





COMUNE DI GAIARINE

Provincia di Treviso



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA Livello 1 e Livello 2

O.C.D.P.C. n°293 del 26.10.2015 - D.G.R. n°428 e n°1664 del 2016

A cura di	Con la collaborazione di	
Dr. Geol. Matteo Collareda	 Dr. Geol. Claudia Tomassoli	Dr. Geol. Laura Guerra
Data: febbraio 2017	Incarico affidato con determina n.287 del 21/11/2016	
 <div style="float: right; text-align: right;"> 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 </div>		

INDICE

1. INTRODUZIONE	3
2. GENERALITÀ	4
3. ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	6
3.1 Inquadramento geografico	6
3.2 Assetto geomorfologico locale.....	7
3.3 Inquadramento geologico e litologico.....	9
3.4 Inquadramento idrografico e idrogeologico	11
4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	14
4.1 Inquadramento sismotettonico generale	14
4.2 Caratterizzazione sismogenetica del comune	16
4.3 Sismicità storica	18
4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	21
4.5 Zonazione sismica nazionale	23
4.6 Pericolosità sismica di riferimento	24
5. MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ.....	27
5.1 Introduzione	27
5.2 La natura del problema	27
5.3 Finalità e livelli di approfondimento	29
6. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	30
6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione	30
6.2 Metodologie di elaborazione e risultati delle nuove indagini	30
6.2.1 Indagini sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	30
6.2.2 Indagini sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	33
6.2.3 Indagini penetrometriche di tipo statico (CPT)	46
6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	48
7. ELABORATI CARTOGRAFICI.....	49
7.1 Carta delle indagini.....	49
7.2 Carta geologico-tecnica	49
7.3 Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica	51
7.4 Carta delle frequenze	55
7.5 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL).....	58
8. VERIFICHE PRELIMINARI DI LIVELLO 3.....	60
8.1 Descrizione del metodo	60
8.2 Analisi numeriche condotte	67
9. CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA LIVELLO 2 - STIMA DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE FA - FV	74
10. VERIFICHE ALLA LIQUEFAZIONE.....	84
11. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	97
12. BIBLIOGRAFIA.....	98
13. ALLEGATI FUORI TESTO	99

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 1 e Livello 2 di approfondimento, secondo le modalità riportate negli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica” approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13.11.2008 e s.m.i. per quanto riguarda il Livello 1 e secondo le Linee Guida Regionali approvate con D.G.R. 1572 del 03/09/2013 per il Livello 2.

A tal riguardo, sono state effettuate delle misurazioni geognostiche su tutto il territorio comunale, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS.

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 PUA, dev’essere condotto sulle parti di territorio suscettibili di amplificazione sismica individuate nello studio di Livello 1 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.

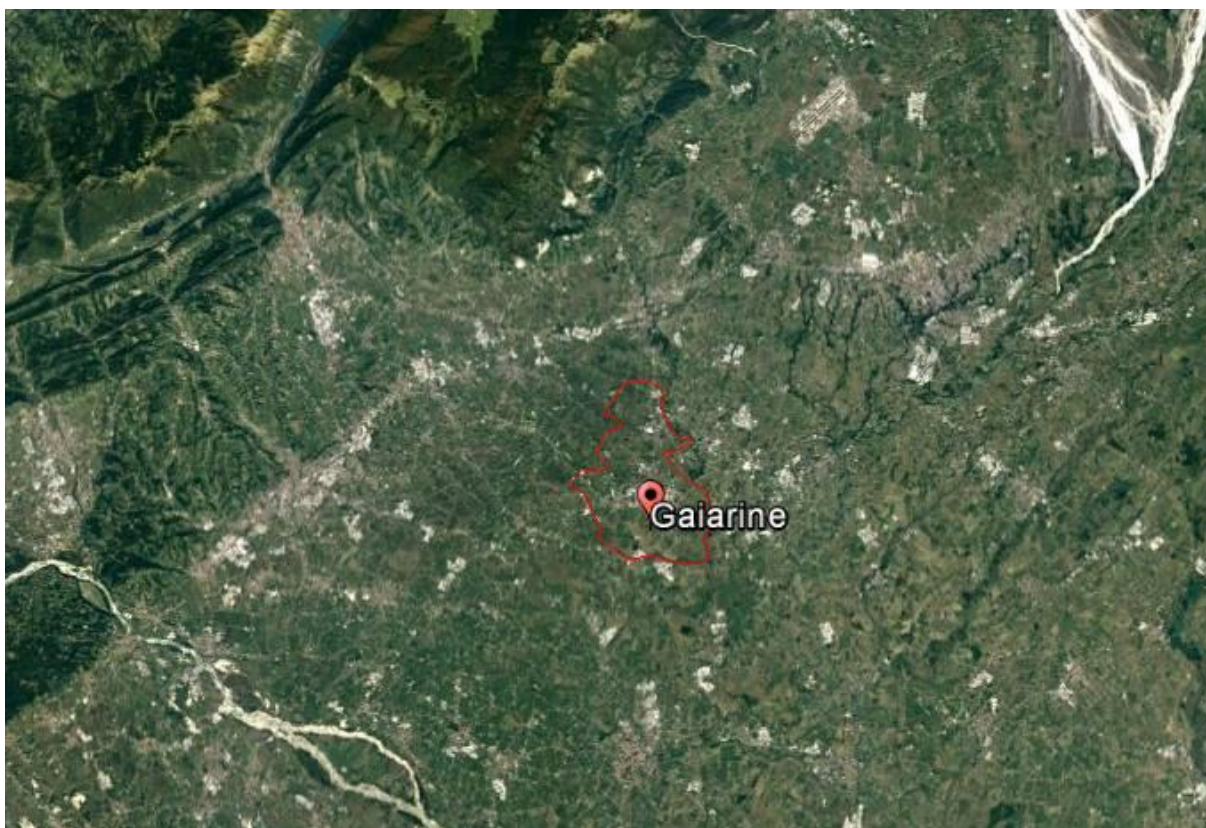
Ad ogni modo, i risultati del Livello 1 possono offrire elementi conoscitivi utili per l’adeguamento o il miglioramento di opere esistenti e per la corretta realizzazione di quelle nuove, orientando il Progettista nella scelta degli approfondimenti specifici da eseguire.

3. ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologiche e idrogeologiche del territorio comunale, facendo riferimento alle considerazioni riportate nel P.A.T. comunale, precedentemente condotto.

3.1 Inquadramento geografico

Il comune di Gaiarine è posizionato nella parte nord-orientale della pianura trevigiana, compresa tra i fiumi Piave e Livenza. Amministrativamente confina con i comuni di Cordignano e Sacile a nord, Brugnera ad est, Portobuffolè, Mansuè e Fontanelle a sud, Orsago, Godega di S. Urbano e Codognè ad ovest. Il territorio ha una superficie di circa 28,78 km² ed una popolazione di 6.110 abitanti (ISTAT, dicembre 2015).



Inquadramento generale del territorio

Le infrastrutture viarie principali in prossimità del territorio sono: l'Autostrada Alemagna A28 per un piccolo tratto a nord, le Strade Provinciali n° 15 (Cadore Mare), n° 41 (di Pianzano), n° 43 (di Orsago) e n° 44 (Vazzola-Roverbasso). A livello cartografico ("Carta Tecnica Regionale") il territorio comunale è compreso nelle Sezioni n° 085090 "San Vendemiano" e n° 085100 "Gaiarine" (1:10.000); inoltre rientra negli Elementi n° 085091 "Levada", n° 085092 "Cimavilla", n° 085093 "San Felice", n° 085101 "Gaiarine", n° 085102 "Case Modonese", n° 085103 "Codognè" e n° 085104 "Roverbasso" (1:5.000).

3.2 Assetto geomorfologico locale

Il territorio comunale di Gaiarine è situato nella parte orientale della bassa pianura veneto-friulana. In termini più ampi il comune si colloca a limitata distanza (alcuni chilometri) a sud del versante meridionale dell'altopiano del Cansiglio e a sud del limite meridionale della fascia delle risorgive, subito ad ovest della bassura che accompagna il corso del fiume Livenza.

Dal punto di vista geomorfologico, il comune di Gaiarine può essere suddiviso, in due parti principali:

- la porzione occidentale con una fascia di territorio con vergenza a est ed a sud est della bassa pianura veneta; presenta una limitata inclinazione ed andamento regolare. La morfologia rivela locali, limitati, dossi fluviali e depressioni connesse con i principali corsi d'acqua che hanno assi prevalenti con direzione nord ovest-sud est, in relazione alle direzioni di flusso principali provenienti da nord-ovest. I terreni sono prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi, localmente ghiaiosi a debole profondità e per limitato spessore;
- la zona occidentale a ridosso del corso del fiume Livenza; inclinata verso est e verso sud, con pendenze anche a tratti apprezzabili. La morfologia evidenzia antiche tracce di erosione fluviale, locali dossi, importanti opere idrauliche di difesa. I terreni sono prevalentemente argilloso-limoso-sabbiosi e localmente torbosi.

Il territorio si è formato in tempi geologici diversi e grazie all'azione di processi di vario tipo: sedimentari, tettonici, esogeni di accumulo e di erosione. Anche attualmente l'area è interessata, dal punto di vista geologico, dalla compresenza di molti fattori di trasformazione sia endogeni che esogeni, tra questi ultimi è da citare l'azione dell'uomo, che in tempi recenti ha acquistato particolare importanza.

Sviluppandosi al passaggio tra l'alta e la bassa pianura veneta, il territorio è interessato dalla presenza della "Linea delle risorgive". Questa è il risultato di un lungo processo di evoluzione geomorfologica che si è attuato a carattere regionale. Infatti, il lento ma progressivo ritiro del ghiacciaio del Piave, che si era originato nell'ultima fase anaglaciale tra 148.000 e 135.000 anni fa e che si era mantenuto in regime di espansione fino alla fine del periodo freddo Würmiano (116.000-11.500 anni fa), causò il riversamento di enormi quantità di acque nella pianura sottostante. Dati il volume e la elevata velocità di queste ultime, esse trasportarono con sé grandi quantità di sedimento, provenienti dall'azione erosiva del ghiacciaio. I sedimenti, in pianura, vennero depositi secondo i meccanismi noti della dinamica sedimentaria fluviale, ovvero i materiali grossolani si depositarono verso monte e i più fini verso valle. Questa dinamica deposizionale ha determinato la principale differenziazione della pianura in una parte pedemontana, costituita da depositi grossolani ghiaiosi e sabbiosi (alta pianura) e in una parte più a valle (bassa pianura) costituita prevalentemente da limi e argille.



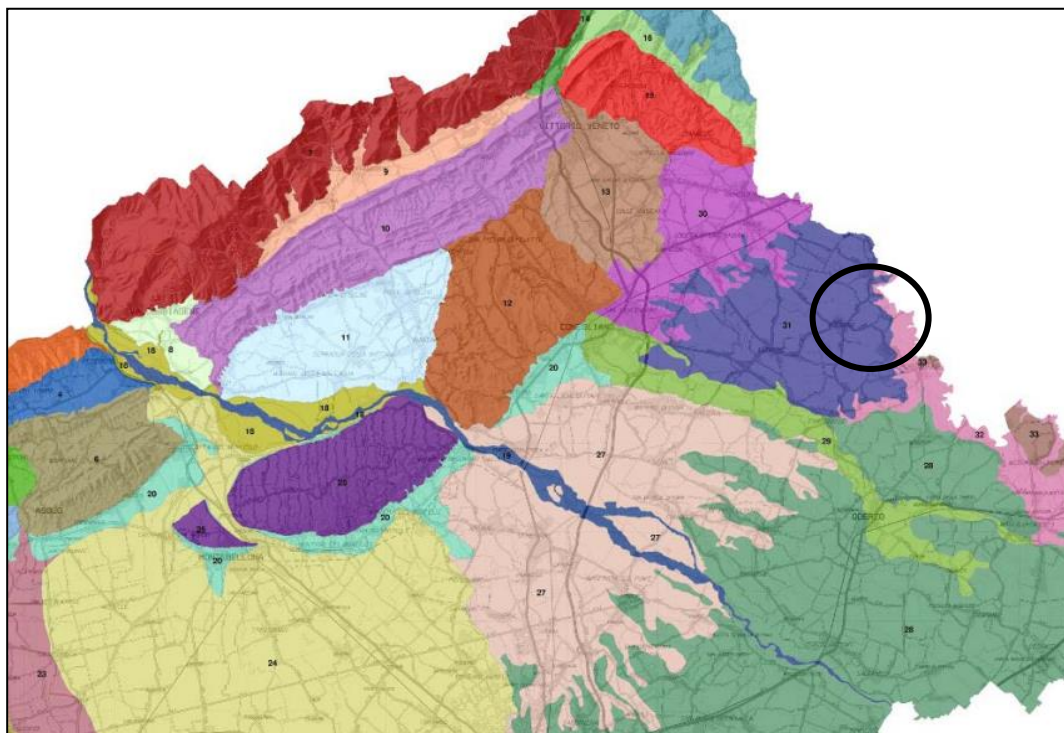
È importante sottolineare che il limite di capacità di trasporto dei sedimenti grossolani oscillava con l'alternarsi delle magre e delle piene, delle trasgressioni e regressioni marine, e ciò si riflette attualmente in una costituzione del sottosuolo che mostra suddivisioni in senso orizzontale e verticale, e che ha consentito il formarsi di strati a granulometria diversa con combinazioni lenticolari che si succedono e si innestano una nell'altra.

Ad ogni modo, il passaggio granulometrico è ben sottolineato da quella condizione di differente permeabilità che ha consentito l'impostarsi della "Linea delle risorgive".

Le risorgive presenti sul territorio, non danno luogo a testate di incisione e, pertanto, non sono state riportate nella carta geomorfologica del P.A.T.. Inoltre, la venuta a giorno delle acque avviene in modo diffuso e quindi spesso non è possibile riconoscere le risorgive come singoli punti.

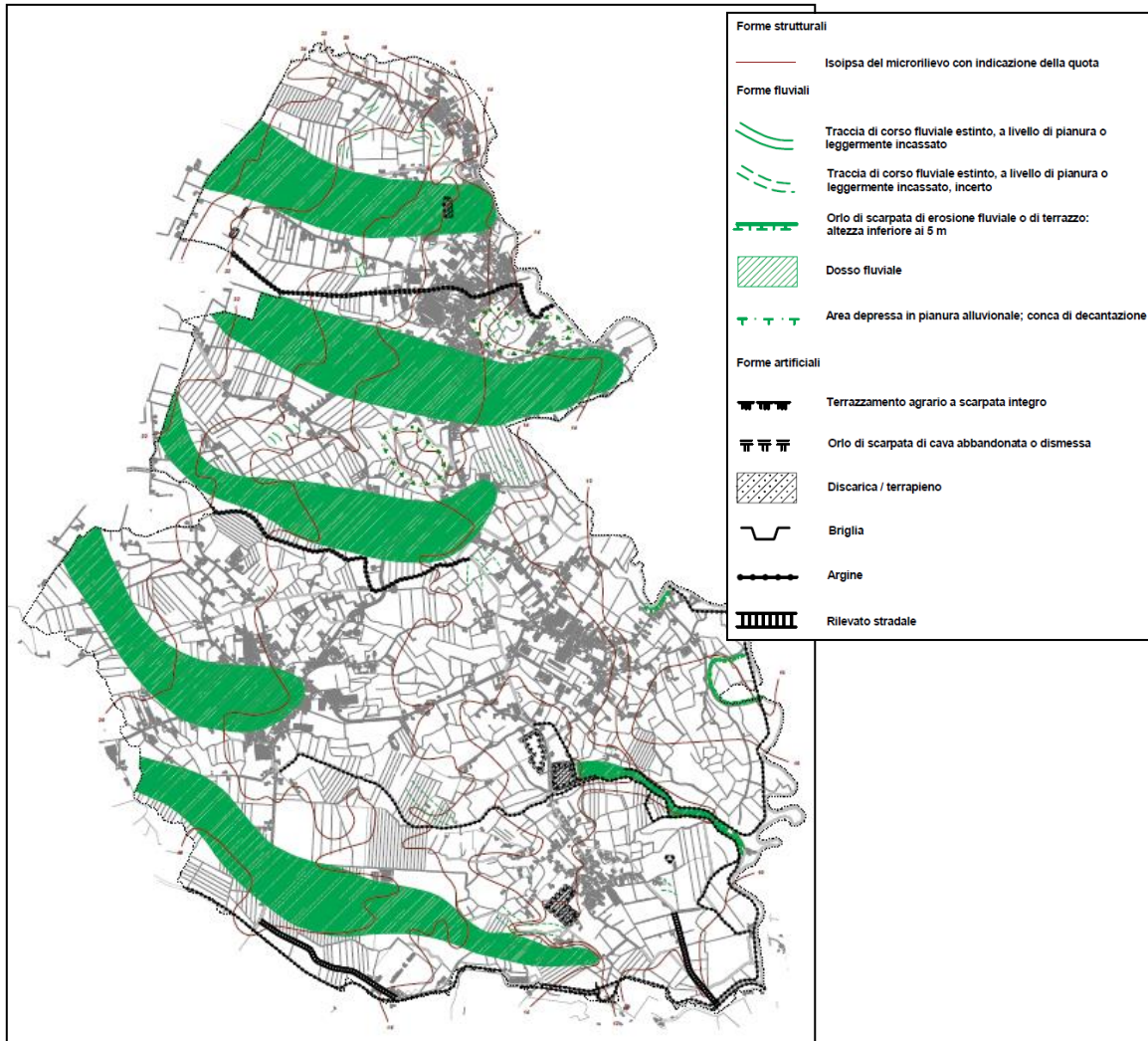
Secondo le unità geomorfologiche rappresentate nell'elaborato del PTCP della Provincia di Treviso (2008), denominato "Schema sintetico delle unità geomorfologiche della provincia di Treviso" legato al documento di piano "Carta geomorfologica della provincia di Treviso e unità di paesaggio", il comune di Gaiarine ricade nelle seguenti unità Geomorfologiche:

- L'unità di bassa pianura del Cervada-Meschio: si estende a valle del limite superiore delle risorgive; pur all'interno di una unità costituita prevalentemente da sedimenti fini, sono numerose le fasce e i lembi ghiaioso-sabbiosi che affiorano in superficie. Si osservano anche diversi dossi, alcuni ben espressi, altri meno. Sono numerose le larghe tracce di umidità che evidenziano antichi percorsi fluviali piuttosto rettilinei e monocursali. Il disegno della forma delle tracce mette in luce il diverso stile morfometrico dei tratti fluviali estinti pertinenti a questa unità rispetto alle unità contermini;
- L'unità Livenza: si trova lungo il margine nord-orientale della provincia, in destra idrografica del dosso del Livenza. L'unità non è particolarmente estesa (anche se i terreni presenti lungo il Livenza, al confine con la provincia di Venezia, potrebbero essere compresi dal punto di vista genetico in questa unità). Il fiume di risorgenza carsica si colloca al margine di due grandi conoidi, quello del Tagliamento e quello del Piave, scorrendo in una posizione di cerniera. I sedimenti fluviali originati dalle esondazioni ricoprono per spessori esigui (1-2 m) i terreni più antichi sottostanti.



"Estratto dello "Schema sintetico delle unità geomorfologiche della provincia di Treviso" riportato nell'elaborato del PTCP della provincia di Treviso.

Di seguito si riporta un estratto della Carta Geomorfologica redatta durante lo studio del P.A.T., in cui sono riportate le principali forme morfologiche osservate nel comune quali: orli di scarpata di erosione fluviale e terrazzi, traccia di corsi fluviali estinti, dossi fluviali, aree depresse di pianura alluvionale, e altri aspetti derivanti dall'attività antropica quali riporti, antiche cave e opere di difesa.



Carta Geomorfologica del P.A.T.

3.3 Inquadramento geologico e litologico

Per quanto riguarda le litologie presenti, tipicamente entro i primi 15 m di profondità, il territorio del comune di Gaiarine è costituito da alluvioni coerenti ed incoerenti (argille e sabbie), in rapporti verticali e laterali spesso in rapida variazione tra loro: è una tipica zona di transizione tra l'alta e la bassa pianura, in cui le sovrapposizioni tra depositi grossolani (permeabili) e depositi fini (meno permeabili e/o impermeabili) creano a livello stratigrafico una **complessa interdigtazione**.

Per quanto attiene la formazione del territorio comune di Gaiarine e la sua natura geo-litologica è possibile distinguere due ambiti principali:

- a ovest si trova la bassa pianura formata dai materiali fluvioglaciali e fluviali depositati prima dalle acque correnti in uscita dalla fronte Lapisina del ghiacciaio del Piave e poi dal fiume Meschio e dagli altri corsi che scendevano dal versante meridionale del Cansiglio. I loro depositi si mescolavano localmente anche con le correnti del sistema Cellina-Meduna. Il tutto è stato poi inciso, terrazzato e coperto, durante le piene, da sedimenti dei vari torrenti minori, nel postglaciale. Essendo un'area marginale e lontana dalle valli montane i materiali che qui giungevano erano in gran parte fini, il substrato è costituito infatti prevalentemente da argille, sabbie e limi, variamente alternanti e/o combinati. Solo localmente, nella parte nord-ovest del comune, si riconoscono antiche tracce allungate e con andamento sinuoso, formate da limitati spessori di materiali ghiaiosi legati alle maggiori e più impetuose correnti fluvioglaciali che si spingevano più a sud;

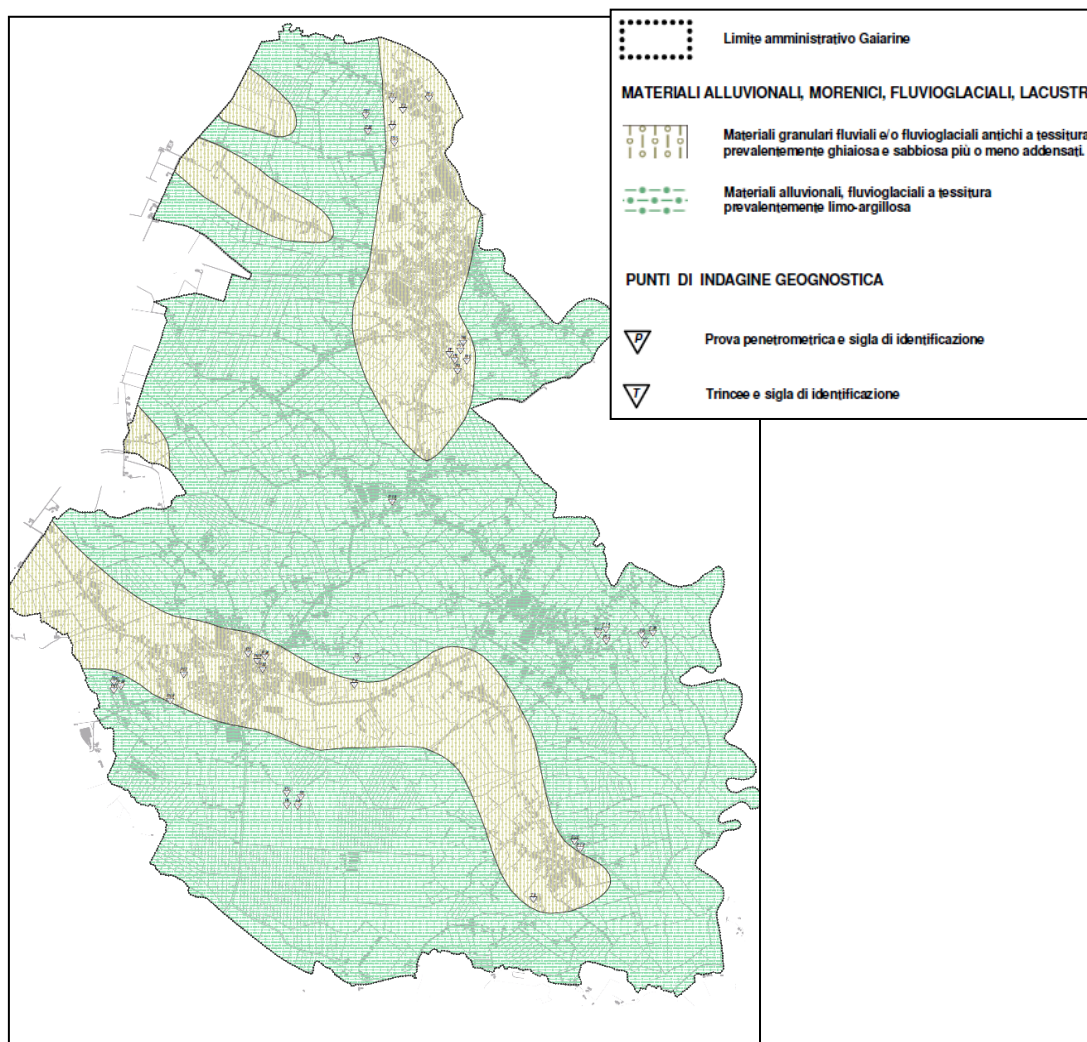
- a est si estende la bassura del fiume Livenza formata da materiali alluvionali argillosi, limosi e limitatamente sabbiosi, di deposizione recente (postglaciale), accumulati nella antica depressione mediana tra il sistema del Piave ad ovest e quello del Livenza-Cellina-Meduna e del Tagliamento ad est.

