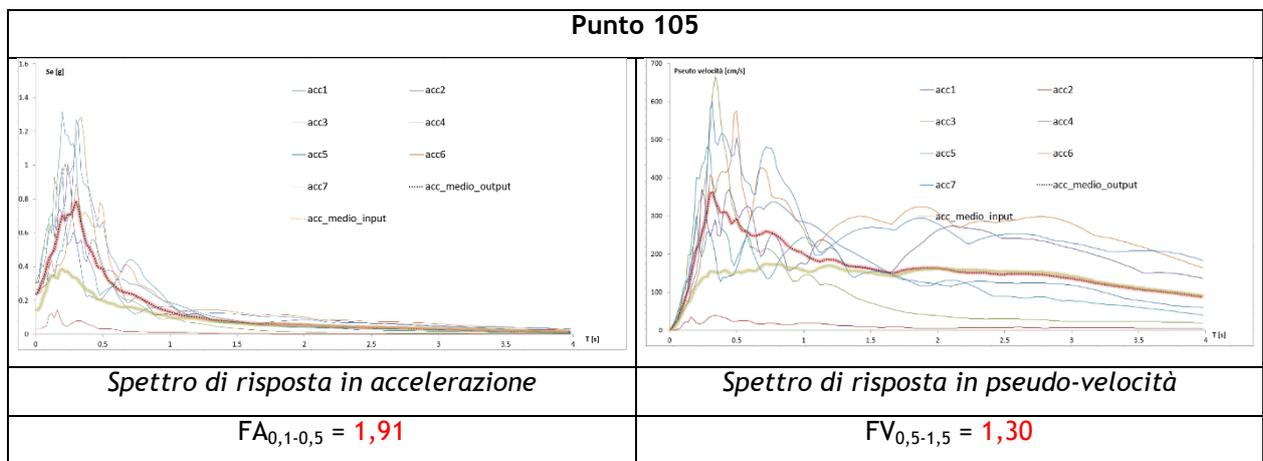
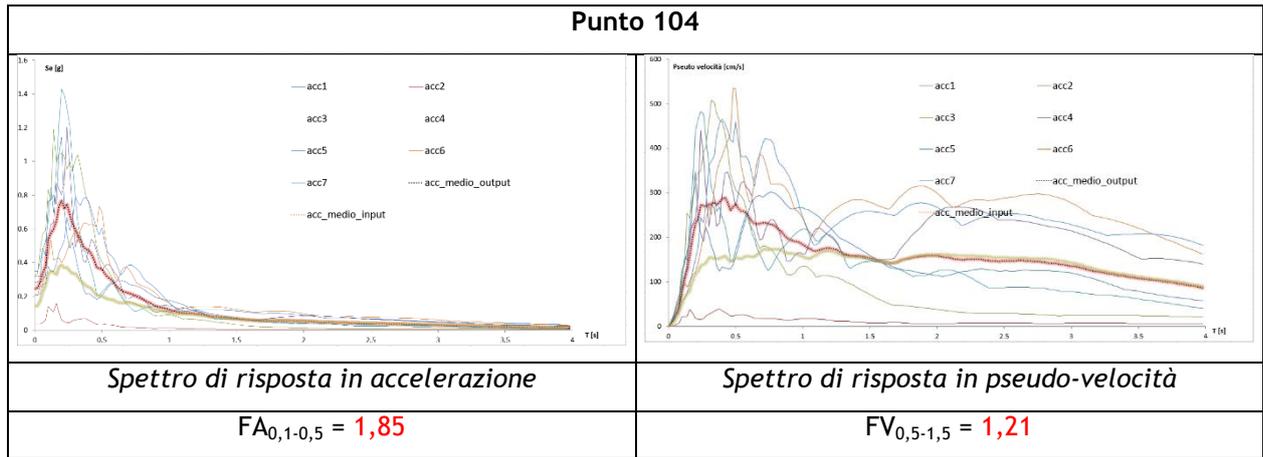


