



COMUNE DI FREGONA

Provincia di Treviso



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3 A SUPPORTO DELLA VARIANTE N.2 AL P.I. "GROTTE DEL CAGLIERON"

D.G.R. n° 1572 del 3 settembre 2013

A cura di

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

Studiosisma

Data: Settembre 2016

INDICE

1	INTRODUZIONE	3
2	GENERALITÀ.....	4
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	6
3.1	Inquadramento geografico	6
3.2	Inquadramento geologico generale.....	6
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO.....	12
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	12
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	15
4.3	Sismicità storica	16
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	19
4.5	Zonazione sismica nazionale.....	22
4.6	Pericolosità sismica di riferimento	23
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ.....	26
5.1	Introduzione.....	26
5.2	La natura del problema	26
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	28
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE.	29
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione.....	29
6.2	Metodologia di elaborazione delle nuove indagini	29
6.2.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.).....	29
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo in <i>array</i> (Re.Mi.)	35
6.3	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	38
7	ELABORATI CARTOGRAFICI.....	39
7.1	Carta delle indagini	39
7.2	Carta geologico-tecnica	40
7.3	Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica (Livello 1) - MOPS	41
7.4	Carta della pericolosità sismica locale (CPSL).....	44
8	MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO	46
8.1	Descrizione del metodo.....	46
8.2	Analisi numeriche condotte - Carta di microzonazione sismica Livello 3	53
9	BIBLIOGRAFIA	85
10	ALLEGATI FUORI TESTO.....	86

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 e/o geomorfologiche del territorio;
- le zone in cui sono presenti fenomeni di deformazione permanente, 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.

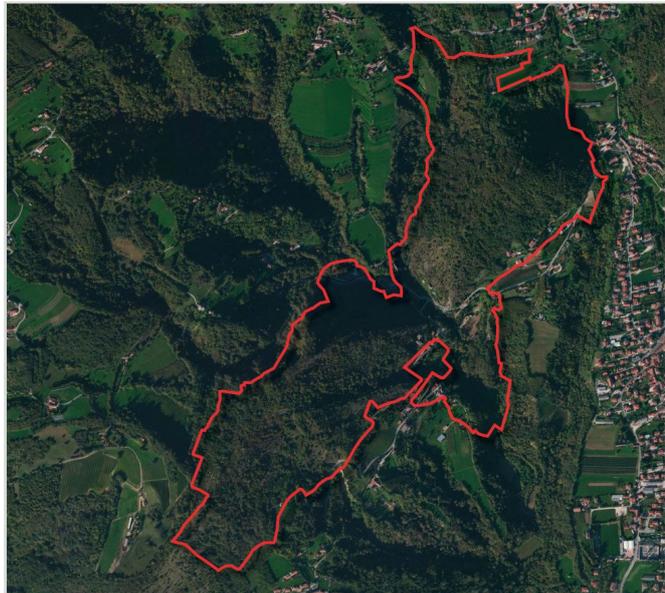
Il presente studio è stato svolto ad un Livello 3 di approfondimento, secondo le modalità riportate nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica approvate con D.G.R. 1572 del 03/09/2013 e pubblicate nel Bur n.81 del 24/09/2013, a supporto della Variante n°2 del Piano degli Interventi relativa al Parco “Grotte del Caglieron”.

A tal riguardo, le Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica vanno applicate agli studi di MS a corredo degli strumenti di pianificazione urbanistica comunale (P.A.T., P.I. e loro varianti di cui alla L.R. 11/2004). Anche i Piani Urbanistici Attuativi (P.U.A.), nei comuni i cui strumenti urbanistici di livello superiore non contengono studi sismici appropriati, devono essere dotati di specifici studi di MS.

La metodologia prevede che il Livello 1 di approfondimento sia esteso a tutto il territorio comunale in sede di redazione del P.A.T. mentre il Livello superiore di approfondimento, a supporto del P.I. e P.U.A., come previsto dalla normativa vigente, viene condotto sulle parti di territorio suscettibili di amplificazione sismica individuate nello studio di Livello 1 (e per le quali si prevedono trasformazioni urbanistiche del territorio che comportano un incremento dei carichi urbanistico/insediativi) e per il territorio compreso nel perimetro del centro abitato.

Si ritiene opportuno segnalare che il Livello 1, realizzato 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., è stato condotto dallo scrivente nel mese di maggio 2013. Per questo, tale documento risulta parte integrante del presente studio; inoltre, l’introduzione relativa all’assetto geologico, geomorfologico, idrogeologico locale nonché l’assetto tettonico e le cartografie relative (CGT e MOPS) sono state interamente riprese dal lavoro precedente e contestualizzate nell’area di interesse.

Il presente studio è stato condotto nell’ambito del parco denominato “Grotte del Caglieron” in località Breda di Fregona (linea rossa nell’estratto di ortofoto a fianco riportata). Il complesso consta di una serie di cavità, parte delle quali di origine artificiale e parte di origine naturale; per la parte naturale, si tratta di una profonda forra incisa dal torrente Caglieron su strati di conglomerato calcareo, di arenarie e di marne del Miocene medio. Sulle pareti della forra, e non solo, si aprono delle grandi cavità artificiali, ottenute dall’estrazione dell’arenaria, la tipica “pietra dolza”.



Sono state effettuate delle **misurazioni geognostiche sulla zona interessata dallo studio**, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale necessarie per definire con maggior cura lo studio di MS.

Ad ogni modo, i risultati del Livello 3 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 e litologico-stratigrafiche del territorio comunale con particolare riferimento all'area esaminata nel presente studio, rimandando alla relazione illustrativa e alle tavole del piano conoscitivo geologico del P.A.T. per un maggiore approfondimento.

3.1 Inquadramento geografico

Il territorio comunale di Fregona si estende su una superficie di 42,72 km² con una popolazione di 3.051 abitanti (censimento al 31/12/2014) e confina con i comuni di Alpago (BL), Caneva (PN), Cappella Maggiore (TV), Cordignano (TV), Sarmede (TV), Tambre (BL), Vittorio Veneto (TV).



3.2 Inquadramento geologico generale

Per l'inquadramento geologico dell'area si è fatto riferimento ad una serie di pubblicazioni consultate, integrate con le considerazioni riportate nel P.A.T. e con le osservazioni condotte durante i sopralluoghi eseguiti.

Dal punto di vista **geomorfologico**, il Comune di Fregona comprende un ambito montano di altipiano (Altipiano del Cansiglio) ed un settore collinare caratterizzato nella porzione settentrionale dalla presenza di due dorsali rocciose e, nella parte Sud, da una serie di terrazzi fluviali intersecati da incisioni torrentizie prevalentemente con andamento NNW - SSE.

Infatti, il Comune di Fregona si sviluppa su tre ambiti geomorfologici ben distinguibili: l'Altipiano del Cansiglio, i versanti del Cansiglio e la Sinclinale di Fregona.

Il rilievo del Cansiglio presenta alla sua sommità caratteristiche di altipiano ed è limitato a Sud Ovest dal grande versante del massiccio carbonatico. All'interno dell'unità, l'energia del rilievo è modesta, con dislivelli che tuttavia arrivano a circa 700 m se si considerano i punti più elevati e quelli più bassi. La topografia è comunque minutamente articolata, anche per la presenza di doline e conche carsiche complesse; non mancano le incisioni vallive che, tuttavia, sono solo raramente interessate da scorrimento superficiale dell'acqua. Tra queste, la più importante è il Vallone Vallorch, che dal Monte Pizzoc scende verso Nord Est fino al Piano del Cansiglio.

I limiti Ovest e Sud Ovest del Cansiglio sono rappresentati dal grande versante che confina l'Altipiano. I dislivelli sono dell'ordine delle centinaia di metri e superano i 1000 m nella porzione più settentrionale. Il versante si presenta più ripido in corrispondenza della Val Lapisina, dove alcuni tratti sono subverticali, anche a causa della presenza delle nicchie di distacco delle grandi frane originatesi in questo versante. A Sud Est, il versante è meno ripido e più articolato e, in particolare, risulta inciso dal profondo solco della Val Salega, che interrompe la continuità della forma.

La sinclinale di Fregona costituisce la propaggine orientale, al di là del solco vallivo del Fiume Meschio, dei rilievi strutturali dell'Unità di Tarzo; la sua morfologia, ancora caratterizzata dalla presenza di tipici hogback interrotti da water gap, è complicata per la giacitura degli strati, che formano una piega sinclinale ad asse inclinato.

Un altro elemento morfologico di interesse è costituito dalle porzioni di *glacis* che costituiscono terrazzi isolati a modesta pendenza, il principale dei quali è quello di Fregona. Pur presentando in superficie una coltre di sedimenti sciolti, questi terrazzi risultano scolpiti in roccia, non comune testimonianza di processi di erosione areale.

Lo stile morfologico caratterizzante il settore montano è fondamentalmente derivato dallo sviluppo del carsismo, con forme piuttosto evolute sia in superficie che in profondità. Tipiche forme superficiali sono le doline, gli inghiottitoi e i solchi di corrosione, e le scannellature sulle superfici nude della roccia. Il fenomeno è particolarmente sviluppato lungo il settore meridionale dell'Altipiano, nel tratto che da Cadolten arriva fino alla Crosetta, attraverso Pian dell'Erba, Boscars e Barce, dove dà luogo ad un paesaggio tormentato, costituito da un sistema di dossi dalle sommità arrotondate separati da brevi scarpate e da conche prative, generalmente aperte verso valle. I fattori che hanno guidato la genesi del carsismo sono sostanzialmente riconducibili alla natura litologica delle rocce ed alle loro condizioni strutturali. Si osserva, infatti, come le forme di corrosione e di dissoluzione della roccia siano particolarmente concentrate e sviluppate nelle zone dove affiorano i "Calcari di Monte Cavallo" (roccia ad elevato contenuto in carbonato di calcio e basso contenuto in prodotti argillosi) e dove sono frequenti le discontinuità e le linee di frattura. Il carsismo risulta invece assai meno sviluppato e con forme spesso atipiche laddove affiora la "scaglia", qui rappresentata soprattutto da calcari marnosi. Sempre nel settore montano e più esattamente sulla porzione sommitale del Monte Pizzoc, restano ancora evidenti i segni del degrado ambientale derivati dalla lunga attività di cava da cui veniva estratta la pietra da cemento (calcari marnosi).

Il confine fisico tra la montagna e la sottostante collina è ben rappresentato dall'alta scarpata che delimita a meridione l'altipiano carsico, derivata dal sollevamento differenziale del settore montano rispetto a quello del settore collinare (origine tettonica). La sua notevole pendenza e l'intensa fratturazione e degradazione della roccia hanno creato diffuse condizioni di franosità in termini, soprattutto, di scoscendimenti e caduta di massi. Il tratto collinare del territorio di Fregona presenta un duplice stile morfologico: quello delle linee di costa (due dorsali tra loro parallele) e quello sottostante delle superfici terrazzate. Le dorsali, a partire da quella superiore, sono distinte rispettivamente con i termini di "Costa di Serravalle" e di "Costa di Fregona" e sono separate da vallette tra esse interposte e ad esse parallele. L'insieme è costituito da rocce

sedimentarie appartenenti all'Era Cenozoica, derivate dalla litificazione di depositi marini, lagunari e continentali. Gli attuali litotipi sono rappresentati da una successione di strati diversi a disposizione monoclinale costituiti da calcareniti, arenarie, calcari marnosi, marne, argille silteose e conglomerati. Gli strati immergono verso la pianura con valori di inclinazione assai elevati nella zona delle coste, cosicché i versanti rivolti a monte risultano disposti a reggipoggio mentre, quelli rivolti a valle, a franapoggio. Esiste un rapporto diretto tra la giacitura degli strati, il loro angolo d'inclinazione ed il grado di franosità dei versanti. In corrispondenza dei versanti con strati a reggipoggio, i dissesti sono limitati per lo più alle testate degli strati con fenomeni di distacco e di crolli di massi. Invece, in corrispondenza dei versanti con gli strati disposti a franapoggio, i dissesti risultano piuttosto diffusi ed estesi: essi rientrano nelle categorie delle deformazioni plastiche gravitative della coltre, degli smottamenti e dei scivolamenti lungo superfici di strato. Tra il limite occidentale del territorio comunale e la zona di Sonago, gli strati di roccia presentano direzione SW - NE. Da qui e fino al limite Sud - orientale del territorio comunale il sistema presenta una marcata rotazione in senso orario per cui gli strati assumono direzione NW - SE. L'asse di rotazione presenta direzione N - S e segue sostanzialmente il corso del Torrente Carron. Le varietà litologiche, caratterizzate dall'alternarsi di strati di rocce dure e resistenti (Calcareniti, arenarie e conglomerati) e di livelli teneri e, quindi, facilmente erodibili (marne ed argille), ha decisamente condizionato l'evoluzione morfologica dei luoghi. In particolare, alla successione di strati rocciosi duri e teneri, variamente resistenti all'azione erosiva, ha corrisposto l'alternanza di linee di rilievi ad *hogback* e di vallette marcatamente incise.

L'erosione selettiva, operata su litotipi diversamente resistenti agli agenti atmosferici ed all'azione delle acque torrentizie, ha creato un paesaggio vario ed articolato, fatto di profonde incisioni, di pendii molto acclivi, ma anche di forme morbide ed ondulate.

La morfologia risulta modificata localmente dall'attività antropica, come ad esempio su un tratto del versante meridionale della Costa di Serravalle, in località Ciser, dove era attiva fino a meno di una cinquantina di anni fa una cava da cui si estraeva la marna utilizzata per la produzione del cemento. Inoltre, lungo la seconda dorsale, corrispondente alla "Costa di Fregona" che rappresenta l'area oggetto del presente studio, erano attive un tempo numerose cave, generalmente di piccole dimensioni, da cui veniva estratta la cosiddetta "pietra Dolza", ovvero un'arenaria sabbiosa, tipo molassa, che ben si prestava ad essere lavorata allo scalpello per ricavare stipiti, pilastri, colonne e svariati altri elementi decorativi per i giardini e per l'edilizia, sia povera che di pregio. I resti di tali cave sono ancora ben visibili lungo i versanti sovrastanti la forra del Rio Caglieron, poco distante da Borgo Breda.

I terrazzi alluvionali, allungati ed estesi nella parte meridionale del territorio comunale, assumono l'aspetto caratteristico di superfici regolarmente inclinate, con pendenze del 7% - 8%, che dai piedi delle dorsali terziarie si allungano fino al limite della pianura. Vengono classificati con il termine di "glacis d'accumulo" e sono costituiti da detriti trasportati a valle e distribuiti su ampi tratti di territorio dall'attività torrentizia postglaciale.

I glacis presentano superfici lievemente convesse e sono marcatamente incisi dai vari corsi d'acqua che attraversano da monte a valle il territorio comunale. All'interno del territorio comunale si individuano due distinti glacis: quello di Fregona e quello di Osigo. Il **glacis di Fregona** è delimitato lateralmente dai corsi del Torrente Carron (ad Ovest) e del Torrente Dolza (ad Est). Esso inizia a monte di Sonago, attorno a quota 450 m e termina nel punto di confluenza dei suddetti corsi d'acqua, a quota 180 m, nei pressi della località Fratte. La sua massima estensione trasversale non supera i 750 m. La pendenza media è del 7%, con qualche irregolarità dovuta all'affiorare del substrato roccioso, in forma di piccoli dossi, come quello sopra il quale si trova la Chiesa Parrocchiale. Le scarpate che delimitano il glacis sono in genere molto nette con valori di altezze crescenti da monte a valle fino ad un massimo di una quarantina di metri, ad Ovest del Cimitero di Fregona, per poi decrescere verso a valle. Sul fondo delle incisioni o nella parte inferiore di esse, affiora talvolta il substrato roccioso. Il **glacis di Osigo** si estende tra i corsi dei torrenti Bordon e Vizza. Inizia attorno all'abitato di Osigo, attorno a quota 350 m, dove si raccorda col versante

meridionale del Colle di San Daniele. La sua larghezza massima raggiunge il chilometro, mentre la lunghezza è di circa 1700 metri, fino alla confluenza del Torrente Bordon con il Vizza, che avviene alla quota di 150 m s.l.m. Anche qui, come per il terrazzo di Fregona, le scarpate sono molto nette, con altezze massime che raggiungono i 20 m. Anche sulla superficie del glacis di Osigo si rilevano alcune irregolarità dovute all'affioramento del substrato roccioso.

Dall'esame dei litotipi, si rileva che nel glacis di Fregona prevalgono materiali detritici derivati dallo smantellamento delle formazioni terziarie, mentre in quello di Osigo sono nettamente predominanti i materiali calcarei. In entrambi i casi, la pezzatura è generalmente grossolana ed il grado di alterazione è modesto. Oltre ai due grandi glacis descritti, nel territorio di Fregona sono presenti altre superfici terrazzate di minor importanza: quelle presenti in zona Ciser, estese tra la Costa di Serravalle e quella di Fregona, quella di Piadera, posta tra quote 450 m e 550 m, ma costituita da depositi morenici, la cui genesi va collegata alla trasfluenza del ramo lapisino del ghiacciaio del Piave verso il bacino del Torrente Carron. L'origine dei terrazzi di Fregona e di Osigo risale al postglaciale wurmiano e ad un ambiente a clima periglaciale, in cui i fenomeni di degradazione per gelivazione delle rocce erano notevoli e permettevano la produzione di ingenti quantità di detriti di versante, trasportati a valle dai torrenti e distribuiti su ampie superfici, tra quota 500 m e quota 150 m. I detriti costituenti i glacis provengono per la maggior parte dalla sovrastante scarpata di origine tettonica che delimita verso meridione il massiccio del Cansiglio: la sua degradazione fisica ha fornito una notevole quantità di frammenti lapidei, tipo brecce. In una fase successiva, i terrazzi sono stati incisi dai corsi d'acqua locali, la cui azione erosiva si è spinta in profondità fino a raggiungere il substrato roccioso; l'intensità di tale azione deriva anche dai fenomeni di recente sollevamento dell'area prealpina Nord - orientale.

Dal punto di vista **litologico**, nel territorio comunale di Fregona affiorano formazioni rocciose e materiali sciolti di copertura. I litotipi del substrato derivano da processi sedimentari e vengono classificati in base alle loro caratteristiche strutturali e meccaniche (compattezza, stratificazione, presenza di alternanze di litotipi a diverso grado di resistenza, grado di cementazione e di alterazione), mentre i terreni della copertura vengono distinti sulla base dei processi che li hanno generati, del loro grado di addensamento, della loro granulometria. La suddivisione litologica per lo studio di MS è stata desunta integralmente dal P.A.T. e non è stata modificata per mantenere inalterata la cartografia pianificatoria di base.

A seguire vengono riportate e descritte solamente le litologie presenti nell'area d'interesse del presente lavoro (Parco "Grotte del Caglieron"); si rimanda allo studio di MS1 per una lettura completa delle litologie presenti nel territorio Comunale di Fregona.

Litologia del substrato

L-SUB-02 - Rocce compatte per cementazione (Conglomerati ed arenarie).

Età: Tortoniano superiore. Rocce di questo tipo formano la "Corda di Fregona". Sono disposte a formare potenti Banchi conglomeratici poligenici a cemento sabbioso. Al conglomerato si alternano livelli arenacei. La stratificazione dei banconi e la loro fratturazione è piuttosto evidente. Il grado di cementazione della roccia si riduce in superficie per effetto dei processi di alterazione. Sono rocce mediamente permeabili per fessurazione.

L-SUB-06 - Rocce tenere prevalenti con interstrati o bancate resistenti subordinate (argille e limi intercalate a livelli di puddinghe e strati arenaceo sabbiosi).

Età: Elveziano e Pontico. Sono qui raggruppate le formazioni sedimentarie facilmente erodibili presenti sia nell'area compresa tra la Costa di Serravalle e quella di Fregona, sia nel settore meridionale del territorio comunale, dove risultano in larga parte mascherate sotto i terreni della copertura quaternaria. I litotipi sono costituiti da marne ed argille di colore generalmente grigio con interposti subordinati livelli calcarenitici e, nella parte stratigraficamente superiore della formazione, sabbie cementate e puddinghe. Danno luogo ad evidenti processi di alterazione superficiale ed a fenomeni di deformazione plastica gravitativa e sono poco permeabili per fessurazione.



Carta Geolitologica del P:A.T. relativa al Parco "Grotte del Caglieron"

Materiali della copertura detritica colluviale ed eluviale

L-DET-06 - Materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura minuta prevalente, per spessori > di 3 metri.

Costituiscono estese falde detritiche distribuite alla base dei versanti meridionali delle dorsali collinari e in corrispondenza del conoide che scende da Vallorch. Sono caratterizzati dalla presenza di frammenti prevalentemente arenaceo - marnosi immersi in una abbondante matrice limo - argillosa. Trattasi di depositi poco permeabili per porosità.

Materiali alluvionali, morenici, fluvioglaciali, lacustri, palustri e litorali

L-ALL-01 - Materiali granulari fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente Ghiaiosa e sabbiosa più o meno addensati.

Si estendono su larga parte del settore medio - inferiore del territorio comunale. Assumono la forma di terrazzi di antiche alluvioni; le superfici piuttosto regolari si presentano debolmente inclinate verso la pianura ed incise dai corsi d'acqua locali. Sono formati da un insieme, poco o nulla stratificato, di ghiaie, ciottoli e blocchi poco arrotondati. La matrice, sabbiosa e limosa, è generalmente scarsa. Il loro grado di permeabilità risulta di solito elevato.

L-ALL-05 - Materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici e lacustri.

Danno luogo a superfici terrazzate di antica formazione disposte all'esterno ed a quote diverse rispetto a quelle indicate con la sigla A-ALL-01. Inoltre, questi terreni sono prevalentemente costituiti da sedimenti a granulometria sottile, prevalentemente sabbiosa e limosa, con inglobati elementi lapidei (ciottoli e blocchi arenacei). Sono depositi mediamente permeabili per porosità.

L-ALL-08 - Materiali di accumulo fluvioglaciale o morenico grossolani, in matrice fine sabbiosa, stabilizzati.

In questa categoria vengono inclusi i depositi morenici del ghiacciaio del Piave, di probabile età rissiana. Essi si estendono formando alcuni lembi in località Piadera, al limite occidentale del territorio. Sono costituiti da ciottoli con blocchi scarsamente arrotondati immersi in una matrice sabbioso - limosa. La composizione è prevalentemente calcarea con presenza subordinata di elementi di dolomite, di arenaria, di porfidi ecc. e sono mediamente permeabili per porosità.

Dal punto di vista **idrogeologico**, in relazione alle finalità dello studio di MS e trascurando le sorgenti, nell'area studiata non sono presenti zone potenzialmente suscettibili alla liquefazione dei terreni perché, nel fondovalle, la falda è molto profonda e non sempre presente nel materasso alluvionale: non si è a conoscenza di eventuali falde sospese nei conoidi laterali o nel fondovalle e la bibliografia consultata non ne segnala l'esistenza.

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

Dal punto di vista strutturale, il territorio del Cansiglio - Cavallo fa parte della grande unità litologica delle Alpi meridionali. Questa è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal Bacino Carnico, Bacino Bellunese, Bacino di Tolmino e dal *plateau* Carnico - Giulio.

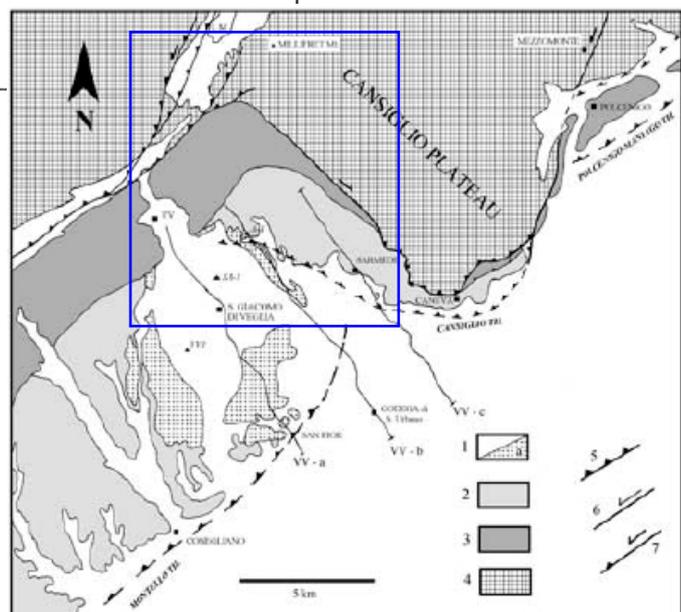
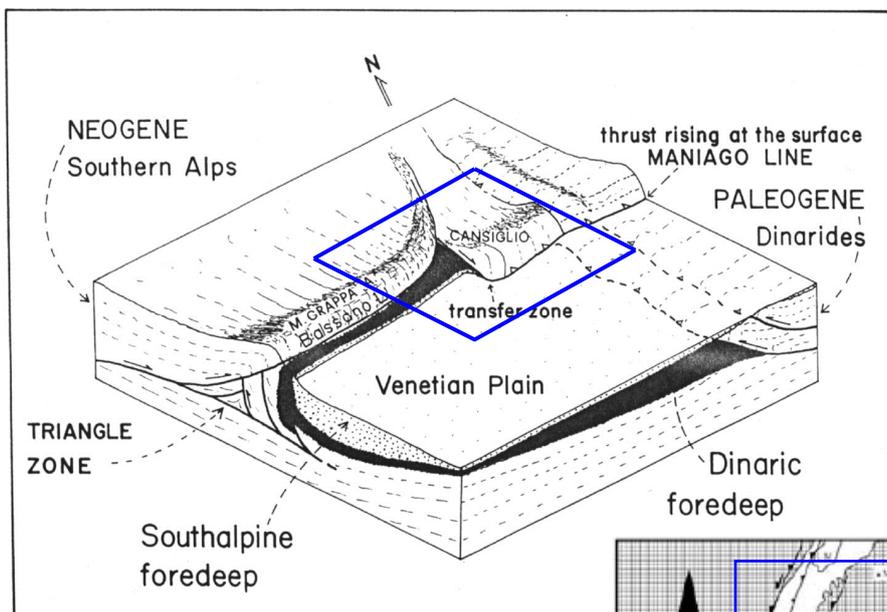
Tale situazione ne ha successivamente condizionato l'evoluzione strutturale. Infatti, a seguito della tettonogenesi alpina, i termini più plastici rappresentati da unità bacinali terrigene terziarie, hanno reagito alle tensioni deformandosi maggiormente rispetto alle unità rigide della piattaforma carbonatica di età Giurassico - Cretacica. Ne risulta, quindi, che il Massiccio del Cansiglio - Cavallo si sia comportato come un solido rigido, che sotto la spinta delle forze orogenetiche è stato spostato verso la pianura veneto - friulana. La caratteristica tettonica dell'area è data da una serie di pieghe ad asse diretto in genere SW-NE più o meno asimmetriche, tanto da apparire talora completamente rovesciate verso Sud e da presentare uno dei fianchi fortemente stirato o addirittura in struttura di faglia. Gli strati rocciosi, suborizzontali nelle zone periferiche più elevate, si inflettono verso il centro, cosicché l'altipiano può essere suddiviso secondo i seguenti elementi tettonici:

- Anticlinale del Cansiglio Nord: è una piega ad ampio raggio che, a partire da Ovest, ha l'asse dapprima orientato in direzione NE-SW e successivamente sterza verso Est; il fianco NW dell'anticlinale immerge, con inclinazione gradualmente crescente, verso il Lago di Santa Croce, mentre il fianco opposto immerge verso l'altipiano.
- Anticlinale del Cansiglio Meridionale: l'asse di questa piega ha un andamento con direzione NE - SW lungo la dorsale Candaglia - Cornier e di direzione NW - SE sulla dorsale Crosetta - Pizzoc; si tratta di una piega che manifesta la tendenza a rovesciarsi verso Sud, tanto da avere il fianco meridionale interessato da profondi disturbi tettonici.
- Brachisclinale del Cansiglio: è un'ampia piega con asse orientato NNE - SSW, che corrisponde allo stesso Pian del Cansiglio. Infatti, si può notare una notevole coincidenza tra morfologia e tettonica, perché la topografia segue spesso l'inclinazione degli strati: i fianchi della Conca coincidono con i fianchi della sinclinale, mentre la parte centrale coincide col nucleo della piega, dove gli strati di scaglia sono suborizzontali; la sinclinale è però asimmetrica, in quanto sul lato WNW è presente una flessura caratterizzata da strati subverticali, detta flessura di Vallorch, mentre verso NNW l'asse della piega viene bruscamente tagliato dalla Linea di Pian Osteria.

Nel complesso, il Massiccio del Cansiglio - Cavallo può essere considerato come un'unità tettonica omogenea compresa tra le seguenti dislocazioni di carattere regionale, che lo delimitano:

- il sovrascorrimento Barcis - Staro Selo (a Nord): è un sovrascorrimento di importanza regionale, denominato anche "sovrascorrimento periadriatico"; si sviluppa per oltre 100 Km da Barcis (PN) a Staro Selo (Slovenia), portando la dolomia principale a contatto tettonico con terreni di età compresa tra Triassico superiore e Miocene; il piano presenta una direzione generale Est - Ovest con immersione verso Nord ed inclinazione variabile tra 20° e 60°.
- Linea di Caneva - Maniago: borda il margine Sud - orientale del Massiccio del Cansiglio - Cavallo e mette a contatto lungo un piano orientato NE - SW, immerso a Nord, i calcari di piattaforma con la successione terziaria.

- Linea del Cansiglio: faglia inversa ad alto angolo tra il Calcarea del Cellina ed il Calcarea di Monte Cavallo, che si propaga nella parte orientale del massiccio lungo una direzione NNE - SSW, fino ad incontrare a Nord il sovrascorrimento Barcis - Staro Selo e a Sud la Linea di Caneva - Maniago.
- Linea di Montaner: è una dislocazione molto complessa che ha subito una evoluzione nel tempo; si sviluppa dalle pendici del M. Pizzoc fino a Caneva, con orientazione NW - SE, e pone a contatto i calcari di piattaforma con unità terrigene terziarie via via più recenti.
- Linea di Sacile: è una faglia inversa ad alto angolo, che assieme alle altre determina un sollevamento crescente verso NW; disloca fortemente i depositi quaternari.
- Linea di Santa Croce e di Lastra: sono due elementi che bordano il Cansiglio sul lato Nord occidentale; hanno una direzione N - S con un piano di dislocazione verticale ed hanno determinato la piccola fossa tettonica del Fadalto.



- 1 - Depositi Quaternari, 1 a - Morenico.
- 2 - Successione di Conegliano (Marne, Arenarie, Conglomerati).
- 3 - Successione terrigeno - carbonatica (Oligocene - Miocene).
- 4 - Successione Carbonatica (Giurassico - Cretaceo), Scaglia Rossa (Eocene inf. - Cretaceo sup.), Flysch marnoso arenaceo (Eocene).
- 5 - Thrust. 6 - Strike - slip fault. 7 - Transpressional fault

Le formazioni geologiche che riguardano il Massiccio del Cansiglio - Cavallo hanno un'età compresa tra il Norico (Triassico superiore) e la fine del Miocene (Terziario).

Per quanto riguarda la sola zona del Cansiglio le rocce interessate sono la Scaglia (Grigia e Rossa) e la Formazione del Calcarea di Monte Cavallo.

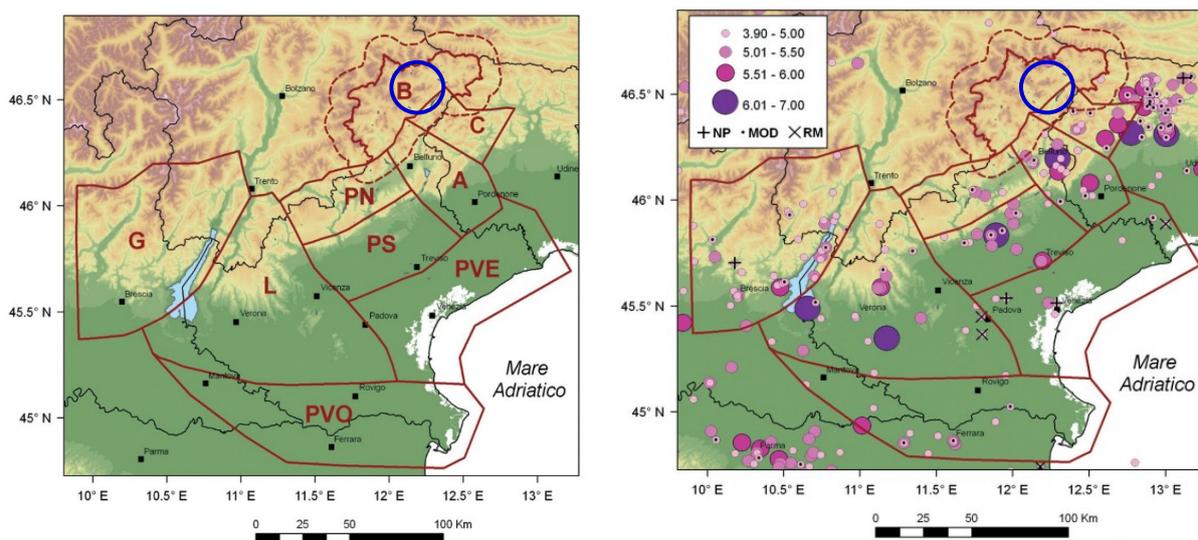
La genesi e l'evoluzione delle suddette strutture tettoniche hanno condizionato la nascita di dislocazioni a livello locale riconoscibili nell'area del Pian Cansiglio, che può essere considerato un'ampia brachianticlinale, inflessa a bacino nella parte centrale:

- Linea di Pian Osteria: è una dislocazione complessa di direzione WSW - ENE (giacitura del piano $70^\circ/55^\circ$), che passa per Pian Osteria e si dirige verso Val Menera. Nel primo tratto piega la Scaglia Grigia o Rossa, mentre da Pian Osteria a Casera Costalta mette a contatto il rosso di Col Indes col Calcarea di Monte Cavallo;
- Linea di Vallorch: nei pressi di Vallorch è visibile una flessura che si dirige verso Pian Osteria con orientamento NNE - SSW. Essa corrisponde alla dorsale Ovest che borda il Pian Cansiglio. È una anticlinale che viene intercettata dalla Linea di Pian Osteria, con evidenti fenomeni deformativi a carattere plastico della Scaglia (sia Rossa che Grigia): le pieghe sono del tipo a *chevron* e talvolta coricate con asse SSW - NNE;
- Faglia di Candaglia: è una linea strutturale orientata WSW-ENE che delimita il fianco Sud - Est del Pian Cansiglio. È possibile seguire il suo sviluppo lungo tutta la strada forestale che dal Passo de la Crosetta conduce al Monte Candaglia, ma non è facilmente rilevabile a causa della fitta copertura vegetale. Infatti, solo localmente è possibile osservare specchi di faglia con striature inclinate di $25^\circ-30^\circ$ verso WSW, in prossimità di Candaglia;
- Faglia presso il Col della Rizza: è una faglia orientata NNW - SSE, che passa ad Est del Col de la Rizza. Si sviluppa nel Calcarea di Monte Cavallo ed è riconoscibile localmente da specchi di faglia con striature inclinate di 20° , immergenti a NNW, e dal carattere cataclastico del calcarea. Tale struttura è purtroppo coperta dalla vegetazione, pertanto la sua presenza è testimoniata dall'impostazione di alcune forme carsiche (solchi, doline, crepacci, grotte) lungo direzioni preferenziali.

Si rimandano ai paragrafi seguenti le considerazioni circa l'esistenza di eventuali faglie capaci, ovvero di lineamenti che presentano caratteri sismogenici non collegabili esclusivamente a deformazioni tettoniche crostali inattive.

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.



Legenda: Giudicarie (G); Lessini-Schio (L); Pedemontana Sud (PS); Pedemontana Nord (PN); Alpi-Cansiglio (A); Claut (C); Alto Bellunese-Dolomiti (B); Pianura Veneta Est (PVE); Pianura Veneta Ovest (PVO).

Mappa della sismicità storica del Veneto e aree limitrofe; fonte dati CPT104 criticamente rivisto (Molin et al., 2008).