Dal punto di vista tettonico in comune di Gaiarine è collocato in un nodo di strutture, alcune di notevole importanza, attive in tempi recenti, ed in parte a tutt'oggi; ad esse è legata la classificazione sismica di tutti i comuni dell'area. Per quanto riguarda la storia geologica regionale, si consideri che il primo grande evento catastrofico nell'area si verificò nel Miocene superiore con l'inizio del sollevamento del settore montano (flessura Bassano-Valdobbiadene, sistema anticlinale Bassano-Valdobbiadene-Col Visentin e l'altopiano del Cansiglio). Successivamente l'attività tettonica subì una notevole accelerazione nel Pliocene superiore dove presero forma definitiva le più importanti strutture che caratterizzano attualmente l'area.

Nel Quaternario, infine, l'azione dei ghiacciai e delle acque correnti ebbe particolare importanza nel modellare la morfologia e nel determinare l'accumulo di ampi spessori di depositi superficiali.

Di seguito si riporta la "Carta geomorfologica del P.A.T", in cui sono mostrate le seguenti situazioni cartografate:

- *(L-ALL-01), materiali granulari fluviali e/o fluvio-glaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa:* si ritrovano prevalentemente nella porzione ovest e nord-ovest del comune; formano strisciate con larghezza dell'ordine di qualche centinaio di metri allungate con direzione nord ovest-sud est e nord-sud. Sono legati ad antiche correnti più impetuose che trasportavano a valle materiali grossolani. Hanno un cappello superficiale di alterazione e/o alluvionale con granulometria fine in spessore variabile e spesso limitato. I ciottoli e la ghiaia si presentano debolmente alterati, in termini definibili da leggeri a discreti per gli elementi arenacei e magmatici, molto limitati per quelli calcarei e calcareo dolomitici. Lo spessore dei depositi ghiaioso-sabbiosi in genere è limitato ad alcuni metri. La permeabilità di questi terreni è generalmente abbastanza elevata. Le caratteristiche geomeccaniche sono in genere buone. Divengono variabili verso il basso, al passaggio con i depositi fini soggiacenti.
- *(L-ALL_05), materiali alluvionali, fluvio-glaciali a tessitura prevalentemente limo-argillosa:* costituiscono la maggior parte del territorio comunale. Sono in generale di antica alluvione e formati da termini argilloso-limoso-sabbiosi, localmente torbosi, variamente alternanti e combinati in diversa percentuale. Si riscontrano di frequente intercalazioni (livelli e lenti) sabbioso-limose, più accentuate verso l'alto e nella fascia orientale del territorio, la più vicina al fiume Livenza. I livelli torbosi risultano più frequenti superficialmente verso l'estremità nord ed in profondità a sud-est (ad oriente di Campomolino). Nelle zone più prossime alle aree interessate dalle ghiaie descritte nel punto precedente, spesso, si rilevano livelli ghiaiosi a limitata profondità (pochi metri) dal p.c. locale. Il grado di addensamento dei termini sabbioso-limosi è di solito limitato. Le caratteristiche geotecniche sono generalmente da limitate a modeste, a volte scadenti. La permeabilità di questi terreni è valutabile da limitata a molto ridotta.



Carta Geolitologica del P.A.T.

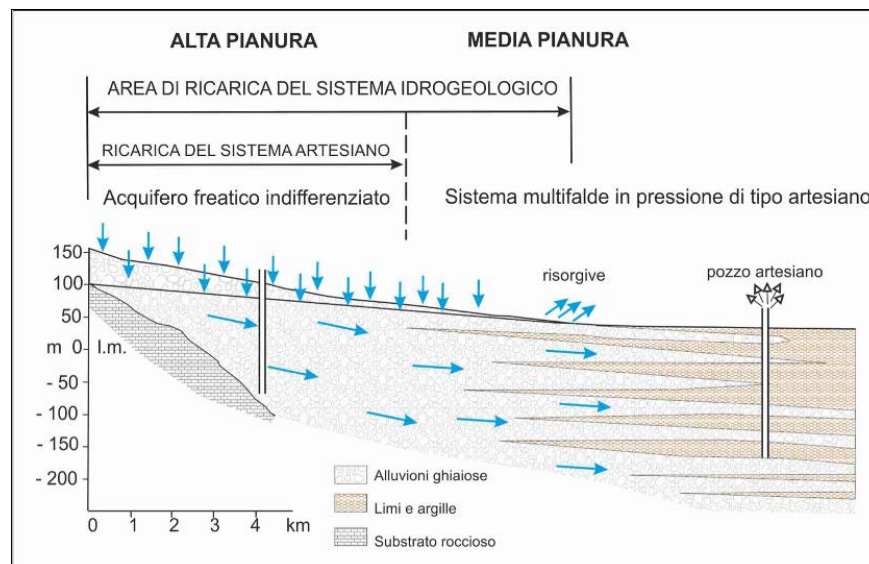
3.4 Inquadramento idrografico e idrogeologico

Dal punto di vista stratigrafico generale l'area di pianura in esame, come del resto tutta la pianura veneta, risulta essere costituita dal rimaneggiamento fluviale dei prodotti di disfacimento delle Prealpi e Alpi venete. In generale la pianura veneta è caratterizzata dal punto di vista idrografico da una serie di corsi d'acqua ad andamento subparallelo, con direzione nord-sud che, usciti dalle valli montane, la attraversano fino a riversarsi nel mare Adriatico. È stata appunto questa situazione idrografica a determinare quella che è la divisione della pianura veneta in tre fasce.

Dal punto di vista litologico generale la pianura veneta è caratterizzata lungo il tratto pedemontano da un materasso alluvionale indifferenziato a prevalente natura ghiaiosa, formatosi in seguito alle successive conoidi dei fiumi che si sono non solo sovrapposte, ma anche compenstrate lateralmente tra di loro; in questa unità stratigrafica esiste un'unica potente falda idrica a carattere freatico sostenuta dal substrato roccioso. Tale falda oscilla all'interno dell'acquifero a grande permeabilità in relazione alle fasi di magra e di piena del proprio regime. Al piede dei rilievi la falda si trova tra i 50 metri e i 100 metri di profondità, ma spostandosi verso sud la superficie freatica si avvicina progressivamente al piano campagna, fino a venire a giorno in corrispondenza di locali livelli impermeabili nei punti più topograficamente depressi, che identificano quella fascia praticamente continua con andamento est-ovest di larghezza variabile tra i 2 Km e gli 8 km detta "fascia dei fontanili o delle risorgive" o "media pianura veneta".

Dal modello idrogeologico generale si può dedurre come, in questa fascia i lembi più avanzati delle conoidi, attraverso digitazioni, abbiano originato un substrato costituito da alternanze di orizzonti ghiaiosi e limoso-argillosi di origine marina o dovuti a episodi di sedimentazione lacustre o palustre

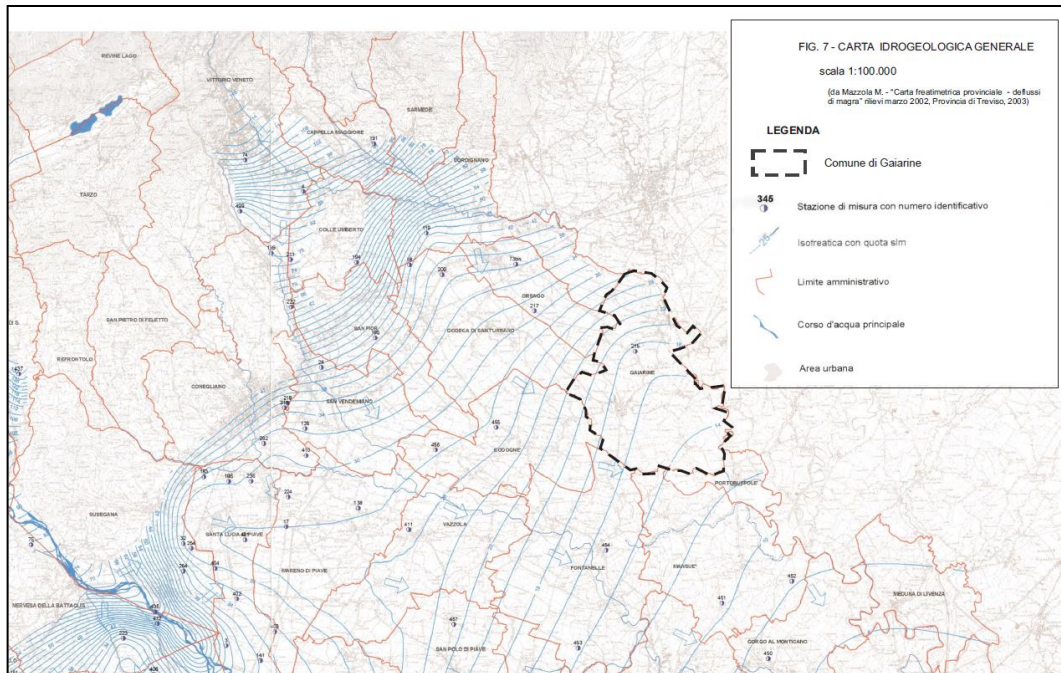
tipici della fascia della media pianura. Tale differenziazione del materasso alluvionale origina un complesso idrogeologico multi-falदे ad acquiferi sovrapposti separati tra loro dagli orizzonti impermeabili argillosi. Gli acquiferi sono generalmente in pressione visto che le aree di ricarica sono comunque ad una quota assoluta più alta rispetto a quella degli acquiferi considerati. Segue, per finire, l'ultima fascia che si spinge fino alla costa adriatica il cui sottosuolo è caratterizzato solo rarissimamente dai letti ghiaiosi delle grandi conoidi alluvionali; esso è costituito prevalentemente da orizzonti limoso-argillosi alternati a livelli sabbiosi generalmente fini. Questa porzione del territorio denominata bassa pianura risulta sempre meno ricca di riserve idriche sotterranee produttive spostandosi gradualmente verso sud, a causa della mancanza nel sottosuolo di acquiferi ad elevata permeabilità di spessore apprezzabile.



Per quanto riguarda l'idrografia superficiale, il comune di Gaiarine possiede una rete fitta e ramificata con orientamento da nord-ovest a sud-est. I principali sono rii e canali e si originano poco a nord del territorio comunale e sono alimentati dalle risorgive, dalla rete drenante e dalle piogge. A sud del comune l'idrografia è dominata dal fiume Livenza con presenza di aree depresse e altezze arginali importanti. Tutta questa parte del territorio è caratterizzata da problemi di inondazione e comunque da rischio idraulico.

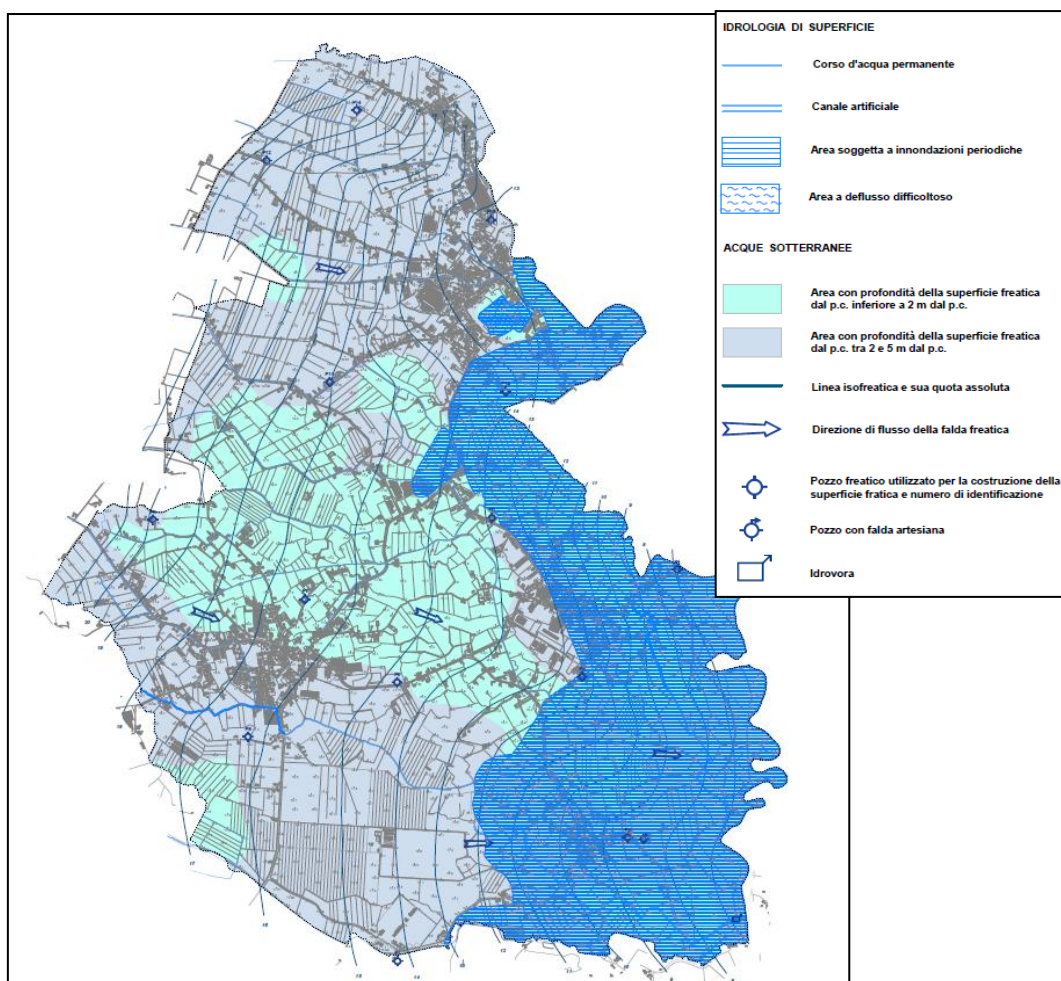
Per quanto riguarda, invece, l'idrografia sotterranea, la zona in esame è posta nella bassa pianura veneta, poco a sud del limite meridionale della fascia delle risorgive, pertanto, nel sottosuolo è presente un modesto e poco sviluppato sistema multifalदे. Il primo acquifero, quello freatico, è collocato nei livelli sabbiosi e ghiaioso-sabbiosi limosi che si registrano nei primi metri dal piano campagna. Il suo spessore è variabile, essendo condizionato dalla varia geometria dei livelli permeabili superficiali presenti nel sottosuolo del comune.

L'andamento delle isofreatiche permette di riconoscere, oltre alla direzione preferenziale di scorrimento, i principali assi di alimentazione e drenaggio del flusso sotterraneo. La direzione di deflusso rileva una marcata variazione sia di direzione che di gradiente a causa dell'influsso esercitato dal complesso e irregolare assetto strutturale e dai processi di dispersione in falda del fiume Piave. Infatti, se a livello provinciale la direzione di deflusso si sviluppa da nord-ovest verso sud-est, nell'area in oggetto le linee di deflusso freatico vengono deformate fino al limite superiore della fascia delle risorgive e in vicinanza del fiume Piave.



Stralcio della Carta freaticometrica provinciale - deflussi di magra del 2002

I dati relativi ai pozzi presenti nel territorio comunale di Gaiarine indicano una profondità media dal piano campagna di 1,80 metri. Il valore massimo è stato registrato in prossimità del fiume Livenza con 4,3 metri. Di seguito si riporta la "Carta idrogeologica del P.A.T." in cui sono riportate le curve isofreatiche relative alla prima falda superficiale: si può osservare la suddivisione del comune in due aree con profondità della superficie freatica minore di 2 m dal p.c. e compresa tra 2-5 m dal p.c. locale.



Carta Idrogeologica del P.A.T.

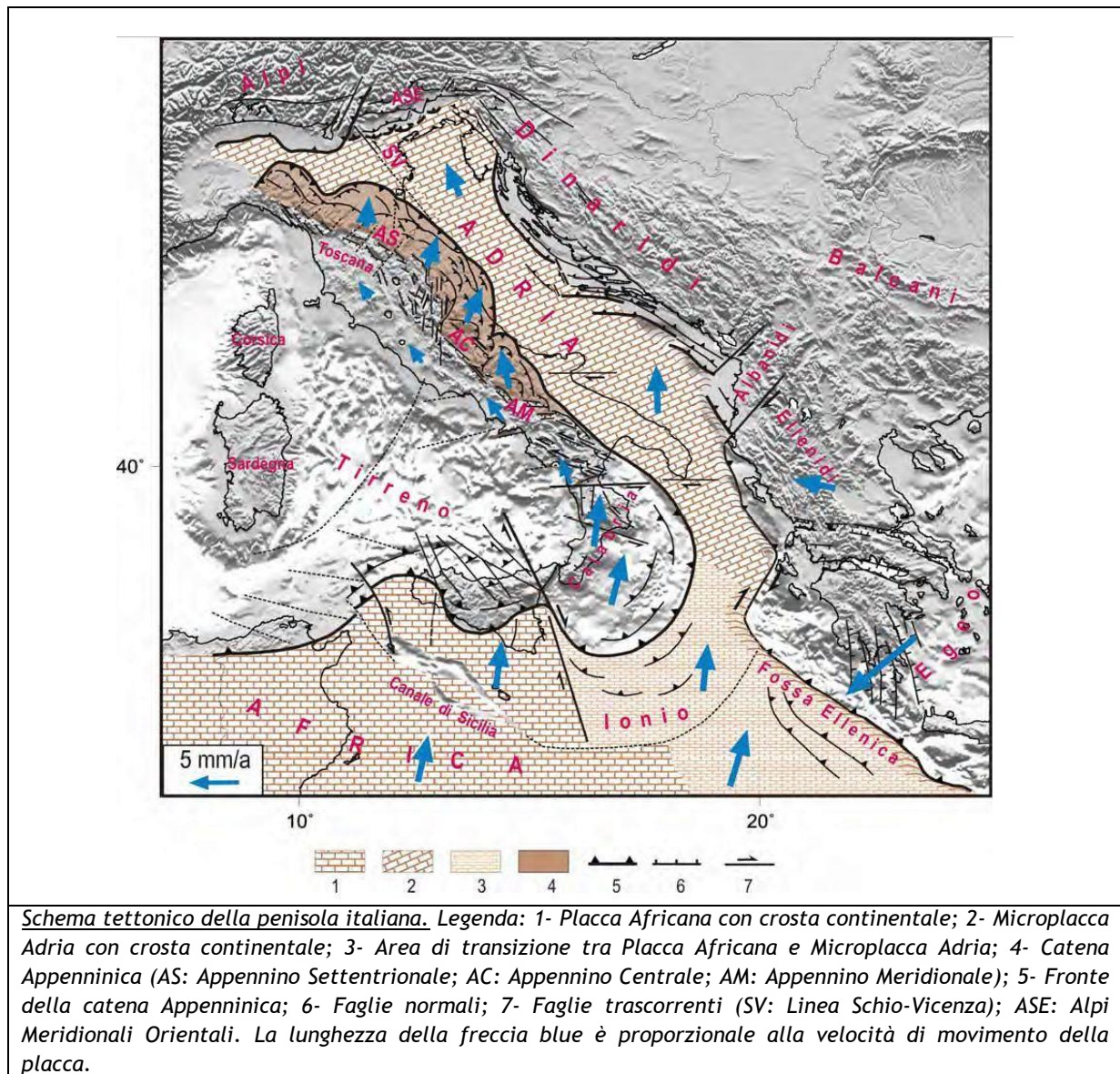
4. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ SISMICA DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

Nel presente capitolo verrà trattata la sismicità storica locale, le faglie capaci e le sorgenti sismogenetiche, la zonazione sismica nazionale, la pericolosità sismica di riferimento e verrà fatto un accenno all'inquadramento sismo-tettonico generale.

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

Dal punto di vista strutturale, il territorio di Gaiarine si colloca a ridosso della grande unità litologica delle Alpi meridionali. Quest'ultima è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal Bacino Carnico, Bacino Bellunese, Bacino di Tolmino e dal *plateau* Carnico-Giulio.