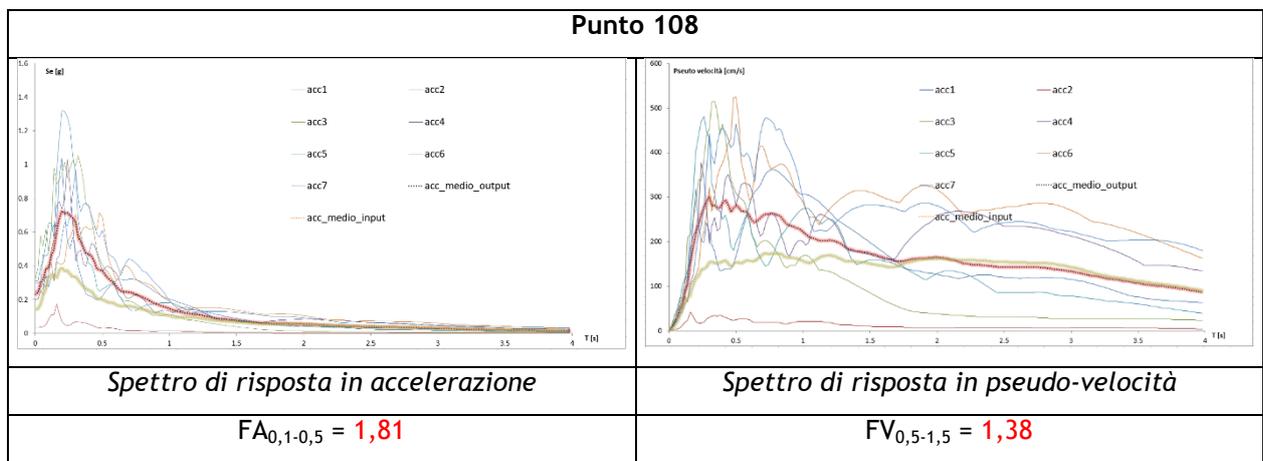
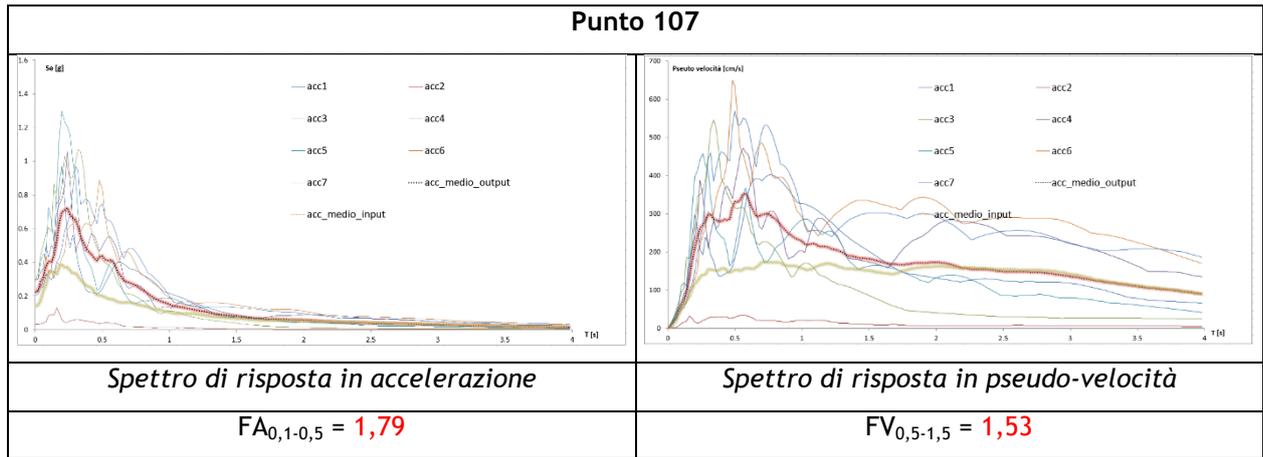