In legenda i simboli colorati indicano la magnitudo equivalente a MW riportata in CPT1 Working Group (2004); i sovrascritti indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

Il territorio comunale di Fregona ricade all'interno del distretto **Area Bellunese - Dolomiti (B)**.

Lo stile tettonico che contraddistingue tale area è stato descritto nei capitoli precedenti: nel Modello sismotettonico del 1987, viene evidenziato come il territorio in esame si comporti strutturalmente da passaggio fra il Sistema Valsuganese e quello Tilaentino, complicato da strutture trasversali ad andamento dinarico. Dal punto di vista neotettonico, esso denuncia quindi una deformazione articolata legata all'evoluzione differenziata di questi sistemi. La sismicità, elevata e concentrata soprattutto nella zona Alpi - Cansiglio ed in quella di Belluno, si manifesta con meccanismi focali riconducibili all'attività trascorrente di faglie trasversali che possono anche interferire con l'attività dei sovrascorrimenti Sud - alpini (Linea Bassano - Valdobbiadene, Linea di Belluno). Tale studio evidenzia come anche la recente sismicità del Cadore, di carattere superficiale, si è prevalentemente manifestata con meccanismi trascorrenti i cui assi di massima compressione hanno direzione NNW - SSE, coerente con quella degli altri meccanismi disponibili per quest'area, riferibili però a fuochi più profondi.

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 medio - bassa, 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:

- Treviso, 778 d.C.
- Verona, 1117 d.C.
- Asolo, 25 febbraio 1695
- Bellunese, 29 giugno 1873
- Bosco Cansiglio, 18 ottobre 1936

Nel dettaglio, i principali terremoti verificatisi in prossimità dell’area in studio, sono i seguenti.

Terremoto di Asolo del 1695

anno	Data (gg.mm.)	Località epicentrale	Intensità epicentrale (MCS)	Magnitudo stimata
1695	25.02	Asolo	9,5	n.d.
✓ I morti furono circa 69 ✓ Le massime distruzioni si ebbero lungo l’allineamento Castelcies - Costalunga - Castelcucco (Valcavasia centrale)				

Terremoto del Bellunese del 1873

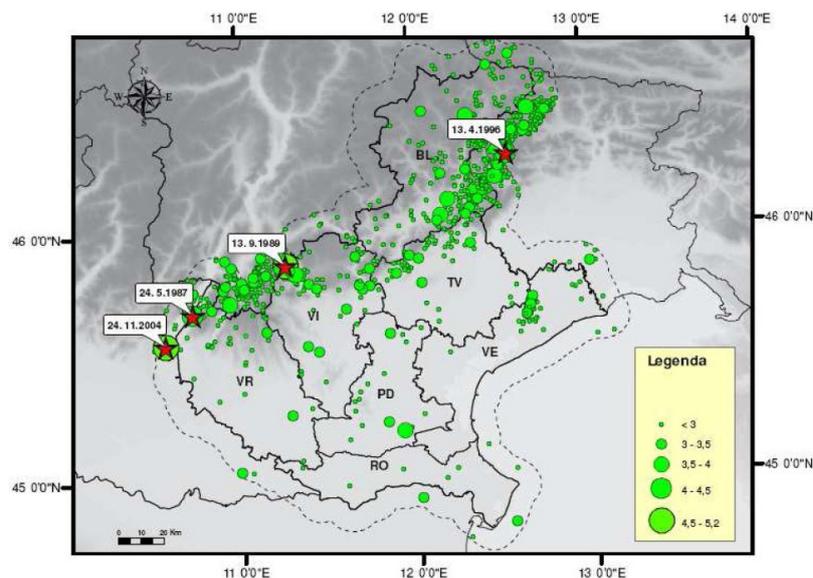
anno	Data (gg.mm.)	Località epicentrale	Intensità epicentrale (MCS)	Magnitudo stimata
1873	29.06	Bellunese	10	6,3
✓ Le vittime furono 30 nell’Alpago e complessivamente una quarantina in provincia di Belluno ✓ Le zone maggiormente colpite furono l’Alpago (basso Bellunese), la Val Lapisina e la fascia collinare che procede da Vittorio Veneto a Montereale				

Terremoto del Bosco del Cansiglio del 1936

anno	Data (gg.mm.)	Località epicentrale	Intensità epicentrale (MCS)	Magnitudo stimata
1936	18.10	Bosco Cansiglio	9	6,1
✓ Non vennero registrate vittime ✓ Le zone maggiormente colpite furono i borghi al piede del Cansiglio da Ceneda (Vittorio Veneto) a Stevenà				

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 ed 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.

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



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

I terremoti identificati con la stella rossa sono così sintetizzabili:

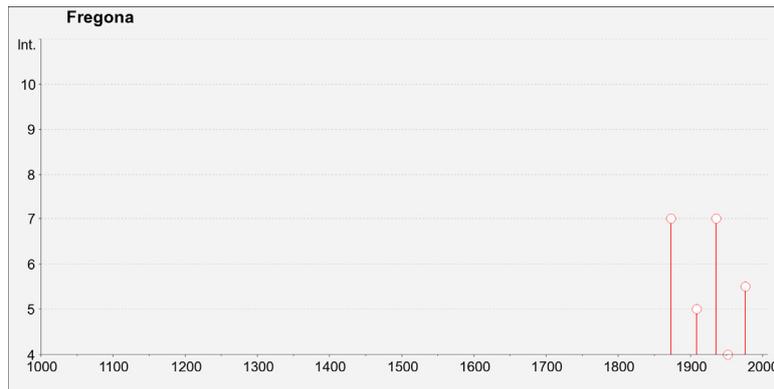
- 24/05/1987 - Garda - $M_D = 4,2$
- 13/09/1989 - Pasubio - $M_D = 4,8$
- 13/04/1996 - Claut - $M_D = 4,2$
- 24/11/2004 - Salò - $M_D = 5,2$

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Fregona 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. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>): rispetto al precedente DBMI04 raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI11 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Storia sismica di Fregona [46.004, 12.339] Numero di eventi: 11	Effetti	In occasione del terremoto del:			
	I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
	7	1873 06 29 03:58	Bellunese	199	9-10 6.32 ±0.11
	5	1909 01 13 00:45	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
	7	1936 10 18 03:1	BOSCO CANSIGLIO	267	9 6.12 ±0.09
	4	1952 01 18 01:36	POLCENIGO	108	5 4.57 ±0.18
	5-6	1976 05 06 20:0	Friuli	770	9-10 6.46 ±0.09
	NF	1987 05 02 20:4	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
	NF	1994 04 20 21:2	CADORE	159	5-6 4.15 ±0.09
	NF	1996 02 27 11:1	Barcis	150	5 4.48 ±0.11
	3-4	1996 04 13 13:0	CLAUT-BARCIS	164	5-6 4.62 ±0.10
	3	2001 07 17 15:0	Merano	663	6 4.84 ±0.09
	3-4	2004 12 04 22:2	Valle del Piave	115	5 4.18 ±0.14

In particolare, il Comune di Fregona appare **undici volte**, con particolari intensità registrate nei terremoti del 1873 (Bellunese), del 1936 (Bosco Cansiglio) e del 1976 (Friuli). Nella tabella seguente, sono elencati i vari eventi registrati con indicati, oltre alla intensità in scala MCS al sito in esame (Is), la data (Anno, Mese, Giorno, Ora, Minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

Il grafico seguente riporta la storia sismica di Fregona (per terremoti con intensità al sito superiore a 4) tra gli anni 1000 e fino al 2006.

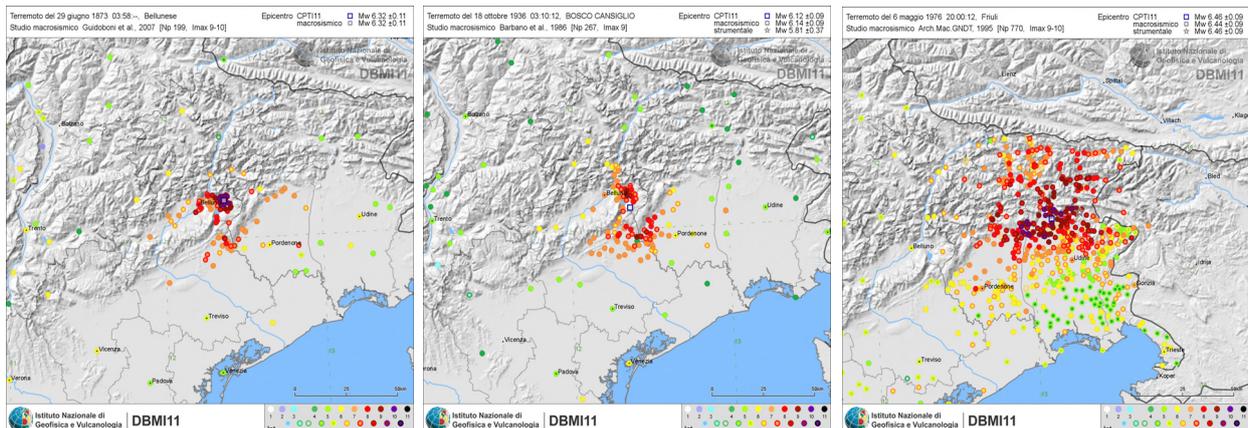


Tra le località vicine poste entro i 10 km di distanza, si noti come Vittorio Veneto, confinante ad Ovest, sia il Comune in cui sono stati registrati più terremoti (NMO) nello stesso arco temporale di cui sopra.

Località vicine (within 10km)			
Località	Stato	NMO	Distanza
Caneva	IT	12	9km
Cappella Maggiore	IT	5	4km
Ceneda	IT	3	5km
Colle Umberto	IT	9	7km
Cordignano	IT	11	9km
Godega di Sant'Urbano	IT	8	10km
Montaner	IT	4	3km
Piano del Consiglio	IT	10	9km
Revine Lago (Santa Maria)	IT	7	8km
San Fior (di Sopra)	IT	6	9km
Sarmede	IT	17	5km
Sarone	IT	3	10km
Stevenà	IT	3	9km
Tarzo	IT	5	9km
Vittorio Veneto [Vittorio]	IT	29	4km

Si noti come l'evento registrato il giorno 06 maggio dell'anno 1976 risulta essere tra i più forti eventi riportati nei cataloghi della sismicità storica italiana, anche se nel Comune di Fregona è stato avvertito in modo minore rispetto al terremoto del 1936, avvenuto nelle vicinanze dell'area.

Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI11, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1976 sarebbe stata pari tra 6,46 e, a Fregona, si sarebbe avvertito con un'intensità pari a 5 - 6, mentre l'evento del 1936, con magnitudo M_w pari a 6,12 è stato segnalato con I (MCS) pari a 7, analogamente al terremoto del 1873 del Bellunese (M_w pari a 6,32 e I (MCS) pari a 7).



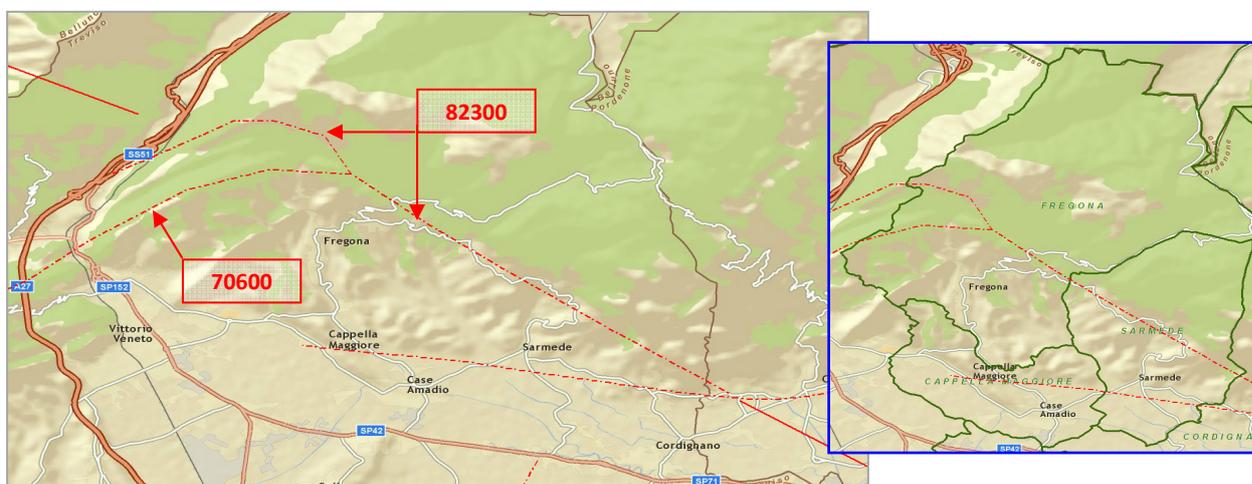
4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono “rotte” almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l’inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all’area di Fregona, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.

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

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

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



Il riquadro a destra evidenzia che il Comune di Fregona è interessato da n°2 faglie inverse (Cod. 82300 e Cod. 70600) e, nella tabella sottostante, sono state riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA di tali lineamenti.

Nome faglia	Montaner	Longhere
Tipo Faglia	Inversa	Inversa
Codice faglia	82300	70600
Macrozona	2	2
Regione	Veneto	Veneto
Sistema	Montaner	Longhere
Ordine		Subordinata
Direzione media	120	60
Immersione	0	0
Lunghezza (km)	10	25
Profondità (km)	0	0
Ultima attività (anni)	Storica (< 3.000)	Ultima glaciazione (< 9.000 ÷ 15.000)
Affidabilità dato sull’attività	Bassa	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0	0
Massima lunghezza attesa di rottura	0	0
Massimo scivolamento atteso (m)	0	0
Qualità dello studio	Bassa	Bassa

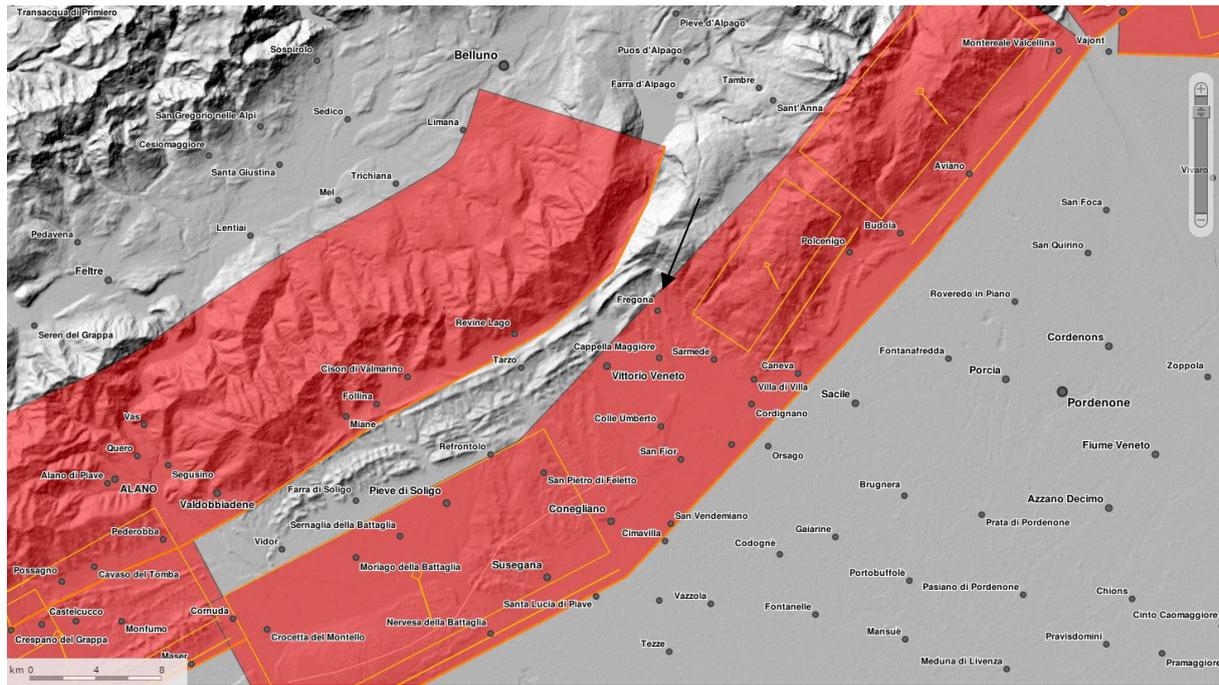
Analizzando la loro presunta ubicazione è possibile affermare che nell’area del Parco “Grotte del Caglieron” non risultano mappate faglie attive e capaci.

La mappa dell'INGV riportata sotto, denominata **DISS 3.2 (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 ad uno specifico gruppo di terremoti storici.

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



La mappa del DISS inserisce il Comune di Fregona tra le zone ITIS 124 “Cansiglio”, ITCS 060 “Montebelluna - Montereale” e la vicina ITCS “Bassano - Vittorio Veneto”. A seguire viene riportata una descrizione dettagliata delle prime due, poiché direttamente collegate al territorio comunale di Fregona.

La Zona ITCS 060 “Montebelluna - Montereale” sintetizzata nella tabella che segue, schematizza un’area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate ad uno specifico gruppo di terremoti storici.

Questa faglia passa lungo la fascia pedemontana veneto - friulana, a metà strada tra le Città di Belluno e Pordenone ed appartiene al sistema di *thrust* della catena sudalpina orientale; si tratta di un sistema di faglie vergente verso SE, associato alla convergenza tra il continente africano (microplacca adriatica) e quello europeo. I cataloghi storici mostrano una **sismicità media** associata a questa zona con eventi distruttivi concentrati nel settore orientale della faglia; tra questi si ricordano il terremoto di Pordenone del 1812 (magnitudo 5,7), quello del Bosco del Cansiglio del 1936 (Magnitudo 6,1) e quello dell’area Bellunese del 1873 (magnitudo 6,3). Il settore sudoccidentale è caratterizzato dalla presenza del *thrust* di Montello - Conegliano, la più importante struttura della catena sudalpina orientale; i dati strutturali e le evidenze geologiche di superficie mostrano che il *thrust* del Montello - Conegliano continua ad Est con il *thrust* del Cansiglio. La direzione della faglia è circa parallela all’asse delle anticlinali del Montello e del Cansiglio e la magnitudo massima associata (6,5) è quella relativa al massimo evento rilevato.

Minima profondità (km)	1
Massima profondità (km)	9
Direzione (°)	210 - 245
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	60 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,24 - 0,91
Magnitudo massima	6,5

Invece, la zona ITIS 124 “Cansiglio” propone una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia ed esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.

La geometria della Faglia del Cansiglio è stata ricavata dall’analisi di diversi lavori relativi al terremoto del Cansiglio del 1936 ed ai dati sismici della sequenza del Friuli del 1976, opportunamente mediati in relazione alla magnitudo ed all’area di rottura e così sintetizzabili:

Lunghezza (km)	10
Larghezza (km)	6,4
Minima profondità (km)	1,5
Massima profondità (km)	6,4
Direzione (°)	214
Inclinazione (°)	50
Rake (°)	60
Velocità di movimento (mm/anno)	0,52 - 0,65
Tempo di ritorno (anni)	1154 - 1442
Magnitudo massima	6,1

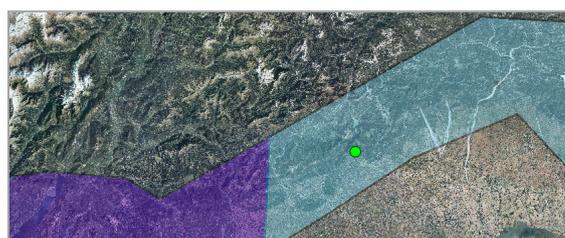
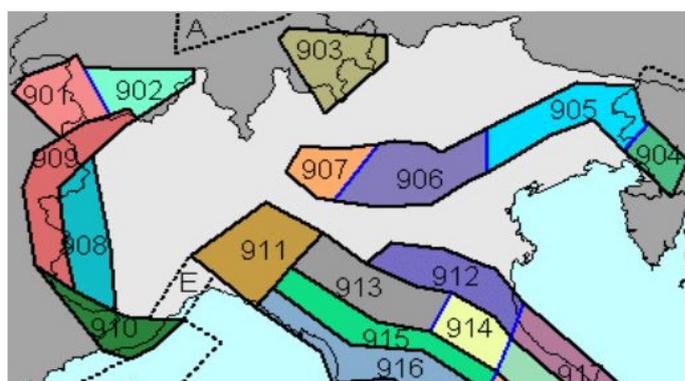
Il terremoto del 18 ottobre 1936 è l’unico evento riportato nei cataloghi che può essere associato alla Faglia del Cansiglio, sulla base della distribuzione dei danni.

Le aree maggiormente colpite furono quella a Sud del Cansiglio e la Valle dell’Alpago, le stesse zone in cui si sono registrati gli effetti più forti durante il terremoto del Bellunese del 1873. Altri dati inerenti la sismicità della Faglia del Cansiglio si possono ottenere dall’analisi di lavori riguardanti l’evoluzione neotettonica del Friuli e, in particolare:

- Peruzza et Al. (1989) studiano le ipotesi relative alla sismogenesi dell’area Alpago - Cansiglio, focalizzandosi sull’evento del 1936 e associandolo con una struttura appartenente al sistema di faglie del Monte Cornetto.
- Sirovich e Pettenati (2004), sempre in relazione al terremoto del 1936, descrivono alcuni lineamenti morfotettonici che confermano la recente attività del *thrust* del Cansiglio e associano l’evento del 1936 al movimento di un segmento del thrust di Aviano.
- Galadini et Al. (2005) associando le faglie di quest’area con i principali terremoti, con particolare riferimento alla distribuzione dei punti di maggiore intensità, evidenziano che il *thrust* del Cansiglio è un segmento della più lunga Linea di Aviano. Tale studio è stato successivamente implementato da Poli et Al. (2008) che nel trattamento dei dati fanno riferimento alla sequenza del terremoto del Friuli del 1976 e analizzano anche la sismicità storica intermedia (eventi con magnitudo compresa tra 5,5 e 6,0).
- Burrato et Al. (2008) confrontando una serie di faglie sismogenetiche nell’Italia Nord orientale e della Slovenia occidentale, confermano che i terremoti più distruttivi della regione del Veneto - Friuli sono generati da una serie di faglie della catena sudalpina orientale, immergenti a Nord.

Nella definizione della pericolosità sismica nazionale, i terremoti storici dell'area in esame sono stati considerati con l'introduzione della **zona sismogenetica n°905**. Infatti, secondo la Zonazione Sismogenetica ZS 9 (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 ed 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.

Il Comune di Fregona si inserisce nella zona sismogenetica n°905 della figura seguente, per cui si sviluppa all'interno di un'area sismicamente interessante, come del resto denota l'elevata pericolosità sismica definita per il territorio in esame.

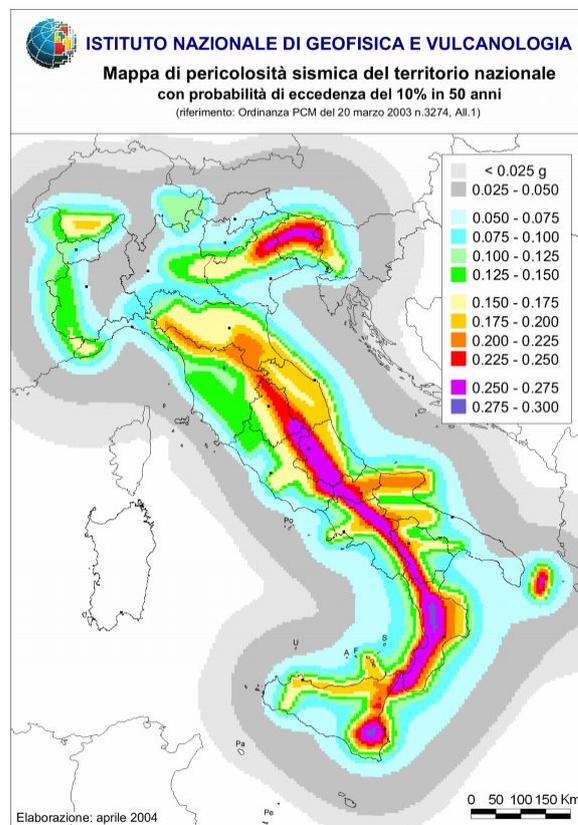


Carta delle zone sismogenetiche ZS 9 (Meletti e Valensise, marzo 2004) con indicata in verde la posizione di Fregona nella Zona n°905

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).

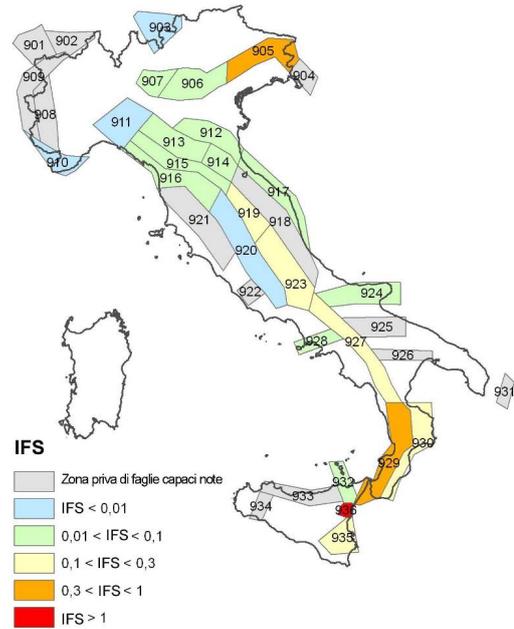
All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonizzazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella 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.

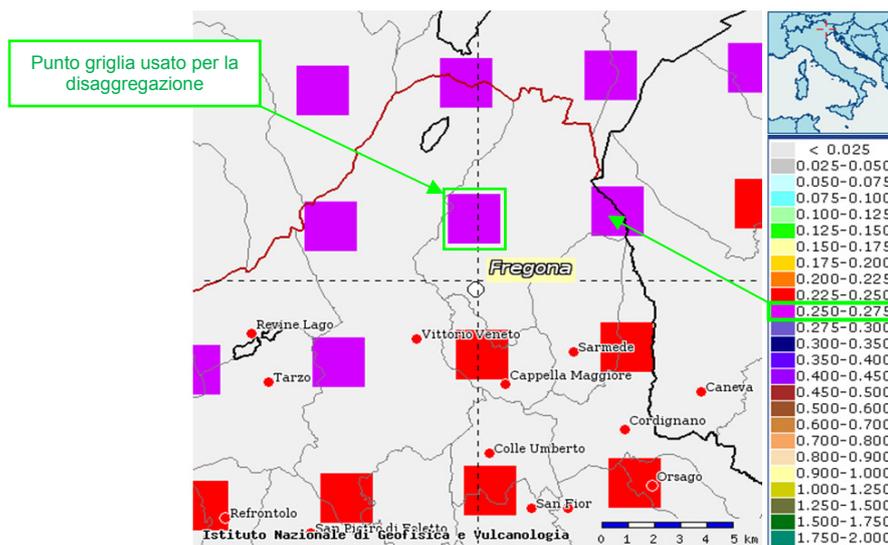
Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.

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.



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e 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 Aprile 2006. Nella carta, della quale la figura seguente ne rappresenta l'estratto per il Comune di Fregona, 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)

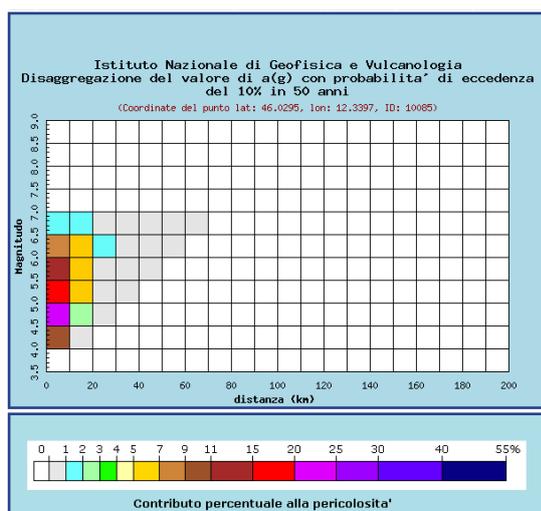
Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n°3519 del 28 Aprile 2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n°71 del 22 Gennaio 2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 14 Gennaio 2008, il territorio oggetto dello studio di MS è inseribile generalmente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra **0,250g e 0,275g** (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 1, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n°3519 stessa. Si discosta leggermente la porzione meridionale del territorio comunale, posta a cavallo della 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 **0,225g e 0,250g** (Zona 2).

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, Fregona rientra nella Zona 2, come classificato nell'elenco (allegato I) della Delibera di Consiglio Regionale n° 67/03 (cfr. D.G.R.V. n° 71 del 22 Gennaio 2008).

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

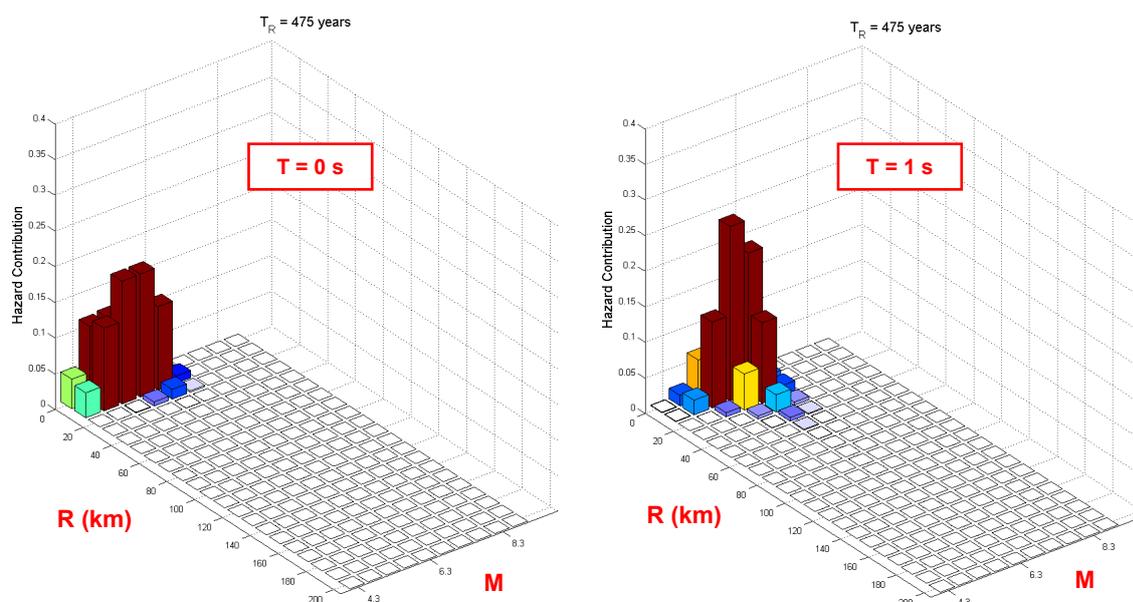


Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 46.0295, lon: 12.3397, ID: 10085)										
	Magnitudo										
	3,5-4,0	4,0-4,5	4,5-5,0	5,0-5,5	5,5-6,0	6,0-6,5	6,5-7,0	7,0-7,5	7,5-8,0	8,0-8,5	8,5-9,0
0-10	0.000	10.000	24.000	19.300	13.100	7.580	1.010	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	0.500	2.960	5.260	6.310	5.880	1.020	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.000	0.005	0.273	0.843	1.250	0.272	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.000	0.000	0.073	0.261	0.071	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.040	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.300	7.480	0.911

La stessa verifica è stata eseguita per le stesse coordinate di riferimento utilizzando Rexel v 3.4 (Beta) che ha permesso di disaggregare la pericolosità per due ordinate spettrali in termini di PGA ($T = 0$ s) e di S_a ($T = 1$ s), come nelle immagini seguenti.

Analogamente alla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando lo stesso tempo di ritorno ($T_r = 475$ anni) ed 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 4,5 e 6,5 e relativamente vicini ($R =$ entro 15 km).



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

Secondo il Par. 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 905 in cui ricade il territorio di Fregona 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 settanta, 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 analoga 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 Fregona, 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), nonché quelle regionali 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 3 come previsto nella D.G.R. 1572 del 3 settembre 2013 e dalle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica.

Come detto in premessa è stato eseguito un approfondimento quantitativo della risposta sismica locale, misurando le frequenze di vibrazione del sottosuolo nei litotipi rappresentativi presenti nella zona di studio, valutando le velocità di propagazione delle onde di taglio Vs e conducendo un rilievo dettagliato dell'area.

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni presenti nell'area d'indagine, sono state recuperate le indagini pregresse condotte a supporto dello studio di MS livello 1 e sono state condotte una serie di misure geognostiche in prossimità delle zone ritenute più significative:

- n°4 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°4 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.

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.