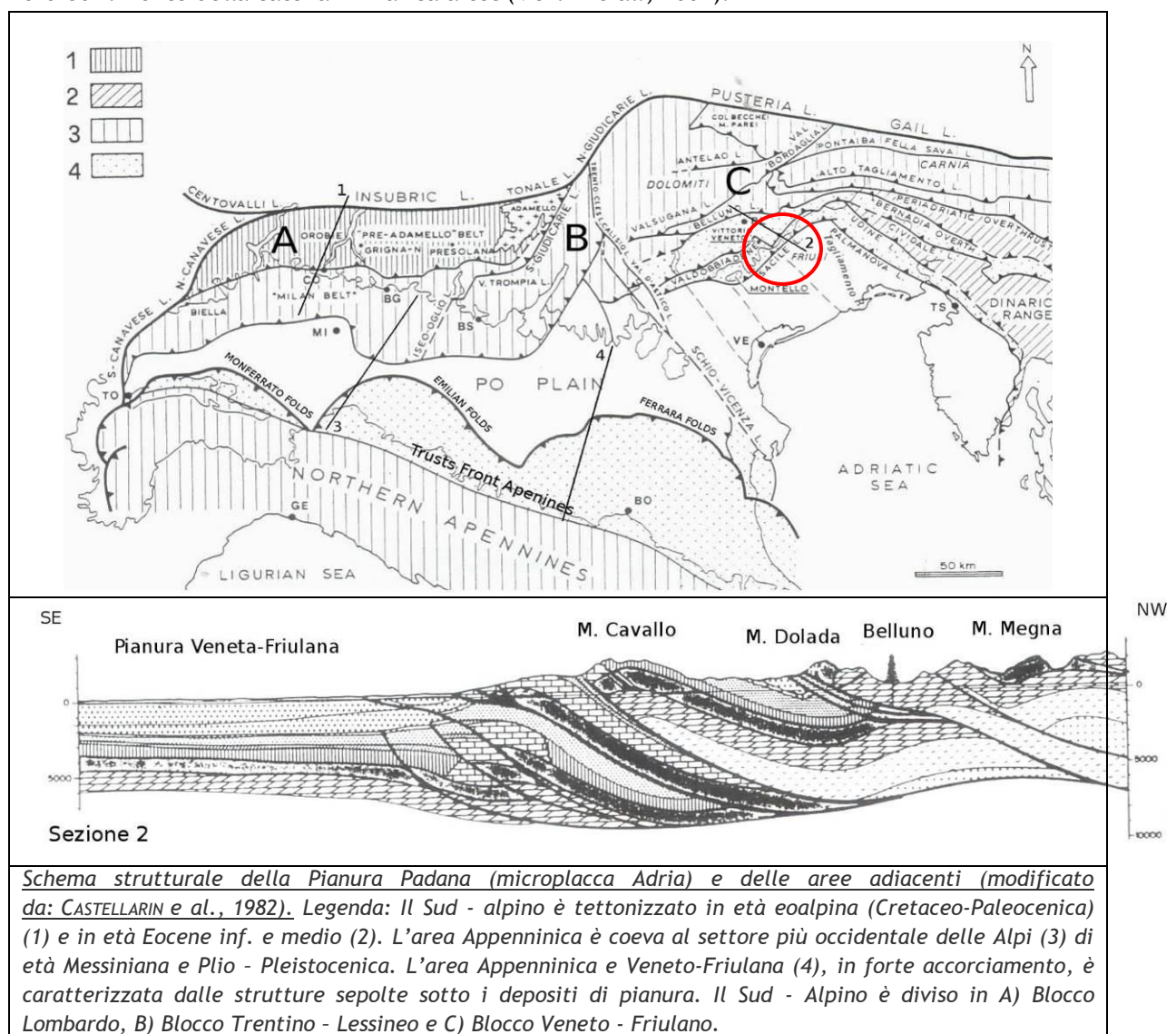
La placca Adria, che tettonicamente rappresenta un promontorio della placca Africana (Channell, 1996) collocata lungo la Pianura Padana-Veneta e lungo il mare Adriatico, interagisce attivamente con la placca Europea determinando il corrugamento Alpino e Appenninico e, conseguentemente, lo *stress* tettonico attuale.



L'Adria è costituita da crosta continentale che, nella porzione più settentrionale, è rappresentata dal substrato della Pianura Padana interagente con il fronte della catena Appenninica a Sud e con il Sud-Alpino a Nord. La collisione continentale tra la parte più settentrionale della placca Adria e quella Europea ha portato alla formazione della catena Alpina. La conseguente subduzione verso sud della placca Europea e il sovrascorrimento della placca Adria (subduzione continentale, Ballye al., 1985) ha provocato la formazione di strutture di *retro-trust*.

Un importante ruolo di svincolo cinematico della placca Adria settentrionale, viene svolto dalla Linea Schio-Vicenza (Babbucci e al., 2002): una faglia trascorrente sinistra (Plio-Quaternaria) che mette le Alpi Meridionali a contatto con quelle Centro Occidentali.

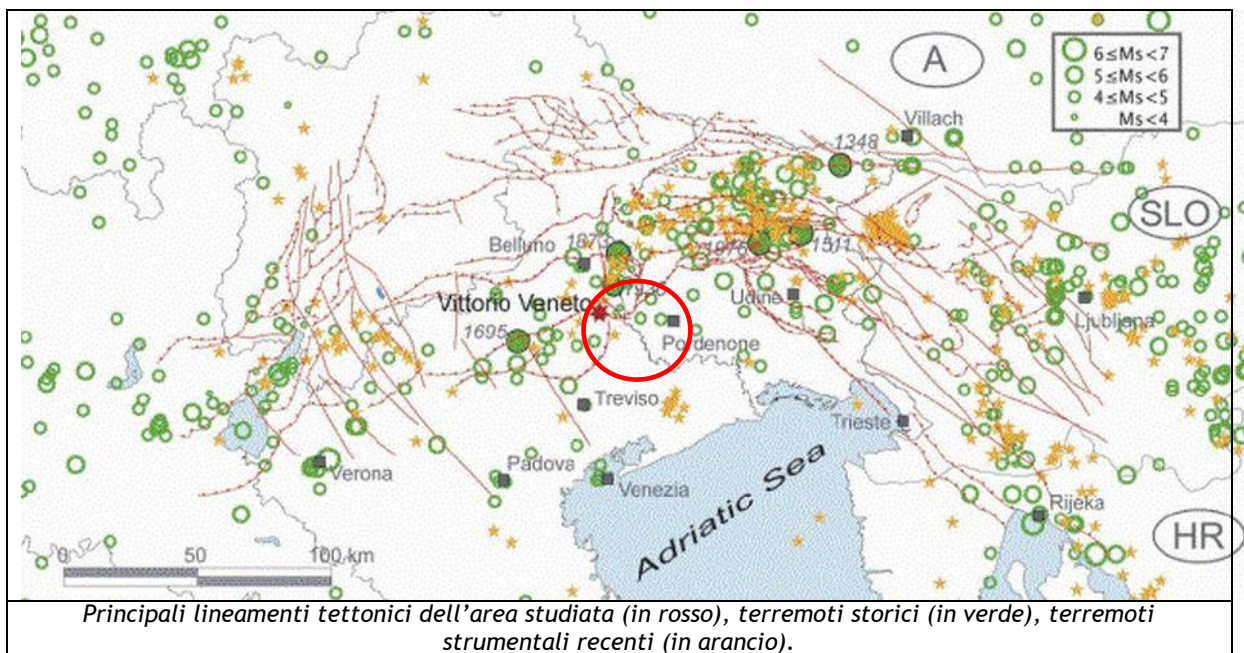
Il blocco Veneto-Friulano (figura seguente) è caratterizzato da strutture tettoniche con direzioni variabili (Dogliosi e al.,1987; Castellarin e al., 1992; Pontron e al., 2000). Nella zona friulana centrale si ha il massimo delle deformazioni e del raccorciamento per l'estrema embricazione sud-vergente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



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

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

Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi Orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono, infatti, avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo (MS) 6,1 ha provocato distruzioni nei paesi del Cansiglio. La figura seguente mostra le faglie principali rilevate nella regione e la distribuzione spaziale dei maggiori terremoti. Questi ultimi, nell'area indagata, risultano di numero molto inferiore rispetto a quelli avvenuti nel vicino Friuli: bisogna segnalare, però, che la sismicità friulana risente della coda del forte terremoto del 1976 e che le stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord-Orientale sono state ubicate, per un lungo periodo, esclusivamente sul territorio friulano.



Le principali strutture tettoniche nel Veneto Orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati, talvolta, da faglie trascorrenti.

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

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

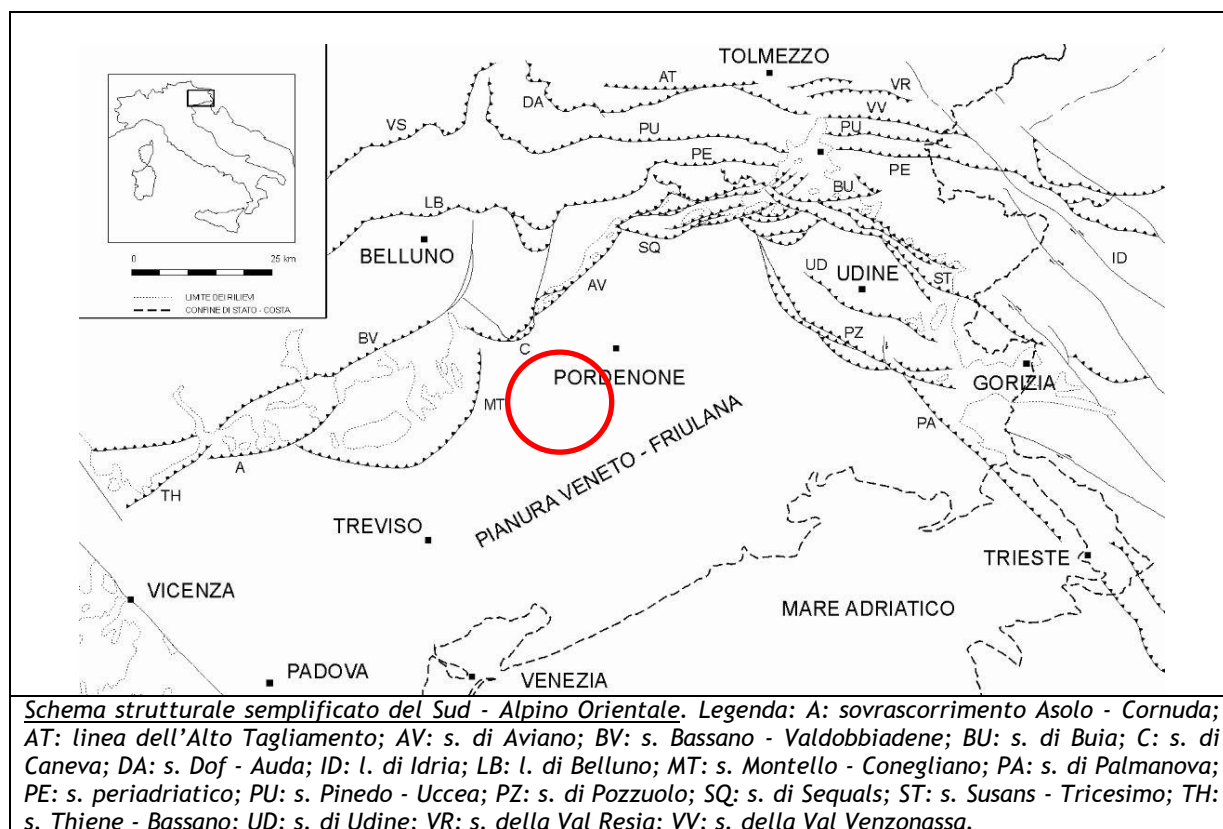
4.2 Caratterizzazione sismogenetica del comune

Secondo il modello semplificato strutturale del sud-Alpino Orientale, il Comune di Gaiarine si colloca nel sistema di sovrascorrimenti "Montebello-Conegliano". L'area studiata è situata a cavallo del fronte pliocenico-quadernario della catena sud-Alpina Orientale, in corrispondenza del passaggio fra i rilievi prealpini e l'Alta Pianura Veneto-Friulana. Secondo i cataloghi più recenti la sismicità massima dell'area raggiunge magnitudo comprese fra 6 e 7 ed è legata all'evoluzione del sistema di sovrascorrimenti sud-vergenti che formano la porzione più esterna del fronte sud-Alpino Orientale.

Il quadro sismo-tettonico disponibile fino alla metà degli anni '90 era dominato da un rilevante cilindrismo, con lunghi fronti di accavallamento attivi durante il Quaternario, senza evidenze di segmentazione (cfr. Castaldini e Panizza, 1991). Da sud a nord si riscontrava il sovrascorrimento di Sacile, di Aviano, del Bassano-Valdobbiadene e della linea di Belluno (sovrascorrimento periadriatico).

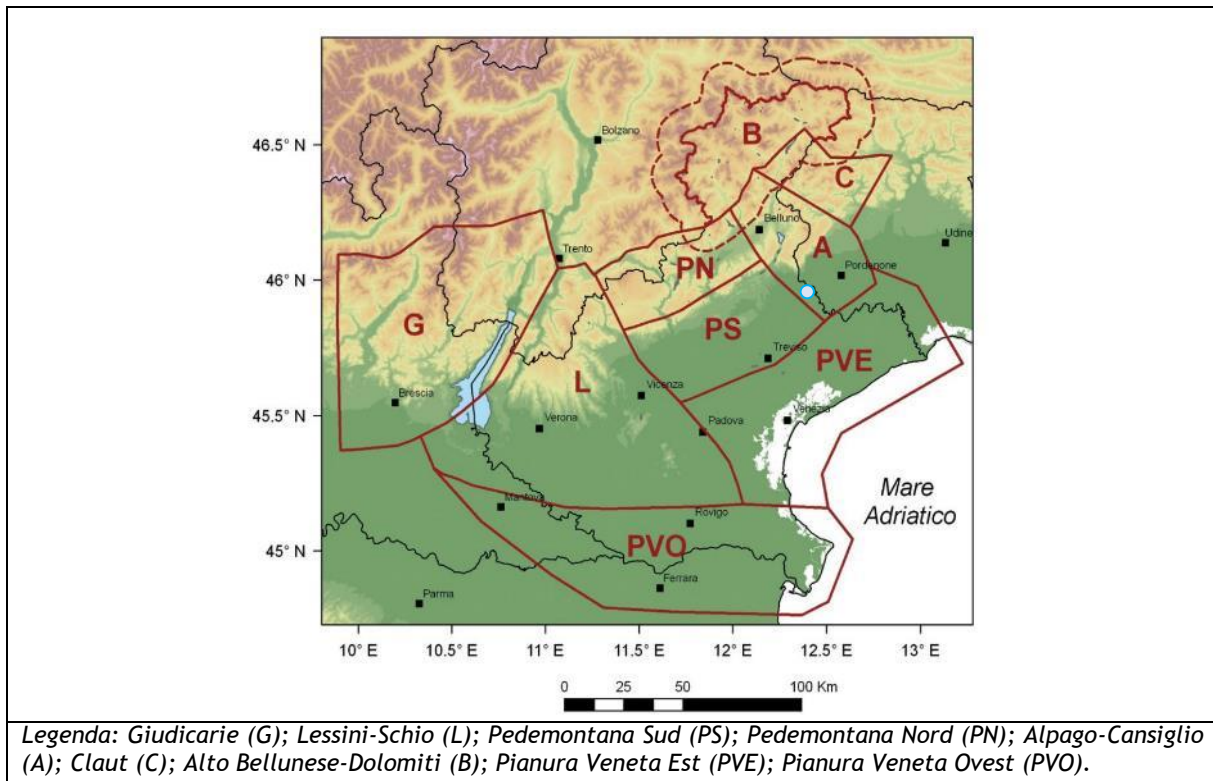
Verso la fine degli anni '90 sono riprese le ricerche sul fronte pliocenico-quadernario del nord-est Italia e sul suo potenziale sismogenetico. Una linea fondamentale di studio è rappresentata dalla reinterpretazione delle linee sismiche industriali realizzate nel settore di pianura compreso fra Conegliano e Cividale: sono stati ridefiniti l'architettura del fronte sepolto nella Pianura Friulana e Veneta Orientale, lo schema dei rapporti fra i sovrascorrimenti paleocenici dinarici ovest sud-ovest - vergenti e quelli neoalpini sud-sud est - vergenti e il quadro dell'evoluzione miocenica superiore-quadernaria dell'area.

Lo schema strutturale aggiornato del fronte pliocenico-quadernario (figura seguente) evidenzia la segmentazione del fronte stesso in un sistema di *thrust* arcuati, in massima parte ciechi e spesso caratterizzati da rampe oblique mediante le quali un *thrust* si accavalla lateralmente su un altro. Analisi morfoneotettonica e neotettonica applicate a tali strutture hanno permesso, in vari casi, di datarne l'attività e di definirne la cinematica quadernaria.



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

Il territorio comunale di Gaiarine ricade all'interno del distretto Aplago-Cansiglio che si estende a comprendere la parte montana del corso del Piave ad andamento meridiano fino a Belluno, il suo paleoalveo attraverso la Val Lapisina, la conca dell'Alpago e il massiccio del Cansiglio; la zona di pianura si estende approssimativamente tra il corso del Livenza e quello del Cellina, fino alla fascia delle risorgive.



L'area è caratterizzata da una notevole complessità strutturale: pieghe e sovrascorrimenti sud-vergenti risultano condizionati dai preesistenti rapporti paleogeografici tra la Piattaforma Friulana e il Bacino Bellunese (Bosellini, 2004) il cui margine è rappresentato dalla dorsale a nord-ovest della Val Lapisina. Il fascio di elementi strutturali a direzione meridiana attivi durante le fasi tensionali mesozoiche ha guidato una transpressione sinistra che ruota la direzione del fronte e l'assetto dei sovrascorrimenti principali. Quest'area rappresenta pertanto una zona di transizione tra due diversi sistemi strutturali, quello valsuganese (ENE-OSO) in Veneto, e il sistema tilaventino in Friuli (E-O), attraverso la rampa laterale costituita dall'allineamento nord-sud Longhere-Fadalto-Cadola. La delimitazione geografica del distretto racchiude, non seguendoli rigidamente, elementi strutturali quali i sovrascorrimenti della Valsugana, Pinedo-Avasinis e Barcis-Taro Selo nella parte settentrionale fino al sovrascorrimento che borda il margine sud-orientale del massiccio del Cansiglio (linea di Caneva-Maniago, CM) e agli elementi sepolti in pianura.

Il distretto Alpi-Cansiglio è una zona interessata storicamente da alcuni eventi che hanno raggiunto o superato la soglia della distruzione ($I_0=IX$ MCS), e diversi eventi con forti danni documentati sin dal XV secolo. I due eventi più significativi si sono verificati nel 1873 e nel 1936. L'evento più forte è avvenuto il 29 giugno 1873 ($I_0=IX-X$ MCS, $MW=6,33$), e ha distrutto molti villaggi dell'Alpi, causando forti danni anche a Belluno. La sequenza sismica collegata a questo terremoto è durata per più di un anno. L'altro importante evento che ha riguardato quest'area è il terremoto del Cansiglio del 18 ottobre 1936 ($I_0=IX$ MCS, $MW=6,1$); esso ha colpito le zone già danneggiate dall'evento del 1873 ma soprattutto alcune località verso la pianura veneto-friulana.

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'Alpi e del Garda. Allo stato attuale, il territorio regionale è

interessato da una certa sismicità di magnitudo media, messa in luce negli ultimi decenni dal monitoraggio strumentale dell'attività sismica.

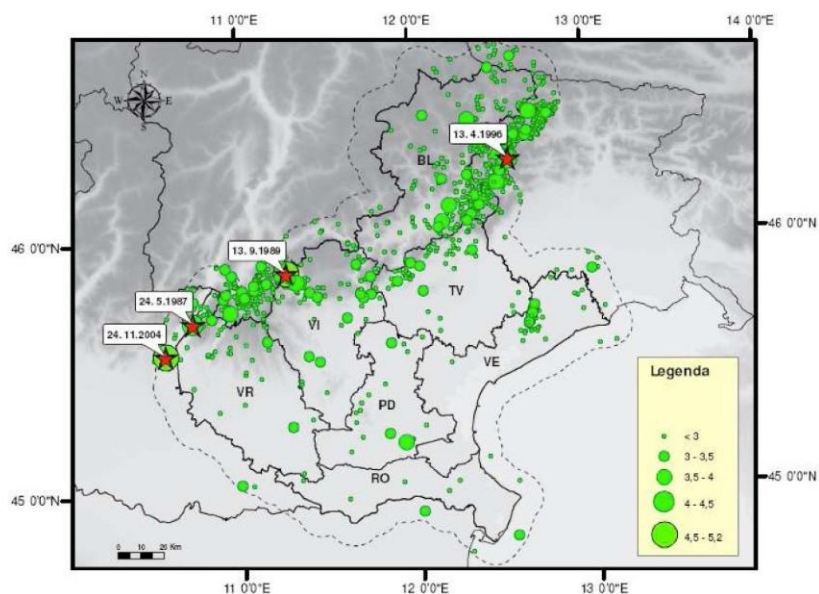
Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare quelli nella tabella sotto riportata.

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

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

La maggior parte di questi eventi è localizzata lungo la fascia prealpina che unisce l'Alpago al monte Baldo. La profondità epicentrale più frequente è compresa tra i 7 Km e i 15 km di profondità. Solo l'11% degli eventi si colloca a profondità maggiore (fino a 22 km). Nella figura seguente è riportata la distribuzione di tutti i terremoti registrati da OGS distinti per classi di magnitudo di durata MD¹. Gli eventi con MD > 4, i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso, sono identificati con una stella rossa.

¹ La magnitudo di durata MD 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 - MD = 4,2
- 13/09/1989 - Pasubio - MD = 4,8
- 13/04/1996 - Claut - MD = 4,2
- 24/11/2004 - Salò - MD = 5,2

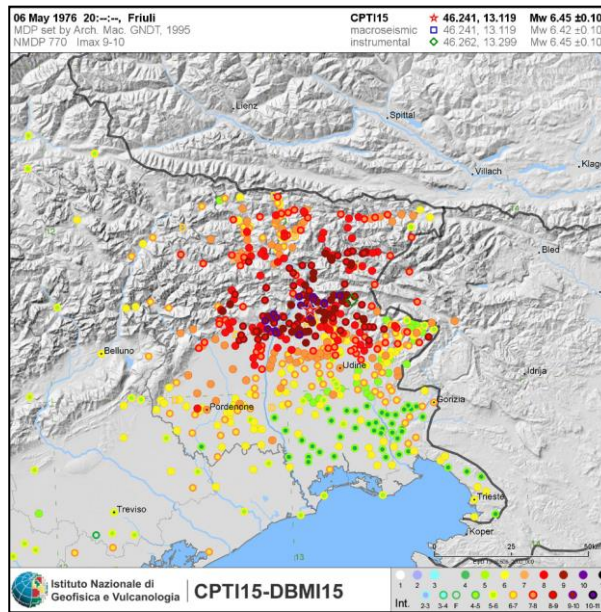
La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Gaiarine è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, DBMI15, la versione 2015 del Database Macrosismico Italiano, Milano-Bologna, 2015, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>): rispetto al precedente DBMI11, raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

Nello specifico, il comune di Gaiarine appare 2 volte, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (Is), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Ix) e la magnitudo momento (Mw).