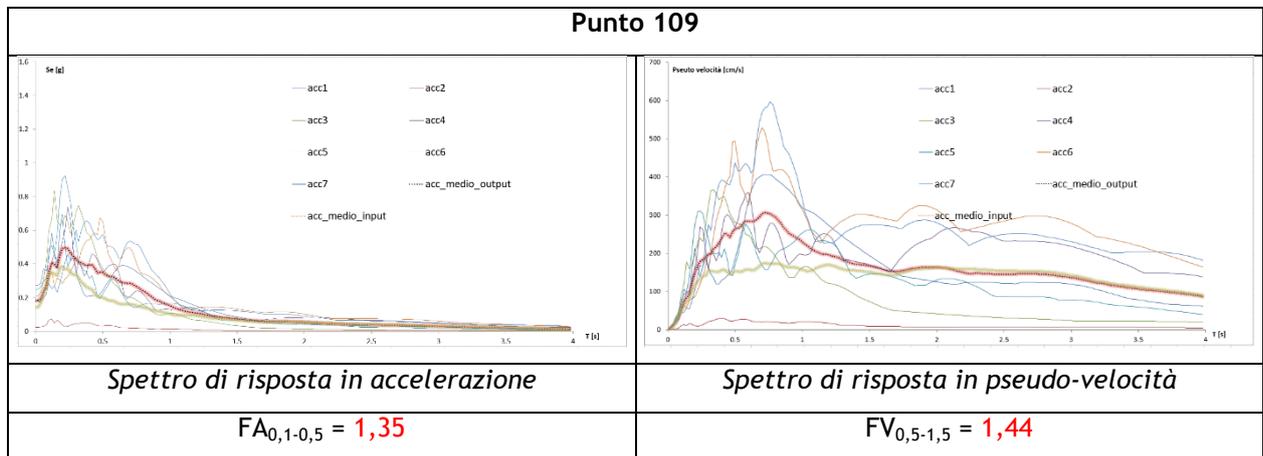
101

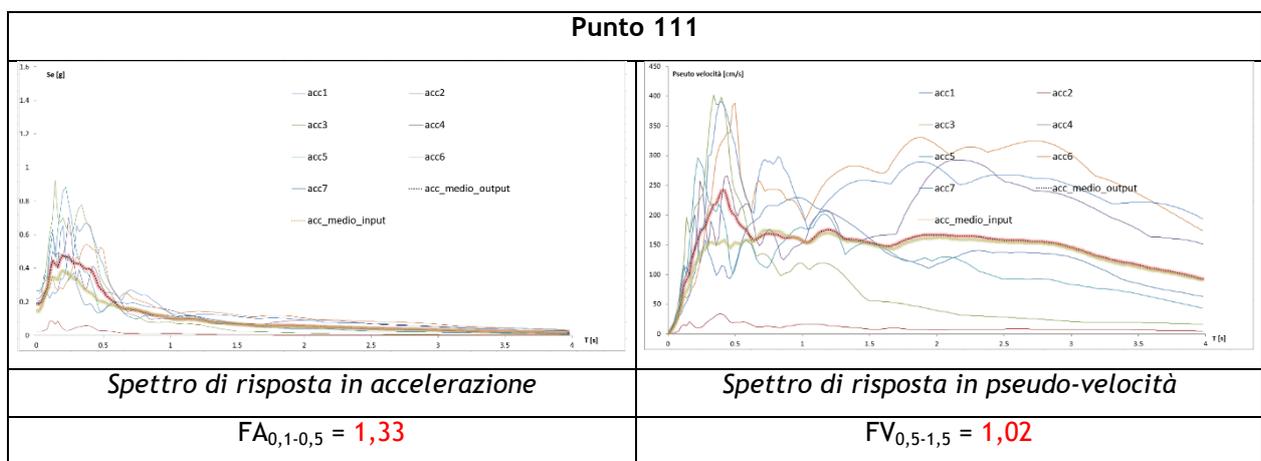
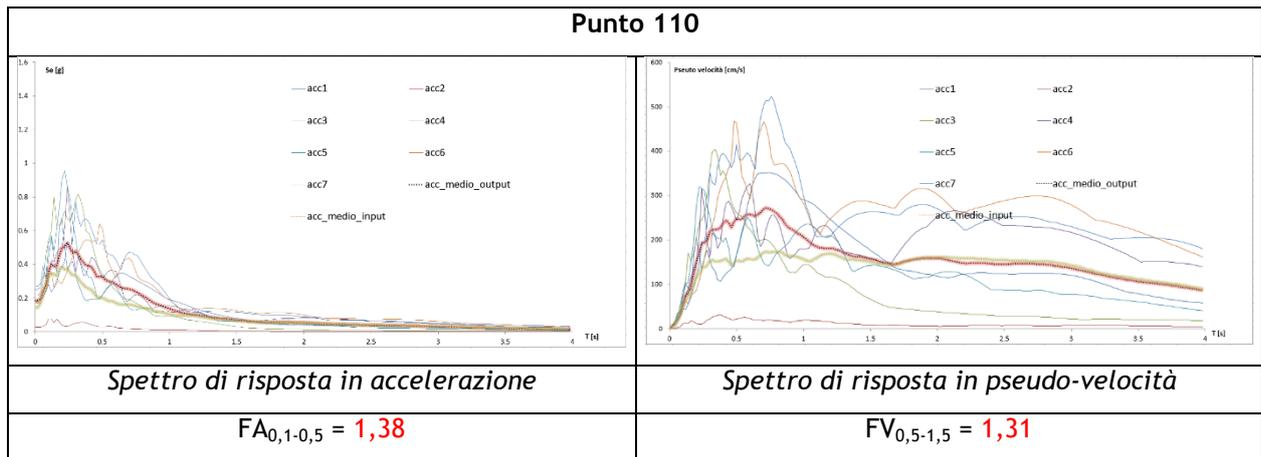