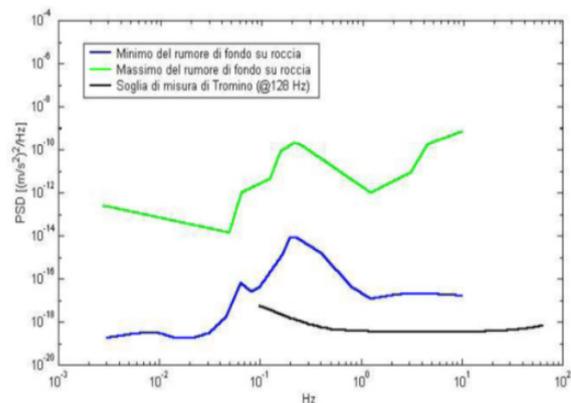
Possiamo scrivere questo come:

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

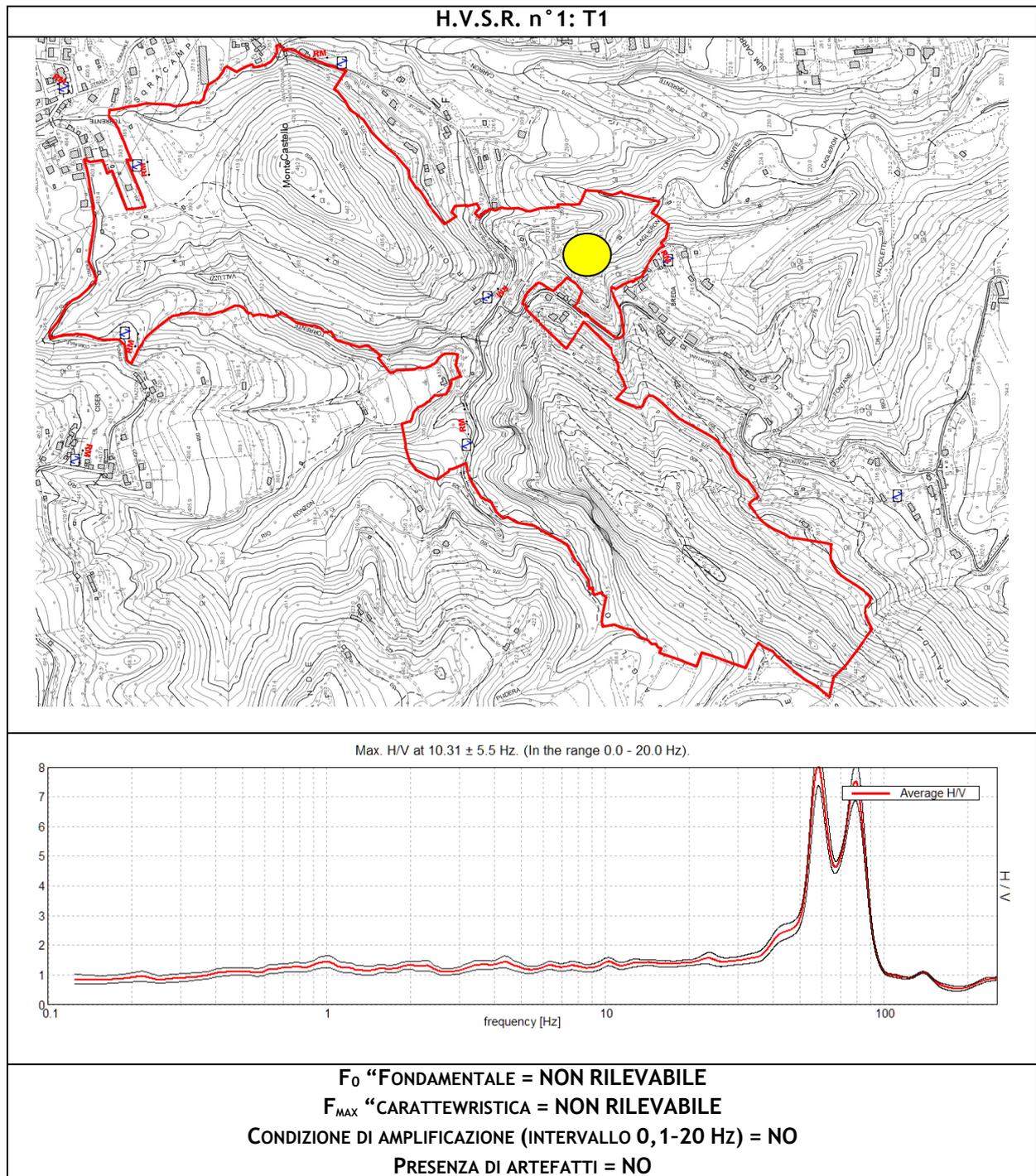


6.2.1.1 Sintesi dei risultati

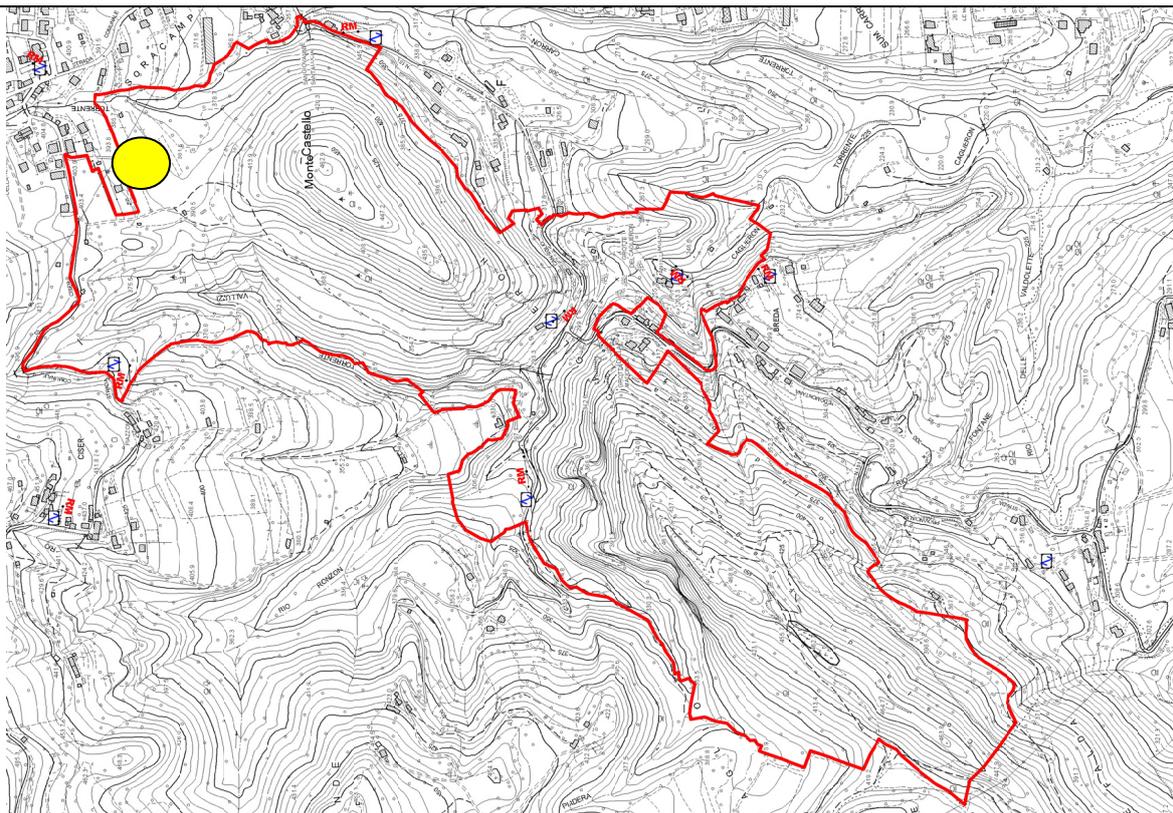
Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli "effetti di sito" che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo 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 indagini” successivamente descritta, si vede come la distribuzione delle n°4 misure H.V.S.R. eseguite sia stata ottimizzata per vedere il “modo” di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche.

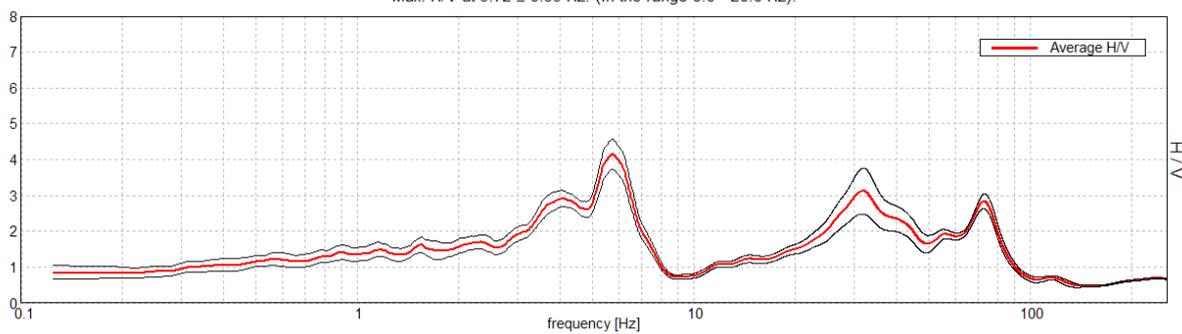
Nella tabella seguente è riportata la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, ..., T4) indicando la frequenza “fondamentale” (valore di frequenza più basso) e quella “caratteristica” (valore di frequenza con rapporto H/V più elevato) di sito. Le valutazioni 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.



H.V.S.R. n° 2: T2

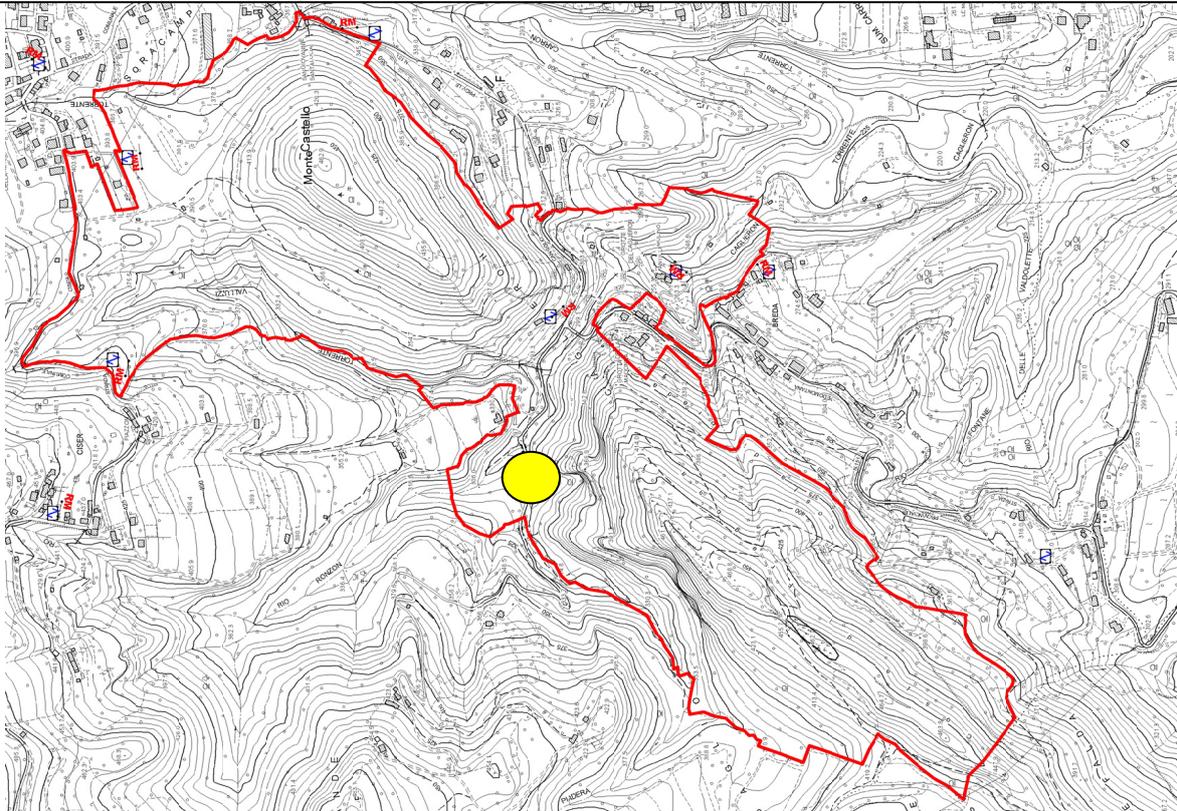


Max. H/V at 5.72 ± 0.35 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).

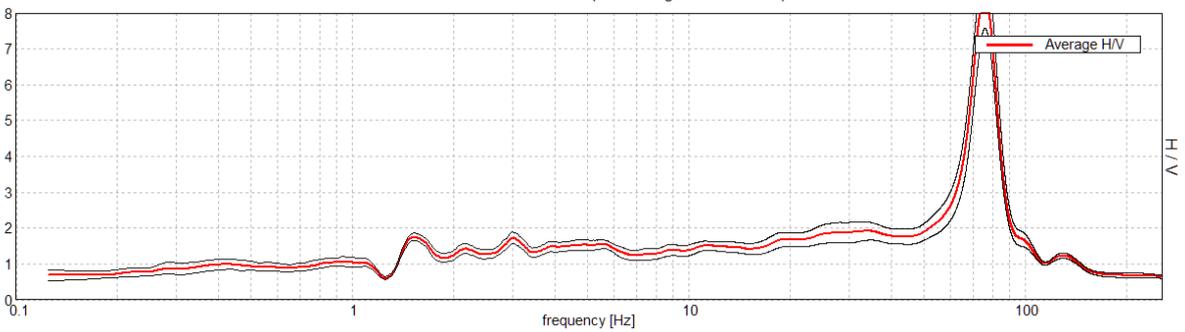


F₀ "FONDAMENTALE = 4.0 Hz
F_{MAX} "CARATTERISTICA = 5.72 Hz
CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz) = SI
PRESENZA DI ARTEFATTI = SI

H.V.S.R. n°4: T4



Max. H/V at 1.53 ± 5.54 Hz. (In the range 0.0 - 20.0 Hz).



F₀ "FONDAMENTALE = NON RILEVABILE
F_{MAX} "CARATTERISTICA = NON RILEVABILE
CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz) = NO
PRESENZA DI ARTEFATTI = 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.

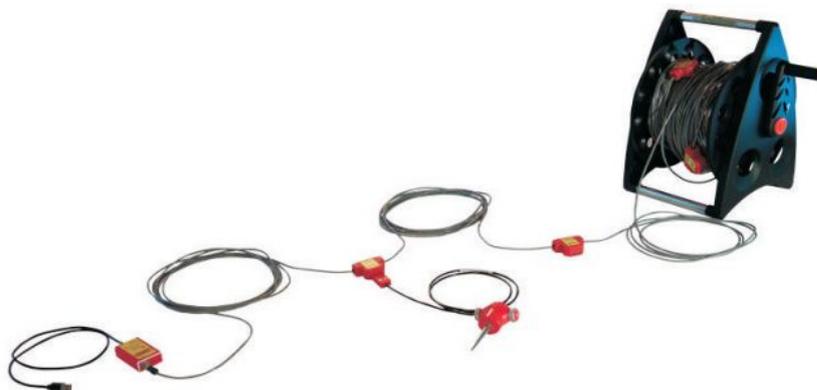
I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx , che agisce sul 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° 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 o 3 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

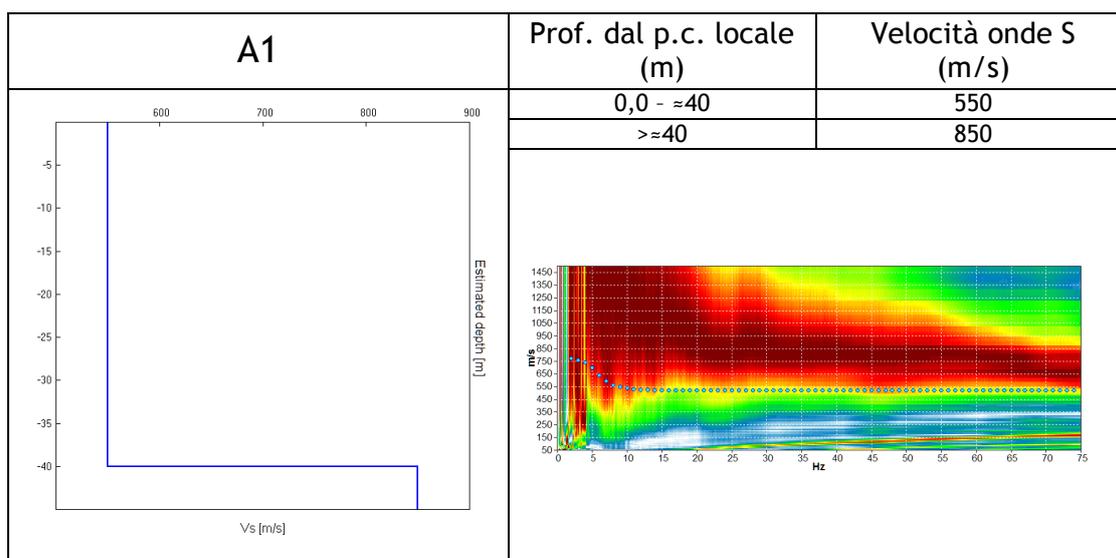


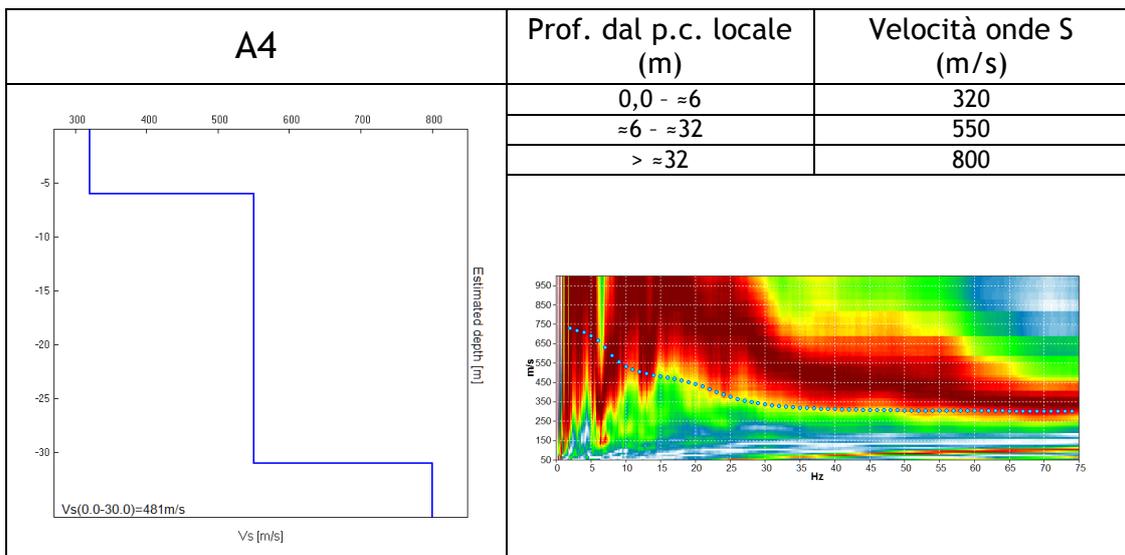
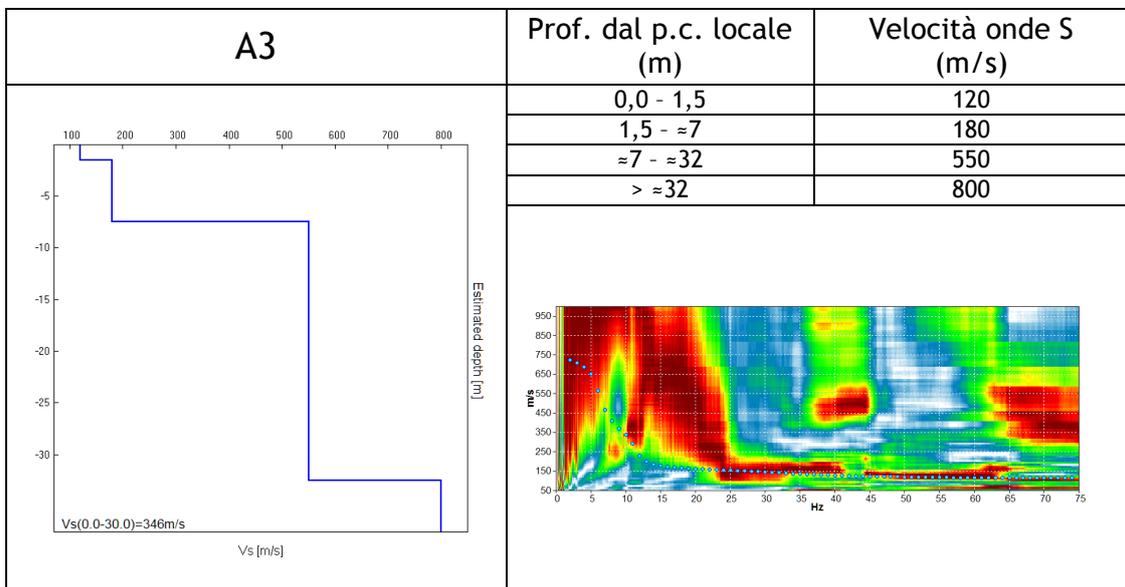
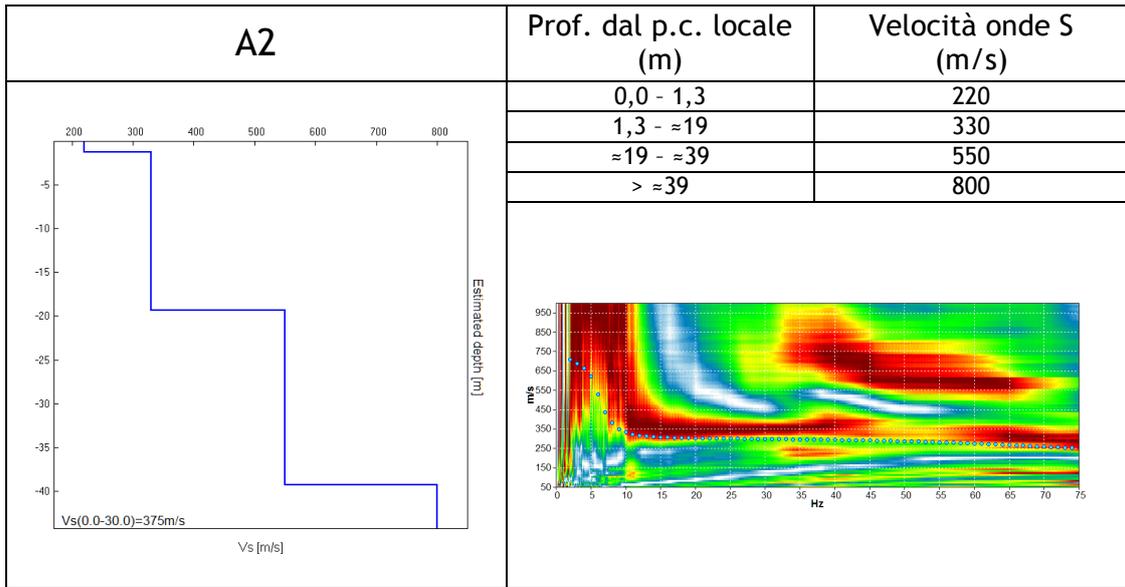
6.2.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte n°4 misure sismiche di superficie (*array* sismici Re.Mi.) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche “sismiche” dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state eseguite in corrispondenza delle indagini H.V.S.R. (A1 - T1...A4 - T4) ed 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 H.V.S.R. accoppiate ad essi ed in particolare: il profilo verticale delle onde di taglio S (V_s) e gli spettri di velocità (i pallini blu rappresentano le curve sintetiche create da una modellazione diretta delle onde S).





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, spesso, privi di artefatti e 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*.

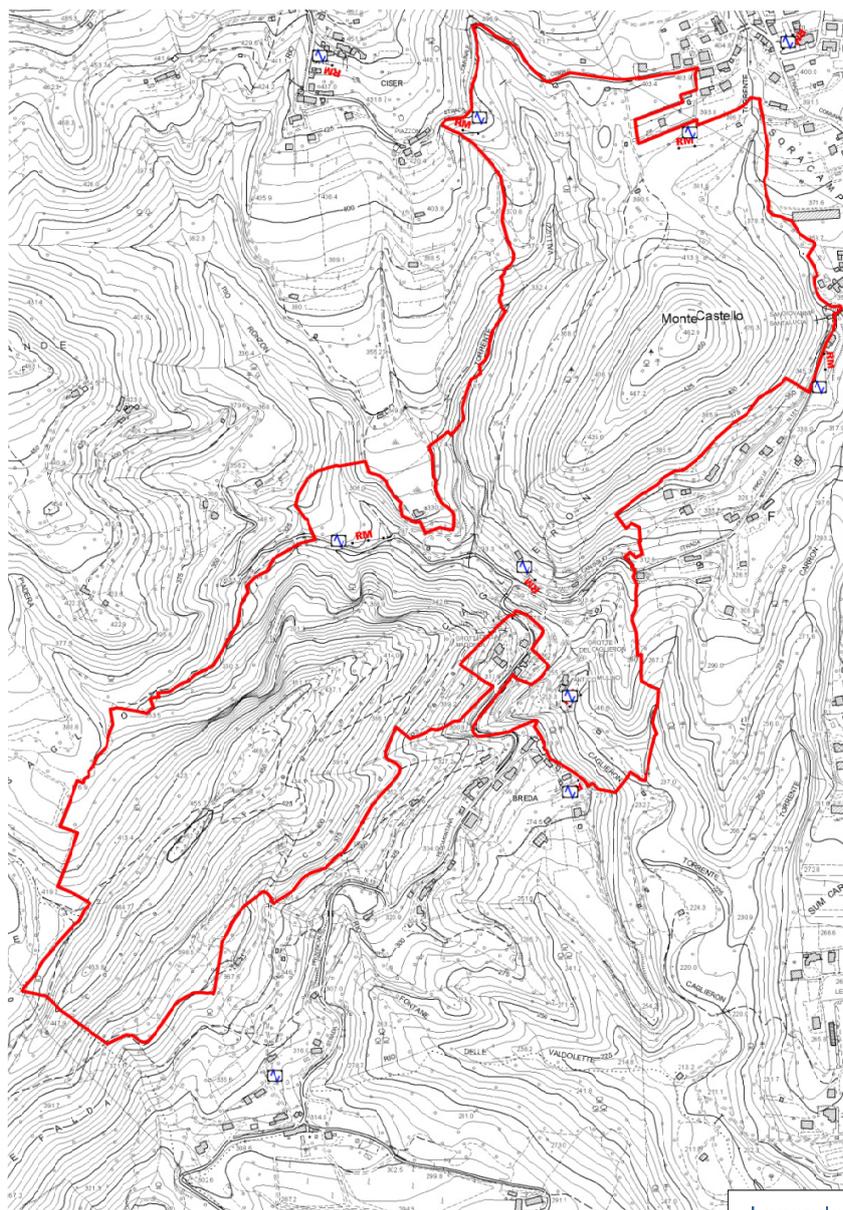
Le misure H.V.S.R. si presentano quindi chiare e ben interpretabili, con rapporti spettrali H/V decisamente elevati in corrispondenza di marcati contrasti di rigidità e pressoché piatte in concomitanza di materiali particolarmente rigidi.

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare nell'area indagata, soprattutto per quanto riguarda la rigidità del substrato roccioso superficiale e la profondità del *bedrock* geofisico.

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:5.000, con ubicate le indagini *ex-novo* eseguite in questa fase e quelle desunte dallo studio di MS1. Nella figura seguente si riporta un estratto della “Carta delle indagini” che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l’intera area d’indagine.



Legenda

-  Area d'indagine
-  Prova REfraction Microtremors
-  Stazione microtremore a stazione singola

7.2 Carta geologico-tecnica

La “Carta geologico-tecnica” (CGT) per la Microzonazione Sismica, relativamente all’area oggetto di analisi e ripresa integralmente dallo studio di Livello 1, 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 e riportata alla scala 1:5.000 per l’area d’interesse, 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 geognostiche effettuate.

Per l’elaborazione della “Carta geologico-tecnica” 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 classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti il Comune di Fregona.

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 descrivono tutti gli ambienti deposizionali, le litologie riconducibili sia all’ambiente fluviale sia 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, oltre ad esserci risposte sismiche variabili in relazione ai differenti ambienti geomorfologici (coperture fluvio-glaciali e detritiche, substrato geologico “roccia”, coperture alluvionali), esistono risposte diverse anche, ad esempio, all’interno della stessa formazione rocciosa.

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 (roccia) dai terreni di copertura. Le unità litologiche individuate dal P.A.T. sono state riviste sulla base delle conoscenze dei luoghi, delle prove eseguite, ed uniformate alle indicazioni delle linee guida;
- zone di versante potenzialmente instabili;
- irregolarità del rilievo marcate: linee di cresta che possono esaltare gli effetti di amplificazione topografica;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte come l’orlo di terrazzo fluviale e di scarpata morfologica.

Di seguito vengono descritte i litotipi presenti nella zona indagata:

<i>Carta Geolitologica del P.A.T.</i>	<i>Carta geologico-tecnica per la Microzonazione Sismica</i>	<i>Simbolo riportato in carta</i>
L - SUB - 06	Substrato geologico non rigido stratificato	NRS
L - SUB - 02	Substrato granulare cementato stratificato	GRS
L - DET - 06	Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre (fd=falda detritica)	CL fd
L - ALL - 01	Ghiaia pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia (fg=deposito fluvioflaviale)	GW fg
L - ALL - 08	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e argilla (mr=morena)	GM mr
L - ALL - 05	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo (mr=morena)	SM mr

Per quanto riguarda le zone di versante potenzialmente instabili, sono state inserite tutte le aree soggette a fenomeni gravitativi (attive ed inattive) individuate e descritte nella cartografia pianificatoria comunale (P.A.T.) e negli studi pianificatori di livello superiore (Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del Fiume Livenza); non sono state inserite le frane puntuali, ovvero le segnalazioni di dissesto non perimetrate.

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 più marcate dei rilievi che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche: sono state quindi integrate e riorganizzate le informazioni derivanti dal P.A.T. e sono state messe in evidenza le linee di cresta, i cigli di scarpata e gli orli di terrazzo che possono indurre effetti sismici, di carattere bidimensionale e tridimensionale, definibili come "Effetti topografici".

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.

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

La "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS), relativamente all'area oggetto di analisi e ripresa interamente dallo studio di Livello 1, ha come finalità la suddivisione del territorio comunale nelle seguenti aree.

1. Zone stabili
2. Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali
3. Zone di attenzione per instabilità

La MOPS, ripresa integralmente dallo studio di livello 1, è stata ricostruita, relativamente all'area oggetto di analisi, a partire dalla "Carta geologico-tecnica" precedentemente esposta, integrandone e rivedendone i contenuti.

1) ZONE STABILI

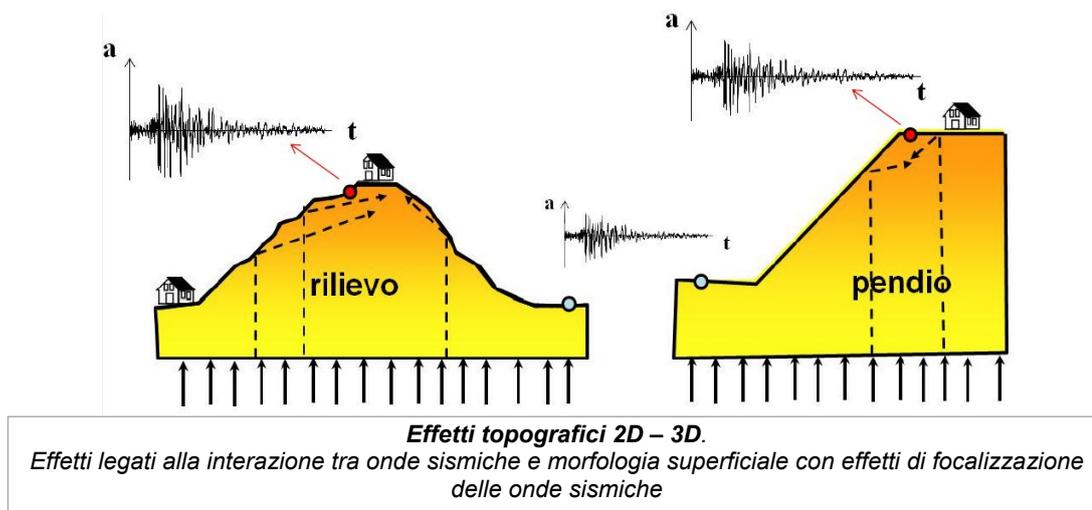
Nel Comune di Fregona non sono state individuate zone “stabili”. In sostanza, si noti che l’intera area indagata è considerabile come stabile suscettibile di amplificazione sismica e presenta, su alcune aree, delle zone di attenzione per instabilità.

Infatti, è stato verificato che il moto sismico è amplificabile 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

L’area indagata 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, oltre ad esserci differenti risposte sismiche variabili in relazione ai diversi ambienti geomorfologici (detrito, roccia, fluviale, ecc.) ed al contatto tra le coperture ed il substrato roccioso, si verificano spesso cambi di rigidità anche al contatto tra formazioni rocciose di caratteristiche differenti ed all’interno dello stesso ammasso, che si ripercuotono sull’amplificabilità sismica del sito.
- B. **Amplificazione topografica.** Per quanto riguarda l’amplificazione topografica, è stato coinvolto l’intero territorio analizzato sia per la presenza di morfologie superficiali articolate sia per la presenza delle cavità denominate “Grotte del Caglieron”.

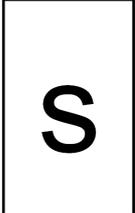
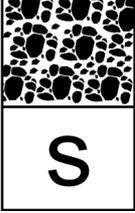
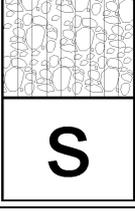
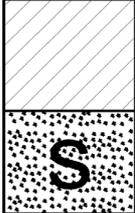
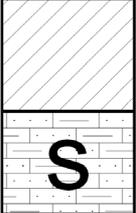


Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di “zone stabili”, le “zone stabili suscettibili di amplificazione”, **relativamente alla zona del Caglieron** sono state così suddivise.

Zona 3	GRS		Zona 3
Zona 4	NRS		Zona 4
Zona 5	GW fg		Zona 5
Zona 7	CL fd		Zona 7
Zona 8	GM mr		Zona 8

Le zone sono state create considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico - tecnica” CGT e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico.

Le zone 3 e 4 sono relative al substrato roccioso subaffiorante (S = Stratificate): come detto in precedenza, nel territorio comunale di Fregona non si sono verificate le condizioni per ipotizzare la perimetrazione di “zone stabili” dove lo scuotimento sismico sia associabile solamente all’energia ed alla distanza dall’evento.

<p>Zona 3. GRS, caratterizzata da rocce compatte per cementazione e da rocce compatte prevalenti alternate a strati o interposizioni tenere. Sono ammassi rocciosi evidentemente stratificati.</p>		
<p>Zona 4. NRS, caratterizzata da un’alternanza di marne ed argille con subordinati livelli calcarenici, sabbie cementate e puddinghe.</p>		
<p>Zona 5. GW fg, costituita dai terreni fluviali e/o fluvioglaciali che formano le dorsali principali e che ricoprono gli ammassi rocciosi della Zona 4. Il loro spessore è variabile.</p>		
<p>Zona 7. GM mr, costituita dai terreni morenici con prevalenza di ghiaia sabbia e limosa, che poggiano prevalentemente sulle rocce della Zona 4.</p>		
<p>Zona 8. CL fd, costituita dai terreni per accumulo detritico di falda che appoggiano su substrati rocciosi di caratteristiche variabili e, comunque, ascrivibili a quelli della Zona 3 o 4.</p>		

3) ZONE DI ATTENZIONE PER LE INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le “zone di attenzione per le instabilità”, esse sono state così individuate:

- aree di frana;
- elementi topografici naturali ed antropici, cavità in sotterraneo, elementi sepolti.

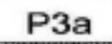
Le **aree di frana** desunte dal P.A.T.I. e dal P.A.I. coincidono con quelle cartografate nella “Carta geologico-tecnica”

Per quanto riguarda la perimetrazione e localizzazione delle **cavità sotterranee** della zona del Caglieron, si rimanda agli elaborati prodotti per la Variante n°2 del P.I. e ai prossimi capitoli per lo studio di risposta sismica locale.

7.4 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)

Le Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica prevedono la realizzazione della “Carta di pericolosità sismica locale” (CPSL), nella quale vengono indicate le maggiori criticità del territorio e individuate le aree che richiedono approfondimenti per particolari tematiche e/o assetti stratigrafici-tettonici complessi. Nel territorio comunale è stato assegnato uno scenario di pericolosità sismica locale come riportato nella seguente descrizione:

Legenda

-  Area d'indagine
-  **P3a** Zone di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...)
-  **P3b** Zona di cresta rocciosa e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata
-  **P1a** Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi
-  **P4b** Zona di fondovalle stretta ($C > 0.25$) o in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale
-  **P4c** Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide deltizio - lacustre
-  **P4d** Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (comprese le coltri loessiche)
-  **P5b** Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti sinkole o cavità sotterranee

In particolare, la zona P1 è associata all’instabilità di versante attiva” presente nella porzione settentrionale dell’area indagata mentre la zona P5, corrispondente al substrato sub-affiorante, contraddistingue la presenza delle cavità sotterranee.

Le zone P4, invece, sono caratterizzate da amplificazioni sismiche di natura stratigrafica poiché sono presenti delle coperture di spessore rilevante al di sopra del substrato e inserite in un contesto topografico-morfologico non assimilabile a modelli stratigrafici piano-paralleli.

Inoltre, sono state cartografate le forme morfologiche (zona di ciglio e creste) che, in occasione di eventi sismici, possono creare amplificazioni di natura topografica.