Gaiarine

PlaceID IT_27000
 Coordinate (lat, lon) 45.880, 12.480
 Comune (ISTAT 2015) Gaiarine
 Provincia Treviso
 Regione Veneto
 Numero di eventi riportati 5

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
HD	1936	10	18	03	10		Alpago Cansiglio	269	9	6.06
2-3	1952	01	18	01	36		Pordenonese	108	5	4.44
5-6	1976	05	06	20			Friuli	770	9-10	6.45
5	1996	02	27	11	13	4	Dolomiti Friulane	150	5	4.27
3-4	2004	07	12	13	04	0	Slovenia nord-occidentale	353		5.12

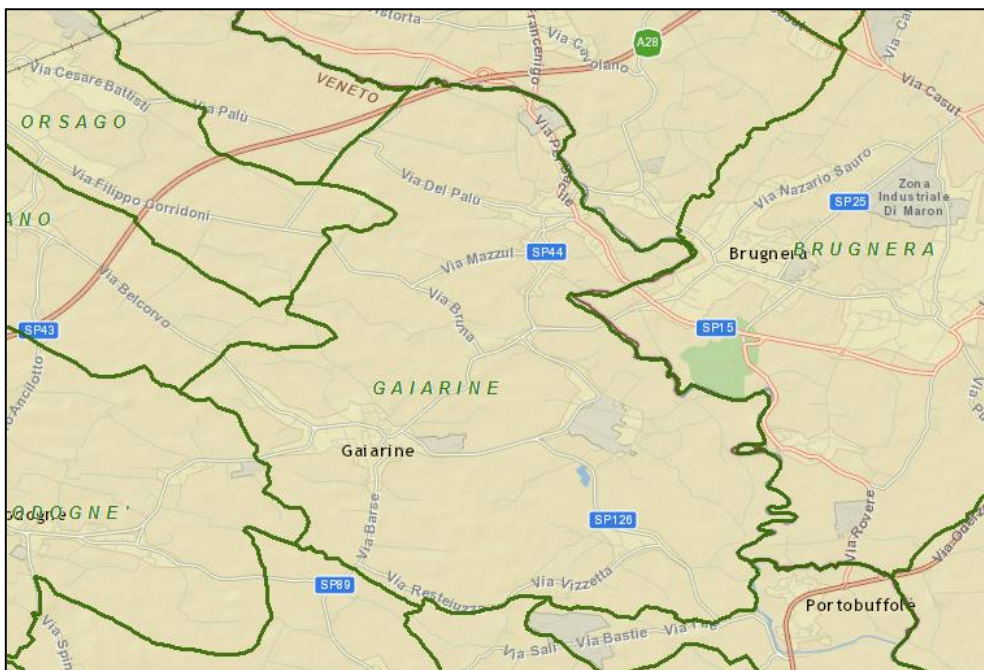


L'evento registrato il giorno 20 maggio dell'anno 1976 - Friuli è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Gaiarine. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPT115, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1976 sarebbe stata pari a circa 6,5 e a Gaiarine, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 5-6.

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 Gaiarine, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi **ITHACA** e **DISS 3.2.0**. Le sorgenti sismogenetiche rappresentano le zone che sono state riconosciute come origine dei terremoti grazie allo studio della sismicità storica e delle indagini geologiche.

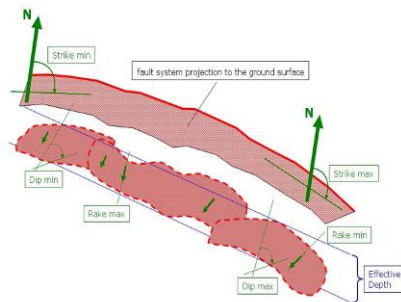
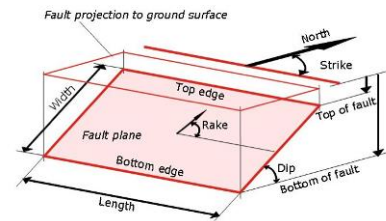
ITHACA invece, è un database creato per la raccolta e la consultazione di tutte le informazioni disponibili sulle strutture tettoniche attive in Italia, con particolare attenzione ai processi tettonici che potrebbero generare rischi naturali.



Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile escludere la presenza nel territorio in esame di faglie attive capaci.

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

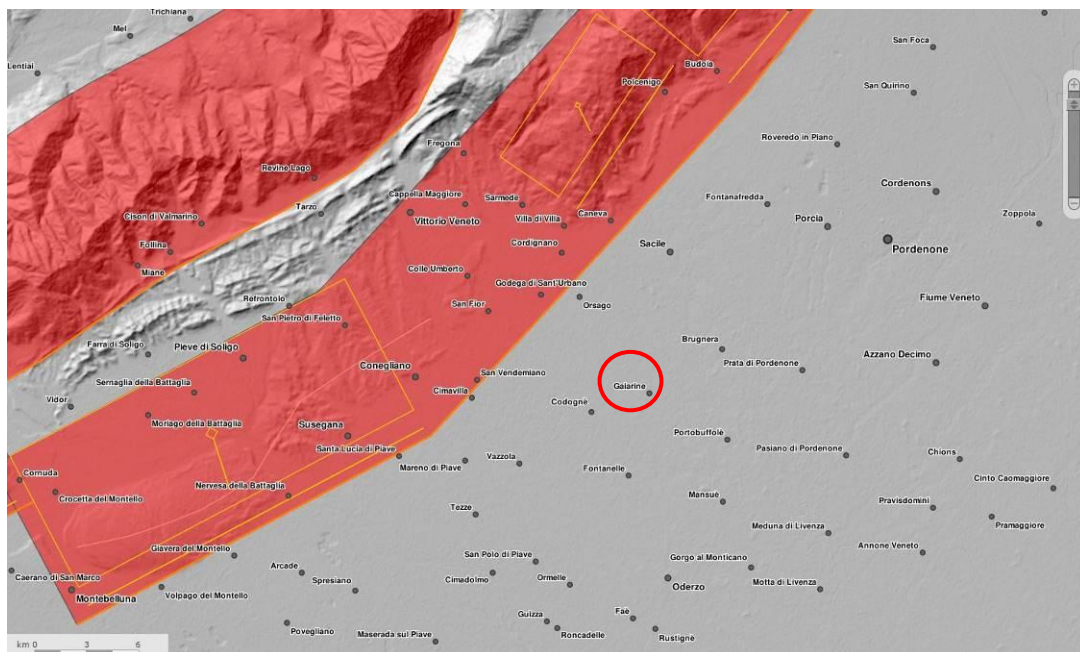
Sorgenti individuali (IS): per le quali viene proposta una rappresentazione tridimensionale semplificata del piano di faglia. Questo tipo di sorgente esibisce caratteristiche definite di estensione, movimento e massima magnitudo attesa.



Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

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

La mappa del DISS pone il territorio di Gaiarine in prossimità della regione a Sorgenti composite (CS) ITCS 060 “Montebelluna-Montereale”. Questa è un’area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, di cui le principali sono: ITIS101 “Montello”, ITIS124 “Cansiglio” e ITIS125 “Polcenigo-Montereale”.



Questa zona passa lungo la fascia pedemontana veneto-friulana, a metà strada tra le città di Belluno e Pordenone e appartiene al sistema di *thrust* della catena sud-alpina orientale; si tratta di un sistema di faglie vergente verso sud-est, associato alla convergenza tra il continente africano (microplacca Adria) 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 (Mw 5,7), quello dell’area Bellunese del 1873 (Mw 6,3) e quello del Bosco del Cansiglio del 1936 (Mw 6,1).

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

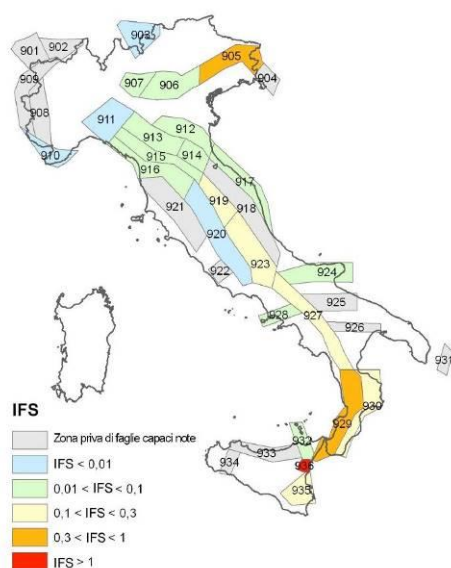
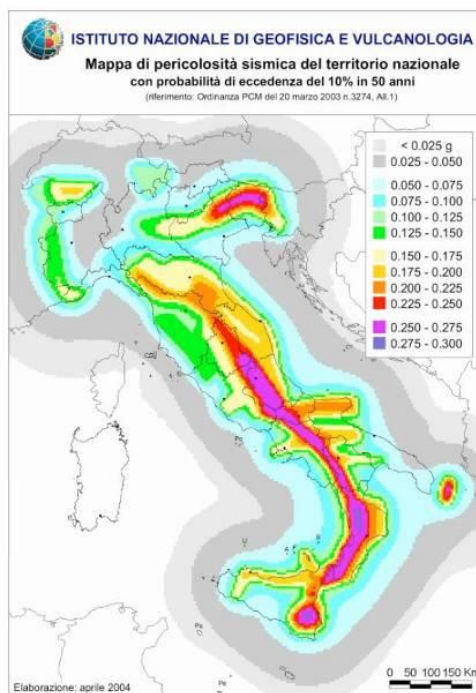
4.5 Zonazione sismica nazionale

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 a lato).

All’interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l’analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa,

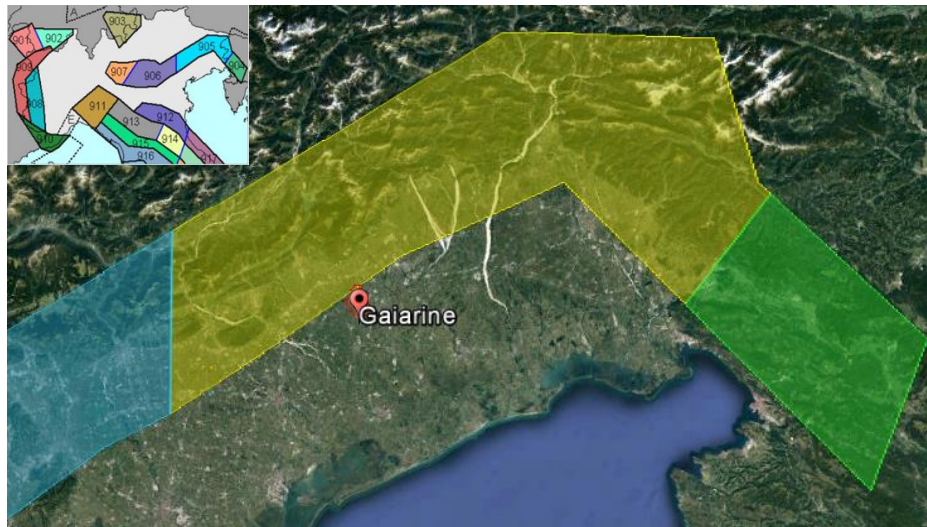
pur basandosi ampiamente sull’impianto generale e sul *background* informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi

anni del decennio (con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all’epoca della redazione della mappa CPT11, ora arrivato alla versione CPT115). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale. Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.



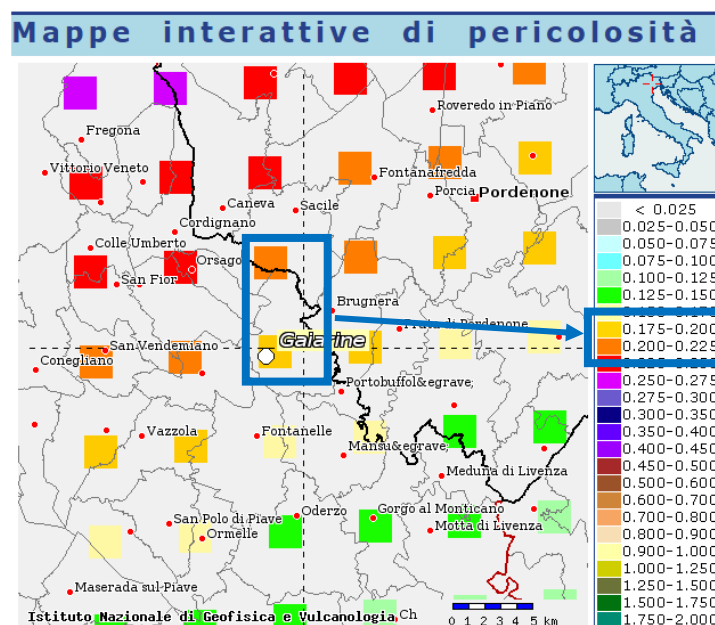
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n°905 “Friuli-Veneto orientale” e n°906 “Garda-veronese”, che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana che da Bassano prosegue fino al lago di Garda. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati in entrambe le zone è di tipo “faglia inversa”, con una profondità ipocentrale media stimata di 8 km. Entrambe le zone sono legate all’interazione Adria-Europa ma presentano una sismicità differente.

Il comune di Gaiarine si posiziona, parzialmente, all’interno della zona sismogenetica n. 905 della figura seguente, per cui si sviluppa in un’area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord-ovest-sud-est (*trend* dinarico) (es., Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabc, 2001).



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

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



Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n°71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio di Gaiarine è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,175g e 0,225g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa.

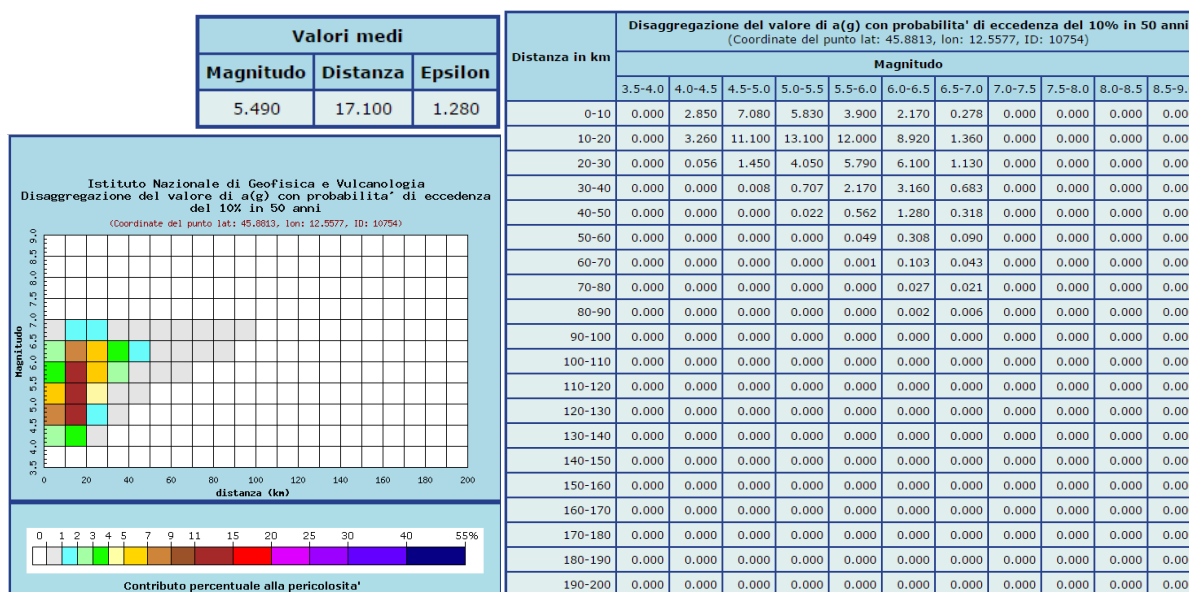
a) Ciascuna zona è individuata mediante valori di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi caratterizzati da $V_{s30} > 800$ m/s, secondo lo schema seguente:

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

Per gli aspetti amministrativi, Gaiarine 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 ad un punto della griglia definito nella figura precedente (Carta di Pericolosità Sismica dell'INGV).

Dalla ricostruzione dell'INGV riportata sopra, considerando un tempo di ritorno $T_r = 475$ anni e una Categoria A di sottosuolo in condizioni sub-pianeggianti, si evidenzia che il maggior contributo alla pericolosità sismica locale è dato da eventi di entità M_w compresa tra 4,0 e 6,5 e relativamente vicini ($R =$ entro 10-30 km).



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

Secondo il paragrafo 2.8 degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”, la magnitudo massima attesa nella Zona n° 905 vale $M_{wmax} = 6,60$.

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

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

5. MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ

5.1 Introduzione

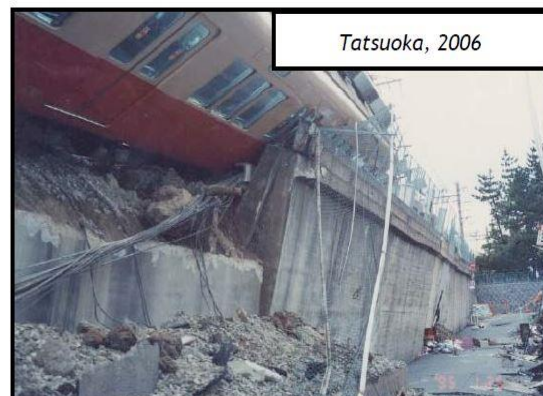
I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti “effetti locali”, ossia nelle differenti risposte alle azioni sismiche, legate alla variazione delle sue condizioni 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 ed 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 locali, sono ormai conosciuti e possono amplificare notevolmente le sollecitazioni nelle strutture (di entità tale da portarle fino al collasso) od 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.



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 viene realizzata ed è difficile da standardizzare anche se, grazie ad alcune procedure ormai consolidate, è possibile sintetizzare lo studio di MS in una cartografia del territorio nella quale sono indicate:

- le zone in cui il moto sismico non viene modificato rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante (Categoria di sottosuolo A 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 potenzialmente soggette all'instaurarsi di fenomeni di deformazione permanente del territorio inducibili o innescabili 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 aversi solo "effetti di sito" (stratigrafici, di valle, topografici);
- **aree sismicamente instabili**, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.

EFFETTI DI SITO

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

➤ Si distinguono 3 tipi principali di effetti:

1. **effetti stratigrafici** (monodimensionali, 1D)
2. **effetti di valle** (bi-tridimensionali, 2D-3D)
3. **effetti topografici** (bi-tridimensionali, 2D-3D)



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

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

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

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

In sintesi:

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

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

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa il Livello 1 e Livello 2 di approfondimento come previsto dagli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica della Protezione Civile” e dalle Linee Guida Regionali.

Sono state condotte alcune misure sperimentali sia di tipo sismico che geotecnico per quantificare correttamente il grado di rigidità del sottosuolo e stimare le frequenze di risonanza del sito.

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.A.T. e presso l'Ufficio Tecnico. In particolare, quest'ultimo non ha prodotto particolari indagini geofisiche significative per il presente lavoro. Per questo motivo, al fine di caratterizzare correttamente, dal punto di vista sismico, i terreni presenti nel comune di Gaiarine, sono state condotte una serie di misure geognostiche in prossimità delle zone ritenute più significative, coinvolgendo comunque tutto il territorio; le indagini condotte sono state schedate, archiviate nel supporto informatico e riportate in allegato. In particolare, sono state effettuate:

- n° 35 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) per individuare le frequenze di risonanza dei depositi;
- n° 35 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- n° 3 prove penetrometriche statiche C.P.T. per la corretta ricostruzione stratigrafica e parametrizzazione dei terreni attraversati.

6.2 Metodologie di elaborazione e risultati delle nuove indagini

6.2.1 Indagini 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.

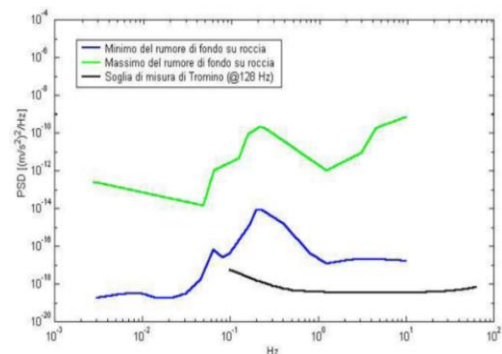
Possiamo scrivere questo come:

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.

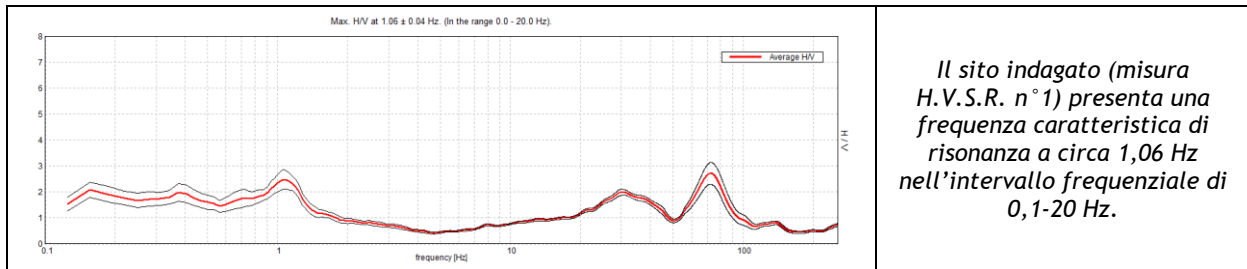
Per l'acquisizione dei dati è stato utilizzato un tromometro digitale della ditta Micromed Spa modello *Tromino*[®] *ENGY-Plus* che rappresenta la nuova generazione di strumenti ultra-leggeri e ultra-compatti in alta risoluzione adatti a tali misurazioni. Lo strumento racchiude al suo interno tre velocimetri 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.



SINTESI DEI RISULTATI

Le frequenze di risonanza del terreno fanno parte degli "effetti di sito" che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura. Analizzando la "Carta delle frequenze" e la "Carta delle indagini" successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n°35 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Gaiarine: la distribuzione delle prove è stata ottimizzata per vedere il "modo" di rispondere dei vari depositi alle sollecitazioni sismiche.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, ..., T35), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove con indicata la frequenza “fondamentale - F0” (valore di frequenza più basso) e quella “caratteristica - MAX” (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. A seguire un esempio di misura H.V.S.R. condotta per il presente studio.