103

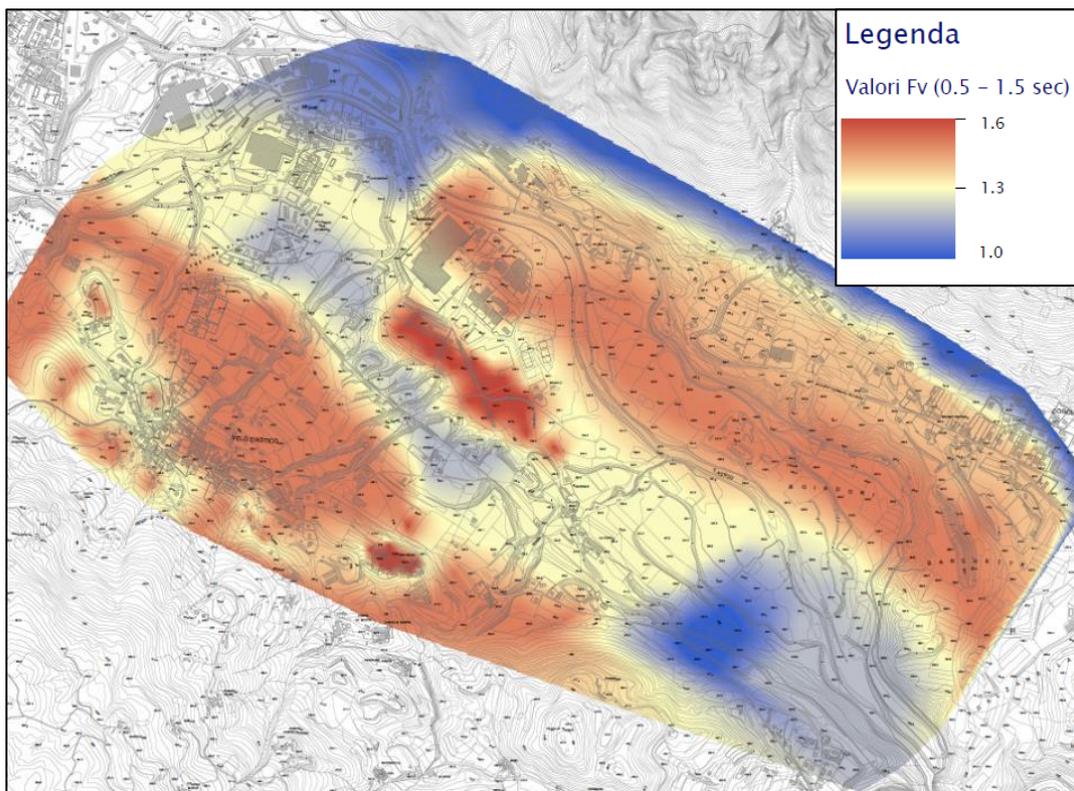
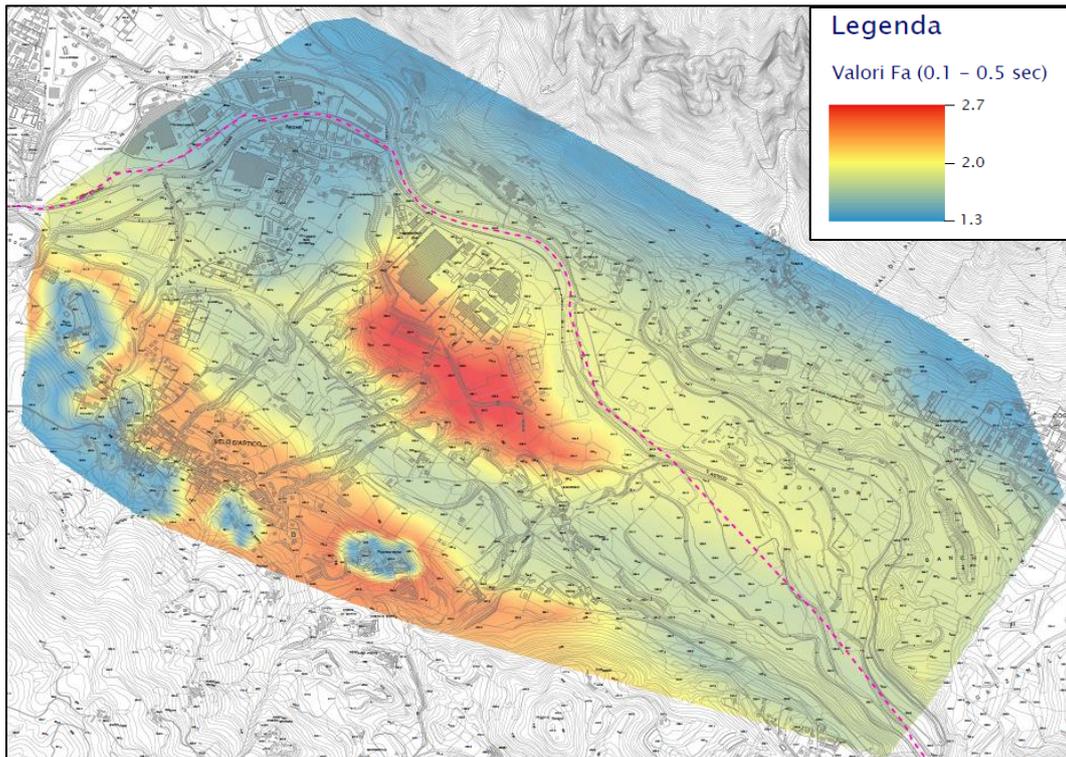




A partire dai risultati ottenuti è stato possibile creare una maglia di valori tali da poter interpolare i dati e ottenere la “Carta dei fattori di amplificazione FA (0,1-0,5s)” e “Carta dei fattori di amplificazione FV (0,5-1,5s)”.

A seguire vengono riportati gli stralci di tali carte. Dalla loro consultazione è possibile trarre alcune interessanti considerazioni:

- il territorio comunale di Velo d’Astico è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,3 a circa 2,7 per l’FA e da 1,0 a 1,6 per l’FV;
- si riscontrano importanti amplificazioni del moto sismico di base sia per motivi stratigrafici che topografici e molte volte dalla combinazione di entrambi;
- i massimi valori di amplificazione si registrano in corrispondenza dei depositi argillosi eluvio-colluviali e palustri presenti nel centro valle e nei materiali prevalentemente argillosi posti a copertura del substrato porfirico i cui modesti spessori (< 10 m) provocano un’elevata amplificazione del moto sismico. Tale fenomeno è maggiormente visibile osservando l’andamento dei fattori FA poiché risultano sensibili alle variazioni stratigrafiche superficiali;
- sicuramente, l’intrappolamento delle onde sismiche all’interno dei depositi fluvioglaciali dovuto all’effetto di “fondo valle” amplifica in modo rilevante il moto sismico di base. Infatti, i massimi valori di FA si rilevano al raccordo pianura-collina e diminuiscono in corrispondenza del centro valle, dove l’effetto bidimensionale risulta meno accentuato.