Facendo riferimento alla tabella relativa alla procedura per la MS con i differenti livelli di approfondimento e per i differenti scenari di pericolosità sismica locale (fig. 2 nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica) si costata che **l’analisi di Livello 3 appare appropriata per l’area del Parco “Grotte del Caglieron” a supporto della Variante n°2 del P.I.** per quanto riguarda la stima dei fattori amplificativi. Tali tematiche sono ampiamente trattate nelle pagine seguenti mentre sono escluse dall’approfondimento le zona caratterizzate da instabilità di versante poiché disabitate e inaccessibili. Inoltre, **le verifiche di stabilità in condizioni sismiche relative alle singole cavità presenti all’interno del Parco dovranno essere condotte durante le fasi di progettazione relative alla riqualifica del Parco stesso, in funzione dell’entità delle opere in progetto e alla loro reale ubicazione.**

PROCEDURA DI MICROZONAZIONE SISMICA								
SIGLA	SCENARIO PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE	Verifica di associabilità	(segno)	1° livello	(segno)	2° livello	(segno)	3° livello
P1a	Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi				cartografia			Analisi stabilità
P1b	Zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti				cartografia			Analisi stabilità
P1c	Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio di frana				cartografia	Analisi di stabilità	Fs prossimo a 1	Analisi stabilità
P2a	Zona con terreni di fondazione particolarmente scadenti quali depositi altamente compressibili, ecc.	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Eventuale verifica Cedimenti	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P2b	Zona con depositi granulari fini saturi	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Eventuale verifica Cedimenti	PREV.URBAN.*	Liquefazione
P2c	Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Cedimenti	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P3a	Linea di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di cava, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica, ecc...)				H=10 m; a>15°	Effetti topografici		
P3b	Zona di cresta e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata				h=1/3H; a e a2>15°	Effetti topografici		
P4a	Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi				Vs30<800m/s; C<0,25 Vs30<800m/s; C<0,25	Effetti litologici	h/l>0,65/(Cv-1)	Effetti lito-geometrici
P4b	Zona di fondovalle stretta (C<0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale				Vs30<800m/s- C>0,25			Effetti lito-geometrici
P4c	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide delizio-lacustre				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P4d	Zona morenica con presenza di depositi granulari e/o coesivi (compresi le coltri loessiche)				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P4e	Zona con presenza di argille residuali e terre rosse di origine eluvio-colluviale				Vs30<800m/s	Effetti litologici		
P5a	Linea di contatto stratigrafico e/o tettonico tra litotipi con caratteristiche fisico-meccaniche molto diverse				cartografia	Comportamenti differenziali		
P5b	Zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole				cartografia			Comportamenti differenziali

8 MODELLIZZAZIONI NUMERICHE - LIVELLO 3 DI APPROFONDIMENTO

Come illustrato nelle pagine precedenti, l'area del Parco "Grotte del Caglieron" non si presta ad un'analisi di Livello 2, (in riferimento alla stima del fattore di amplificazione) 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 prevedrebbe la quantificazione numerica degli effetti amplificativi nelle 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 cavità sepolte, gli effetti bidimensionali possono invece giocare un ruolo dominante e, quindi, rendere irrealistiche le stime degli abachi. In particolar modo, nelle zone di cresta e in corrispondenza delle grotte si potrà generare un'amplificazione del moto sismico atteso in superficie, a causa delle articolate morfologie strutturali sepolte associate agli effetti legati sia alla stratigrafia sia alla topografia.

Per questo, le quantificazioni della risposta sismica di sito (amplificazione stratigrafica + amplificazione topografica + effetti delle cavità) sono state ottenute utilizzando delle modellazioni bidimensionali lungo sezioni rappresentative del Parco "Grotte del Caglieron". La tavola "Carta delle sezioni" riporta l'ubicazione dei profili utilizzati per le modellazioni della risposta sismica locale.

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 sarà rappresentata dai 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.

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:

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

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:

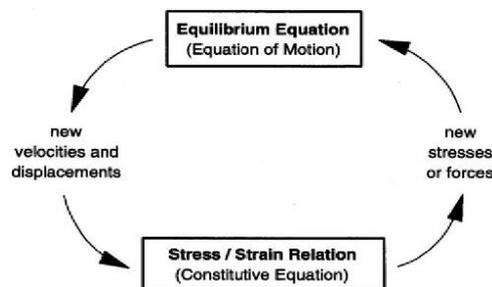
$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji} ; \dot{\epsilon}_{ij} ; k) \quad (8.2)$$

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:

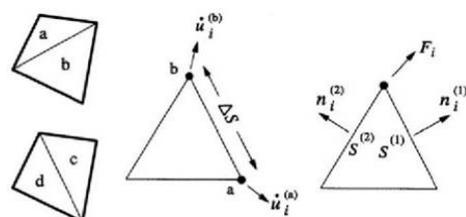
$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.3)$$

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 e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia.

I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come la (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 e attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso



le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo Δ_t (*timestep*) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo.

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

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

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

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

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:

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

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:

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

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:

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

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

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

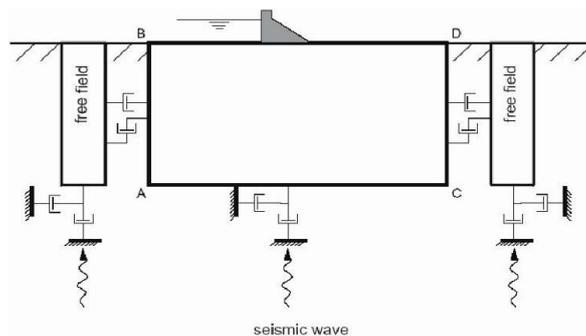
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

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 e 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 viscoso (*quiet boundaries*). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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 / G0 e D / D0, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico (hysteretic damping)* nella recente versione 5.0 del codice.

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

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

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

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

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

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:

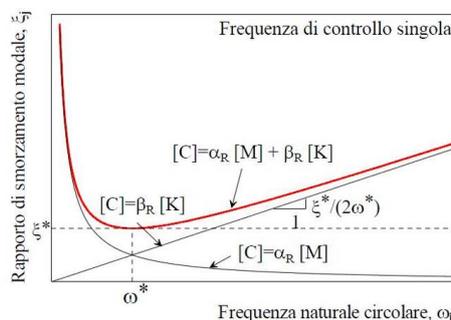
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

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.

8.2 Analisi numeriche condotte - Carta di microzonazione sismica Livello 3 (FA - FV)

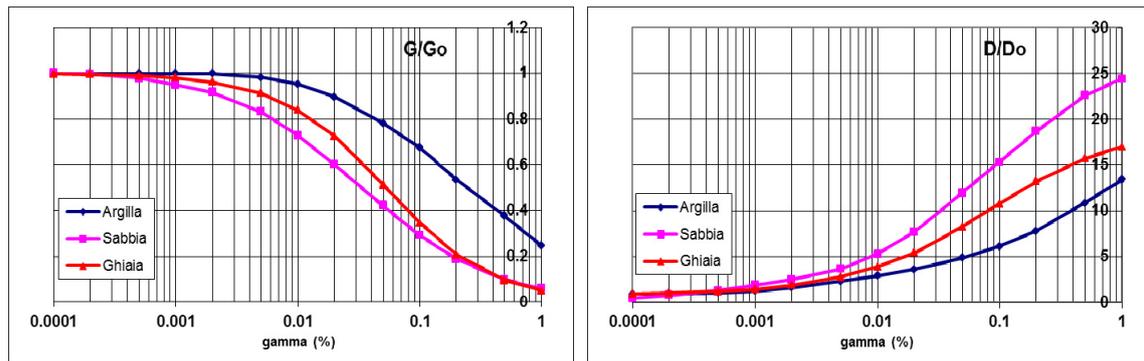
Per quantificare l'azione sismica in superficie sono state realizzate delle sezioni bidimensionali di rigidità del sottosuolo sulle quali è stata successivamente condotta la modellazione numerica, come precedentemente spiegato. Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente condotte e precedentemente descritte.

Nelle modellazioni condotte in prossimità delle Grotte del Caglieron, è stata inserita una rappresentazione schematica delle stesse sulla base dei profili longitudinali forniti dalla Committenza, al fine di riprodurre una morfologia reale del territorio e valutare l'influenza di tali grotte sull'amplificazione del segnale sismico.

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 e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale (2D).

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 *substrato geologico* (smorzamento 0,02%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo *smorzamento isteretico* tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.



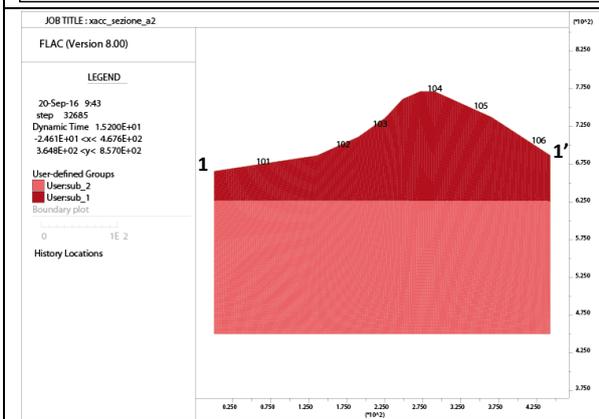
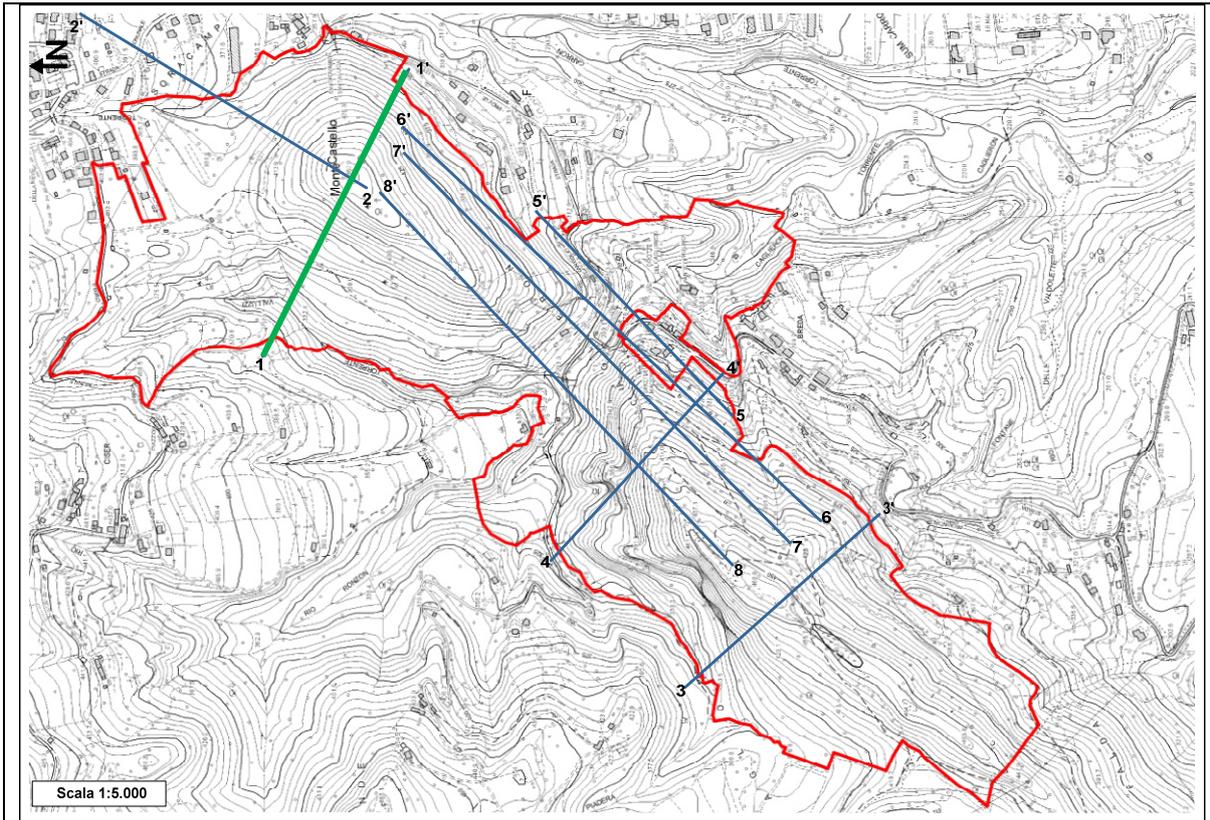
Nel rispetto della normativa vigente - D.M. 14/01/2008 - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 50$ 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, 2016).

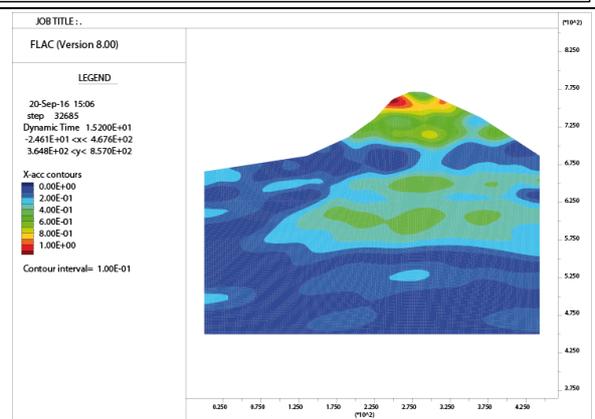
In particolare, gli accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del software REXEL - *computer aided record selection for code - based seismic structural analysis*. Le *history* (storia temporale) ricavate al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresentano le storie accelerometriche orizzontali attese nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa.

Di seguito si riporta, per le 8 sezioni analizzate, la loro ubicazione e orientazione in pianta (linea verde), il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, il modello ottenuto durante le elaborazioni in termini di "X acc contours" nell'istante in cui l'accelerogramma analizzato raggiunge il suo valore massimo in uno dei punti rappresentativi del modello e, infine, i "Fattori di Amplificazione FA ed FV" calcolati lungo la sezione.

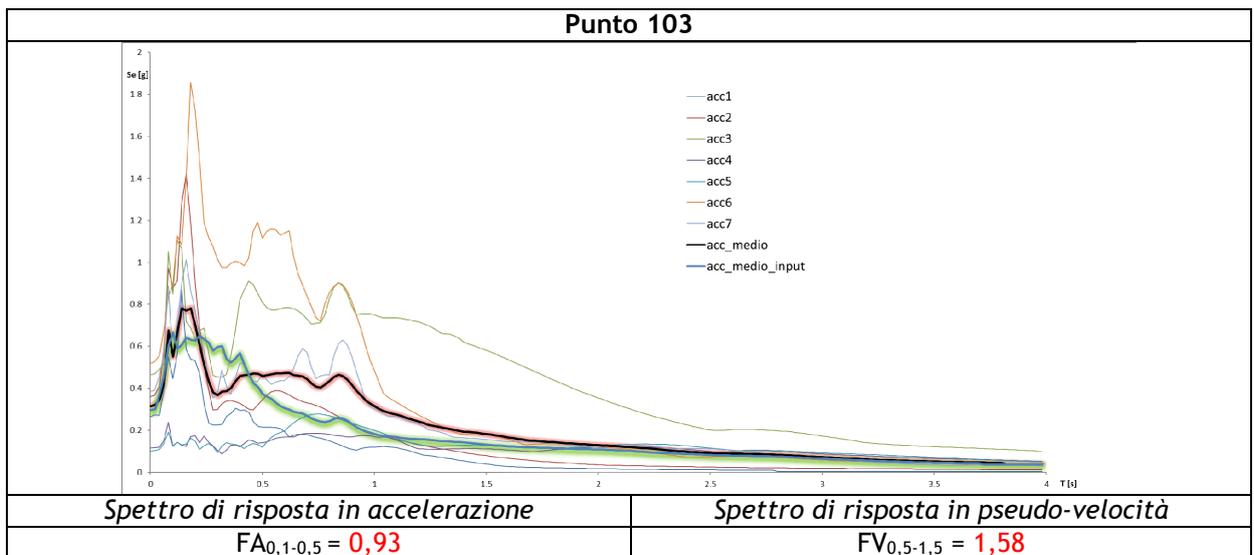
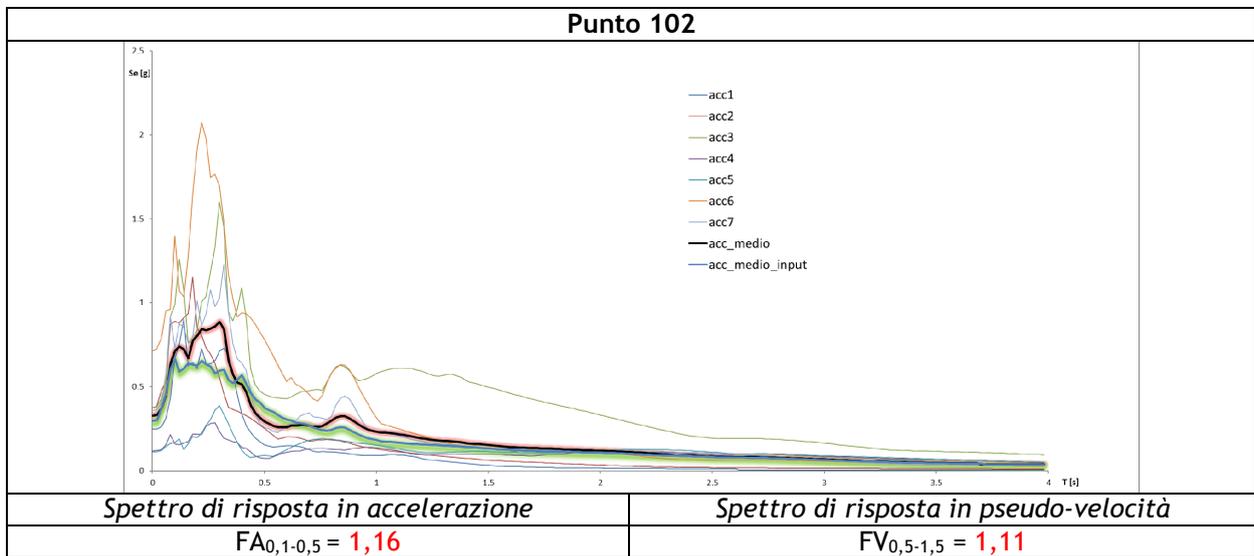
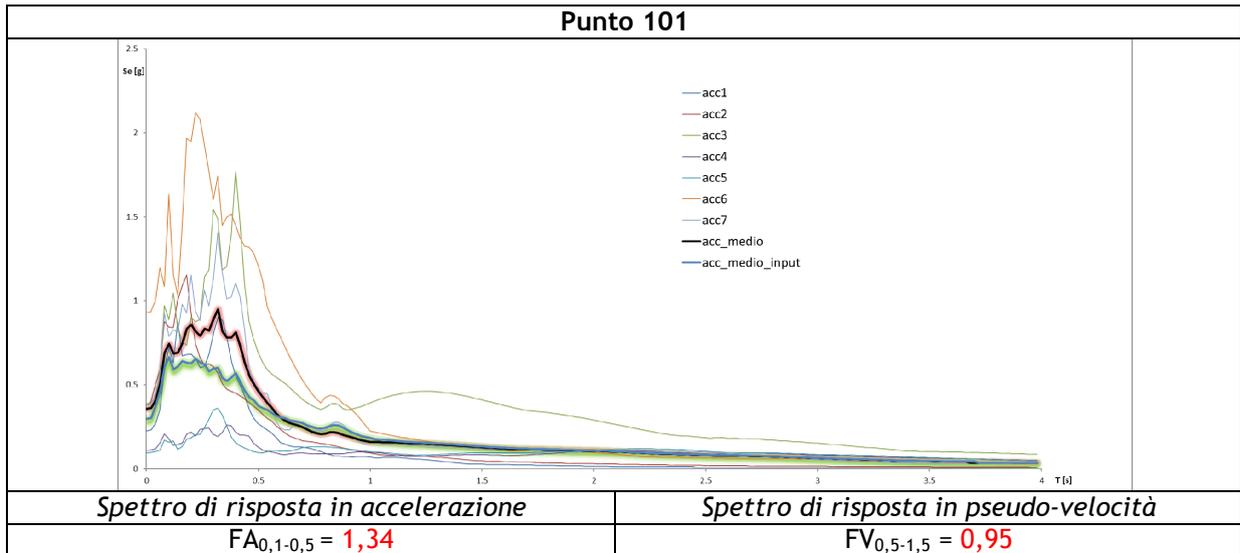
SEZIONE 1

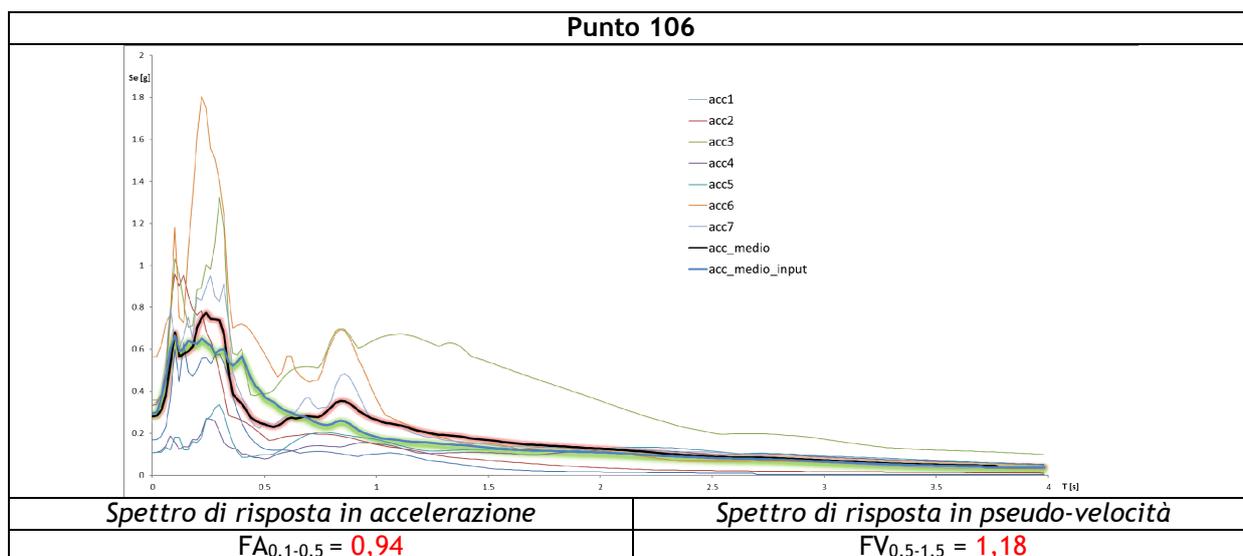
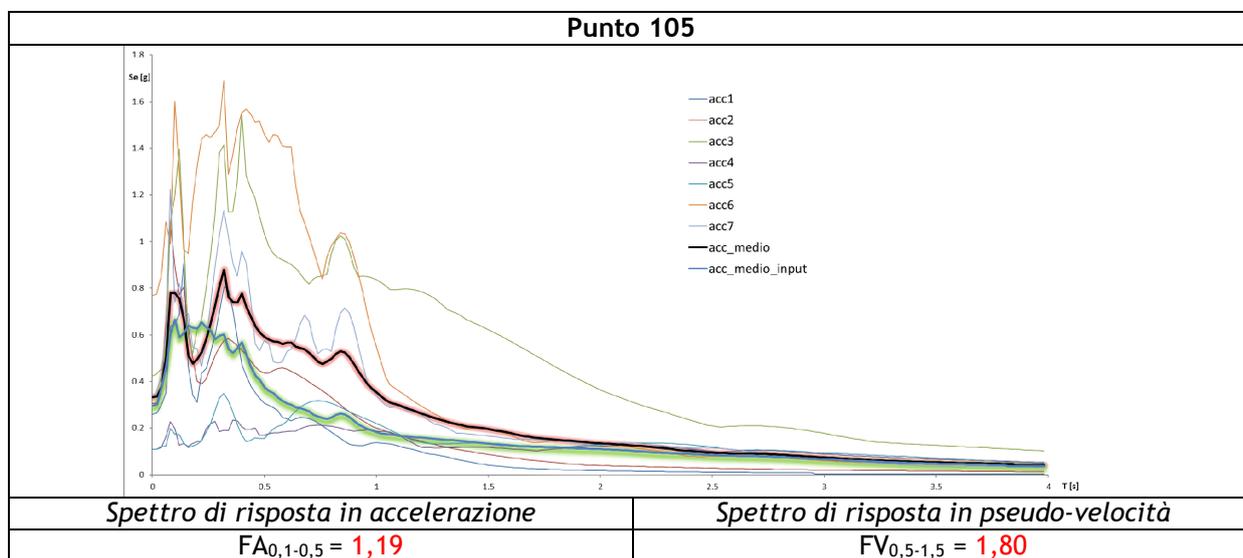
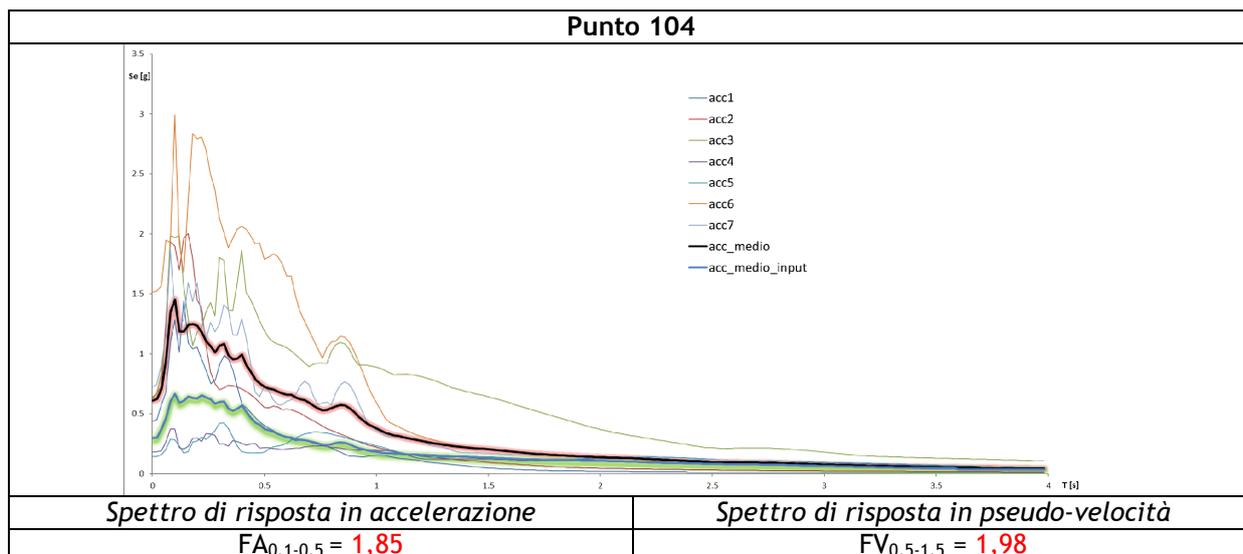


Modello sismo - stratigrafico

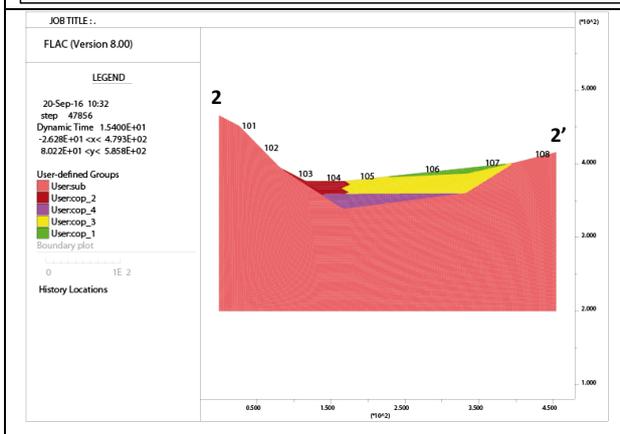
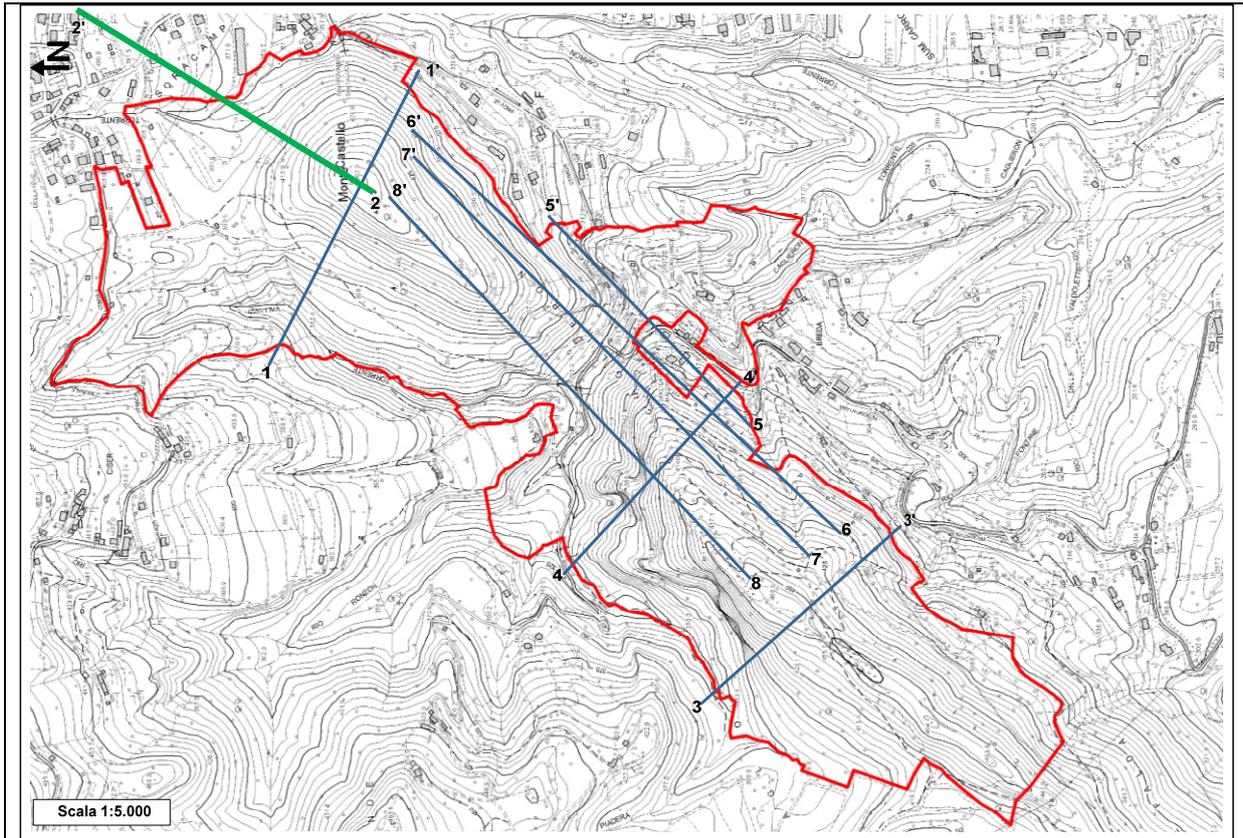


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (15.2 s) il punto 104 raggiunge il suo massimo valore

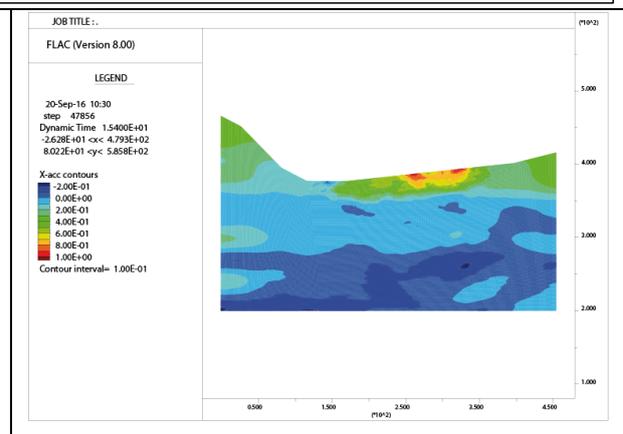




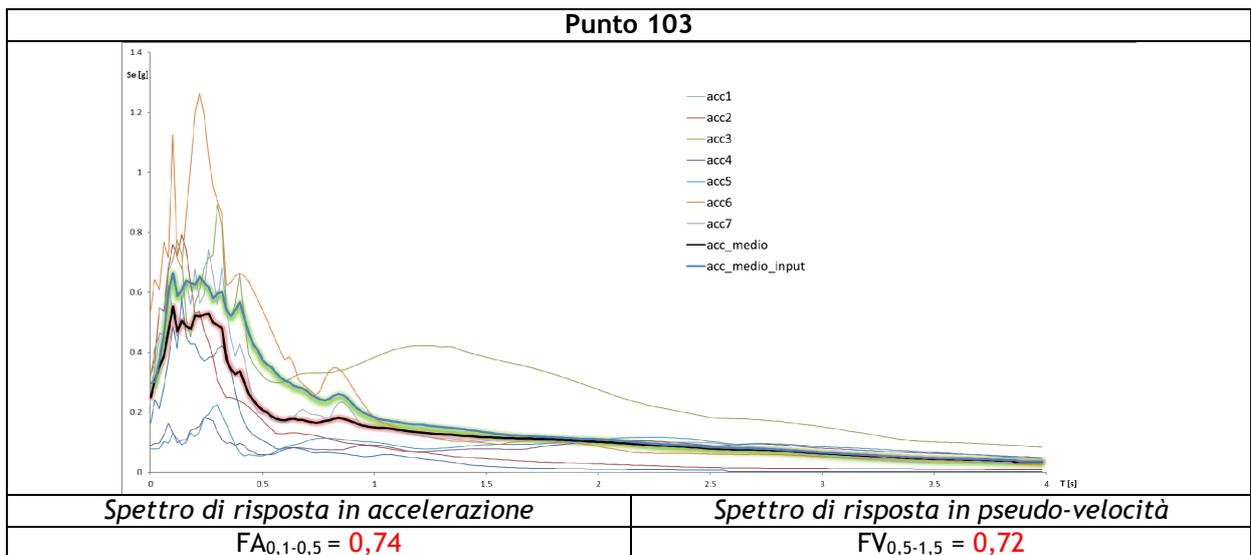
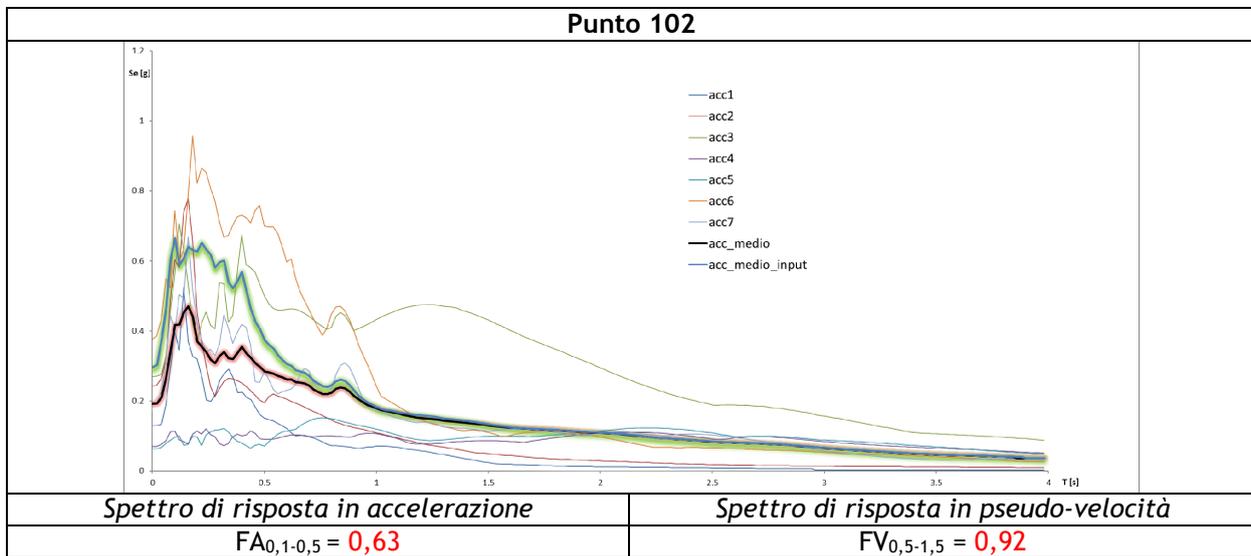
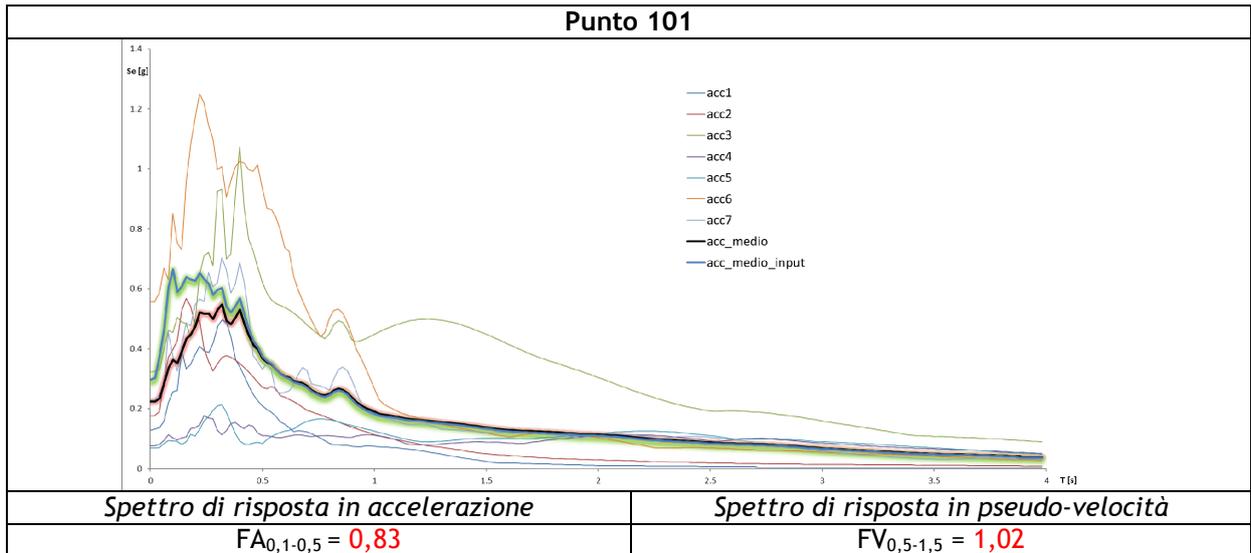
SEZIONE 2