CODICE PROVA	F ₀ “FONDAMENTALE” [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	FREQUENZA “MAX” [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 10 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)	PRESENZA DI ARTEFATTI
T1	1,06	1,06	Si	No
T2	0,91	0,91	Si	No
T3	0,91	0,91	Si	No
T4	1,10	8,13	Si	No
T5	0,91	0,91	Si	No
T6	0,91	0,91	Si	No
T7	0,91	0,91	Si	No
T8	1,03	1,03	Si	No
T9	0,94	0,94	Si	No
T10	1,00	1,00	Si	No
T11	1,20	19,97	Si	No
T12	1,03	1,03	Si	No
T13	0,90	8,44	Si	No
T14	0,95	5,63	Si	No
T15	0,88	4,50	Si	No
T16	1,16	6,20	Si	No
T17	1,13	1,13	Si	No
T18	1,03	1,03	Si	No
T19	0,90	7,47	Si	No
T20	1,16	1,16	Si	No
T21	1,09	1,09	Si	No
T22	0,97	0,97	Si	No
T23	1,06	1,06	Si	No
T24	1,00	3,34	Si	No
T25	1,30	12,0	Si	No
T26	1,09	1,09	Si	No
T27	1,03	1,03	Si	No
T28	1,16	1,16	Si	No
T29	1,25	1,25	Si	No
T30	1,06	1,06	Si	No
T31	0,94	0,94	Si	No
T32	1,06	1,06	Si	No
T33	1,06	1,06	Si	No
T34	1,25	1,25	Si	Si
T35	1,20	1,20	Si	Si

6.2.2 Indagini 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.7.0 - 2016.

Data la necessità di analizzare con elevato dettaglio le basse frequenze (tipicamente anche al di sotto dei 10 Hz), sono stati utilizzati n°9-16 geofoni verticali a 4,5 Hz uniti in *array* lineari totalmente digitali (*SoilSpy Rosina*). Ogni geofono è munito di un digitalizzatore che converte il segnale e lo trasmette al sismografo tramite un'interfaccia USB. Tale sistema permette di avere elevati rapporti di rumore, un perfetto sincronismo e una estrema leggerezza; la spaziatura utilizzata tra i geofoni è stata di 2 m, 3 m o 4 m. Tutti gli stendimenti eseguiti non presentavano sostanziali variazioni di quota e, quindi, i siti indagati sono stati considerati a sviluppo orizzontale.

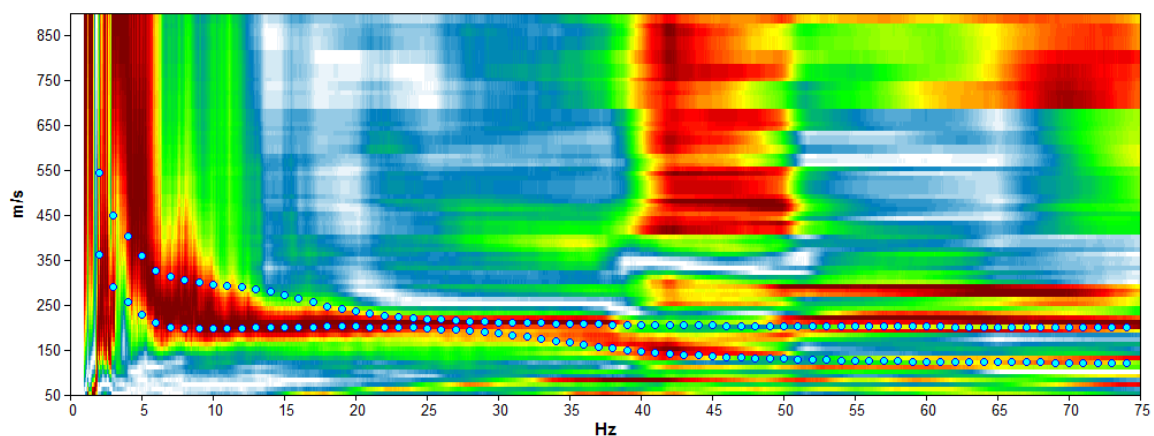


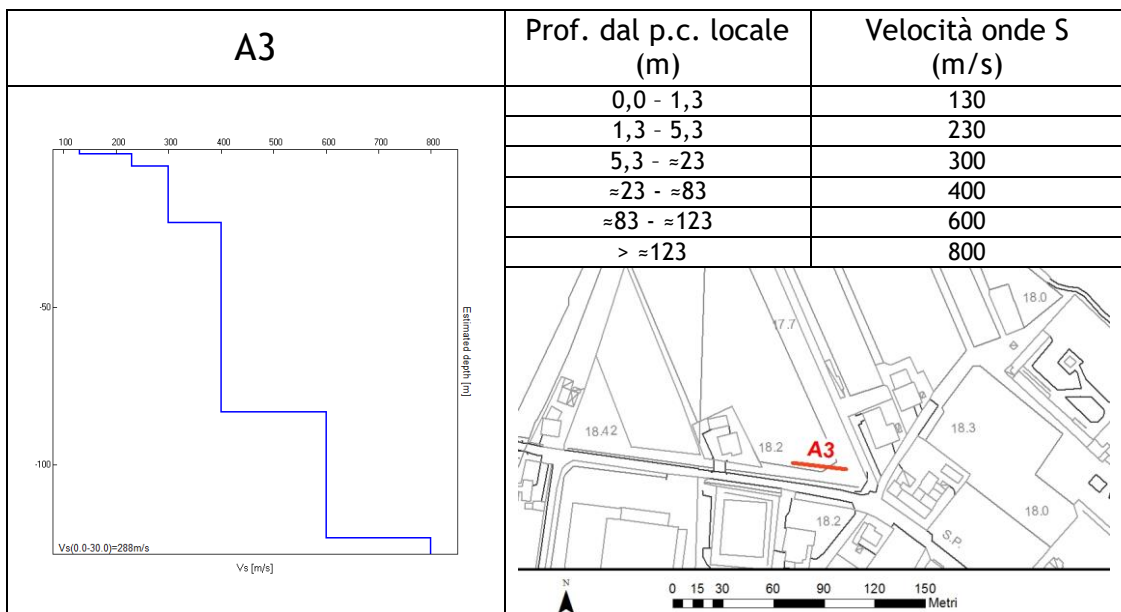
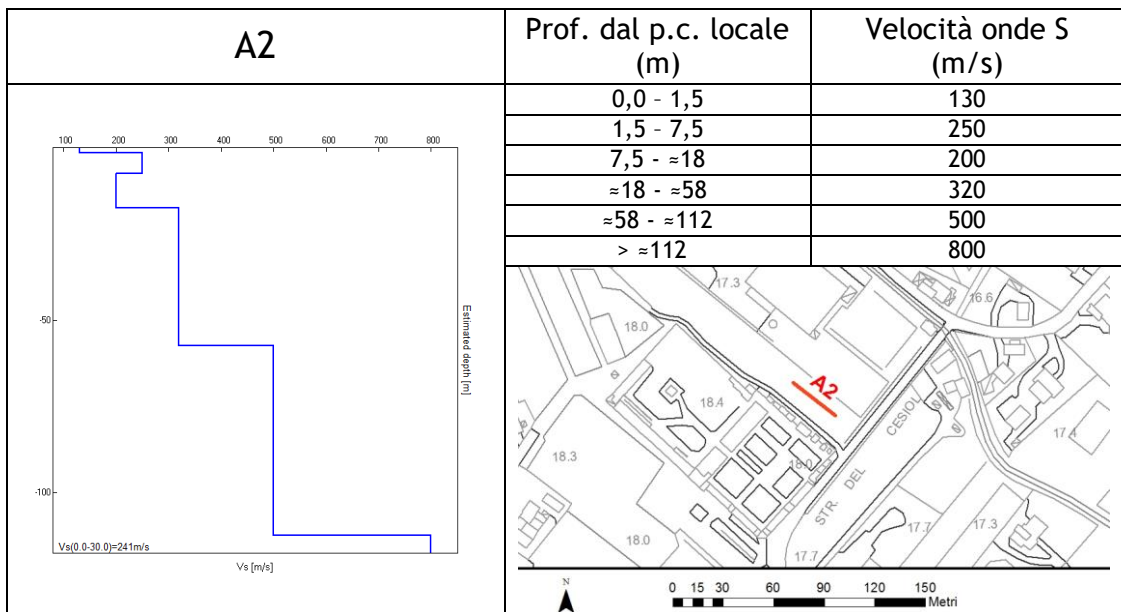
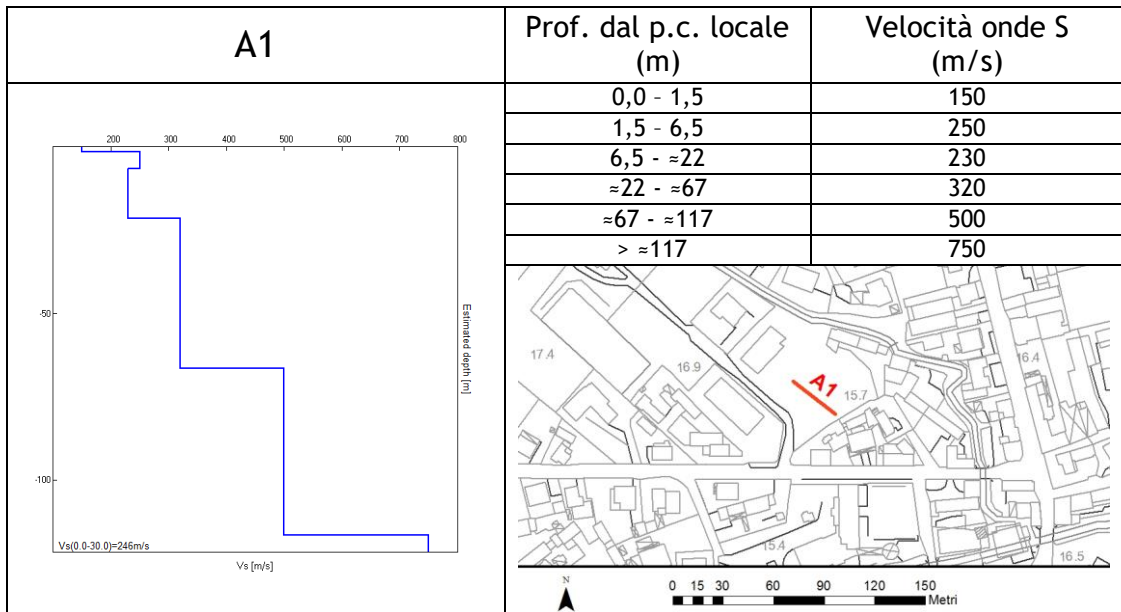
SINTESI DEI RISULTATI

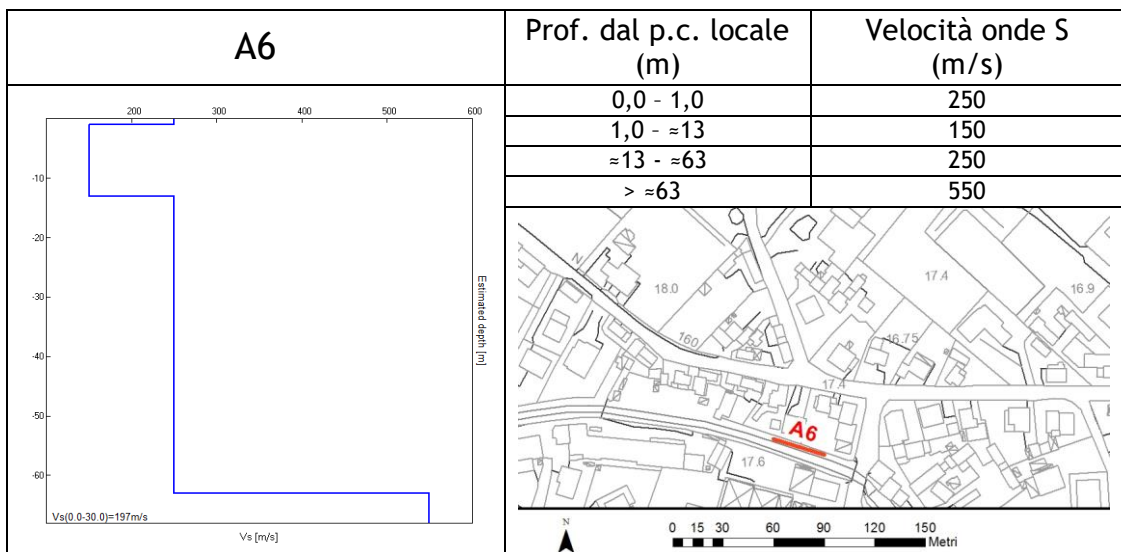
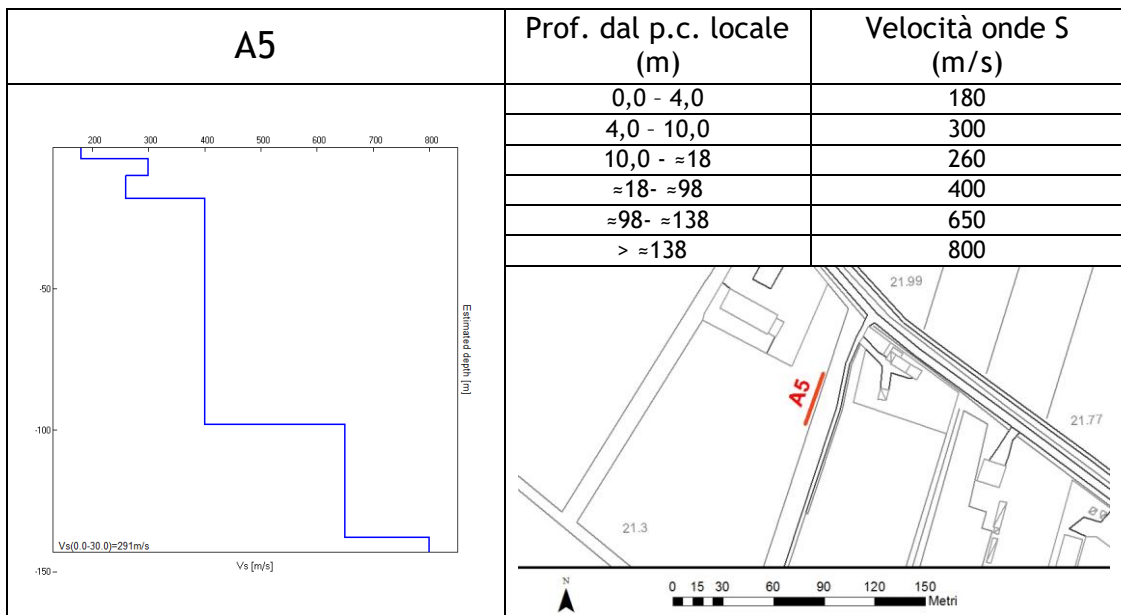
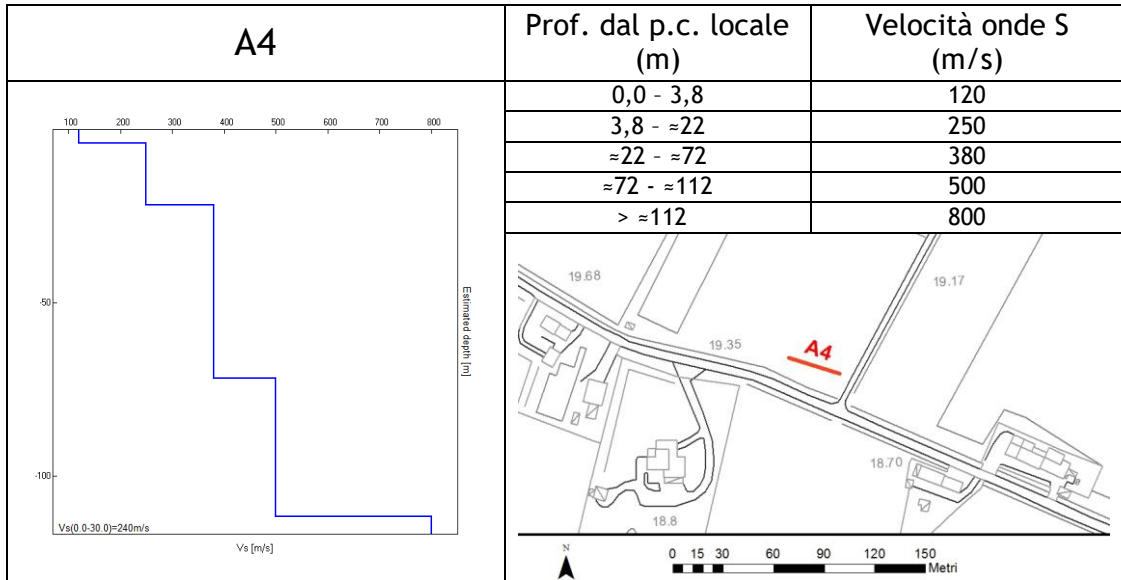
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici Re.Mi.) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche “sismiche” dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare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

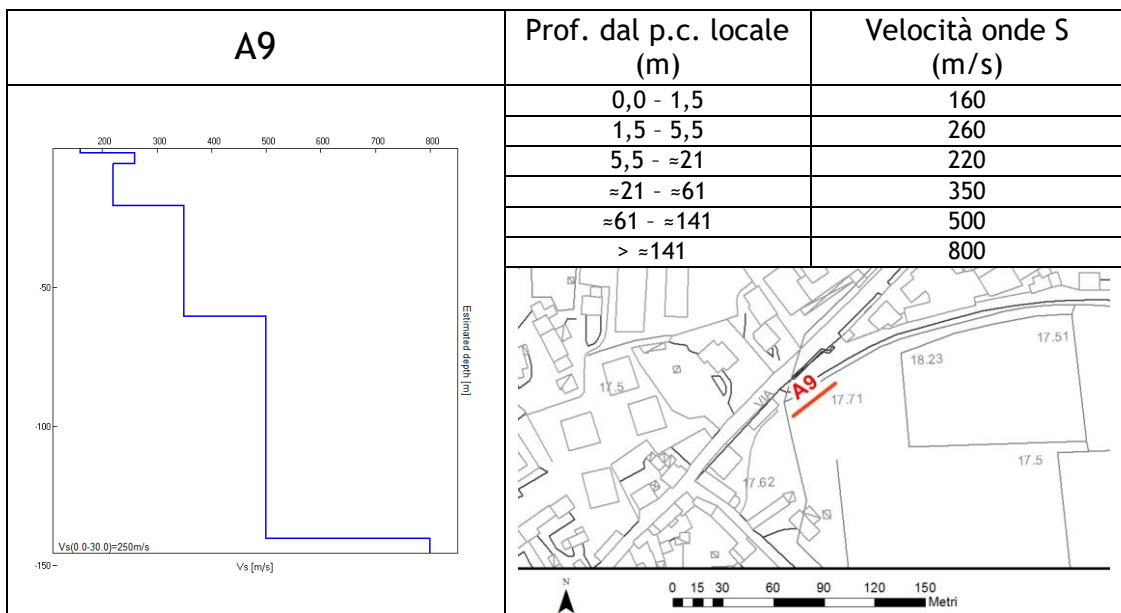
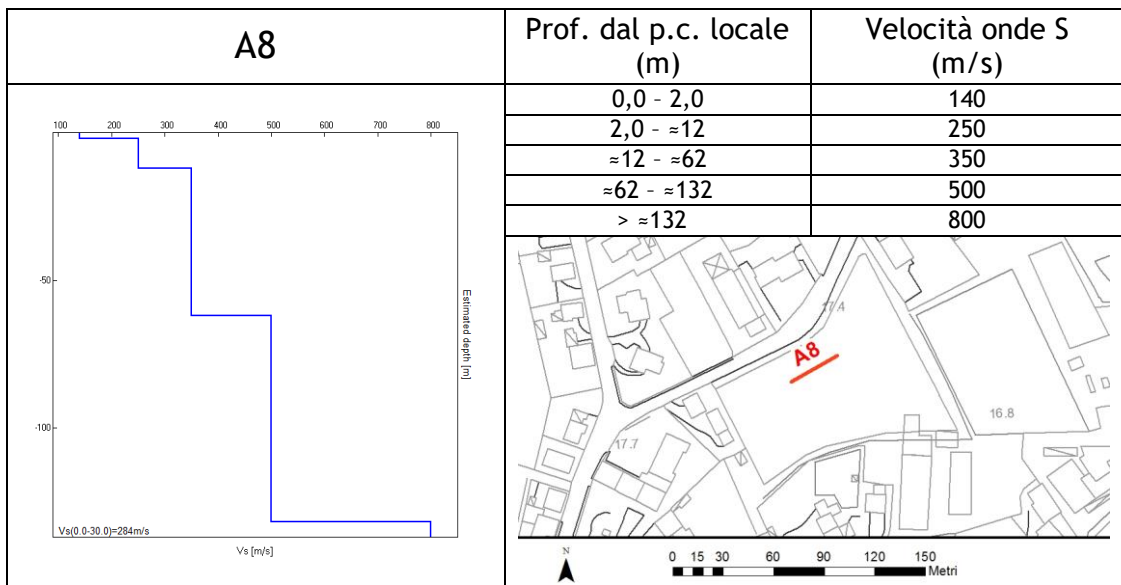
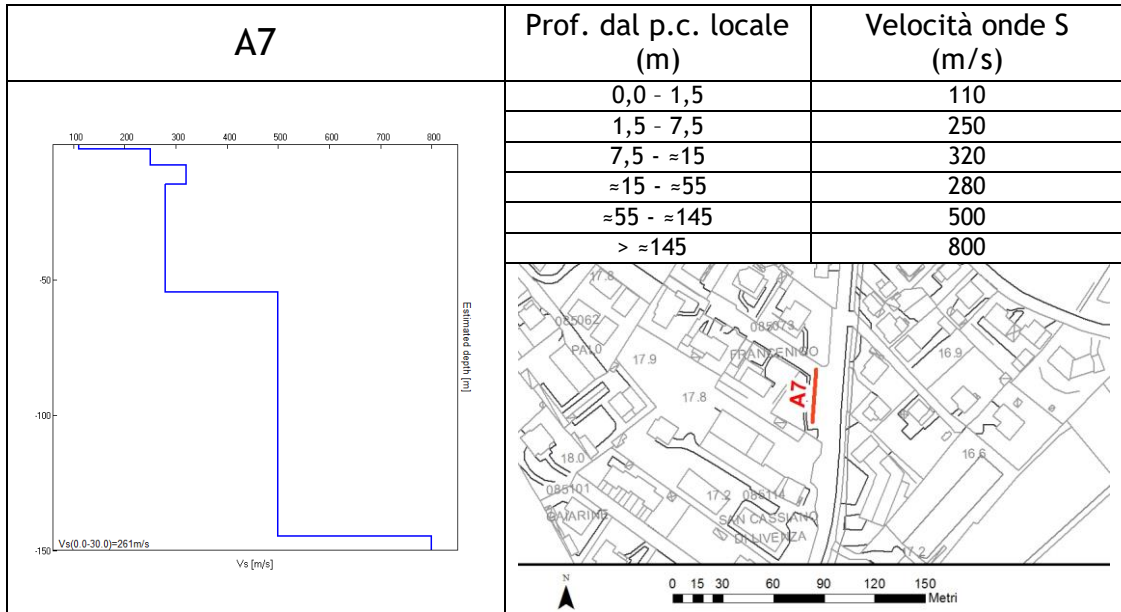
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e delle H.V.S.R. accoppiate ad essi (cfr. Schede A1, ..., A35 - T1, ..., T35). Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio S (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