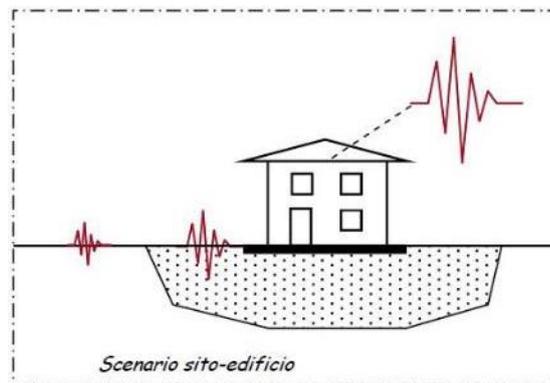


9 METODO GEOFISICO-STRUMENTALE PER LA CARATTERIZZAZIONE DEGLI INDICATORI DI VULNERABILITÀ SISMICA DEGLI EDIFICI

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 altrettanto 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 le misurazioni condotte su alcune strutture presenti nel comune di Velo d'Astico per la caratterizzazione diretta degli indicatori di vulnerabilità sismica.

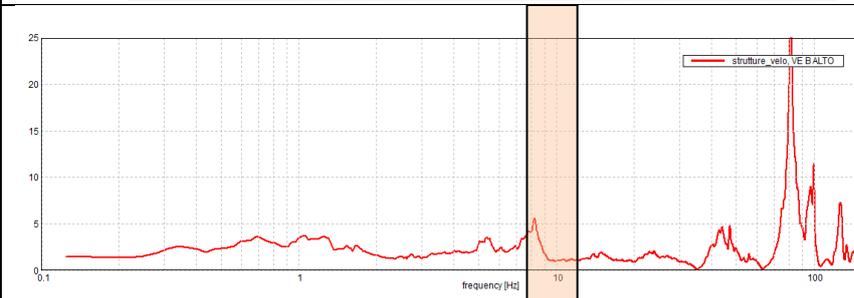
I risultati ottenuti e riportati nelle pagine seguenti, evidenziano che la metodologia proposta consente una valutazione rapida ed economica degli indicatori collegati alla danneggiabilità degli edifici ed è adatta a definire delle strategie di mitigazione di rischio sismico, anche su vasti territori. 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 Velo d'Astico, per valutarne la loro predisposizione a subire danni in caso di terremoto.

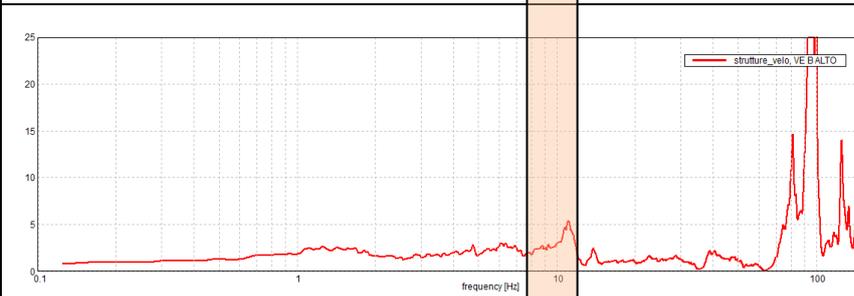


Biblioteca comunale



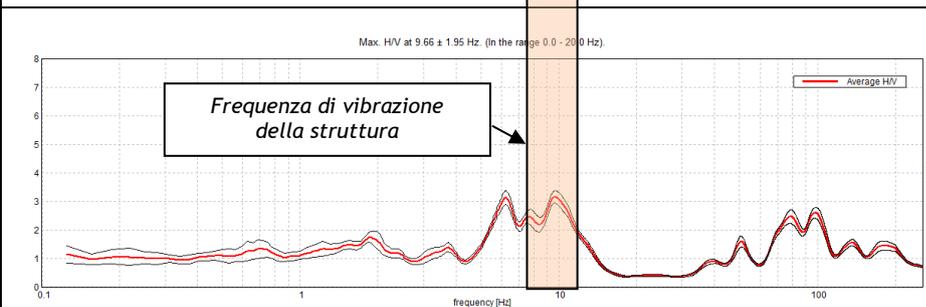
Componente fondamentale nord-sud del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: 8,2 Hz.



Componente fondamentale est-ovest del moto sismico.

Frequenza del primo modo di vibrazione della struttura: ≈12 Hz.