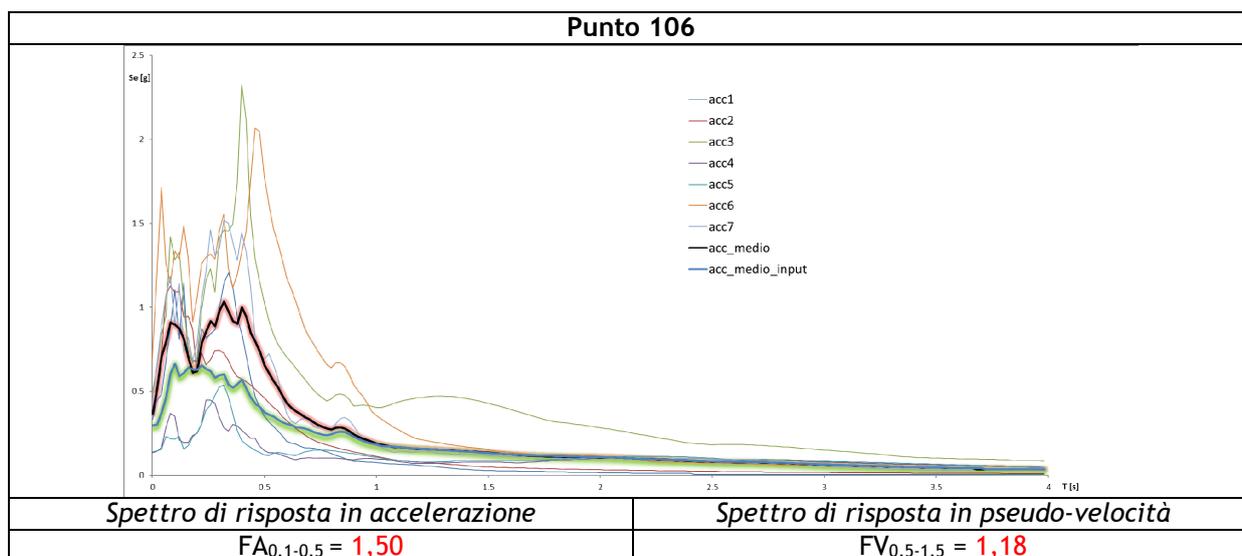
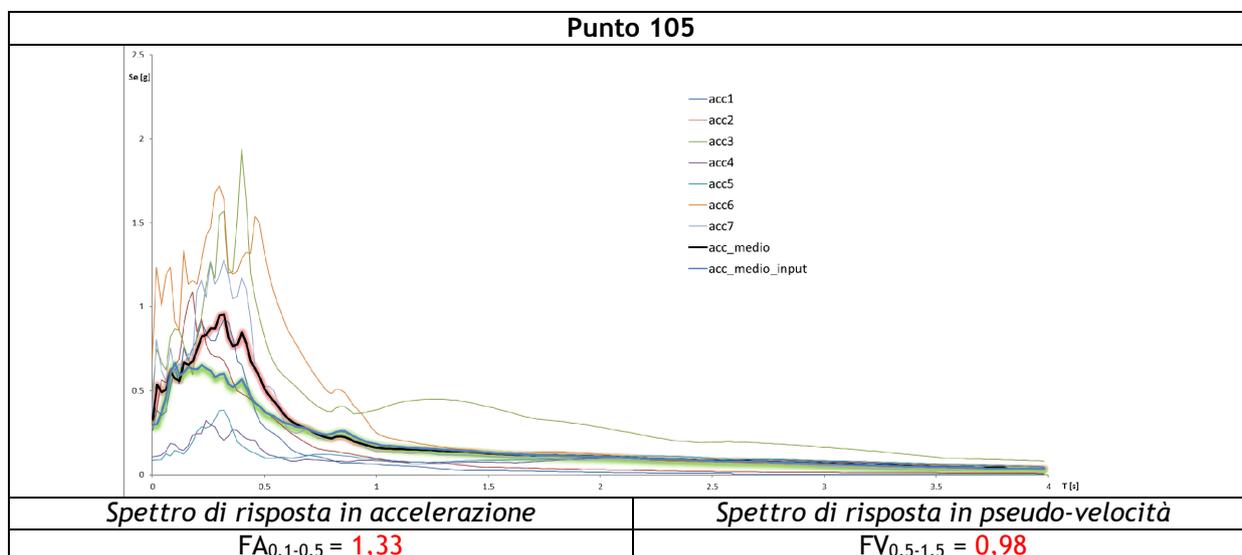
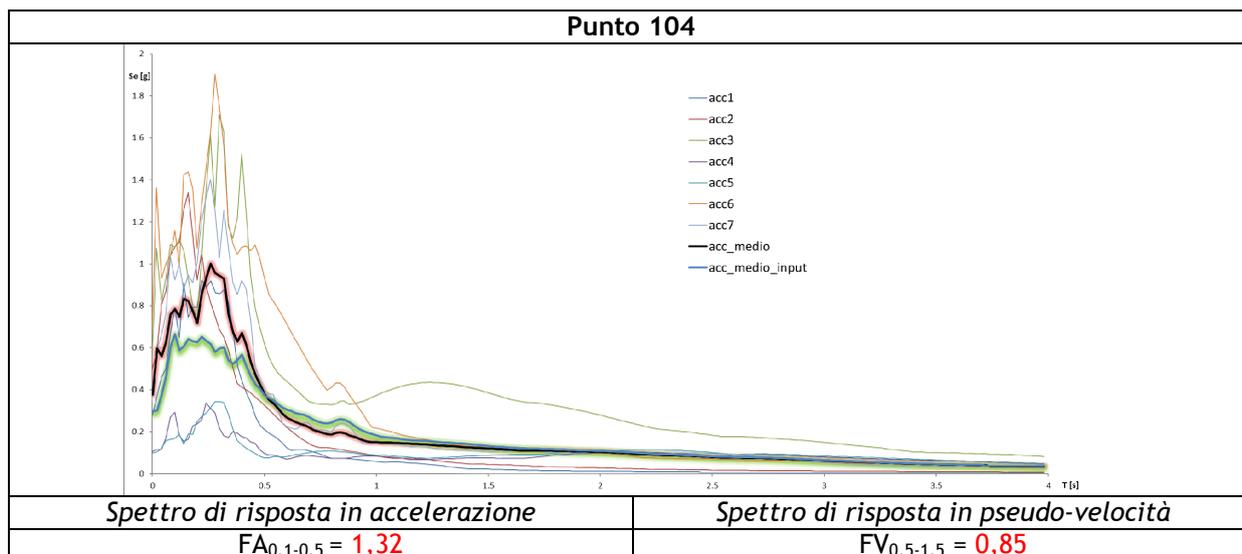


Modello sismo - stratigrafico

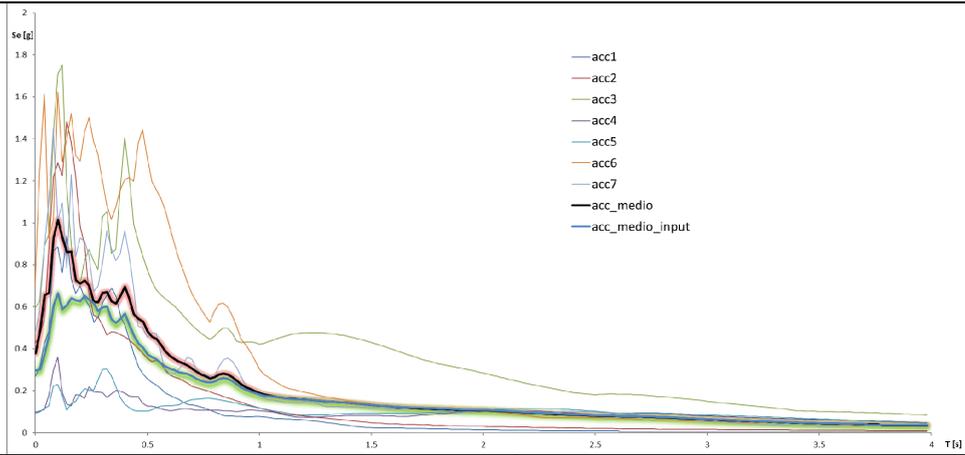


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (15.4 s) il punto 106 raggiunge il suo massimo valore





Punto 107



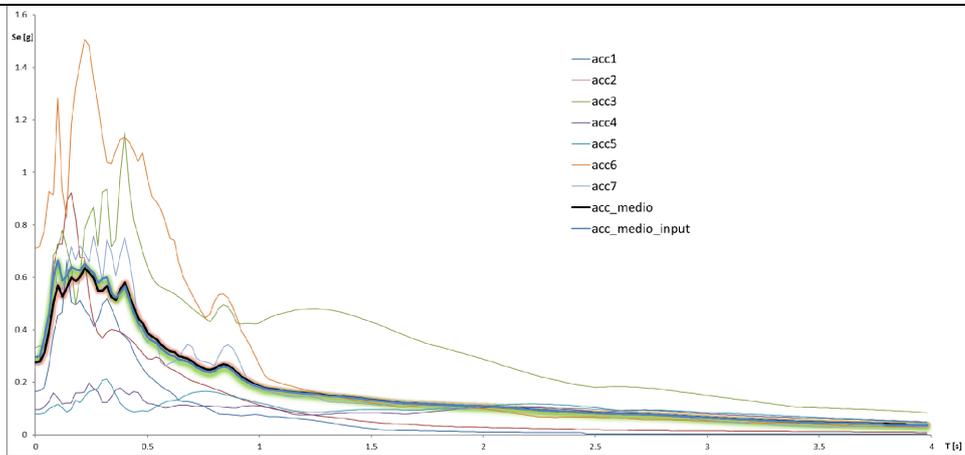
Spettro di risposta in accelerazione

$FA_{0,1-0,5} = 1,22$

Spettro di risposta in pseudo-velocità

$FV_{0,5-1,5} = 1,10$

Punto 108



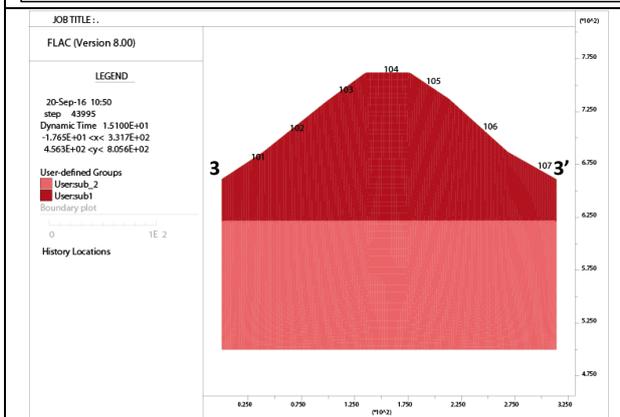
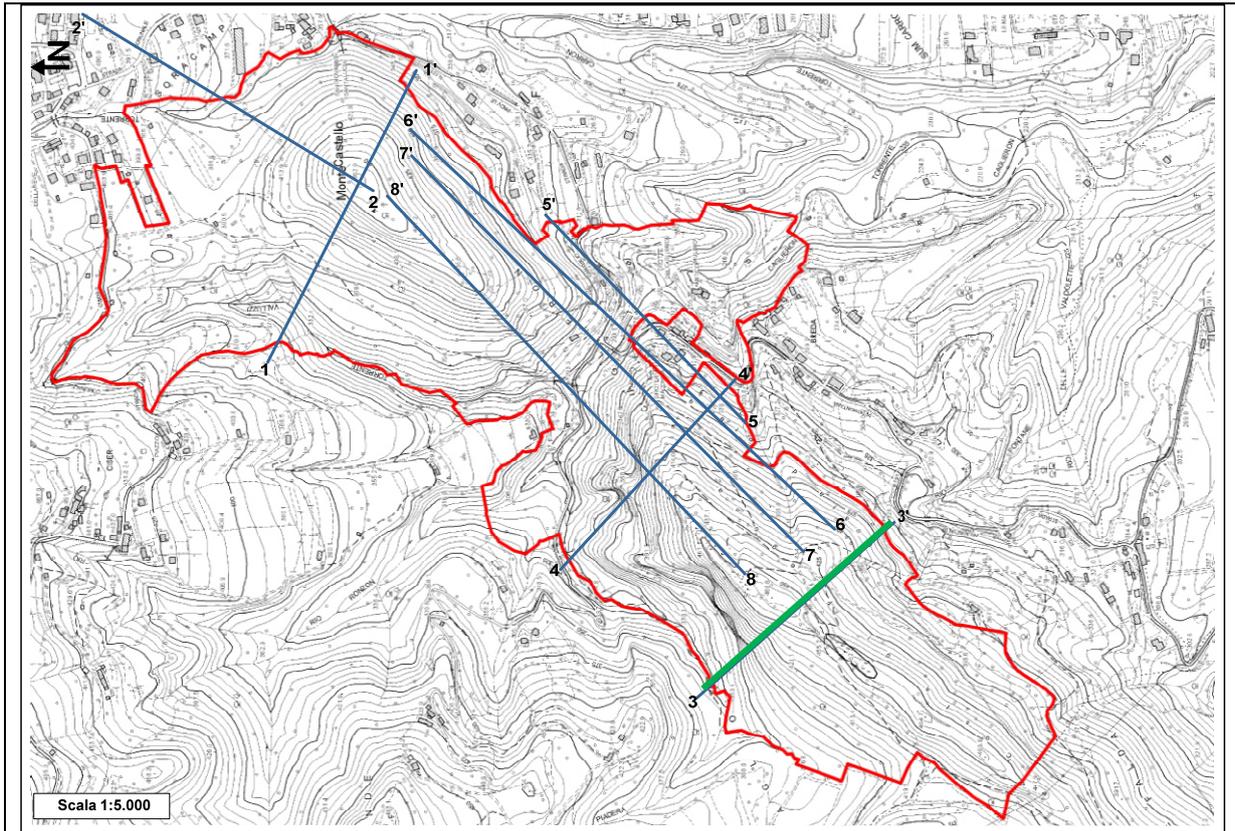
Spettro di risposta in accelerazione

$FA_{0,1-0,5} = 0,97$

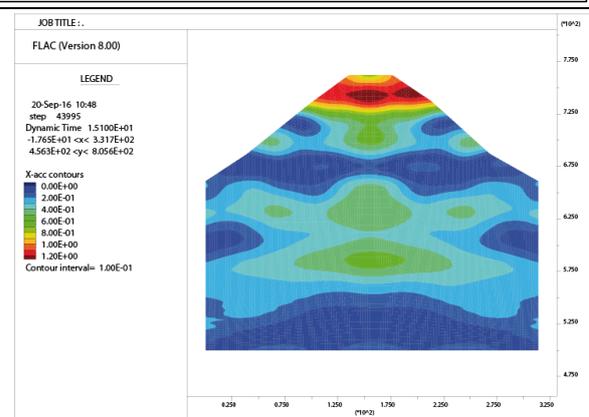
Spettro di risposta in pseudo-velocità

$FV_{0,5-1,5} = 1,02$

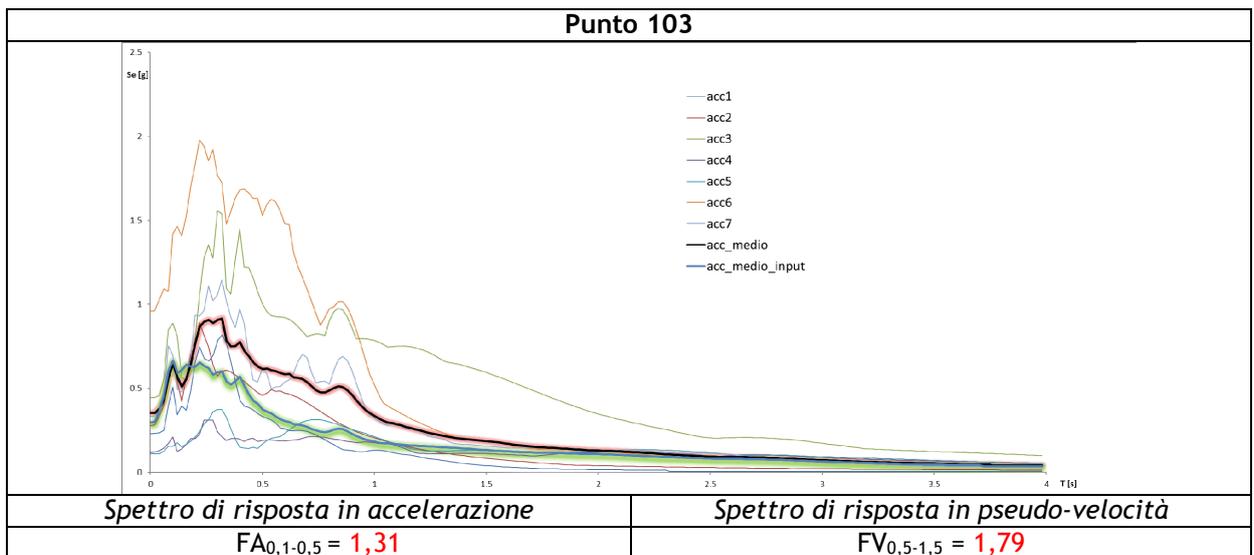
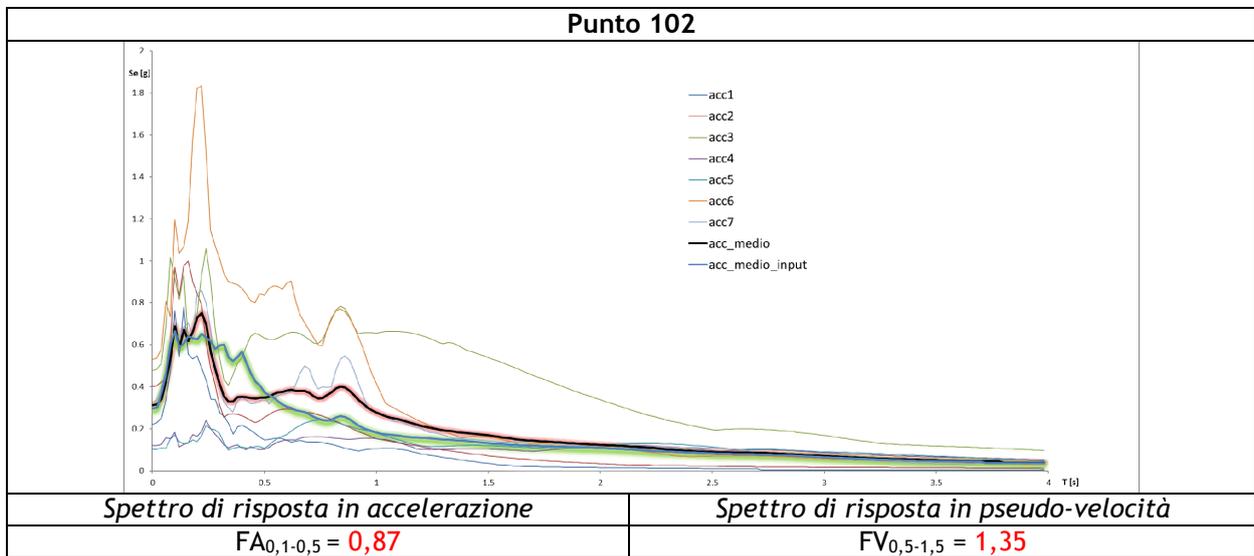
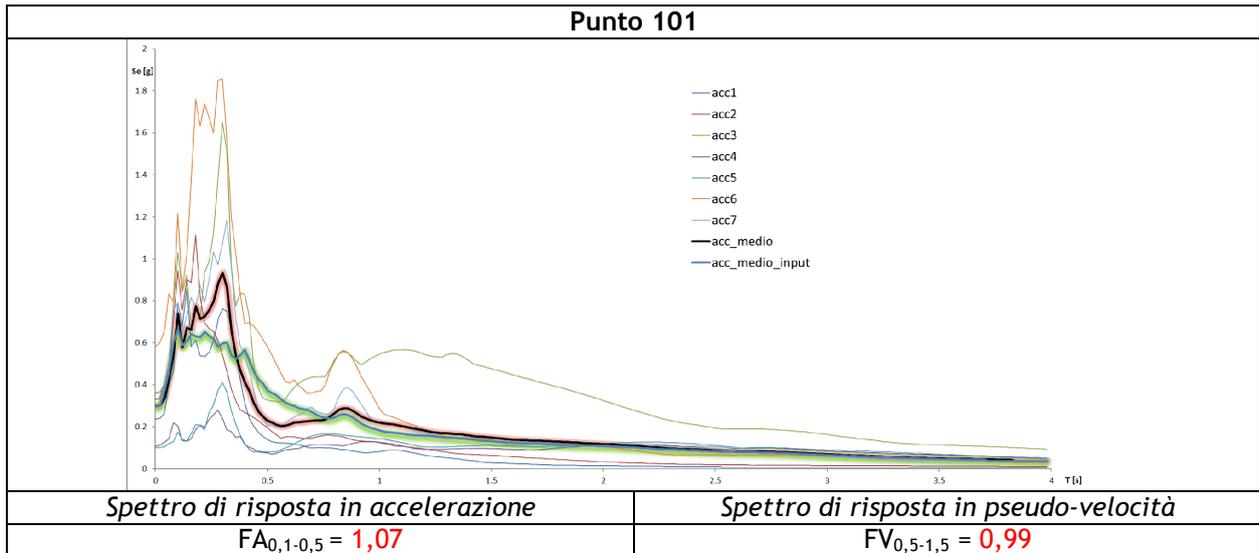
SEZIONE 3

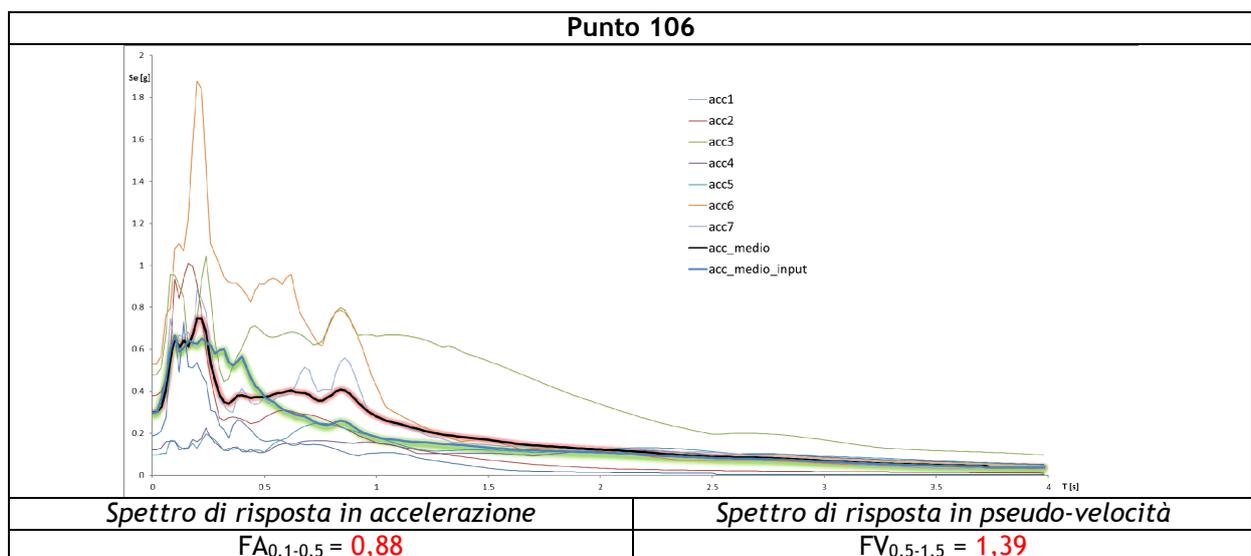
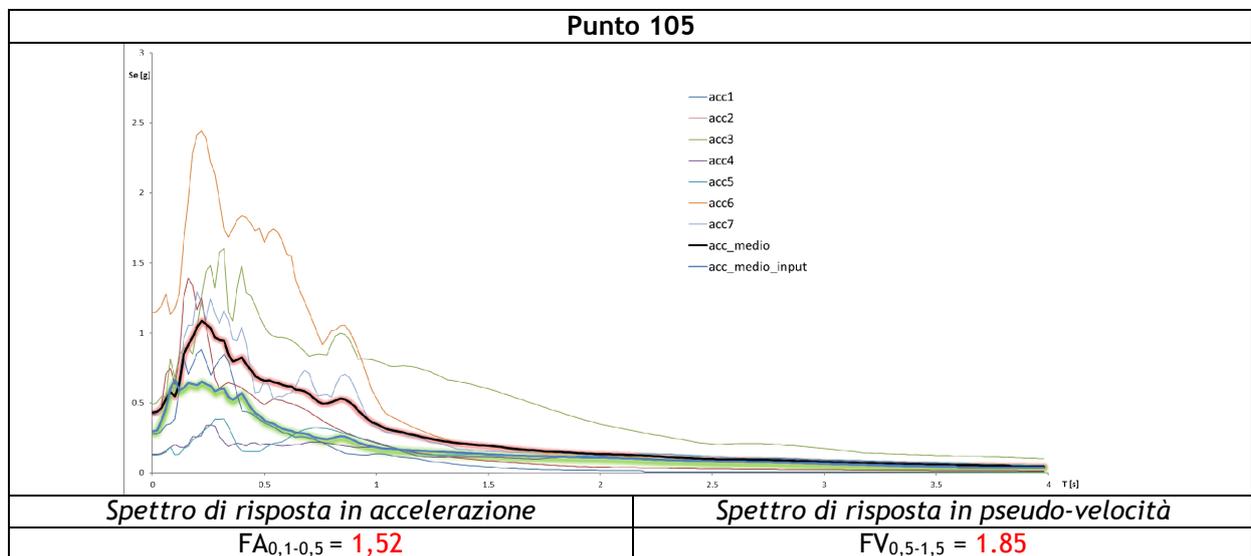
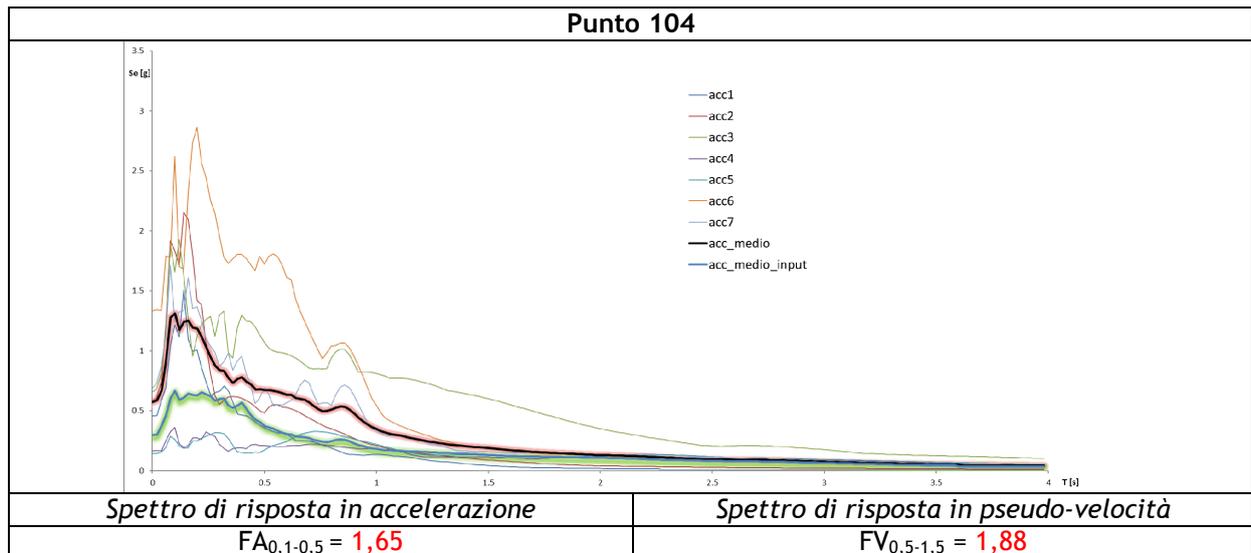


Modello sismo - stratigrafico

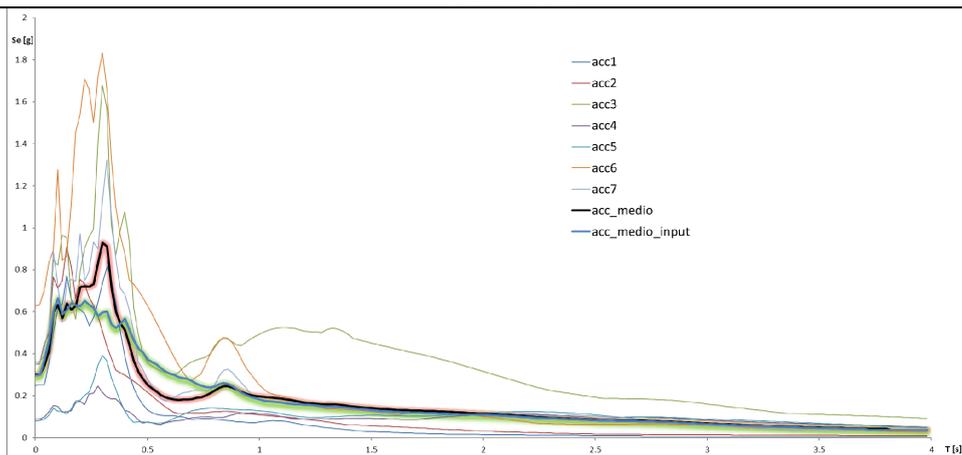


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (15.1 s) il punto 104 raggiunge il suo massimo valore





Punto 107



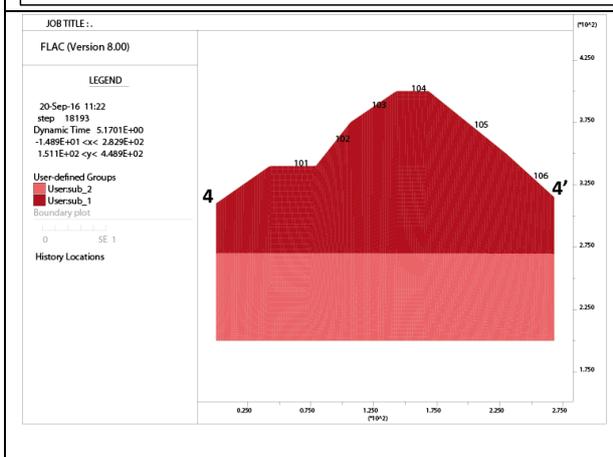
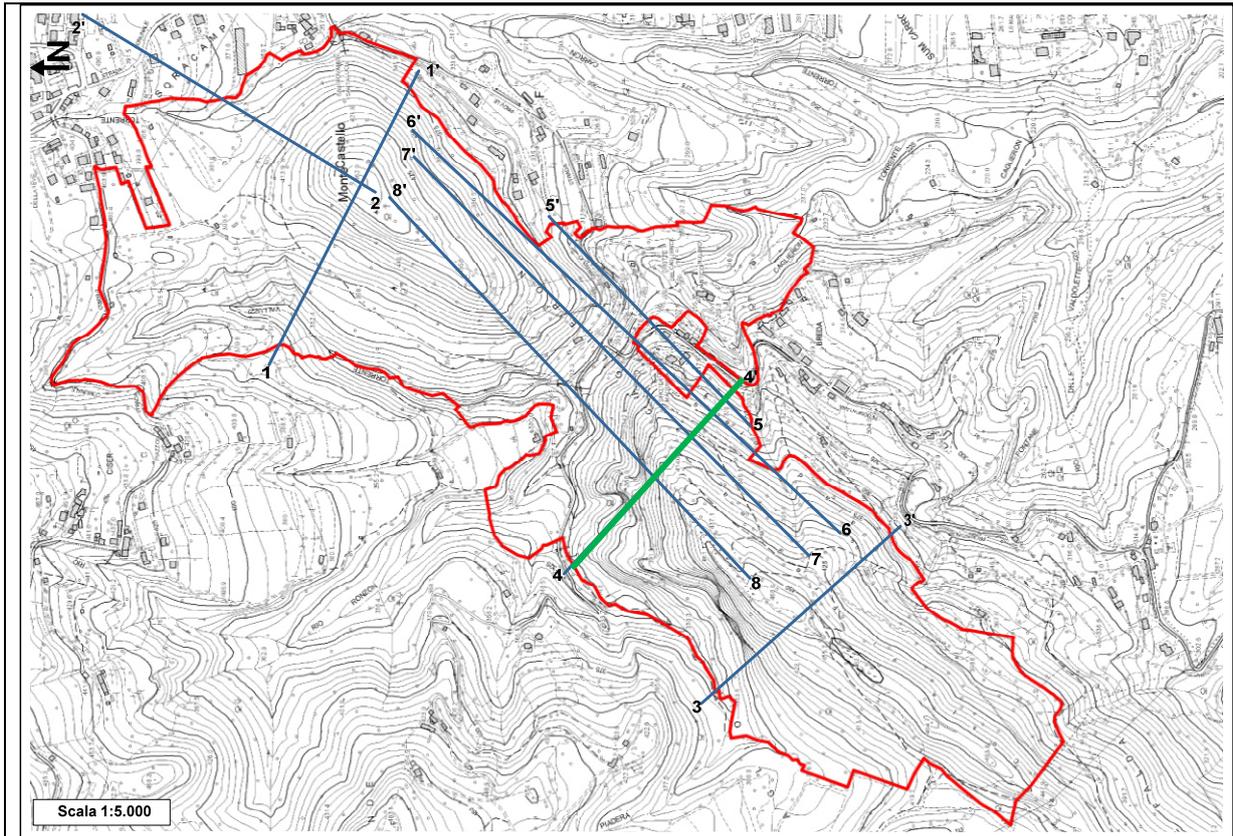
Spettro di risposta in accelerazione