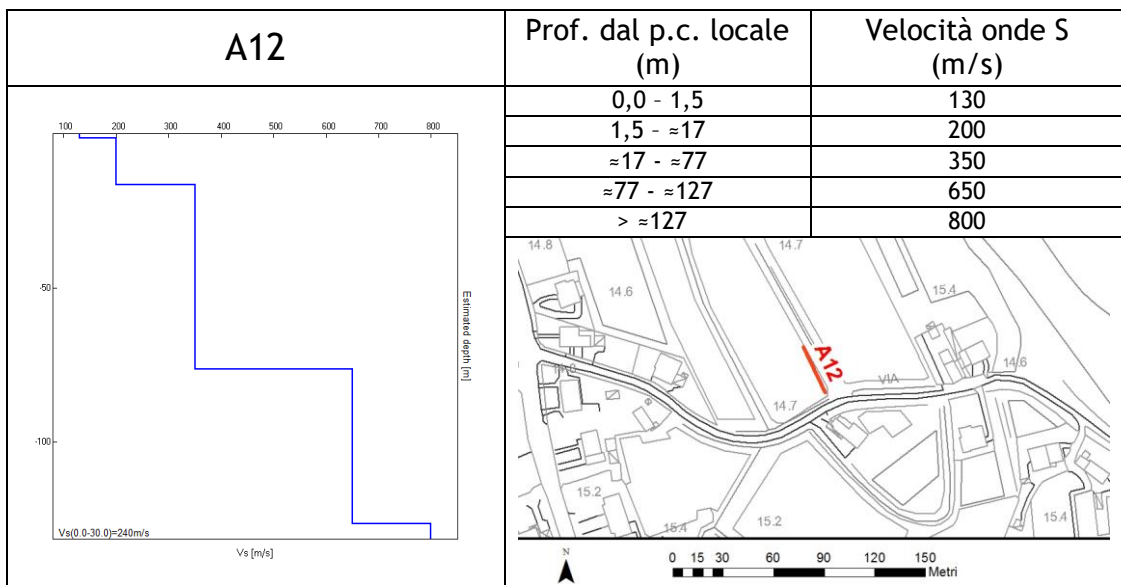
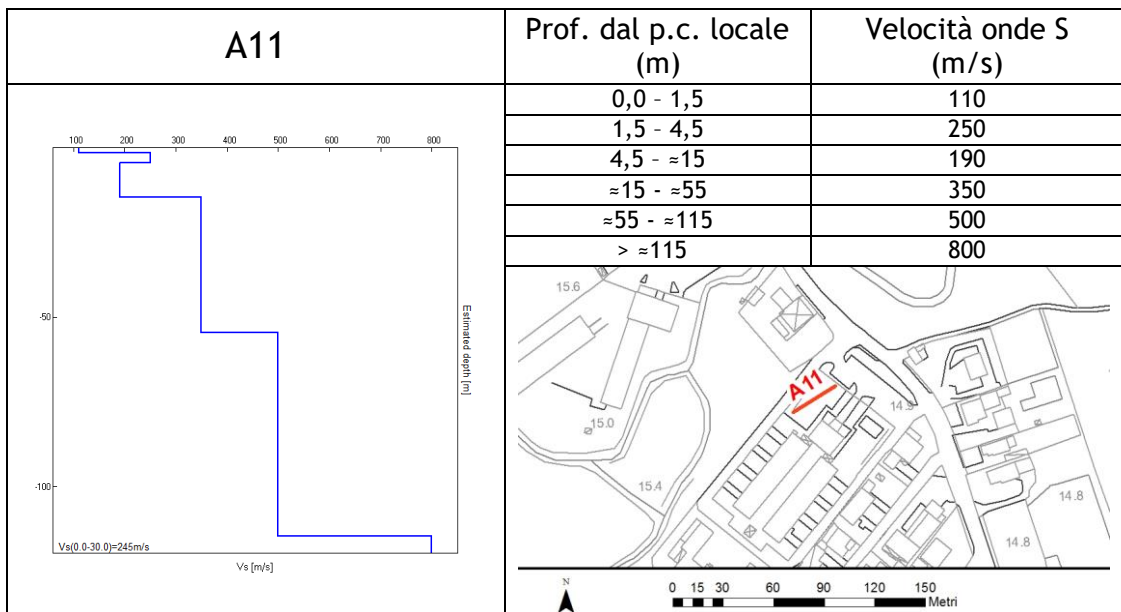
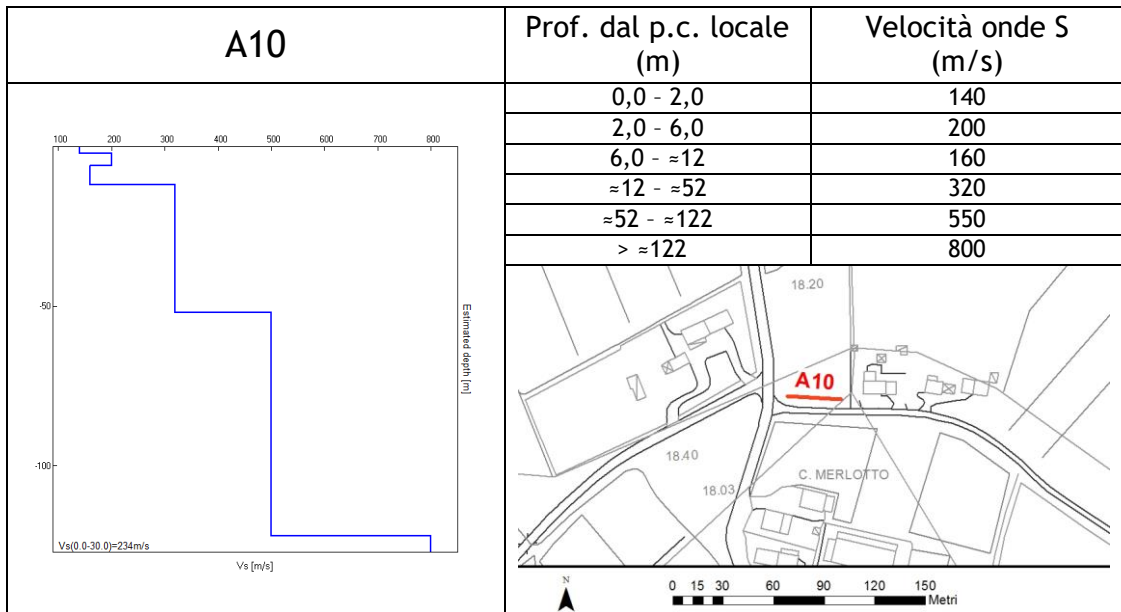
A seguire un esempio di curva di dispersione da misura Re.Mi. (A2) condotta per il presente lavoro. Si può osservare la buona coerenza del segnale e l'elevata profondità d'indagine data dai bassi valori di frequenza registrati.

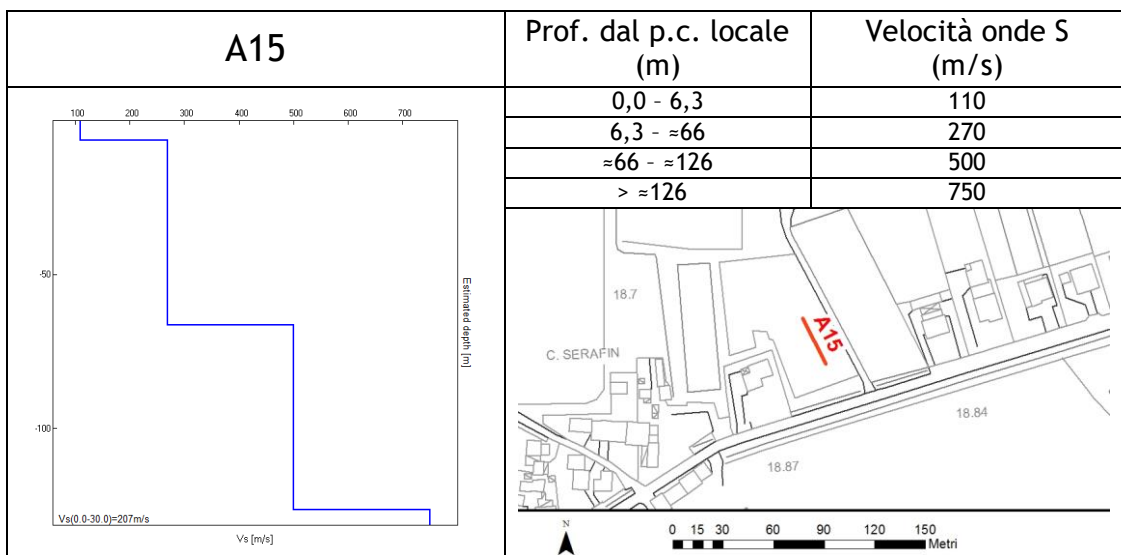
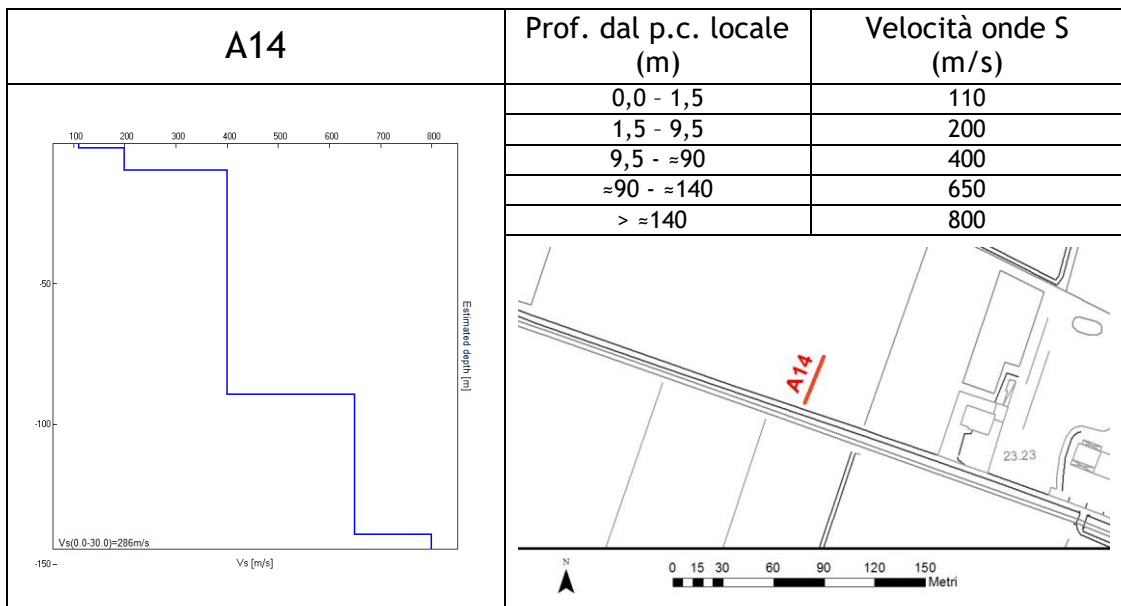
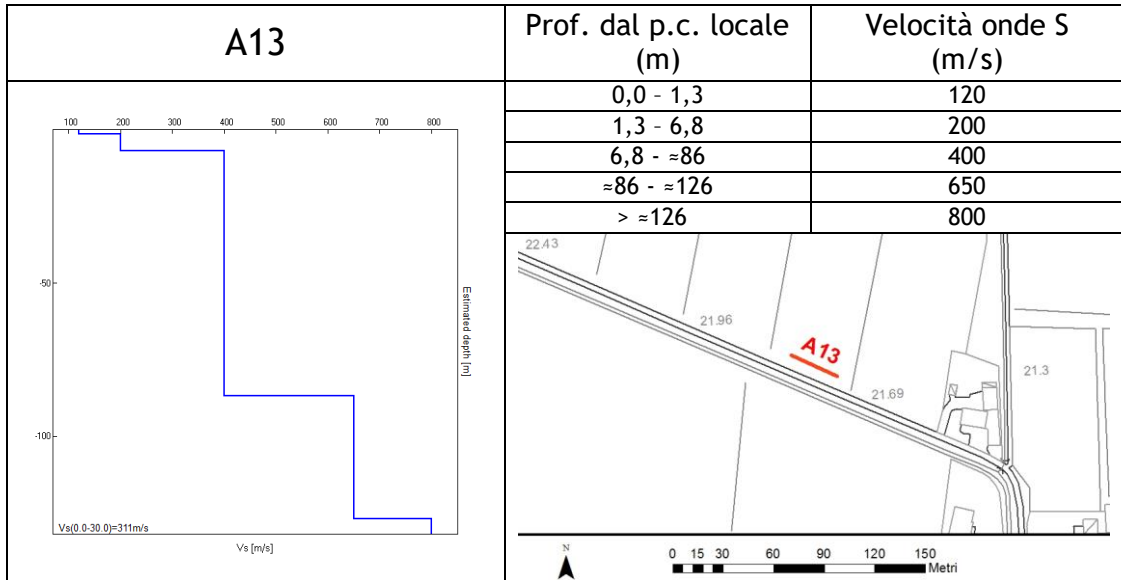


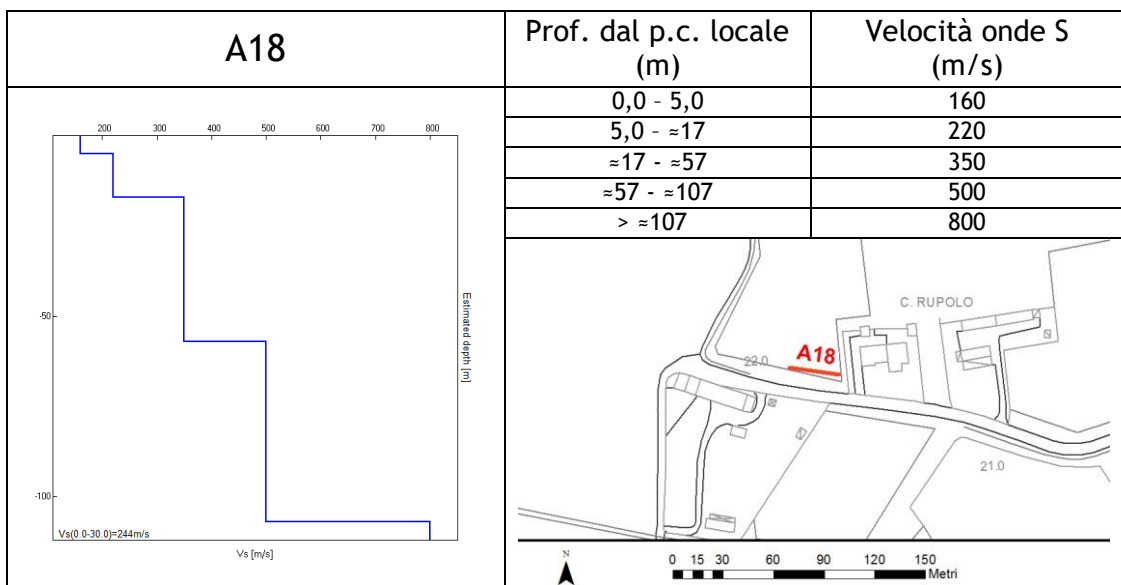
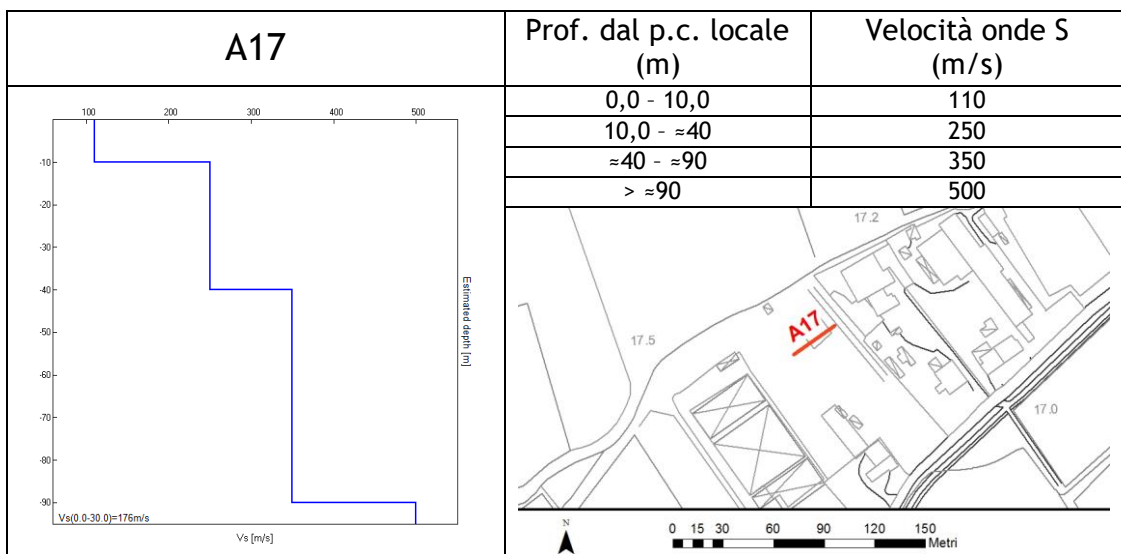
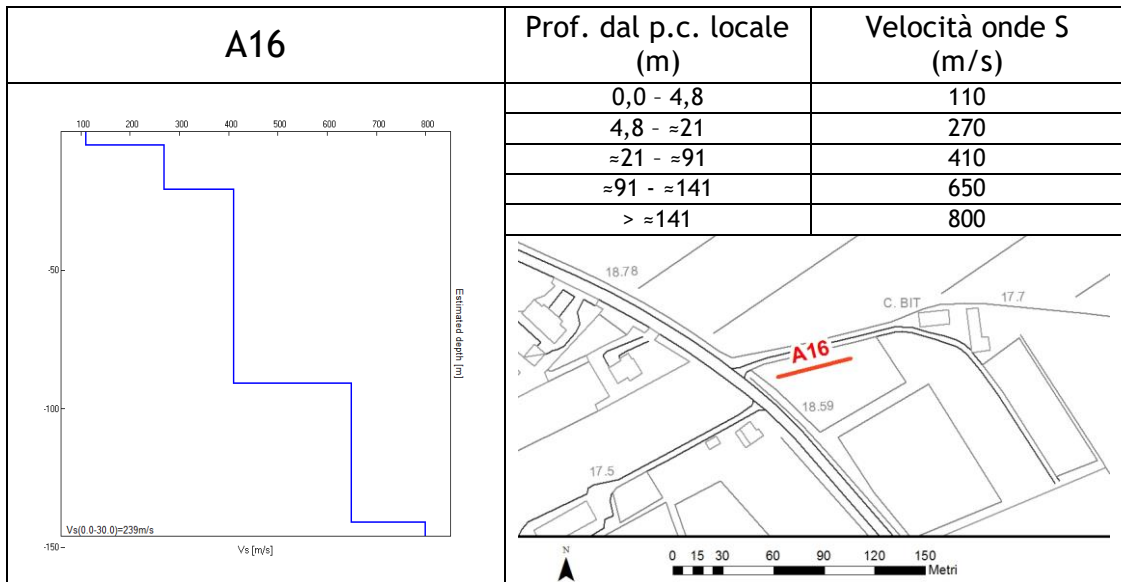


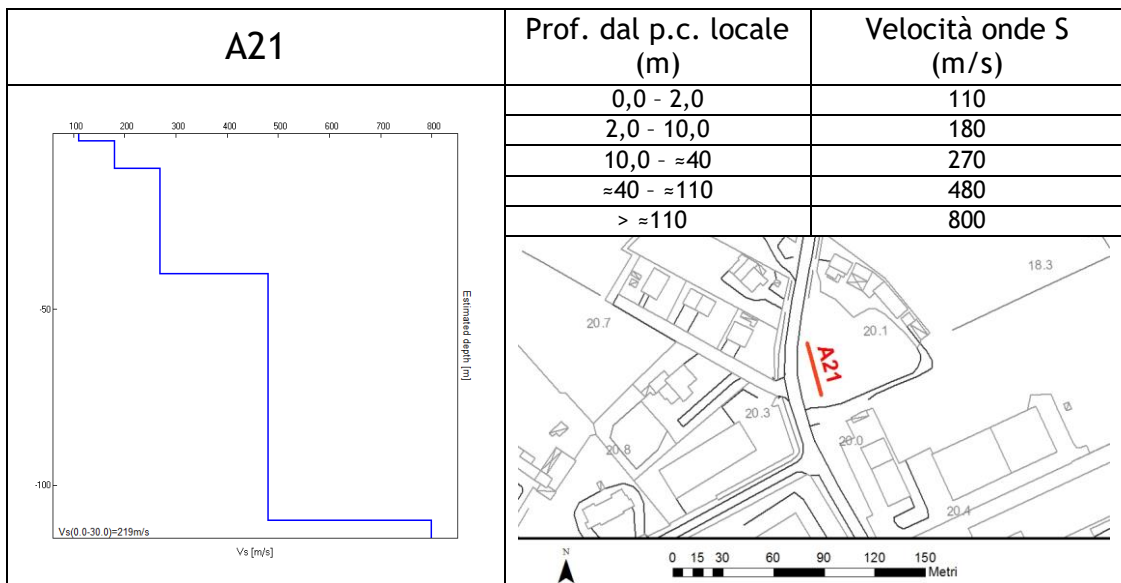
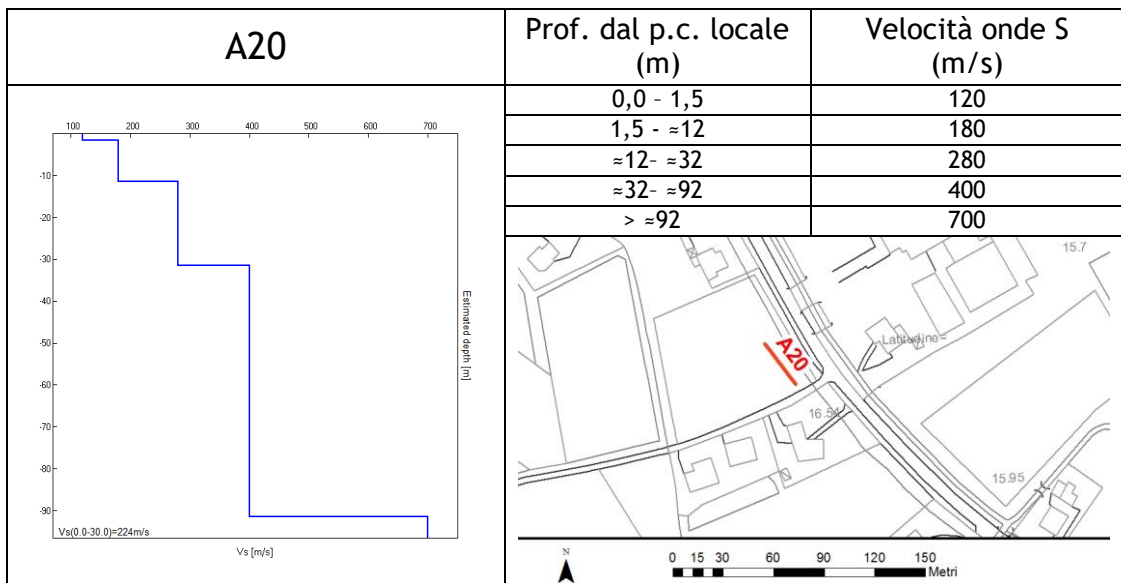
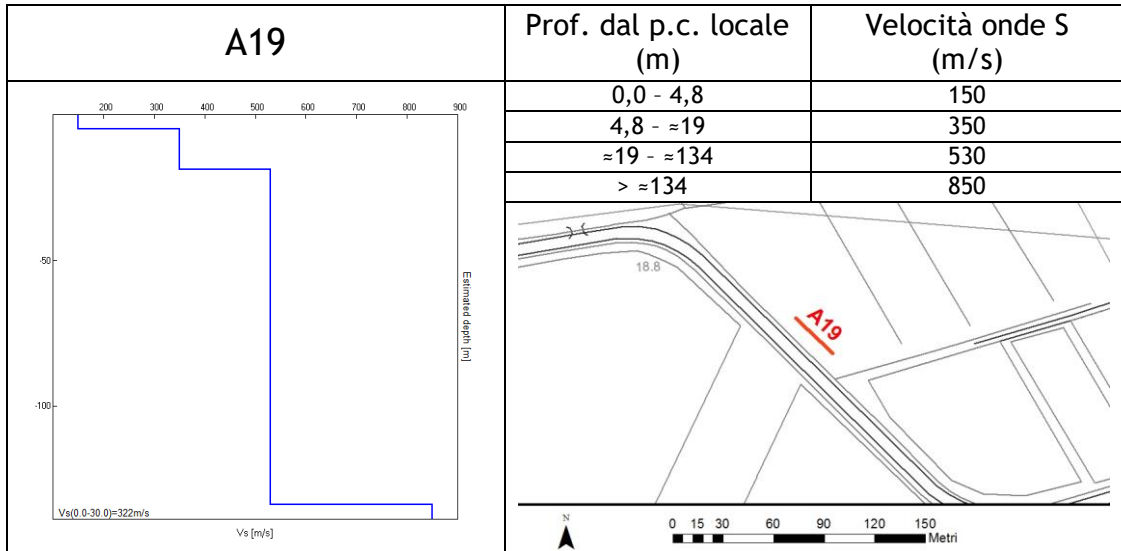