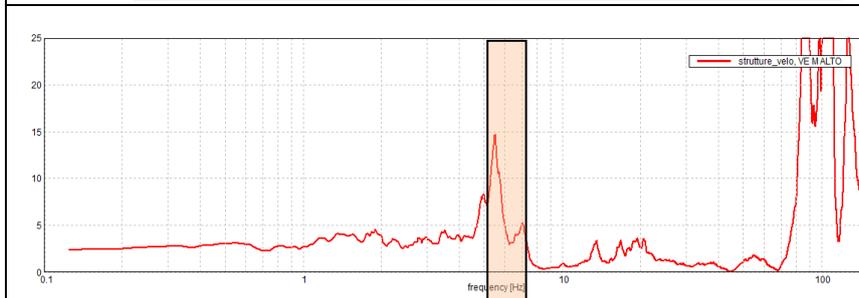


Andamento H.V.S.R. registrato all'esterno della struttura.

Presenza di un contrasto sismico nel sottosuolo tale da generare possibili amplificazioni alle frequenze della struttura analizzata.

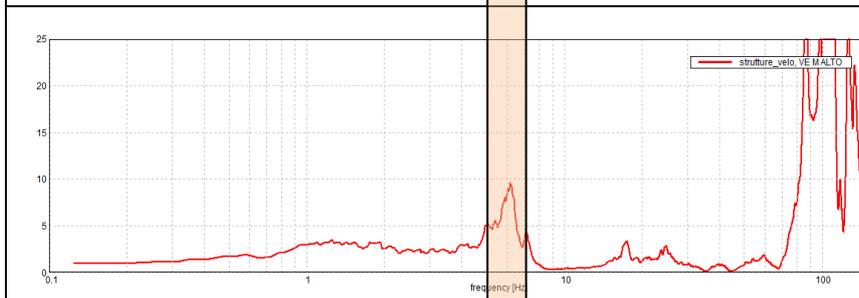


Sede municipale del
comune di Velo
d'Astico



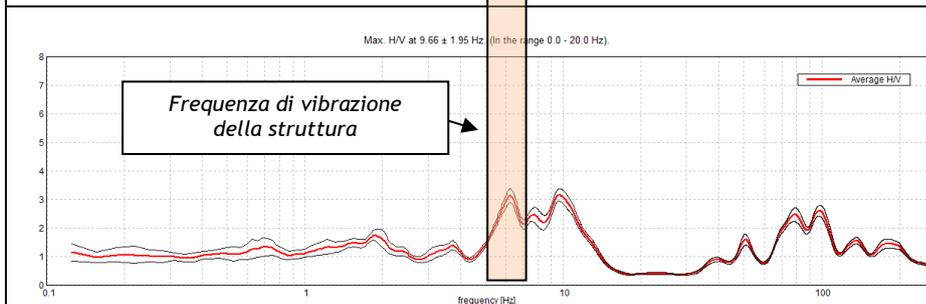
Componente
fondamentale
nord-sud
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
5,5 Hz.



Componente
fondamentale
est-ovest
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
6,2 Hz.

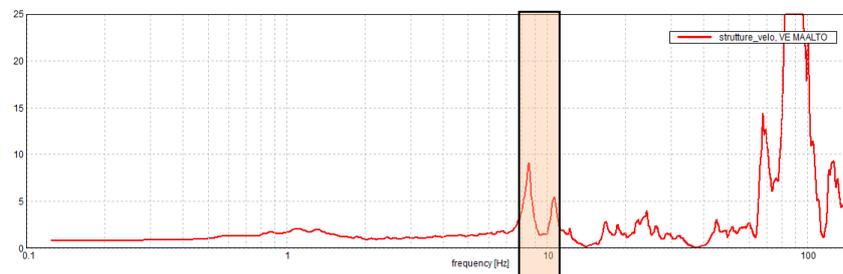


Andamento H.V.S.R.
registrato all'esterno
della struttura.

Presenza di un
contrasto sismico nel
sottosuolo tale da
generare possibili
amplificazioni alle
frequenze della
struttura analizzata.

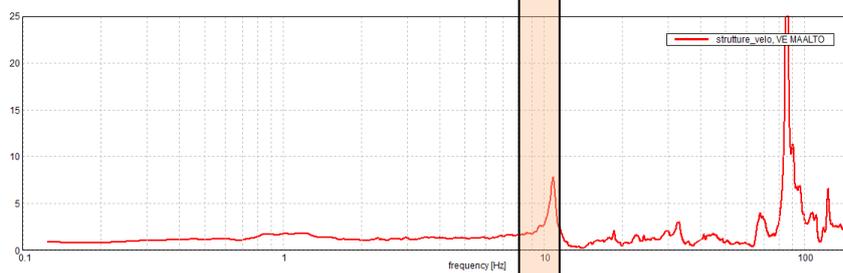


Magazzino comunale



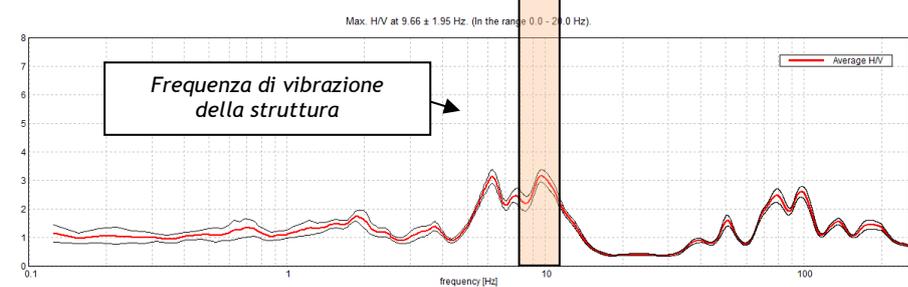
Componente
fondamentale
nord-sud
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
8,5 Hz.