$FA_{0,1-0,5} = 1,08$

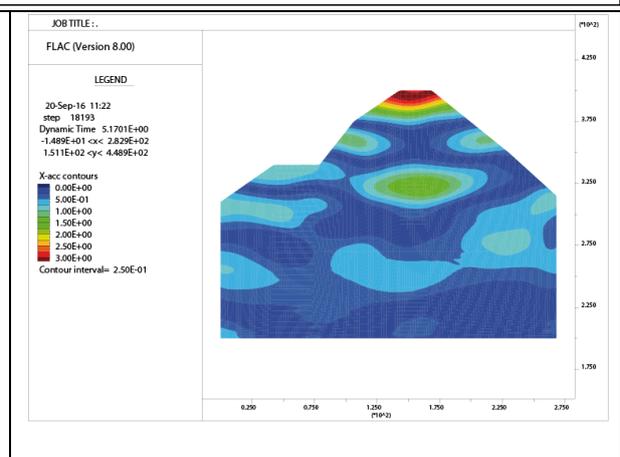
Spettro di risposta in pseudo-velocità

$FV_{0,5-1,5} = 0,89$

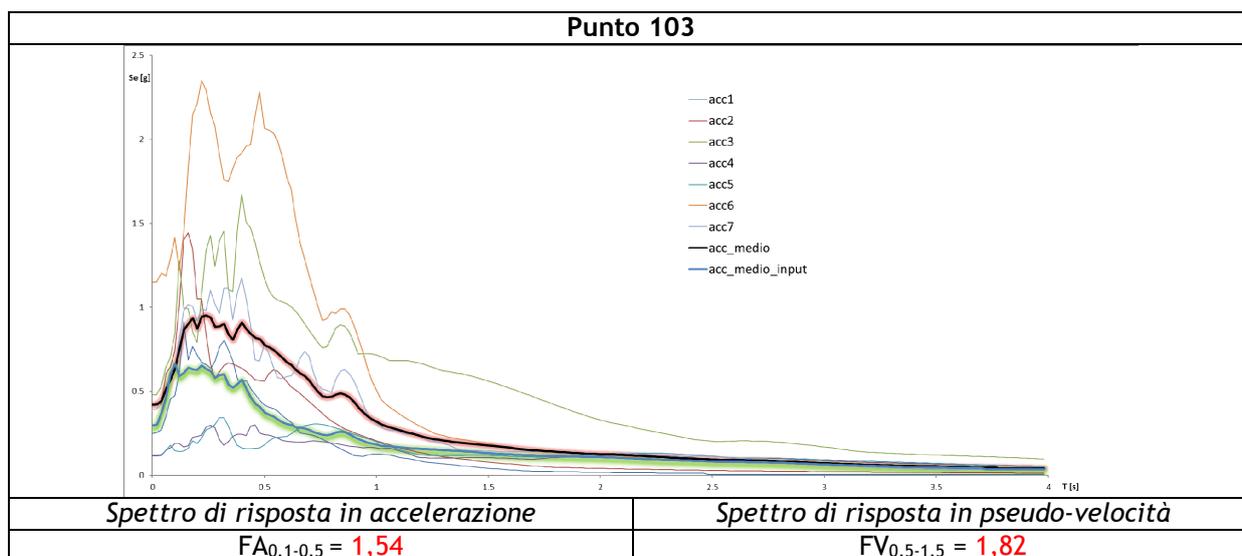
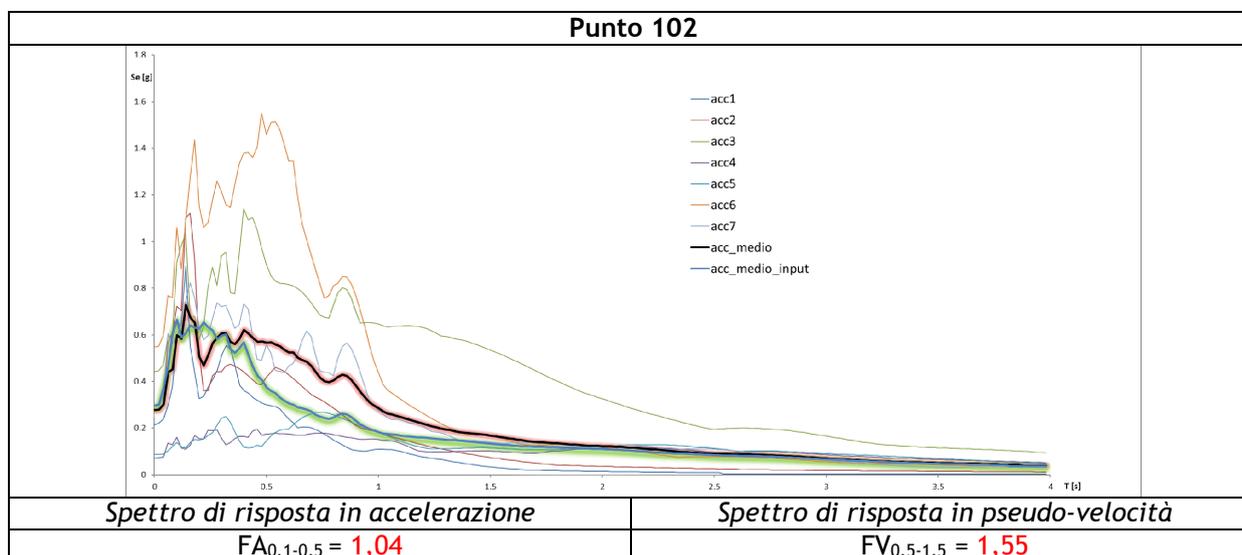
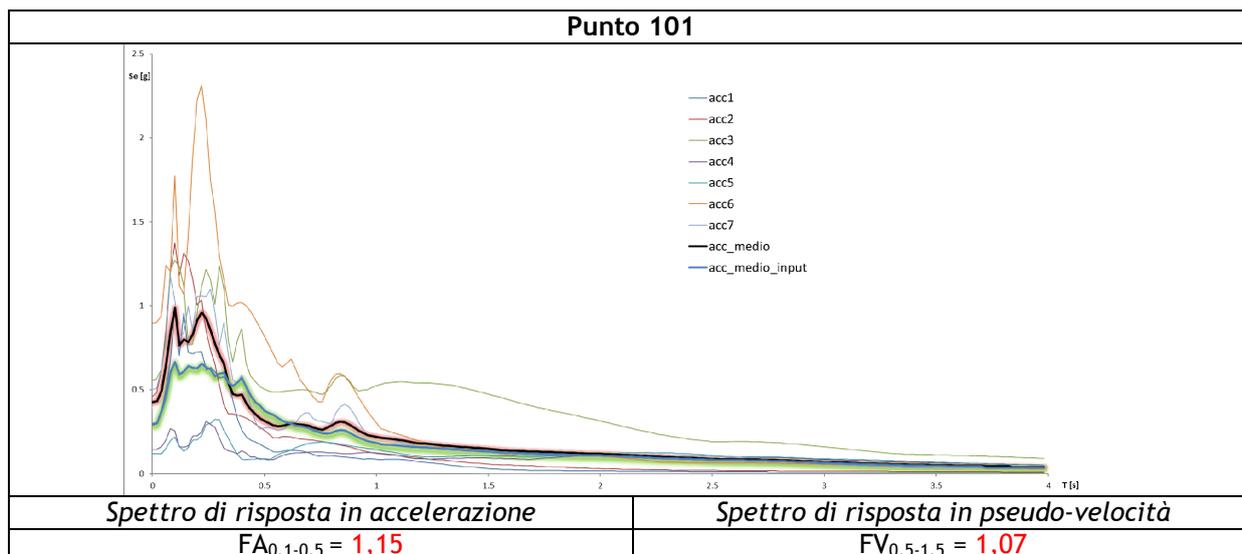
SEZIONE 4

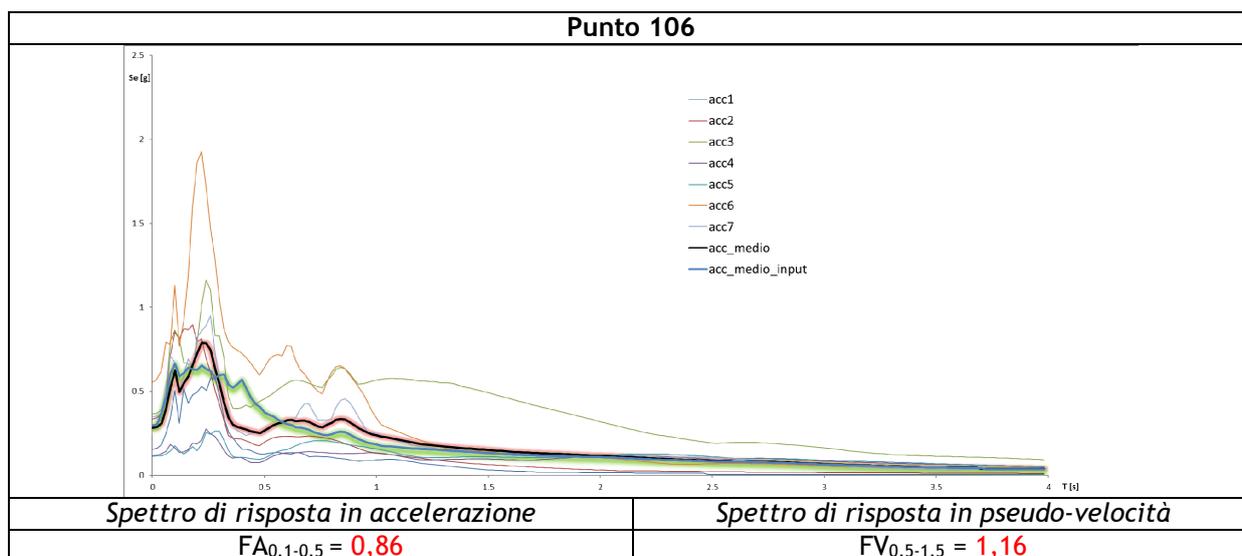
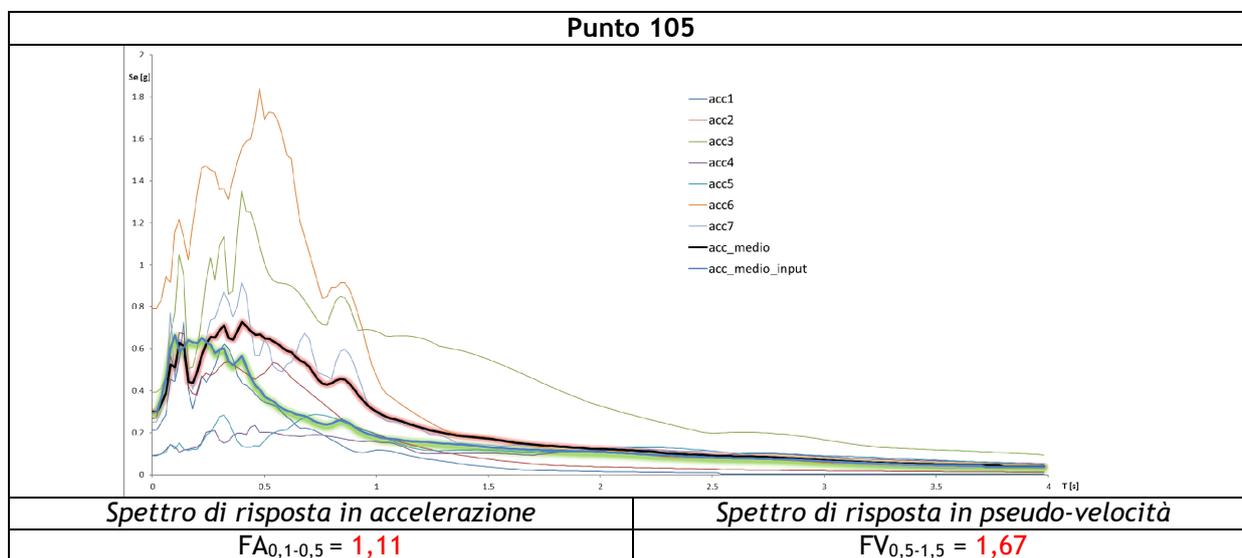
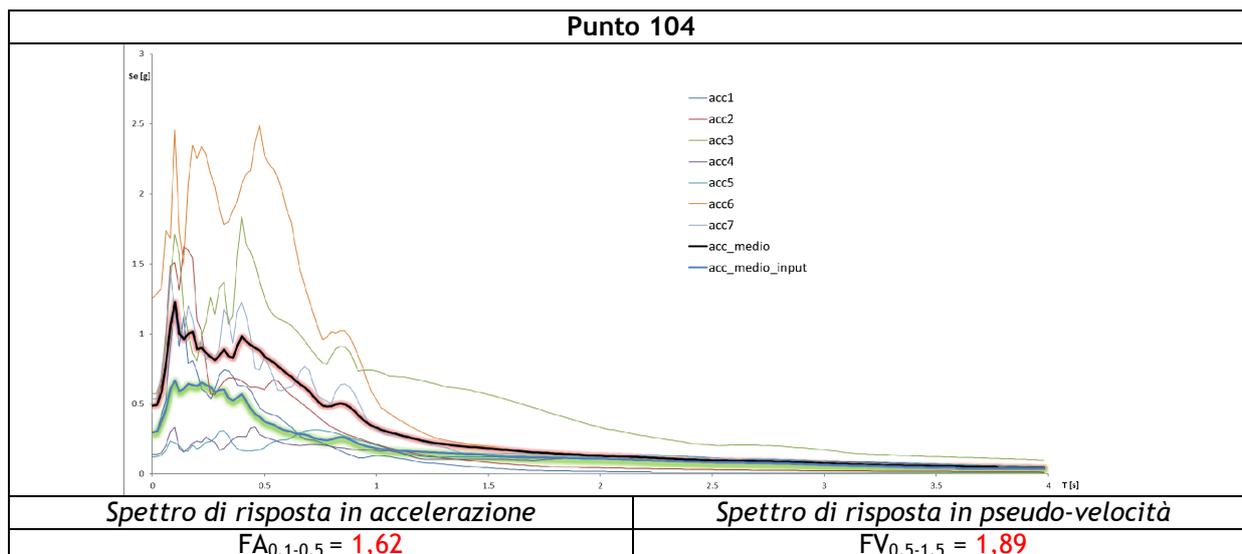


Modello sismo - stratigrafico

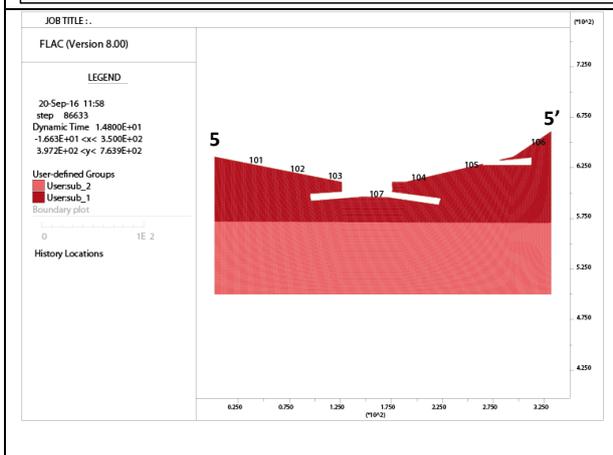
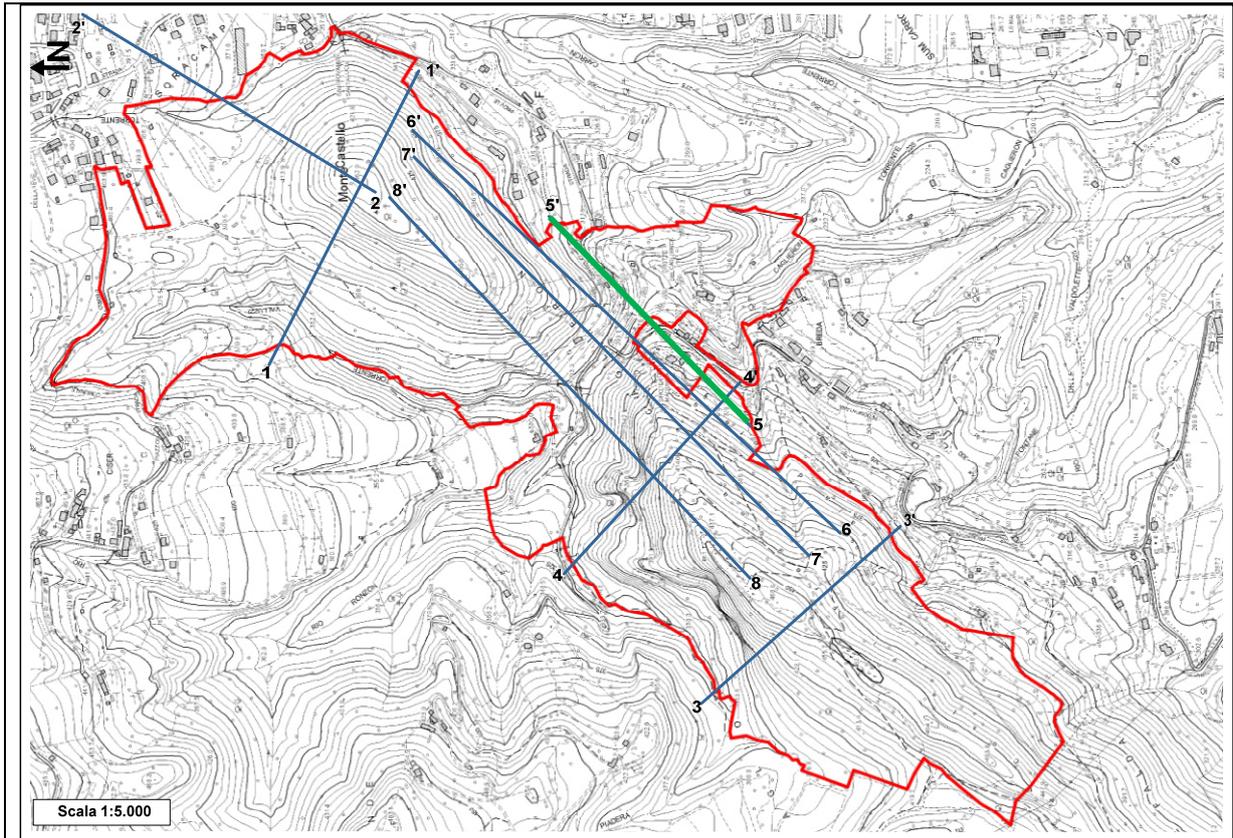


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (5.17 s) il punto 104 raggiunge il suo massimo valore

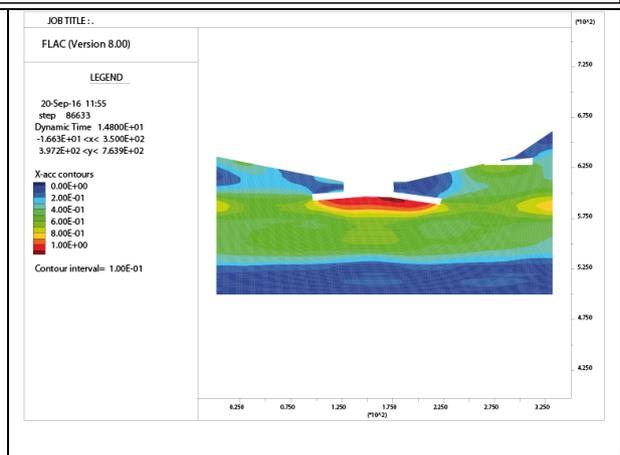




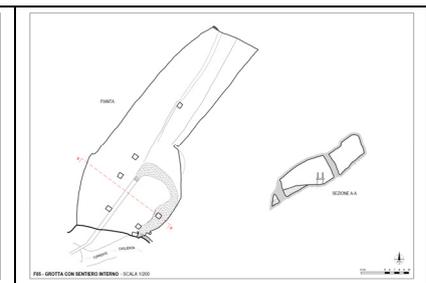
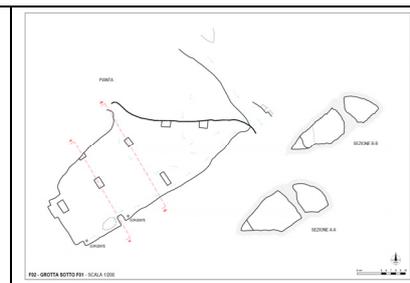
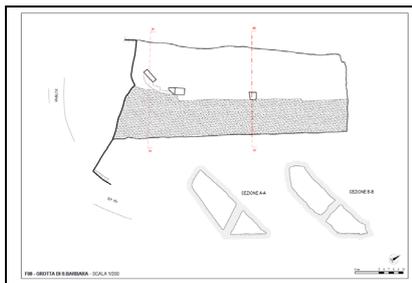
SEZIONE 5



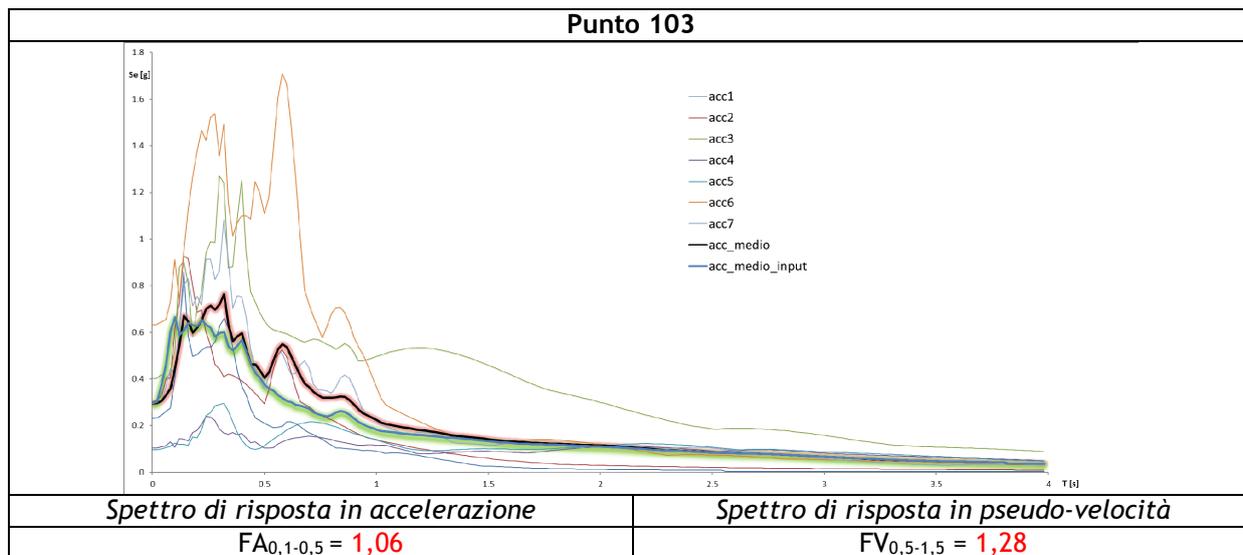
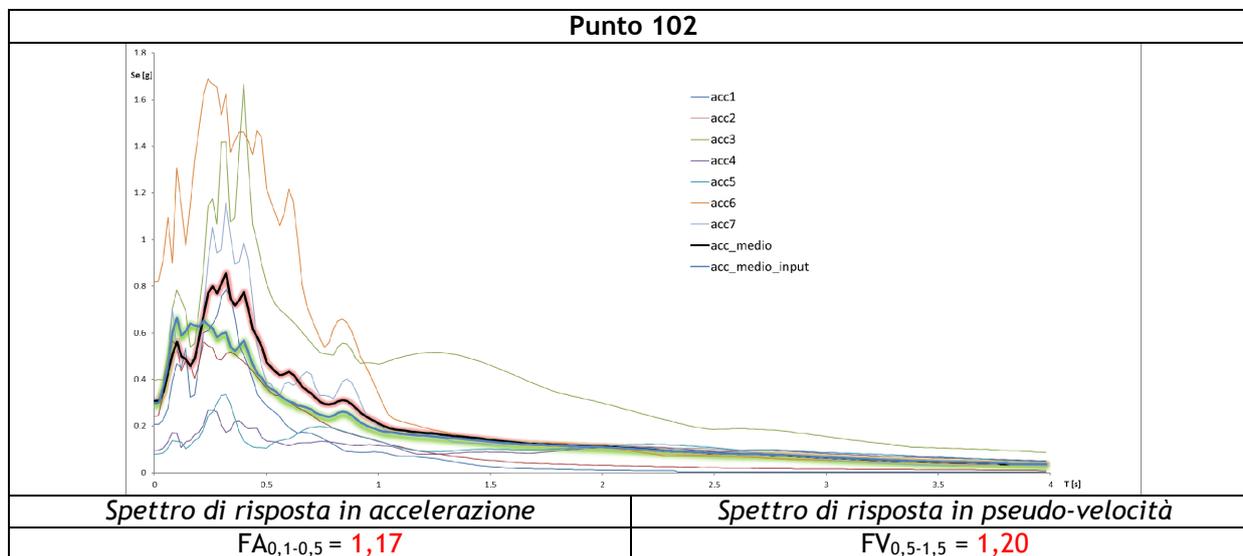
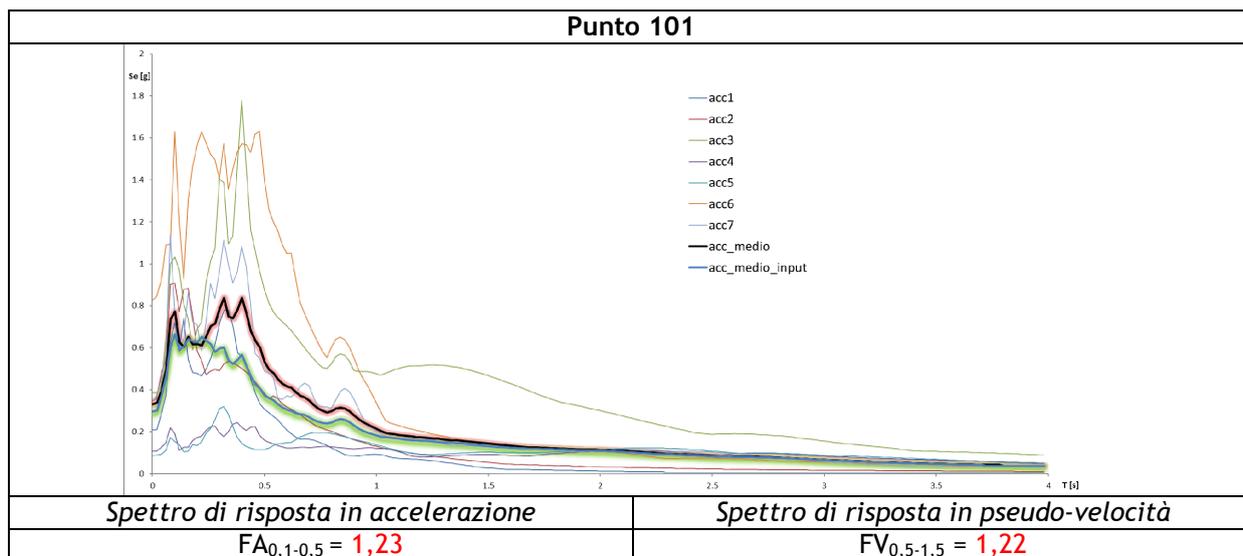
Modello sismo - stratigrafico

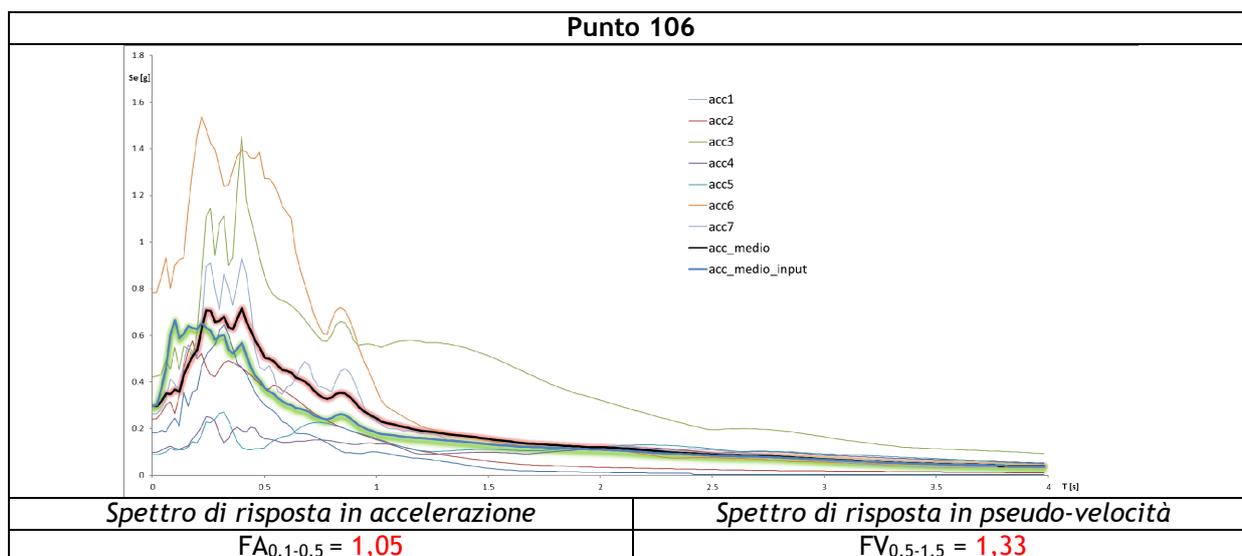
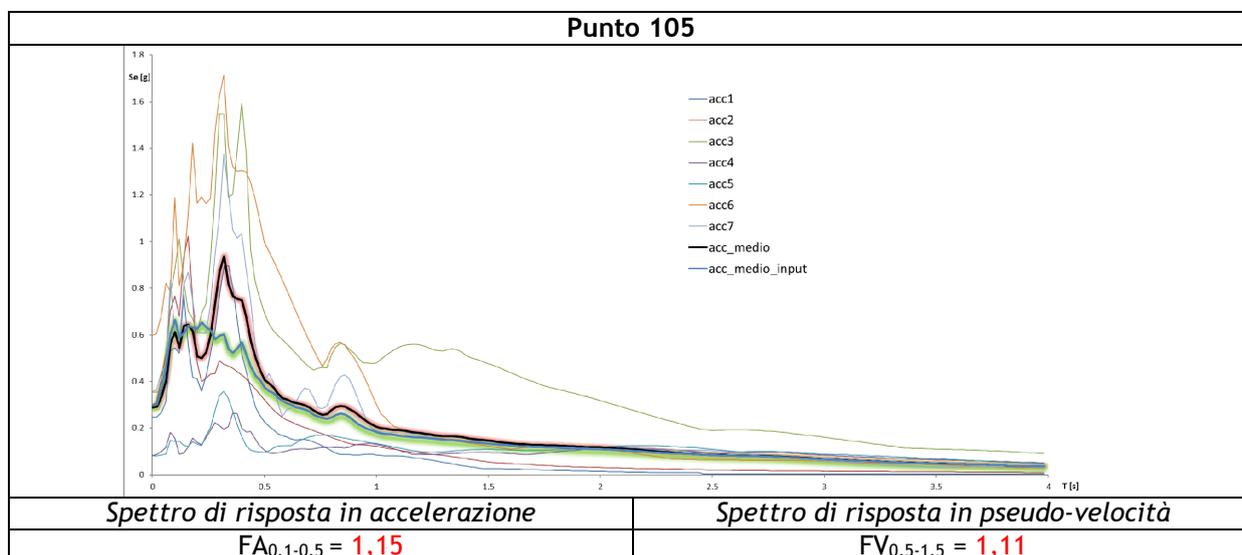
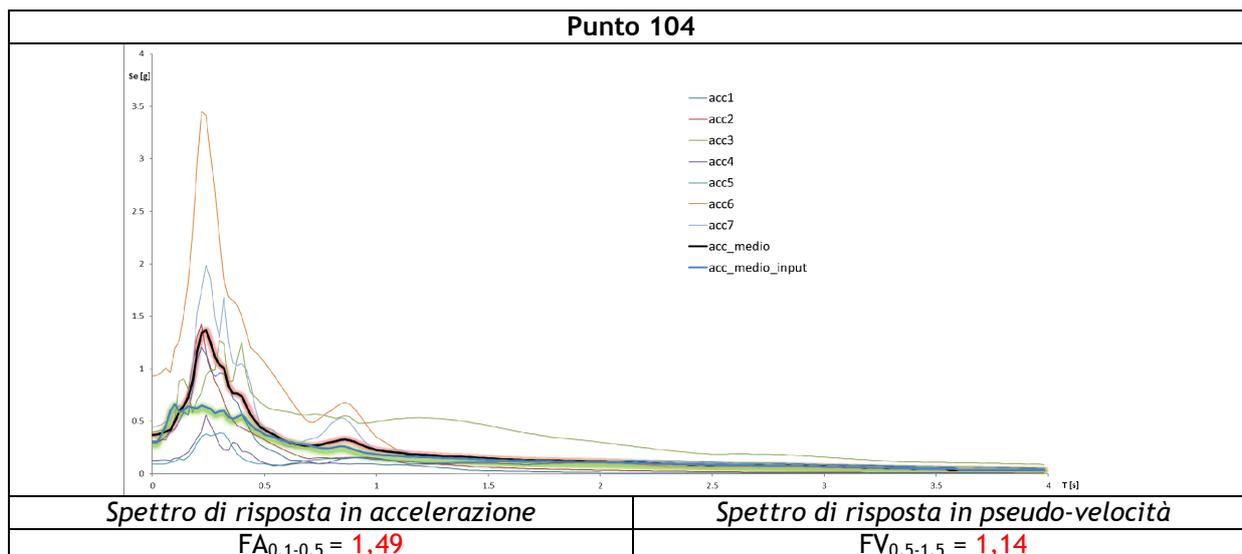


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (14.80 s) il punto 107 raggiunge il suo massimo valore

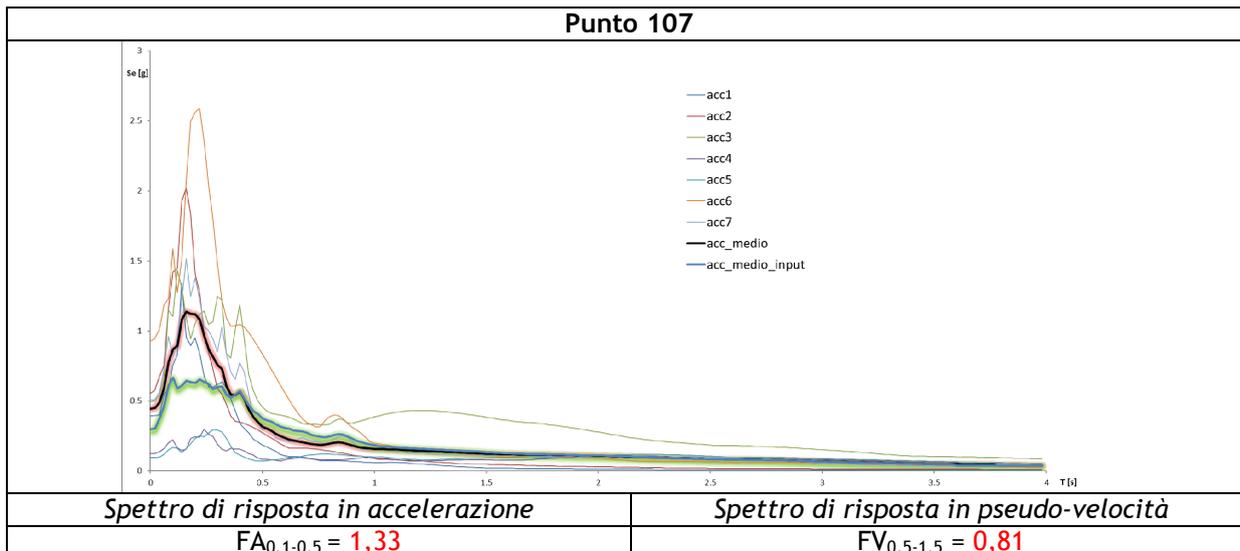


Profilo rappresentativo delle grotte schematizzate nel modello (da sinistra: F08, F02, F05)