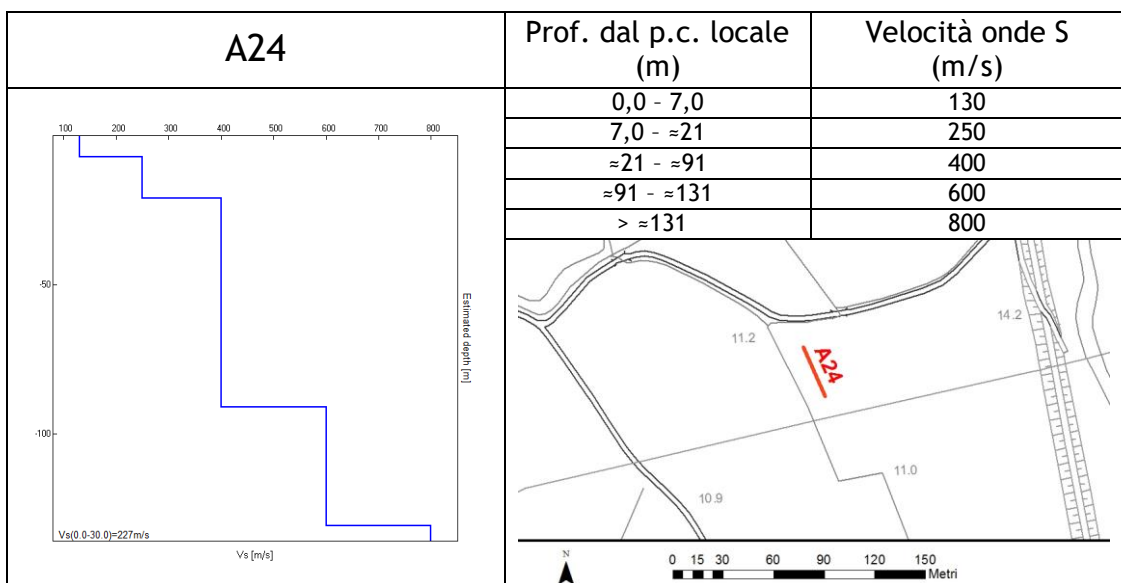
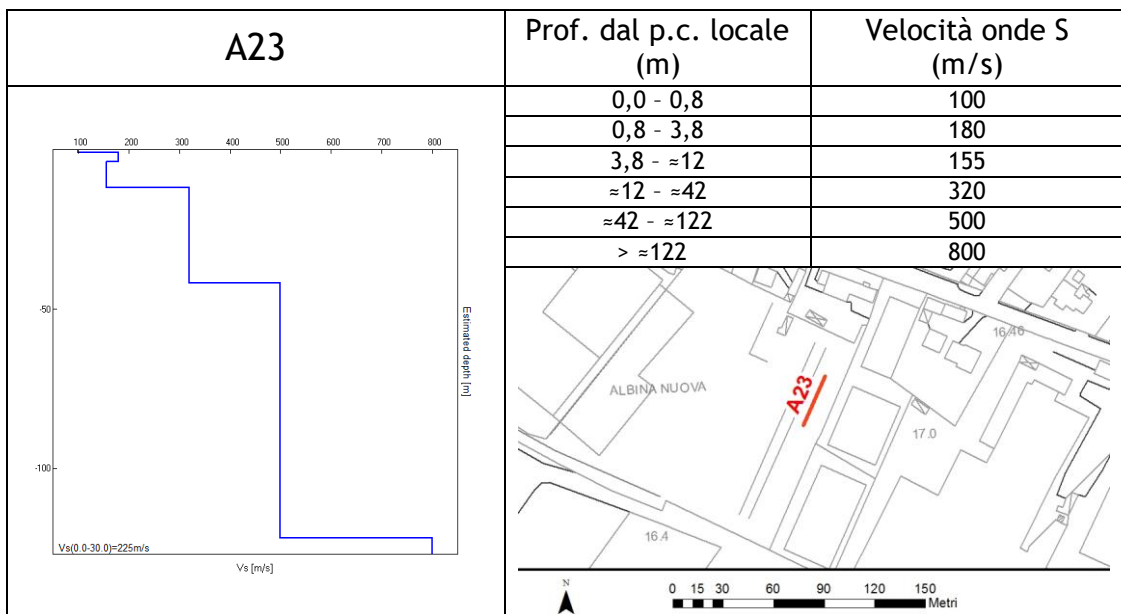
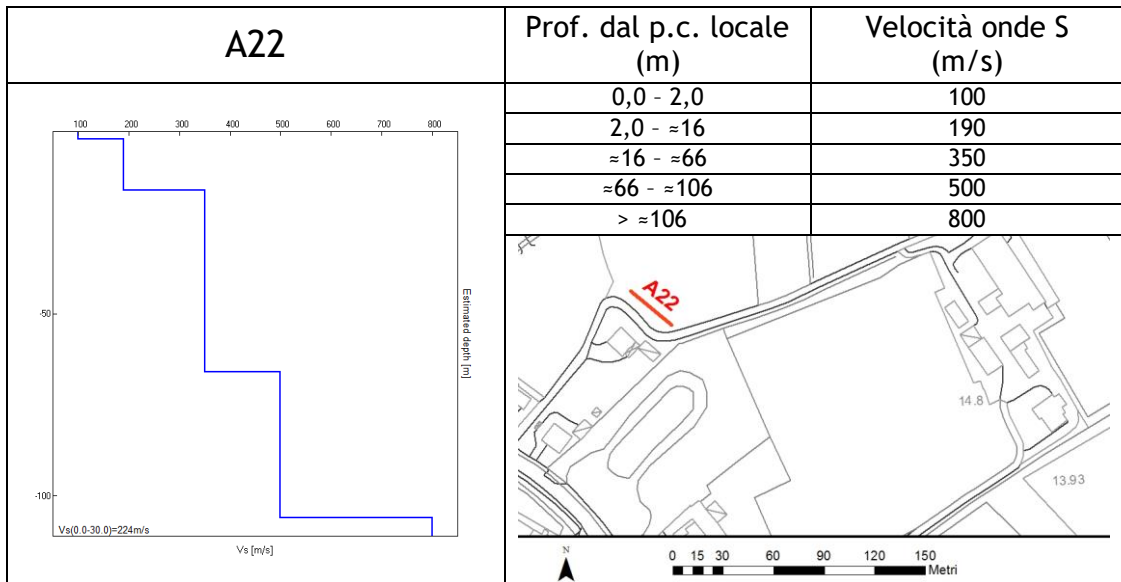


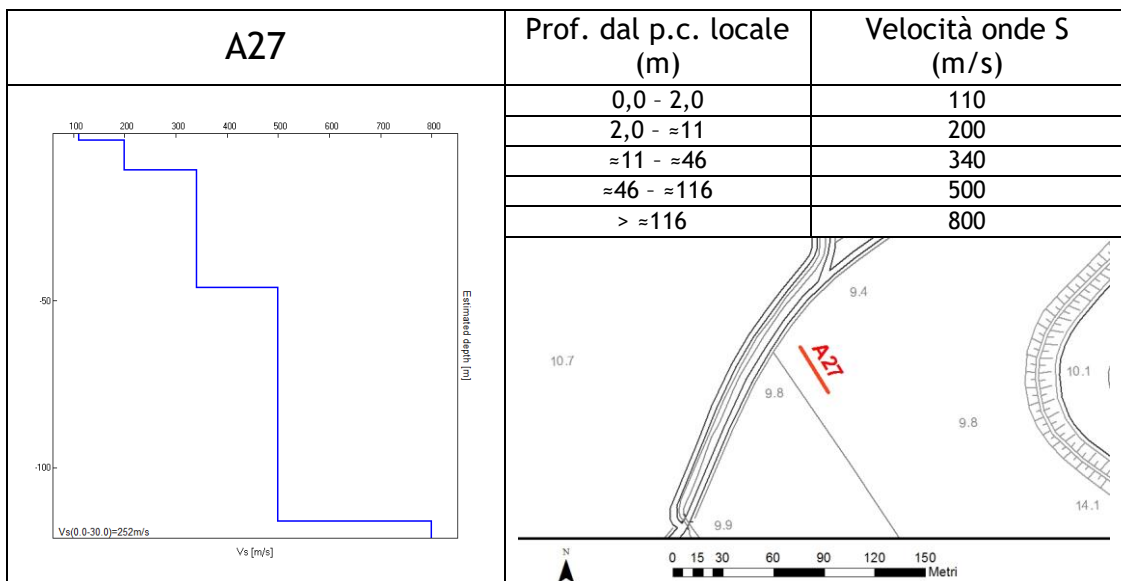
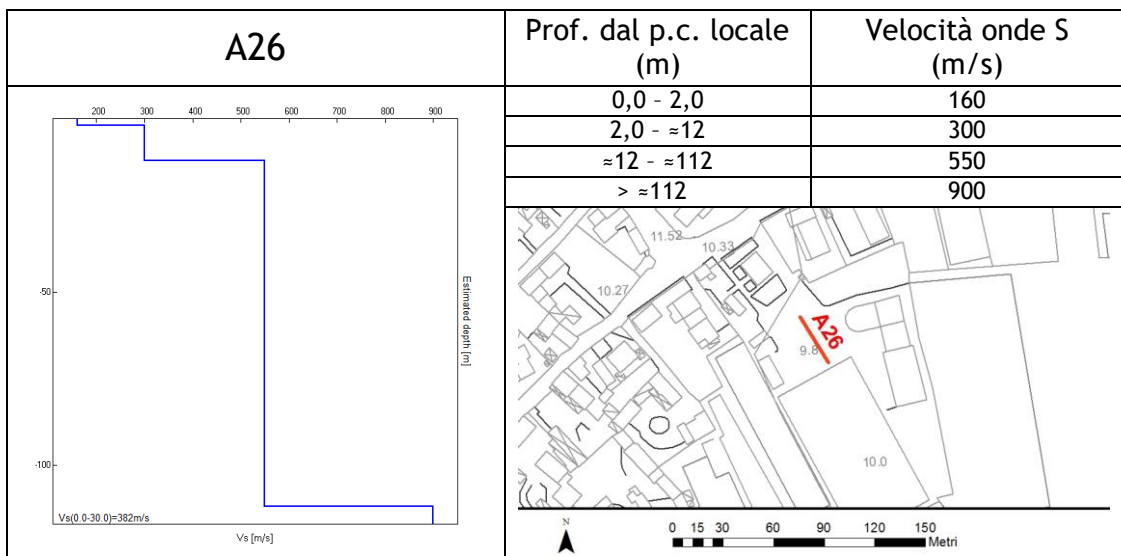
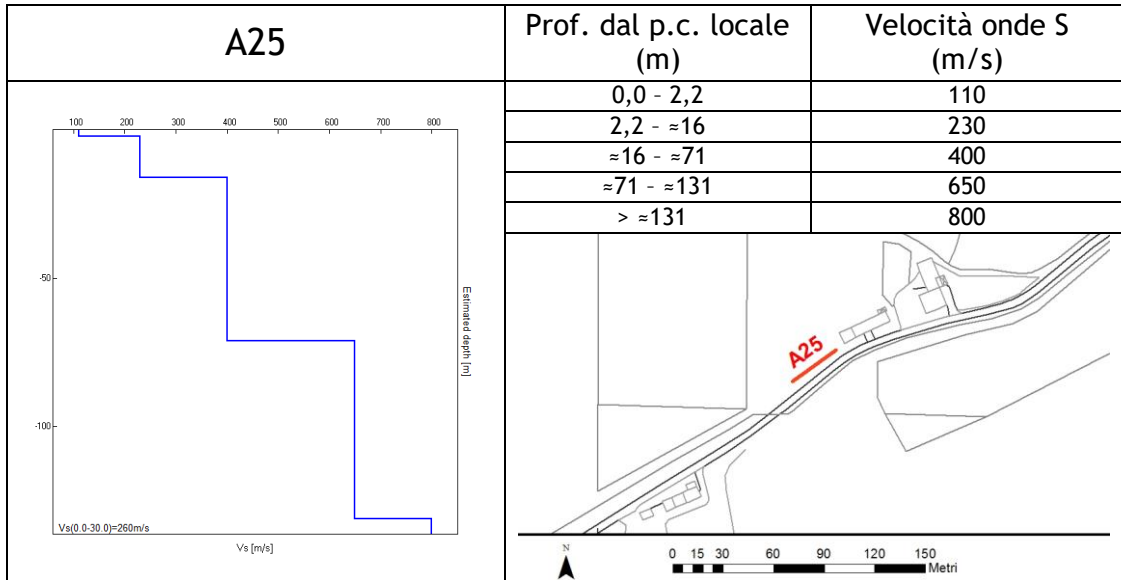


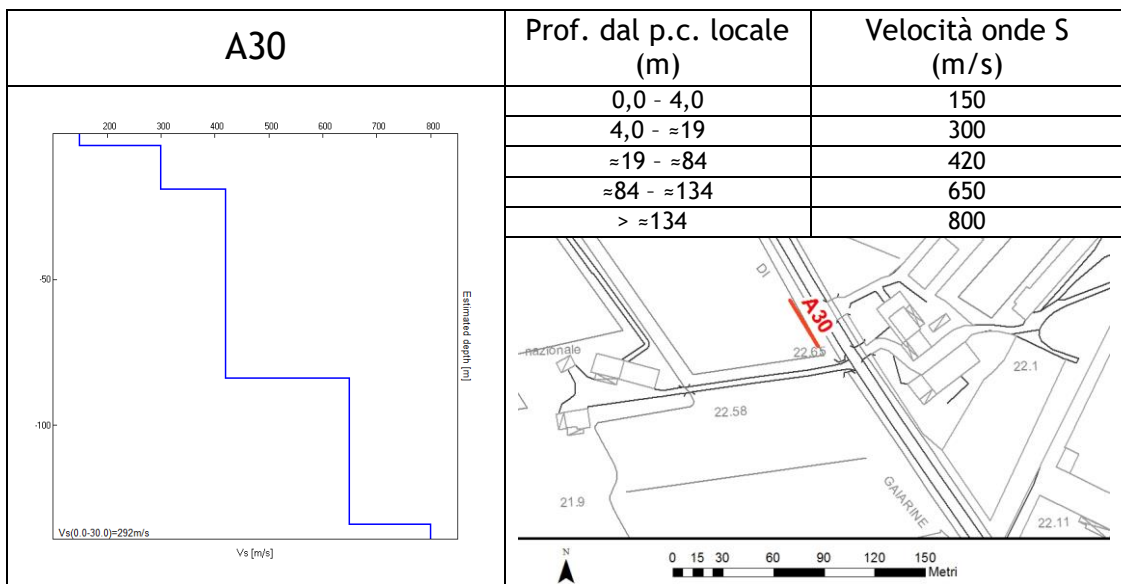
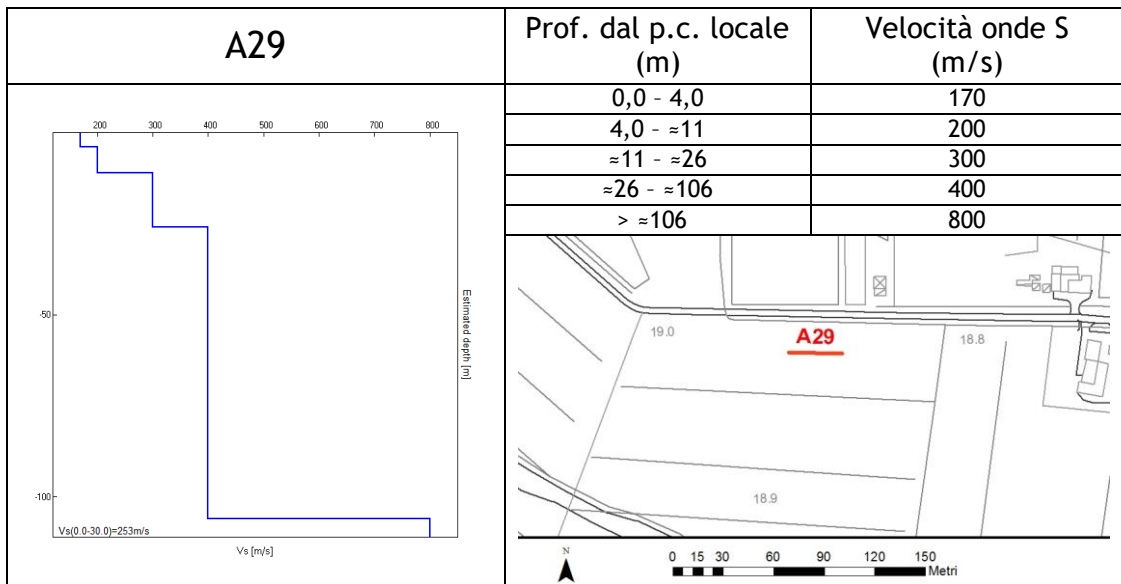
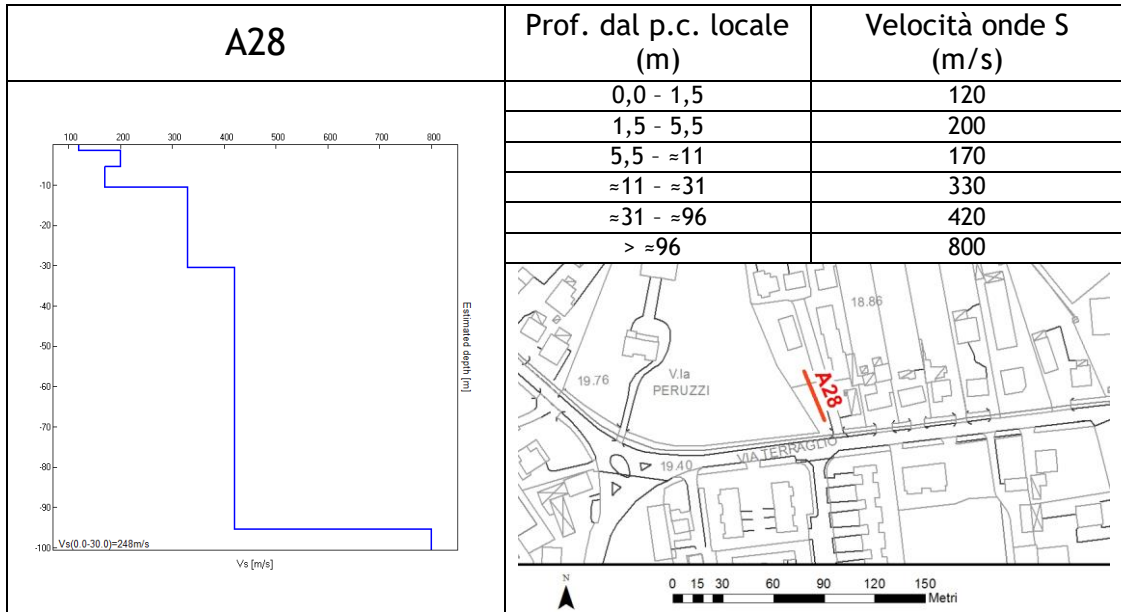