Componente
fondamentale
est-ovest
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
≈12 Hz.



Andamento H.V.S.R.
registrato all'esterno
della struttura.

*Presenza di un
contrasto sismico nel
sottosuolo tale da
generare possibili
amplificazioni alle
frequenze della
struttura analizzata.*

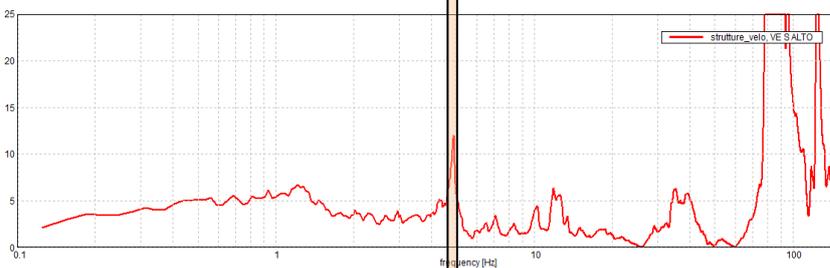


Scuola primaria
A. Fusinato



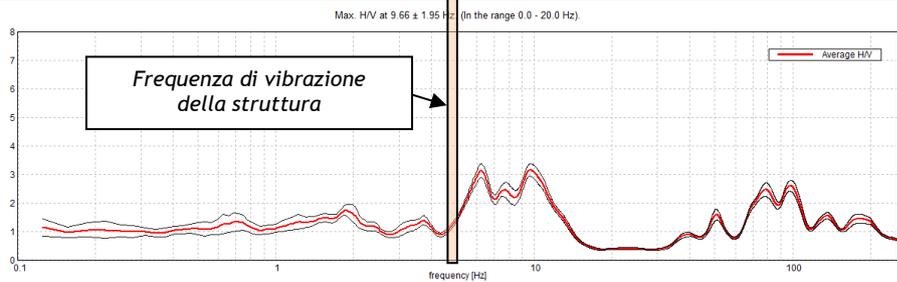
Componente
fondamentale
nord-sud
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
4,8 Hz.



Componente
fondamentale
est-ovest
del moto sismico.

Frequenza del primo
modo di vibrazione
della struttura:
5,0 Hz.



Andamento H.V.S.R.
registrato all'esterno
della struttura.

Assenza di contrasto
sismico nel sottosuolo
tale da generare
amplificazione alle
frequenze della
struttura analizzata.

10 COMMENTI FINALI E CRITICITÀ

I capitoli precedenti hanno evidenziato l'assetto stratigrafico del comune di Velo d'Astico che denota una certa variabilità spaziale. La risposta sismica locale risulta fortemente condizionata dal contesto tettonico locale, caratterizzato da un substrato più o meno fratturato e da una copertura diversificata a seconda dei vari ambienti deposizionali.

In pratica, tale studio ha permesso di definire le aree da sottoporre a nuove indagini per i futuri studi di Microzonazione Sismica. In tal senso, visto che le indagini hanno coperto gran parte del territorio comunale, si ritiene che i livelli successivi di approfondimento debbano essere concentrati solo nelle aree ritenute importanti per la comunità.

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 a essere aggiornato e 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, che si sviluppano prevalentemente in aree caratterizzate da condizioni particolari che potrebbero presentare amplificazioni importanti o fenomeni di instabilità;
2. eseguire un'analisi geologica-sismica di dettaglio per ogni area individuata, prendendo in considerazione le caratteristiche litostratigrafiche e geotecniche delle diverse zone, integrandole con i dati già raccolti ed interpretandoli appositamente;
3. definire eventuali indagini dirette per determinare le caratteristiche geotecniche locali e verificare la necessità di integrare le prove geofisiche già eseguite.

Le "Zone di attenzione" dovranno essere valutate in modo da delimitare / quantificare il fenomeno e, se non fosse confermata l'instabilità, si dovranno trattare le stesse microzone come "stabili suscettibili di amplificazione" e caratterizzarle 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.

Si ritiene importante sottolineare, per quanto riguarda la stima del fattore di amplificazione, che il comune di Velo d'Astico non si presterebbe completamente ad un'analisi di Livello 2 a causa delle sue condizioni geologico-morfologiche, che non permettono l'instaurarsi di soli effetti monodimensionali.

Infatti, una "Carta di microzonazione sismica" di Livello 2 prevederebbe la quantificazione numerica degli effetti delle zone riportate nella "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" del Livello 1, con metodi semplificati basati sull'utilizzo di abachi costruiti unicamente su modelli monodimensionali.