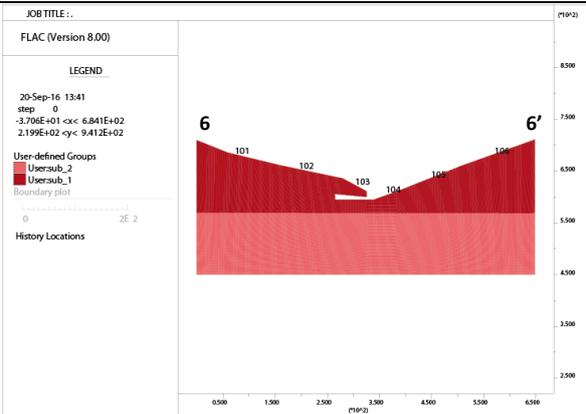
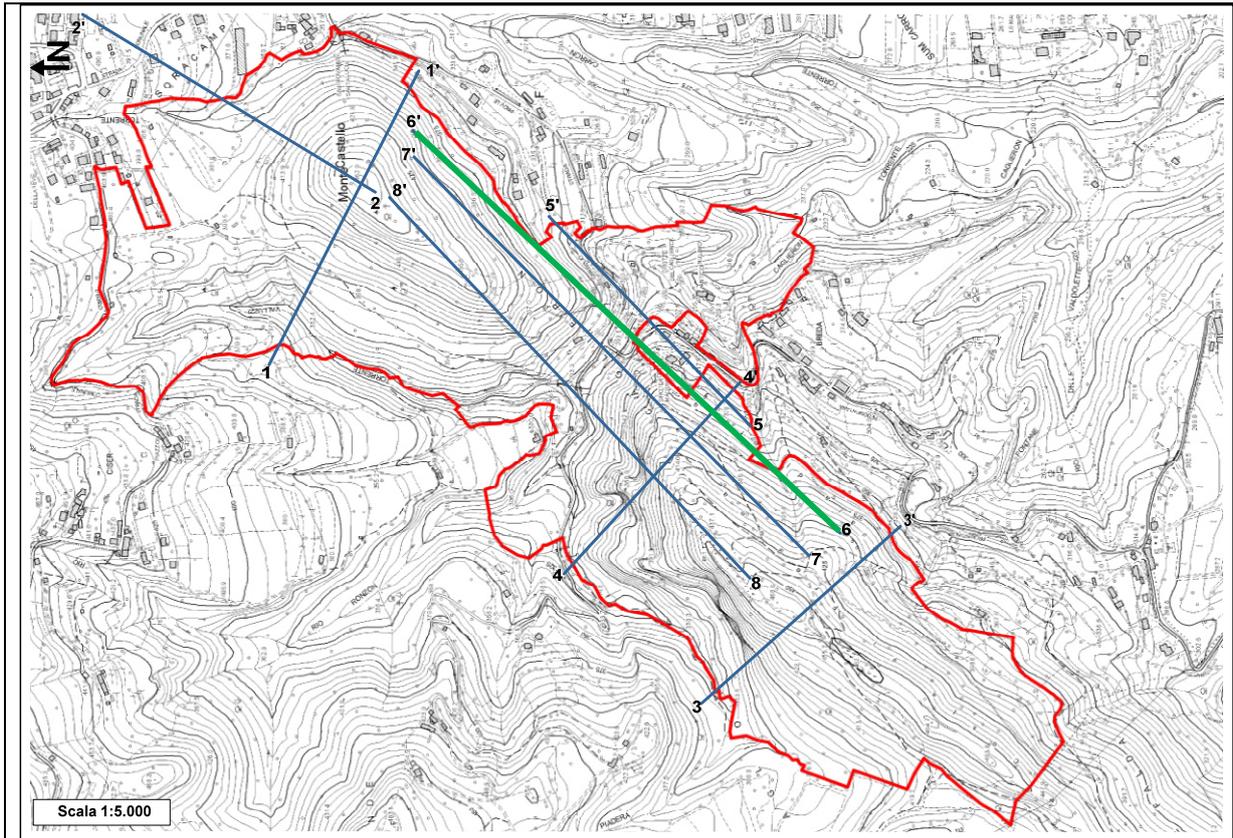




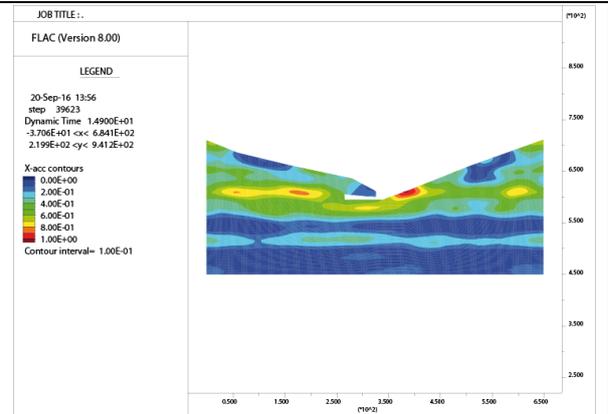
Punto 107



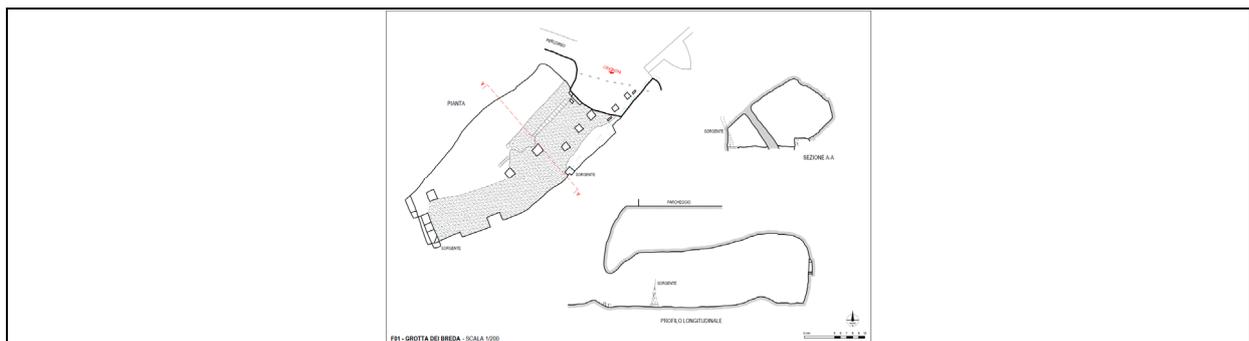
SEZIONE 6



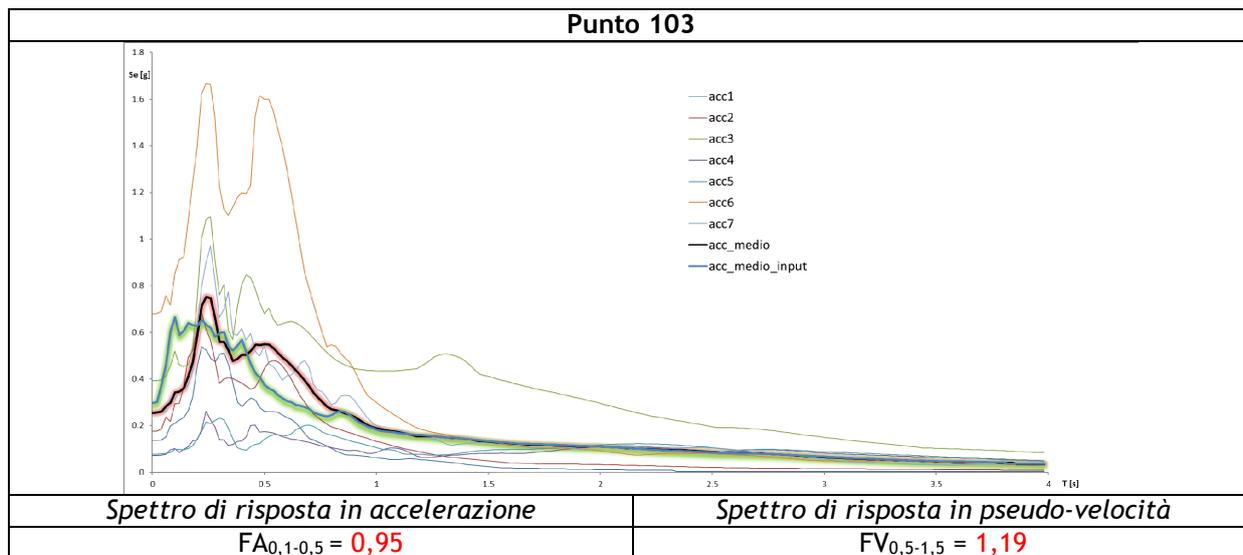
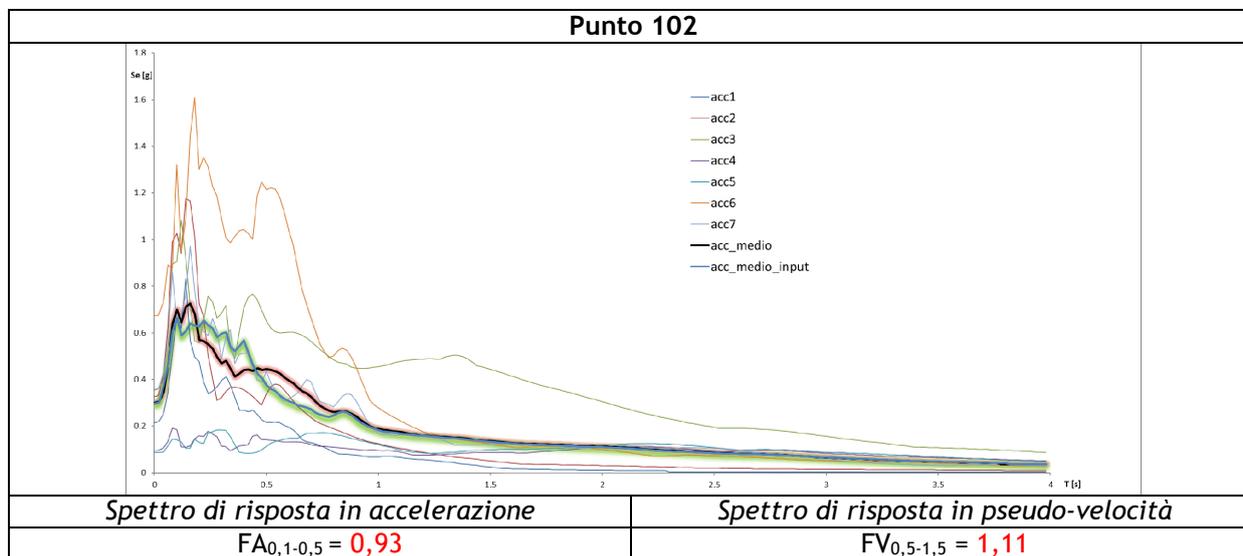
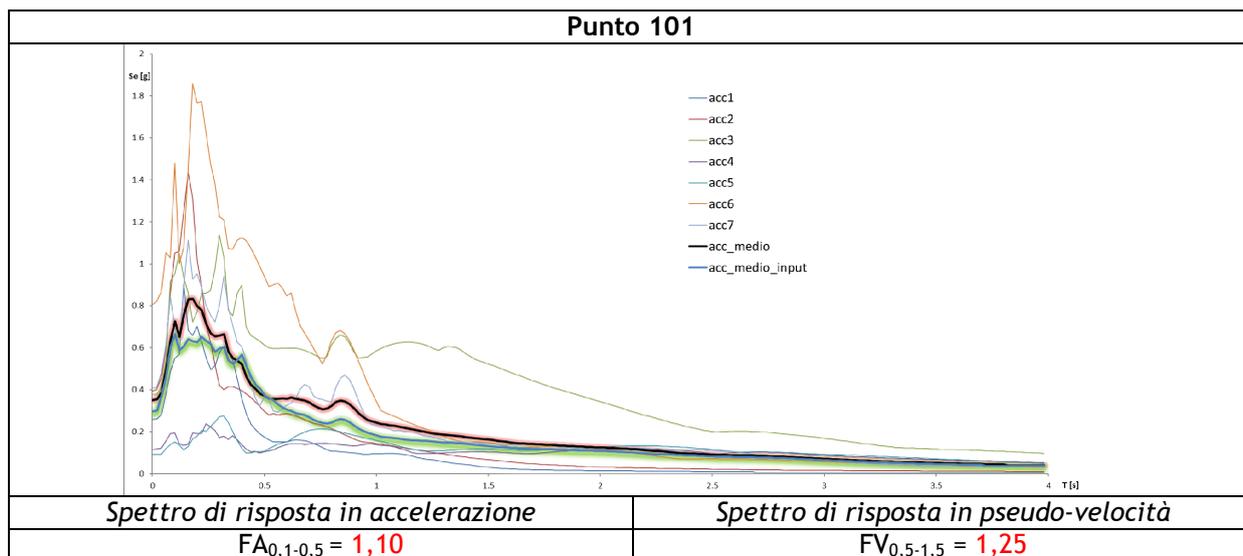
Modello sismo - stratigrafico

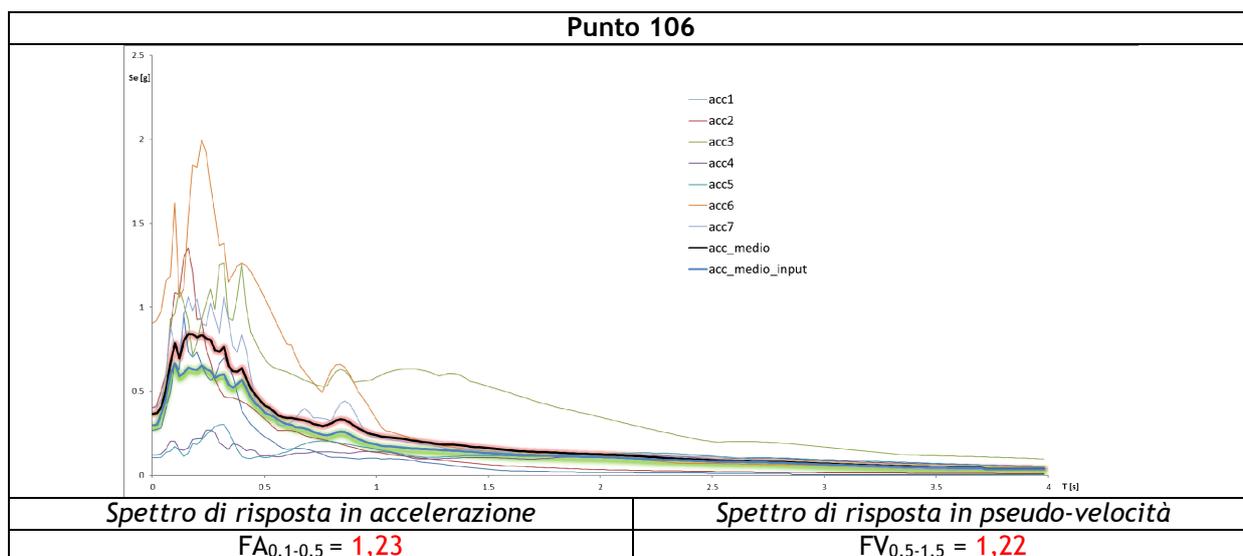
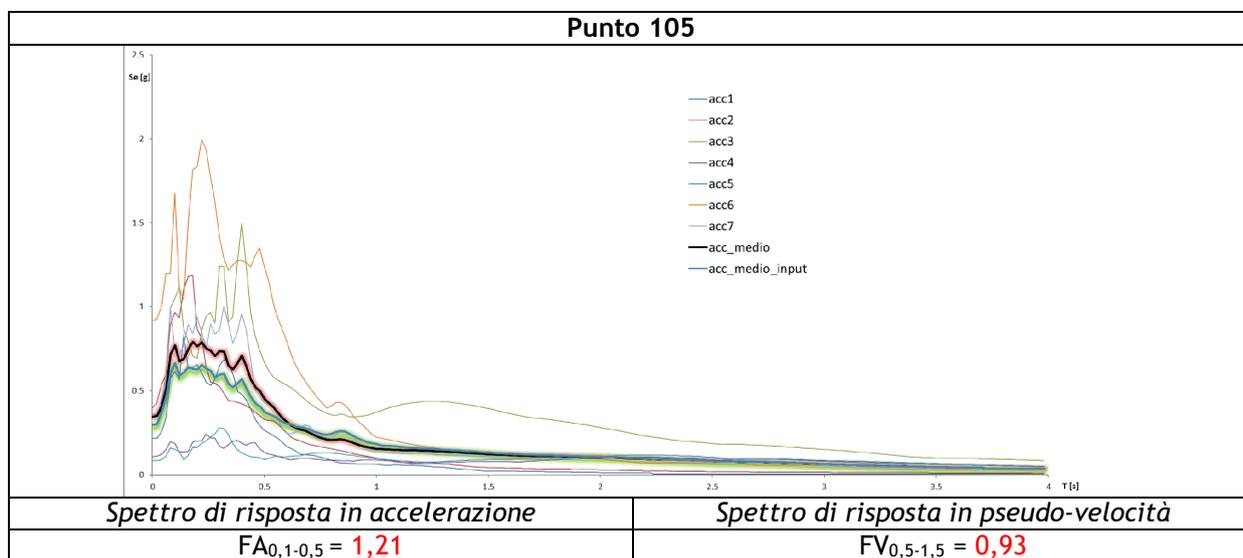
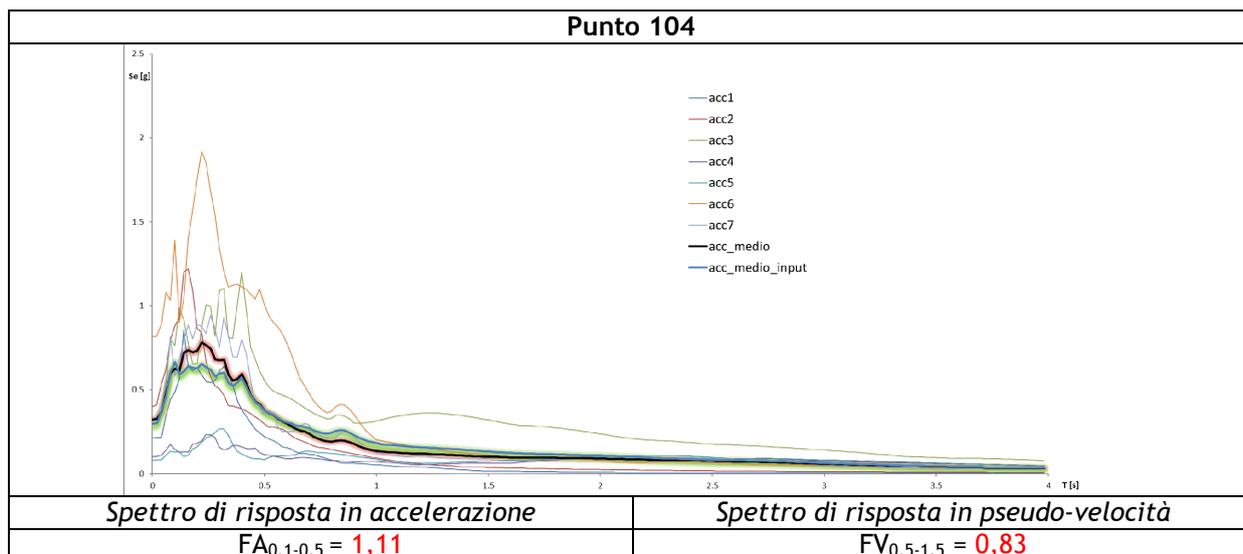


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (14.90 s) il punto 104 raggiunge il suo massimo valore

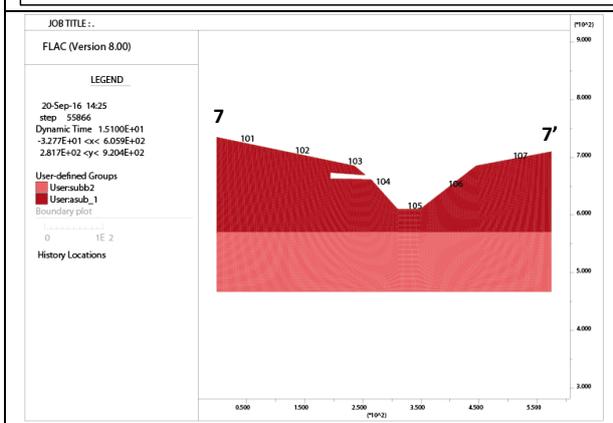
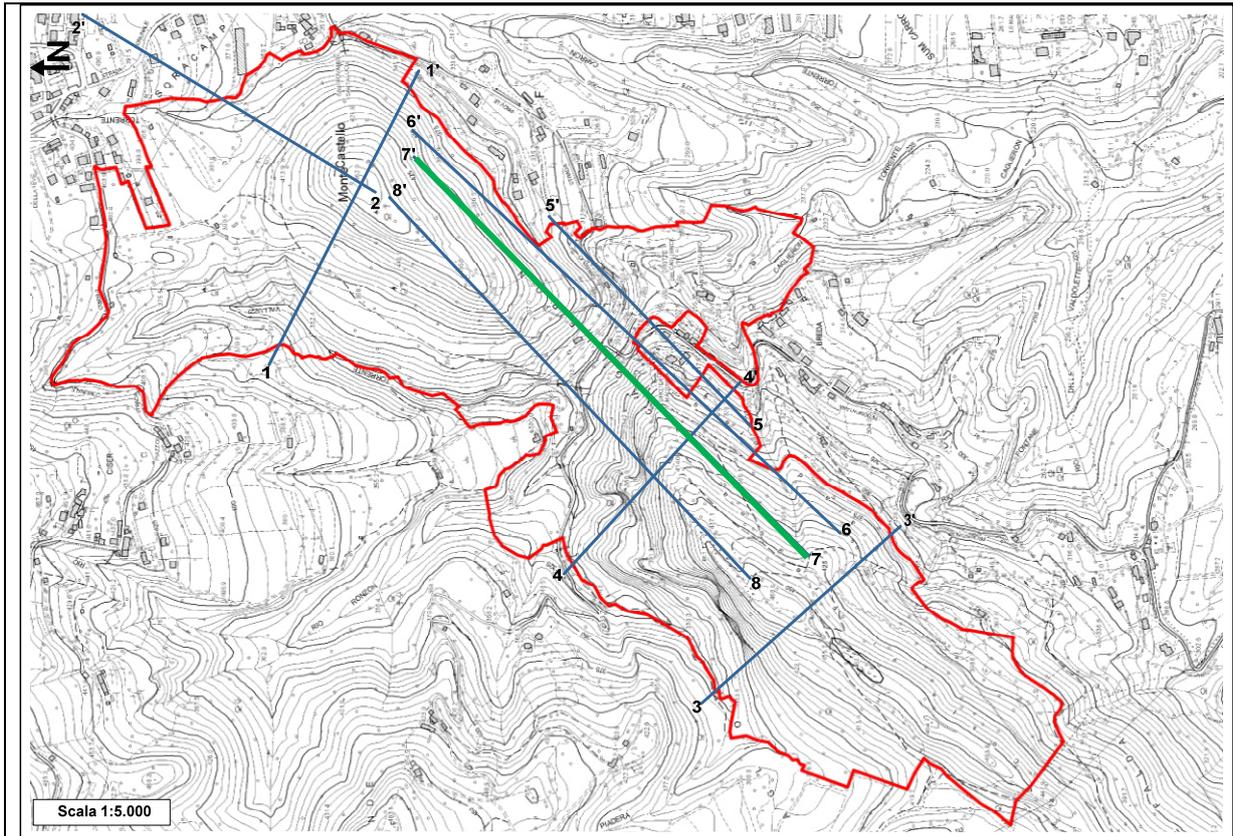


Profilo rappresentativo della grotta schematizzata nel modello (F01)

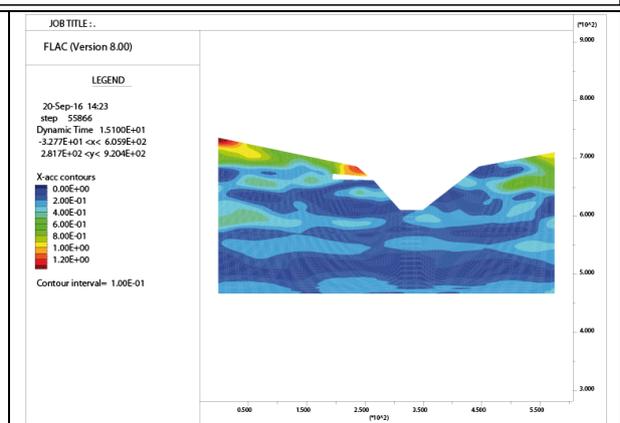




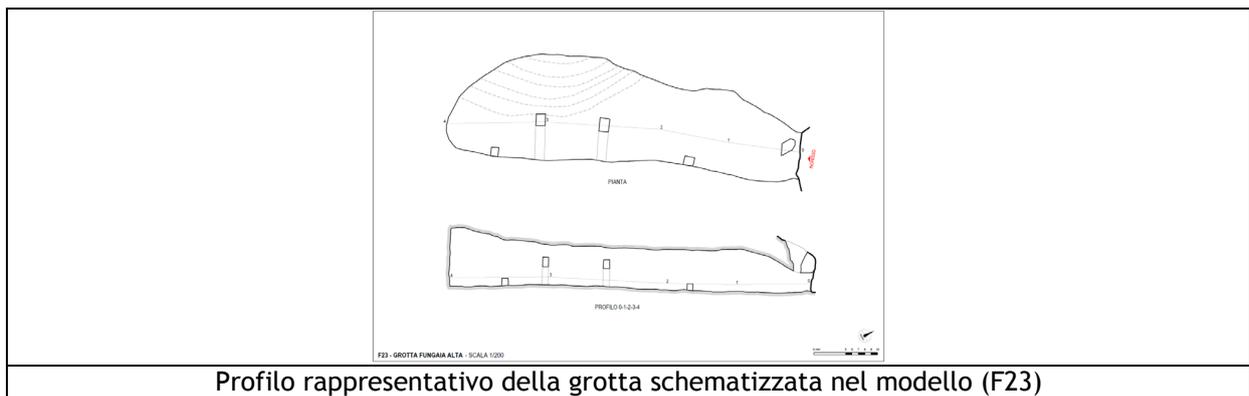
SEZIONE 7



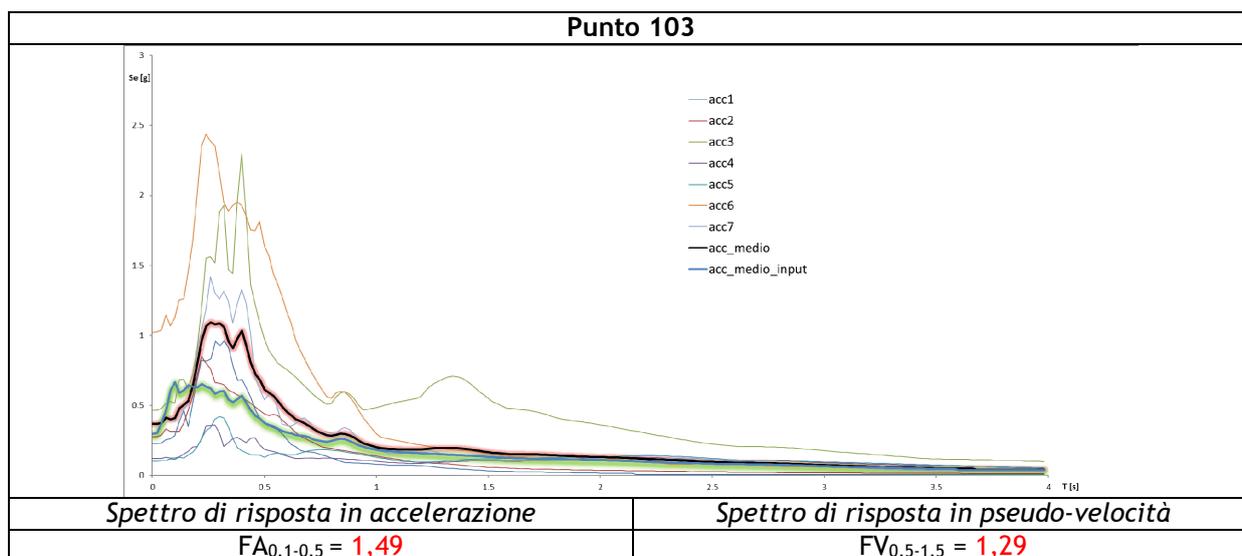
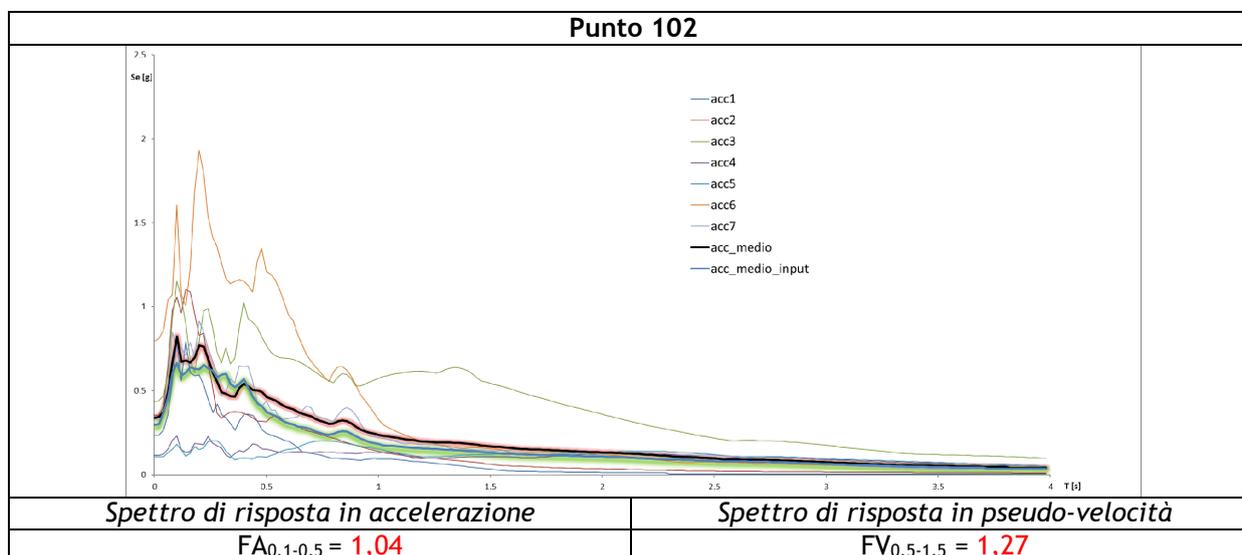
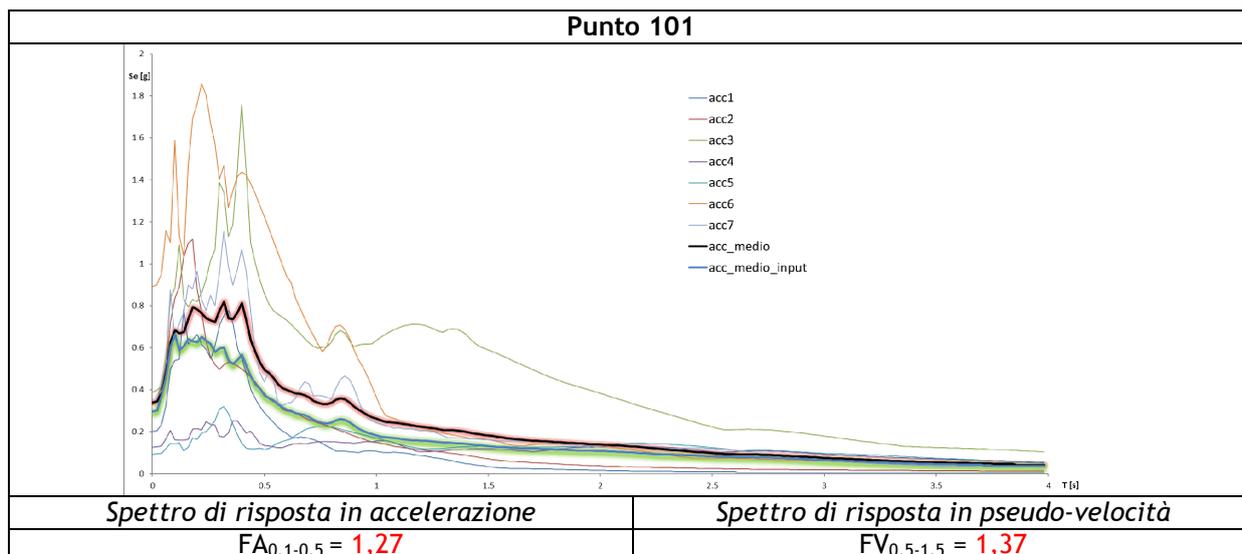
Modello sismo - stratigrafico

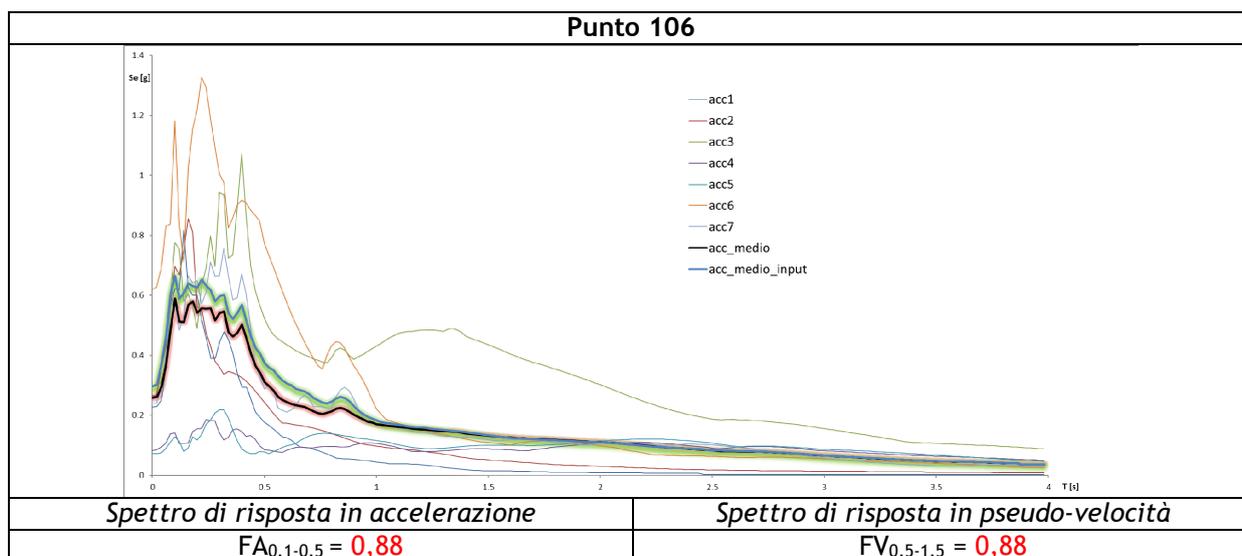
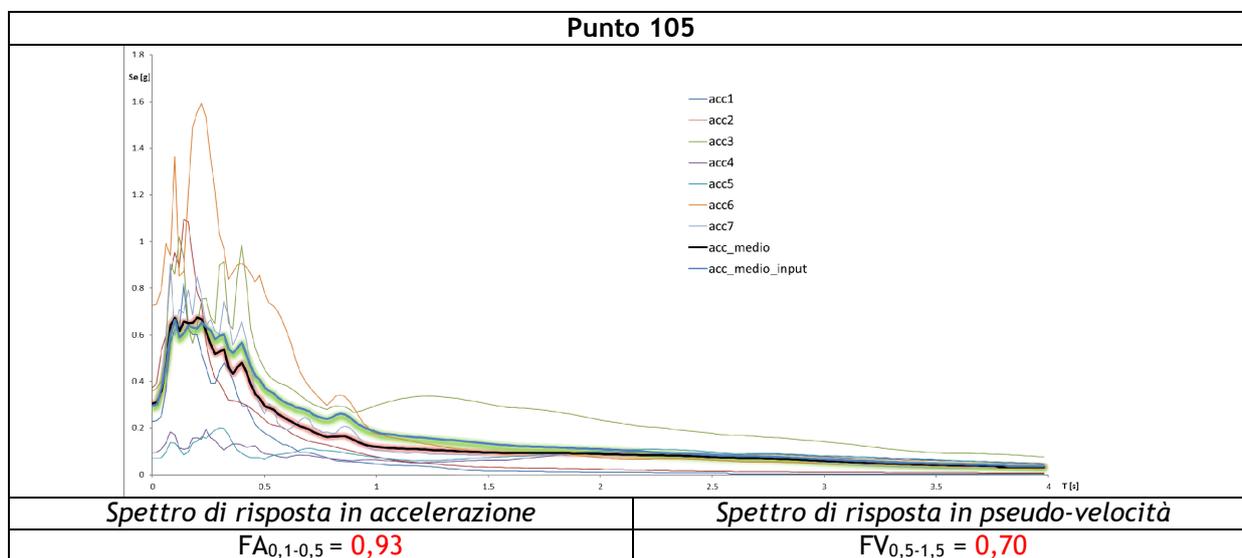
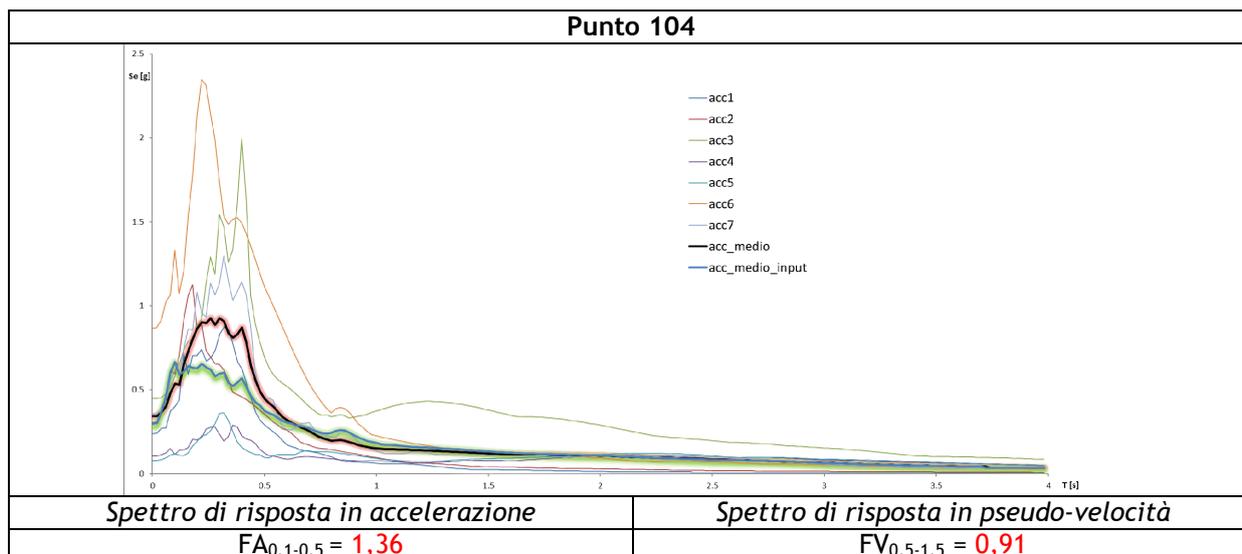


Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (15.10 s) il punto 103 raggiunge il suo massimo valore

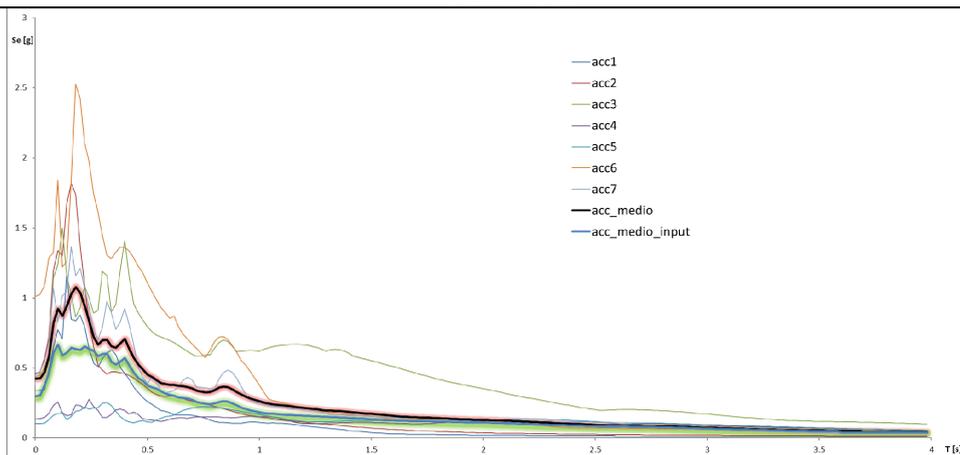


Profilo rappresentativo della grotta schematizzata nel modello (F23)





Punto 107



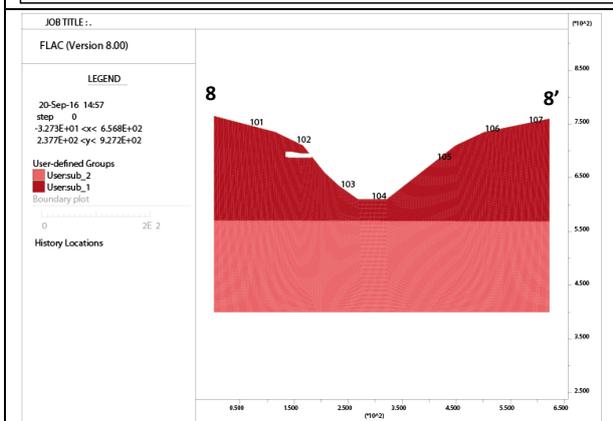
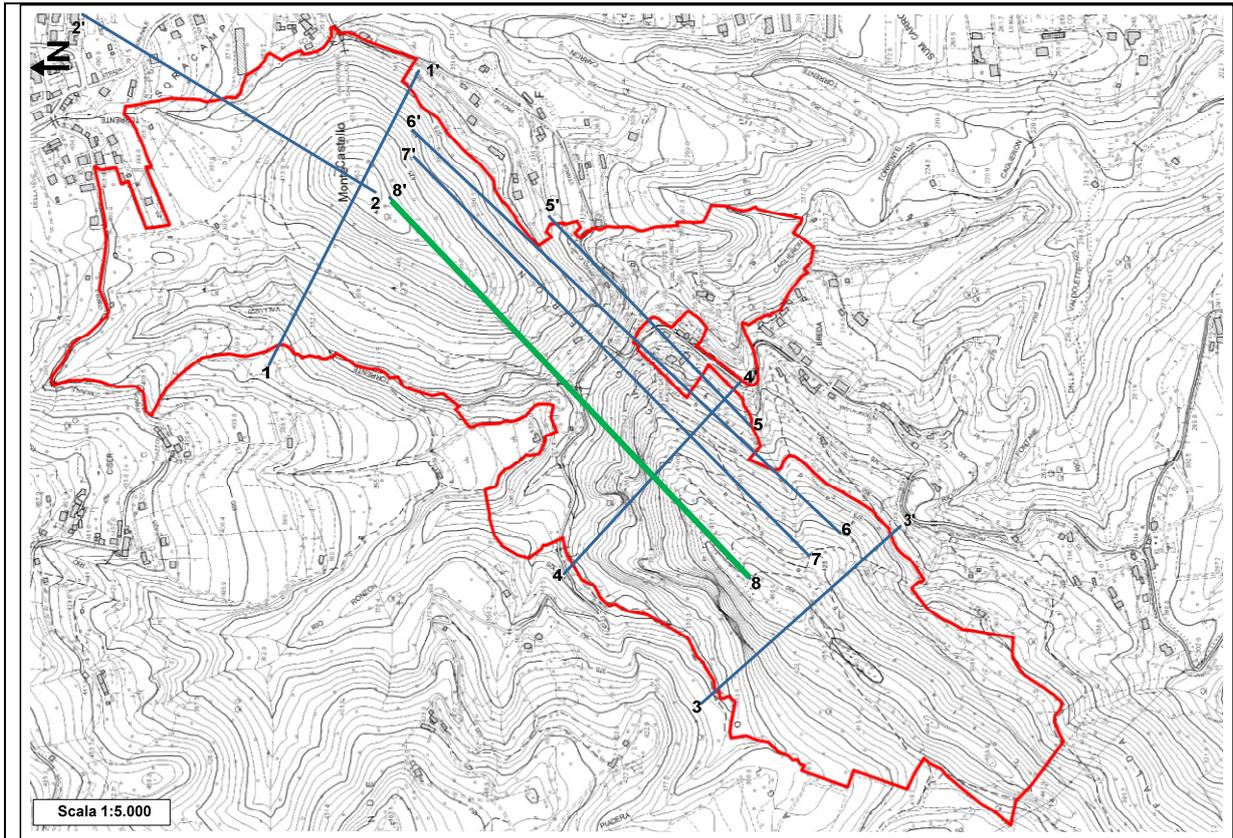
Spettro di risposta in accelerazione

$FA_{0,1-0,5} = 1,33$

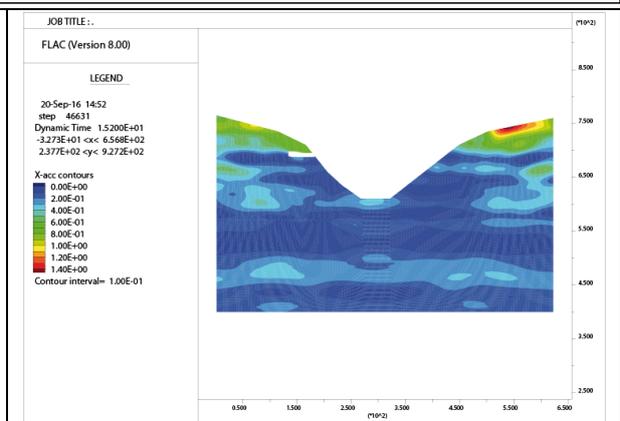
Spettro di risposta in pseudo-velocità

$FV_{0,5-1,5} = 1,32$

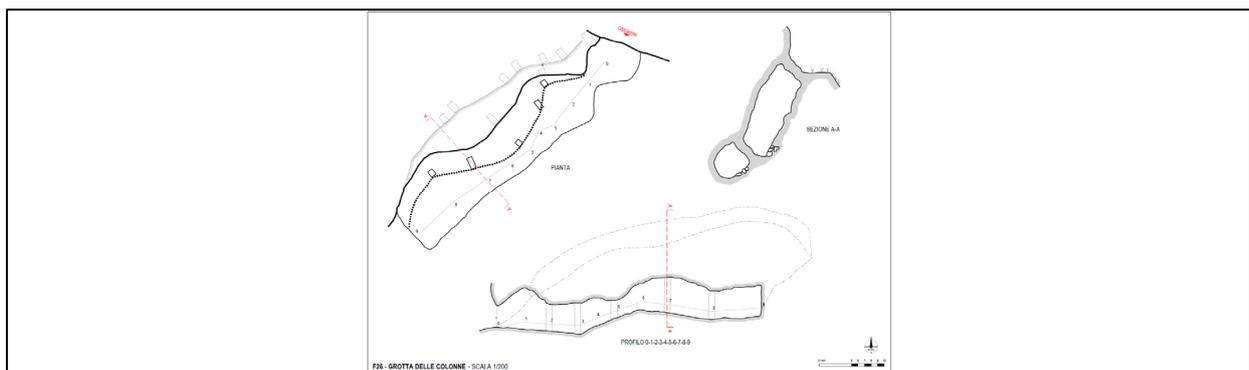
SEZIONE 8



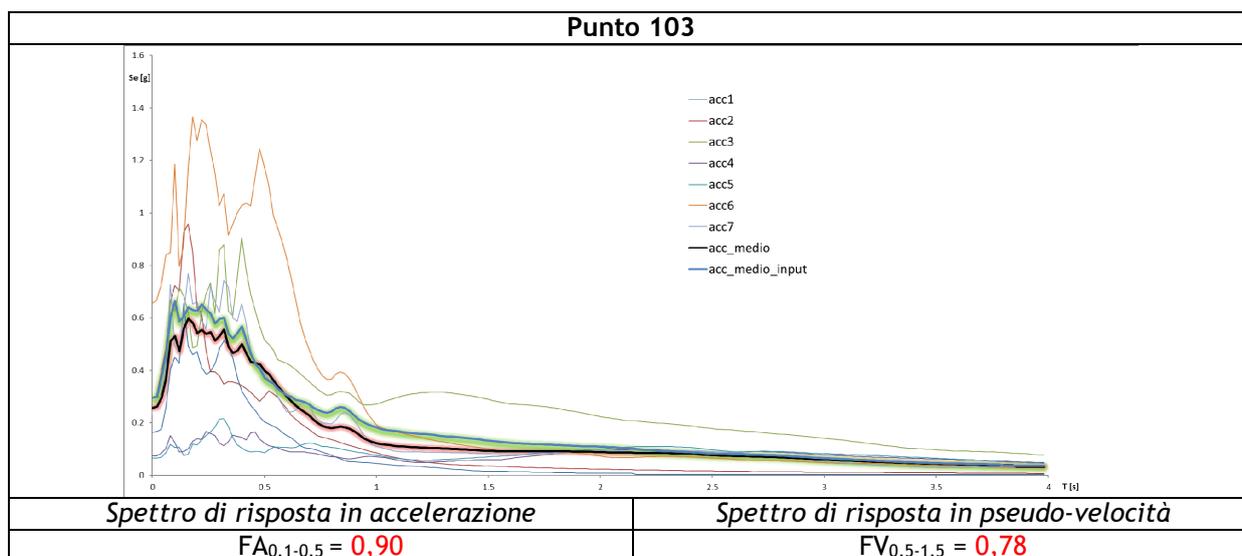
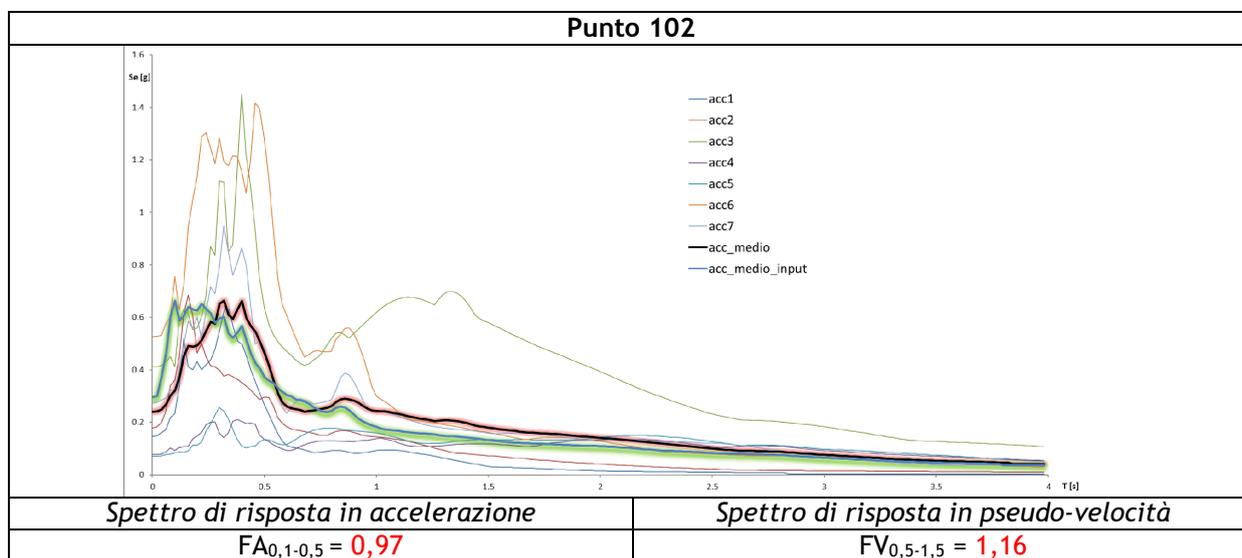
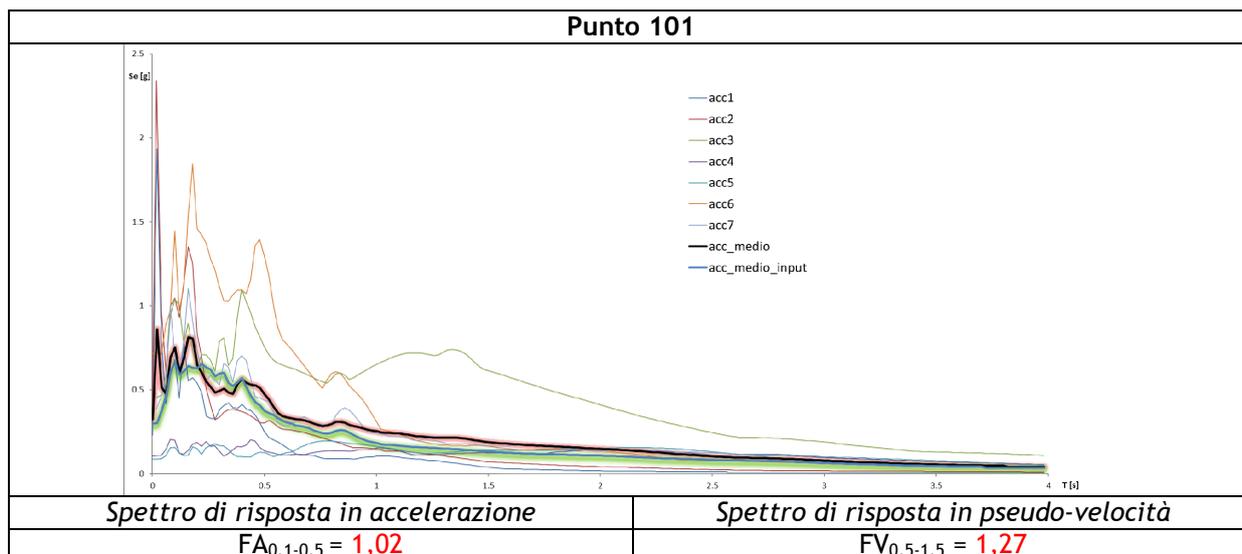
Modello sismo - stratigrafico

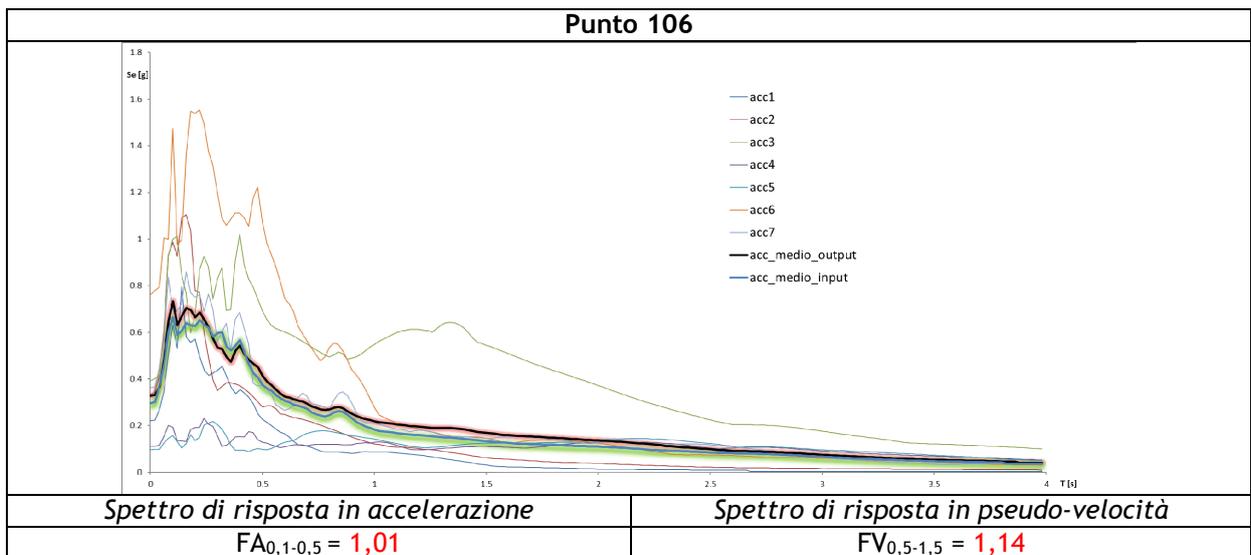
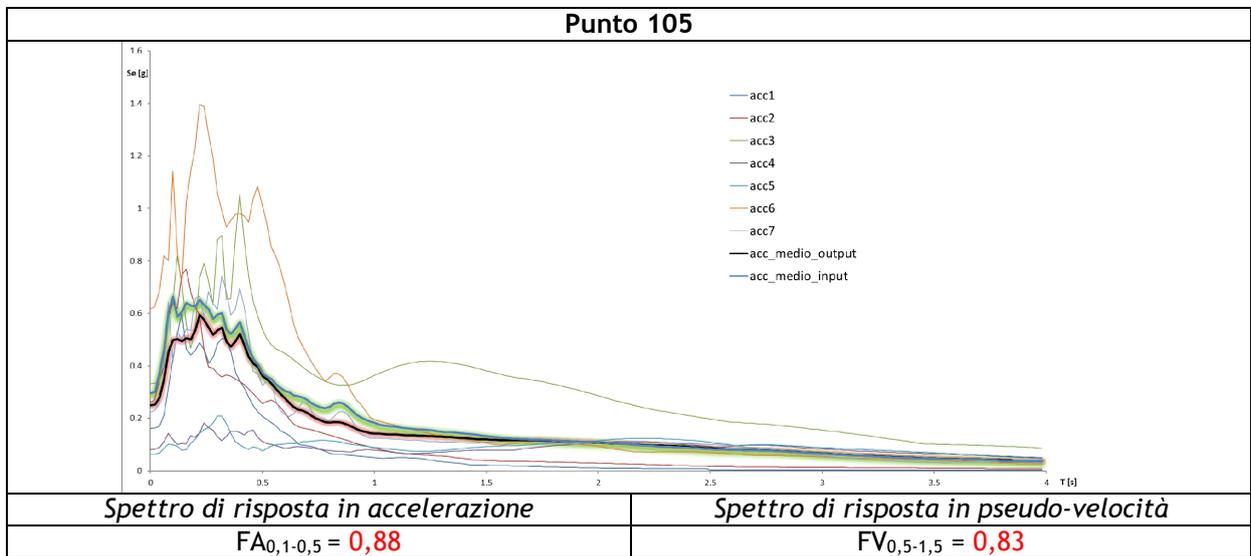
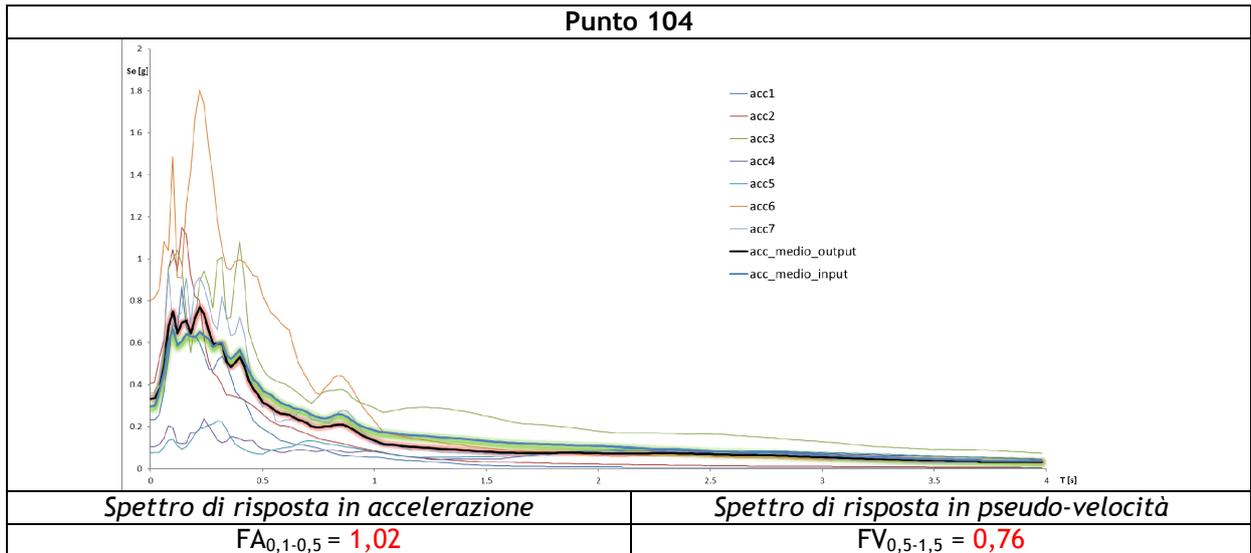


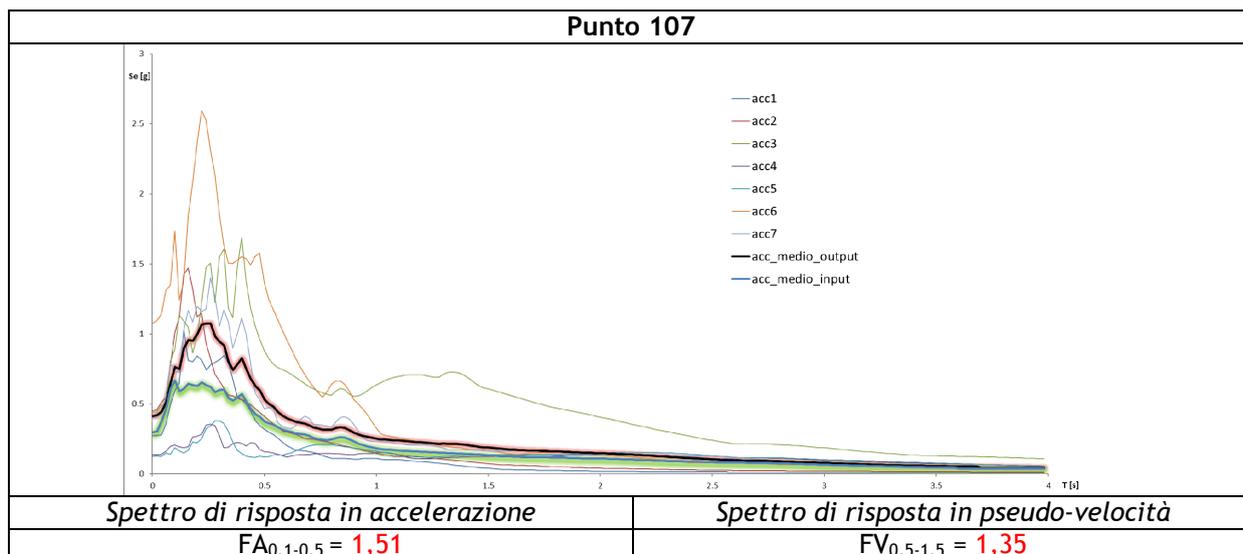
Distribuzione dei valori di accelerazione nell'istante in cui (15.20 s) il punto 107 raggiunge il suo massimo valore



Profilo rappresentativo della grotta schematizzata nel modello (F26)

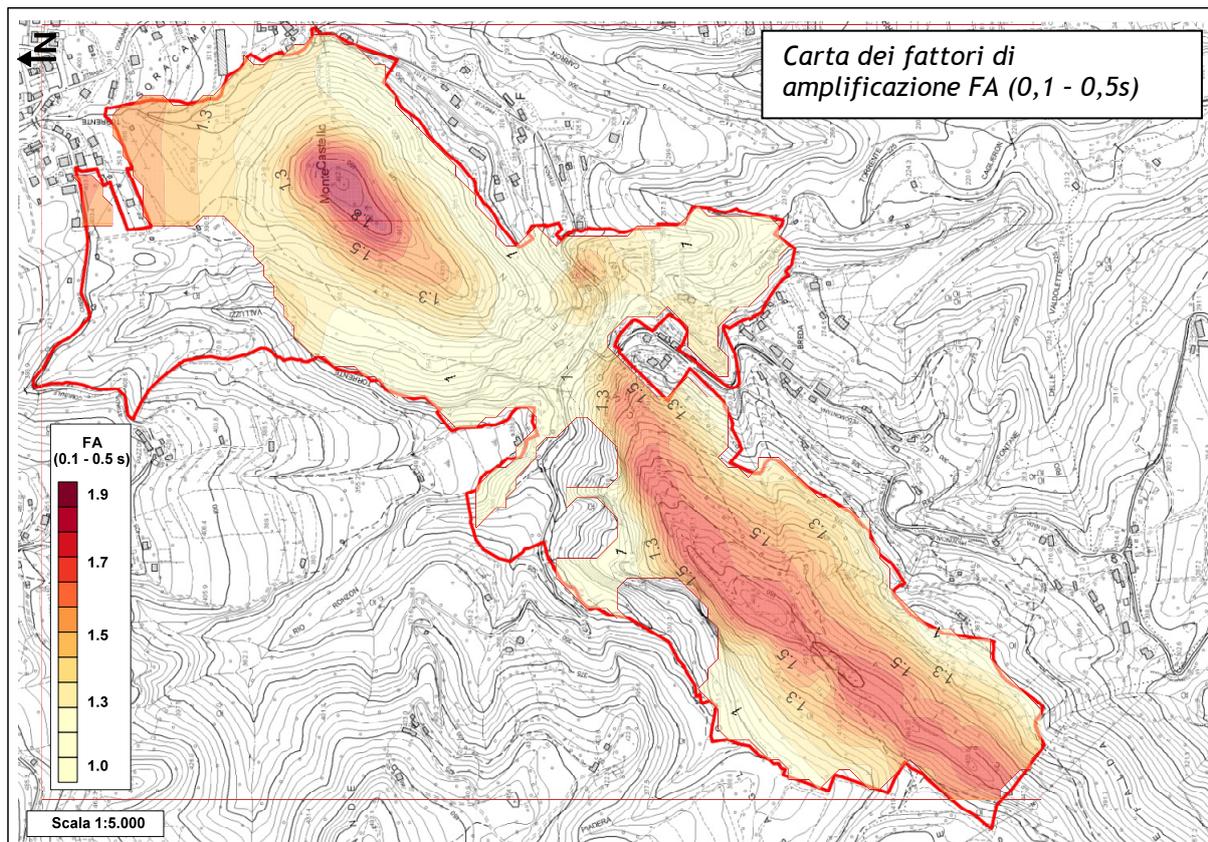


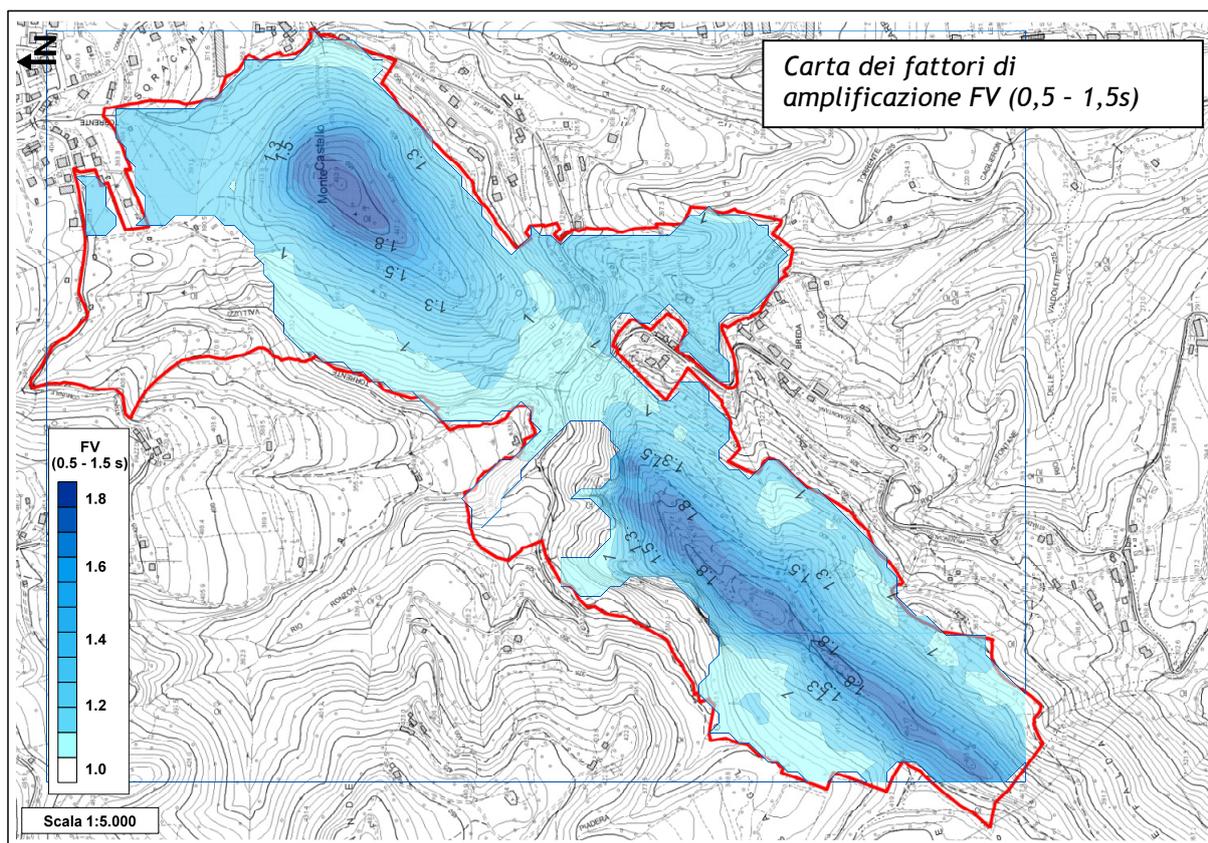




A partire dai risultati ottenuti è stato possibile creare una maglia di valori tali da poter interpolare i dati e ottenere la “Carta di microzonazione sismica - Livello 3 (FA 0,1-0,5s)” e “Carta di microzonazione sismica - Livello 3 (FV 0,5-1,5s)”. In accordo con gli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica” i valori di amplificazione ottenuti dalle analisi condotte inferiori all’unità (condizione di deamplificazione) sono stati assunti uguali a 1 sia per quanto riguarda FA che FV.

A seguire vengono riportati gli stralci di tali carte.





Dalla loro consultazione è possibile trarre alcune interessanti considerazioni:

- il territorio del Parco “Grotte del Caglieron” è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1 a circa 1.9 per l’FA e da 1 a circa 1,8 per l’FV;
- le maggiori amplificazioni sono collocate in corrispondenza delle sommità collinari; al contrario, i valori minimi di amplificazione si registrano lungo la valle del Caglieron, nella porzione centrale dell’area d’indagine, e lungo i versanti più o meno ripidi delle colline;
- un aumento dei fattori di amplificazione FV ed, in particolare, di FA rispetto al moto sismico di base si registra nella porzione settentrionale dell’area indagata, caratterizzata da una modesta copertura sedimentaria di natura prevalentemente granulare;
- in prossimità delle “Grotte del Caglieron” si osserva un modesto aumento dei fattori di amplificazione FA che raggiungono valori massimi di 1.5 - 1.6. In tali zone i valori di FV, invece, sono minimi poiché, analizzando lunghezze d’onda elevate, sono maggiormente sensibili a strutture geologiche profonde o arealmente estese.

9 BIBLIOGRAFIA

- ✚ 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
- ✚ Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta - Bacchiglione. Piano Stralcio per l'assetto idrogeologico del bacino idrografico del fiume Livenza (P.A.I.L.).
- ✚ C. Braitenberg, B. Grillo, I. Nagy, S. Zidarich, A. Piccin (2007) - La stazione geodetico-geofisica ipogea del Bus De La Genziana - Pian Cansiglio. Atti e Memorie della Commissione Grotte "E. Boegan" pp. 105 - 120
- ✚ Bramerini 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
- ✚ Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
- ✚ Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica & ambiente, pp. 77 - 102
- ✚ CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
- ✚ Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
- ✚ Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
- ✚ 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)
- ✚ 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
- ✚ Geotomo Software, Res2DinvX64 ver. 4.01 (2012) - Rapid 2-D Resistivity & IP inversion using the least-squares method
- ✚ 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
- ✚ 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
- ✚ Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) - REXEL: computer aided record selection for code - based seismic structural analysis - Bulletin of Earthquake Engineering, 8: 339 - 362
- ✚ Itasca (2011). FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua. v.7.0. User's Manual
- ✚ Loke M.H., Barker R.D. (1996) - Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method., Geophysical Prospecting, 44, pp. 131-152
- ✚ Loke M.H. and Barker R.D. (1996) - Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, pp. 499-523
- ✚ 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
- ✚ Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini & Brebbia (eds), Earthquake Resistant Engineering Structures, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
- ✚ 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
- ✚ Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
- ✚ Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
- ✚ M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
- ✚ 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
- ✚ 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
- ✚ Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
- ✚ Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
- ✚ 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 SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
- ✚ Silvester P.P. and Ferrari R.L. (1990) - Finite elements for electrical engineers (2 nd ed.) Cambridge University Press.
- ✚ Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
- ✚ 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>

10 ALLEGATI FUORI TESTO

1. Perimetro area	Scale 1:5.000
2. Carta delle indagini	Scala 1:5.000
3. Carta geologico-tecnica da MS1	Scala 1:5.000
4. Carta MOPS da MS1	Scala 1:5.000
5. Carta delle sezioni	Scala 1:5.000
6. Carta della pericolosità sismica locale	Scala 1:5.000
7. Carta di microzonazione sismica di Livello 3 (FA 0,1-0,5s)	Scala 1:5.000
8. Carta di microzonazione sismica di Livello 3 (FV 0,5-1,5s)	Scala 1:5.000