Nel caso in esame, vista la morfologia dei luoghi ed in presenza di bacini sepolti, ovvero di forme concave del basamento sismico, gli effetti bidimensionali possono giocare un ruolo dominante e, quindi, rendere irrealistiche le stime degli abachi. In particolar modo, nella zona di fondovalle del comune di Velo d'Astico e lungo la fascia pedecollinare, dove risultano presenti i maggiori insediamenti abitativi e produttivi si potrà generare un'amplificazione del moto sismico atteso in superficie, a causa delle articolate morfologie strutturali sepolte associate agli effetti legati alla stratigrafia (cft. Cap 8 - APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3).

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).

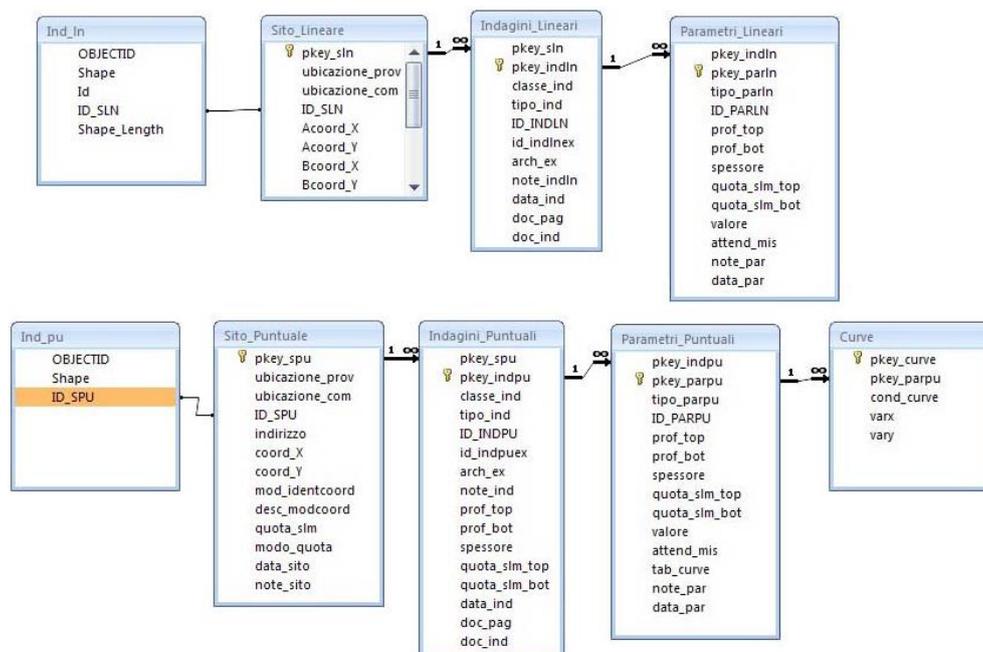
11 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS 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 4.0 - emanati dalla "Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica" nel giugno 2015. Gli Standard sopraccitati 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 4.0.

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 4.0b)

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_In costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati 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 **Cdi_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* Ind_pu e Ind_In, nella cartella Indagini.

La “Carta geologico-tecnica” e la “Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica” sono state realizzate in formato vettoriale e rappresentano le informazioni contenute nelle cartelle GeoTec ed MS1. La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi.

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

Nella cartella **MS1** sono invece contenuti i seguenti *shapefile*

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
Instab	Poligonale	Zone instabili
Stab	Poligonale	Zone stabili

La cartografia di base utilizzata per l’elaborazione dello studio è la C.T.R. del Veneto, le cui coordinate piane espresse in Gauss-Boaga (fuso ovest) sono state convertite in WGS84 UTM33N.

All’interno della cartella BasiDati è stata inserita la C.T.R. in formato vettoriale georeferenziata alla scala 1:10.000, utilizzata per il presente lavoro.

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. Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta - Bacchiglione. Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Brenta - Bacchiglione.
3. 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
4. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. *Ingegneria sismica*, pp. 32 - 62
5. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. *Geologia tecnica e ambiente*, pp. 77 - 102
6. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
7. Chopra L. (1995). *Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering*. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
8. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036
9. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioacchino (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
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. 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
12. 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
13. Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. *J. Soil Mech. and Found. Div.*, ASCE, 99(5), 421-427
14. 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
15. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. *Atti XI Congresso Nazionale "L'Ingegneria Sismica in Italia"*, Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
16. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - *Risposta Sismica Locale*. Hevelius Ed.
17. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 347-364
18. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
19. 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
20. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) - Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy - *Conf. Earthq. Eng. And Seismol.*, Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
21. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
22. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
23. 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*
24. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
25. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
26. Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di $M - R - \epsilon$ - 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 microzone omogenee in prospettiva sismica	Scala 1:10.000
4. Carta delle frequenze	Scala 1:10.000
5. Carta delle Vs	Scala 1:10.000
6. Carta delle altimetrie	Scala 1:10.000
7. Carta dei fattori di amplificazione FA (0,1-0,5s)	Scala 1:5.000
8. Carta dei fattori di amplificazione FV (0,5-1,5s)	Scala 1:5.000
9. Schede delle indagini	
10. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	