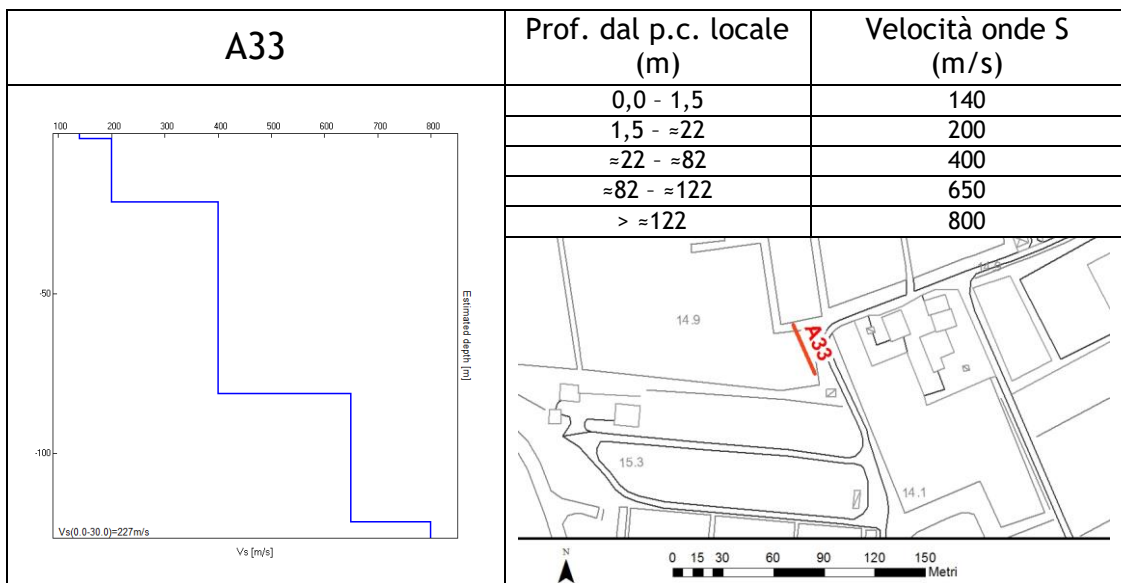
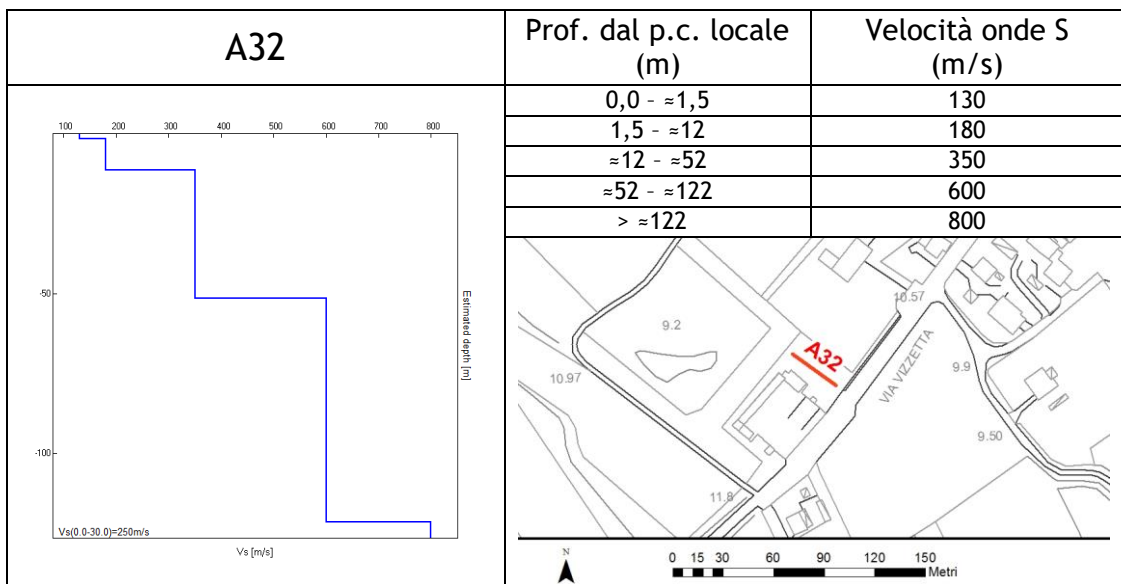
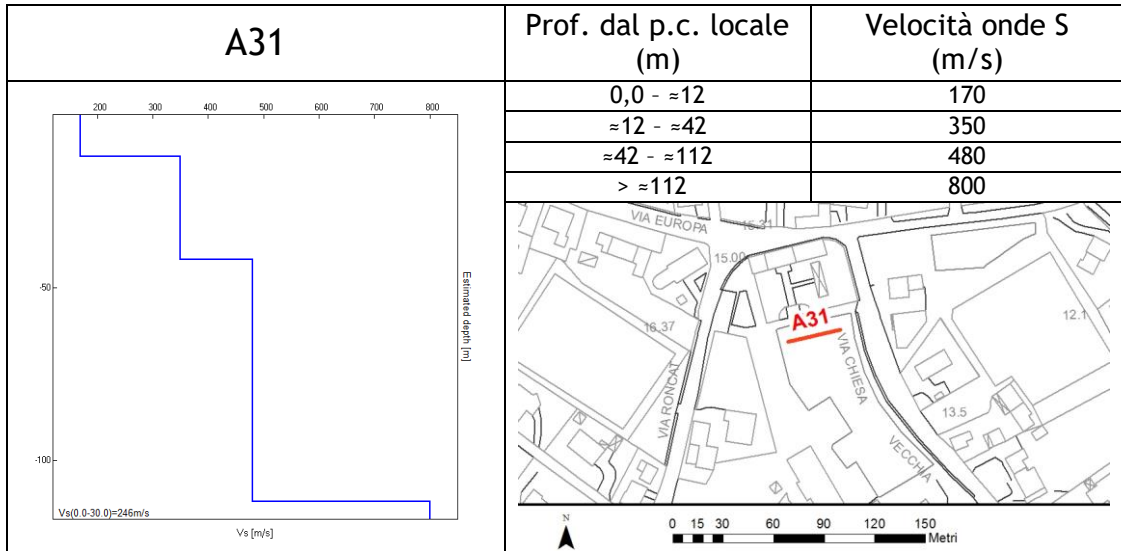


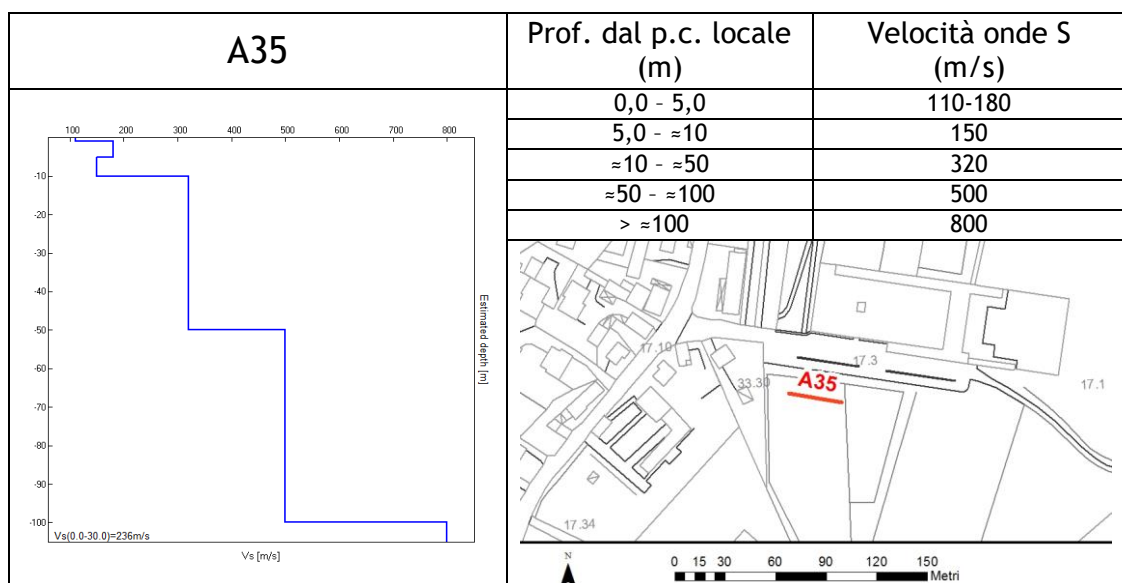
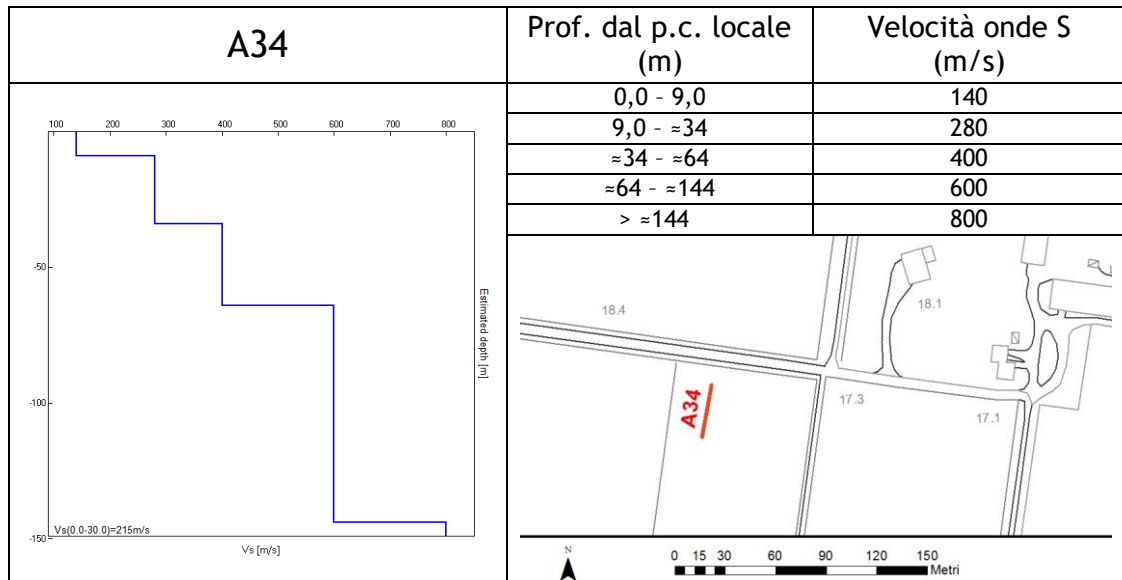










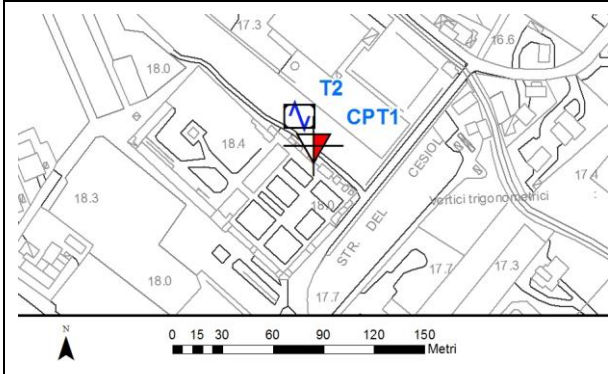


6.2.3 Indagini penetrometriche di tipo statico (CPT)

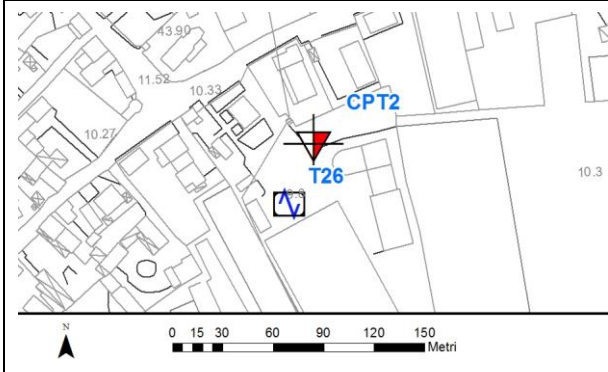
Il funzionamento del Penetrometro Statico (CPT Cone Penetration Test) è basato sull'infissione di una punta metallica nel terreno tramite un pistone idraulico che spinge la batteria di aste, su cui è montata la punta stessa (Punta tipo Begemann), a velocità costante di 2 cm al secondo, con potenza di spinta variabile. L'attrezzatura può essere montata su veicoli che, tramite il peso proprio o l'ancoraggio al terreno a mezzo di elicoidi, forniscono il contrasto necessario alla spinta. Lo strumento posto alla base della batteria di aste è costituito da una punta conica e da un manicotto mobile posizionato immediatamente dietro il cono, che misurano rispettivamente la resistenza alla penetrazione di punta (R_p in Kg/cm^2) e la resistenza di attrito laterale (R_l in Kg/cm^2). Tali grandezze sono quantitativamente correlabili alle caratteristiche geotecniche dei terreni attraversati. Dal rapporto di questi due valori (R_p/R_l) è possibile inoltre risalire alla stratigrafia del sottosuolo (Begemann, 1966; Schmertmann, 1978). La prova penetrometrica statica è compresa negli standard ASTM e ISSMFE, oltre che nelle "Raccomandazioni per le Indagini Geotecniche (1977)" dell'Associazione Geotecnica Italiana (AGI), ed è disponibile un'ampia letteratura sull'interpretazione dei dati sperimentali.

A seguire vengono riportate le ubicazioni e le foto di ogni prova condotta mentre in allegato il *report* completo con i valori di resistenza sia alla punta sia laterale.

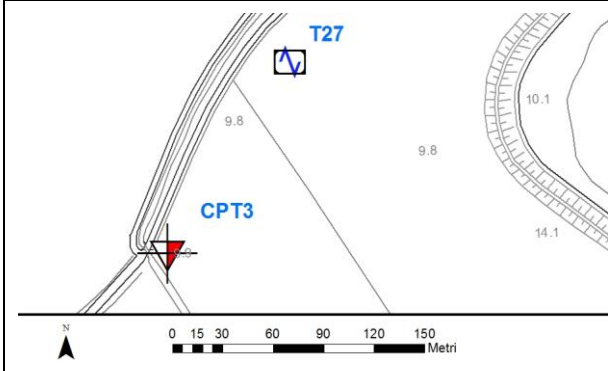
CPT n° 1



CPT n° 2



CPT n° 3



6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

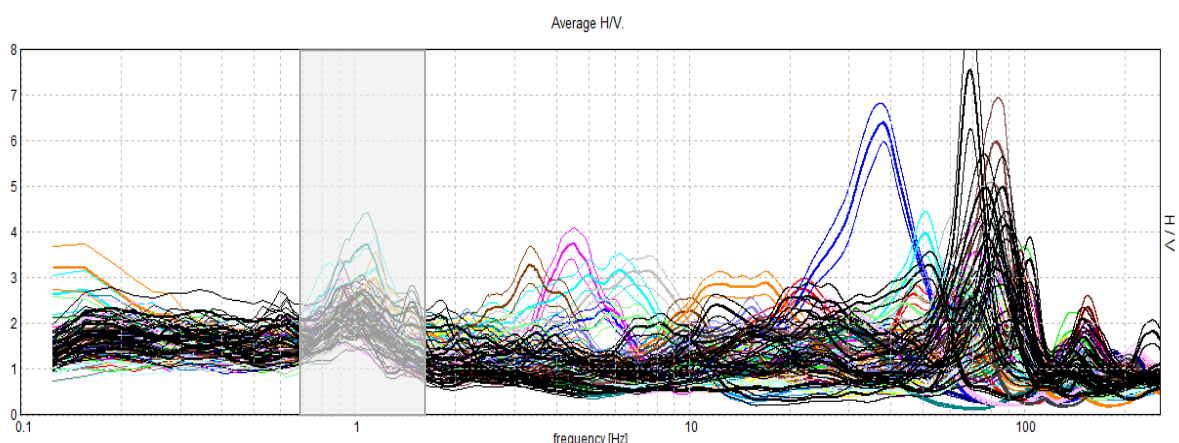
La valutazione della risposta sismica locale, sia con approccio semplificato, sia con modellazioni avanzate, non può prescindere da un'accurata ricostruzione del modello geo-sismico del sottosuolo tramite l'utilizzo di indagini geofisiche specifiche. Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi.) ed a stazione singola (H.V.S.R.), hanno permesso di ricostruire con una buona precisione i modelli sismo-stratigrafici locali.

I contrasti di rigidità tra copertura e roccia, nonché quelli presenti all'interno della copertura stessa, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismo-strati.

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 chiare e, generalmente, prive di artefatti con rapporti spettrali H/V non molto elevati.

I terreni, nel comune di Gaiarine, si presentano caratterizzati da contrasti sismici di media intensità, ad eccezione della porzione orientale del territorio dove la differenza di rigidità, tra la copertura poco addensata di natura limoso-argillosa (V_s compresa tra 110 m/s e 140 m/s) e i sottostanti terreni granulari ghiaioso-sabbiosi (V_s compresa tra 200 m/s e 310 m/s), si presenta più elevata. Si segnala, inoltre, che, in corrispondenza dei terreni caratterizzati da materiale sabbioso più o meno addensato sono spesso presenti locali diminuzioni di velocità delle onde S con la profondità nei primi 30 m. Tali inversioni di velocità sono correlabili alle frequenti interdigitazioni tra i depositi grossolani (sabbie e ghiaie) e i livelli di limi e argille che caratterizzano l'intero territorio.

In generale, i risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare in tutto il territorio comunale, soprattutto per quanto riguarda la profondità dell'ultimo riflettore in grado di generare una rilevante amplificazione del moto sismico in superficie, localizzato all'interno della copertura sedimentaria. Tale contrasto è ubicato ad una frequenza variabile tra 0,8 Hz e 2,0 Hz associabile ad una profondità di circa 90-130 m dal p.c. locale. Oltre tale profondità si riscontra una velocità di propagazione delle onde di taglio maggiore di 800 m/s e pertanto associabile al *bedrock* geofisico.








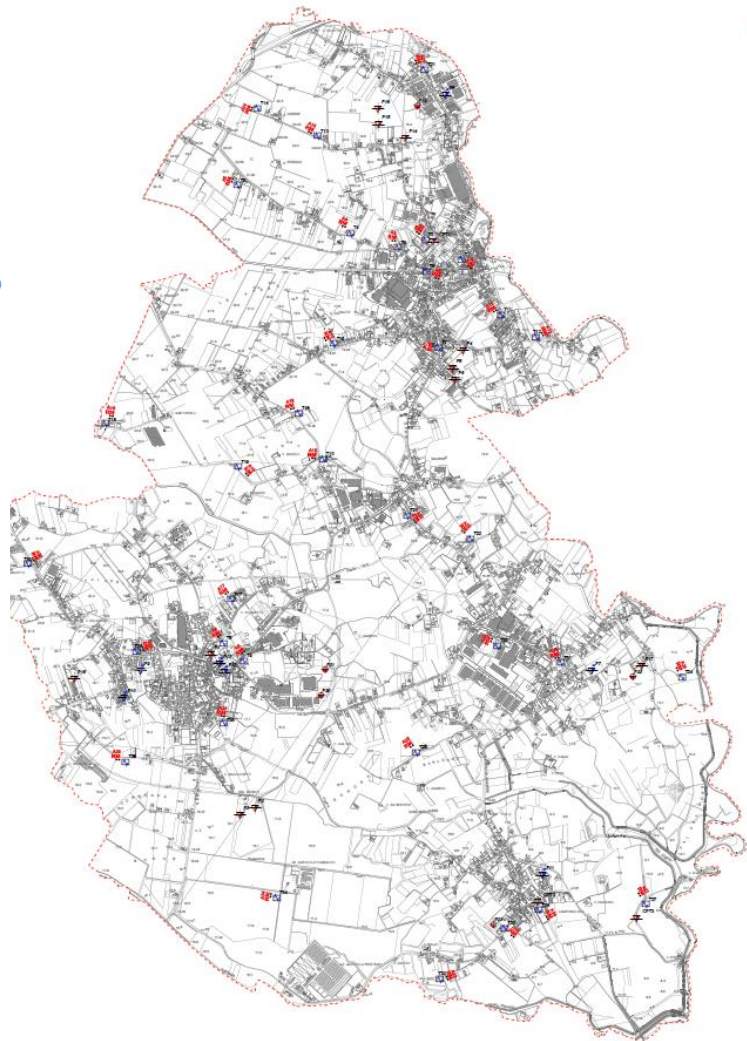
7. ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini *ex-novo* eseguite in questa fase e quelle desunte da studi pregressi che hanno consentito di ricostruire l'assetto tettonico e sismo-stratigrafico locale. Nella figura seguente si riporta un estratto della "Carta delle indagini" che dimostra come sia stato indagato, in modo dettagliato, l'intero territorio comunale; le indagini di nuova realizzazione sono state schedate, informatizzate e allegate fuori testo mentre quelle pregresse inserite nel supporto informatico allegato.

Legenda

	Prova penetrometrica statica (CPT)
	Prova penetrometrica dinamica media (DN)
	Trincea o pozzetto esplorativo (T)
	Stazione microtremore a stazione singola (HVSr)
	Prova REfraction Microtremors (REMI)
Pn	Identificativo indagine pregressa (puntuale)
Tn	Identificativo indagine sismica HVSr di nuova realizzazione (puntuale)
CPTn	Identificativo indagine penetrometrica di nuova realizzazione (puntuale)
An	Identificativo indagine sismica ReMi di nuova realizzazione (lineare)



7.2 Carta geologico-tecnica

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

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici ed idrogeologici allegati al P.A.T. Infatti, non sono stati eseguiti rilievi di superficie e, come da incarico, sono state utilizzate e mantenute le informazioni del P.A.T., integrandone e modificandone talora i contenuti alla luce dei risultati ottenuti dalle prove geognostiche condotte.

Per l'elaborazione della "Carta geologica-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 Gaiarine.

Alla fine, è stata creata una unità principale ("Terreni di copertura") che contiene 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.

In sostanza, per riconoscere 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 dai vari terreni di copertura;
- morfologie sepolte come l'asse di paleo alveo;
- orli di scarpata morfologica (cava abbandonata o dismessa);
- aree di riporto antropico;
- le informazioni sulla profondità della falda.

Di seguito vengono quindi descritti, sulla base della loro rigidità, composizione granulometrica e genesi, i vari litotipi testati. In conclusione, le unità litologiche principali definite nella CGT_MS sono le seguenti:

<i>Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica</i>	<i>Simbolo riportato in carta</i>
CL fg (Argille inorganiche di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre; fg = deposito fluvio glaciale)	CL
GM fg (Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo; fg = deposito fluvio glaciale)	GM
SM fg (Sabbie limose, miscela di sabbia e limo; fg = deposito fluvio glaciale)	SM
RI (Terreni contenenti resti di attività antropica)	RI

In sostanza, le indagini effettuate, l'assetto morfologico e/o stratigrafico dell'area e la conoscenza dal punto di vista geologico dei comuni confinanti, hanno consentito di suddividere il territorio comunale nelle seguenti aree litologicamente distinte:

- nella porzione orientale e meridionale del comune è stata confermata la presenza di materiale a tessitura prevalentemente fine poggiante sulle sottostanti sabbie e/o ghiaie come descritto nella carta litologica del P.A.T. (CL fg), modificando localmente i limiti di tali depositi sulla base delle indagini effettuate;
- nella porzione occidentale i depositi lenticolari costituiti da materiali granulari fluviali e/o fluvioglaciali a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa individuati nel P.A.T. (SM fg) sono stati uniti a formare un'unica area litologicamente omogenea mentre a nord-est sono stati conservati i limiti definiti nel P.A.T. per tale deposito;

- infine, a sud ovest è stata individuata un'area caratterizzata da depositi ghiaiosi-limosi con miscela di sabbia e limo (GM fg) in continuità con quanto riscontrato nel comune limitrofo di Codognè.

Facendo riferimento alle descrizioni litologiche del Paragrafo 3.3, le unità sopra riportate sono correlabili ai terreni indicati nella tabella seguente.

<i>Carta geologico - tecnica per la Microzonazione Sismica</i>	Carta geo-litologica del P.A.T.
GM fg	ALL - 05
SM fg	L - ALL - 01 + L - ALL - 05
CL fg	L - ALL - 05 + L - ALL - 01

Si specifica, tuttavia, che la delimitazione di tali aree, è del tutto indicativa in quanto non ci sono evidenze geologiche che ne consentono la corretta definizione.

7.3 Carta delle microzonee omogenee in prospettiva sismica

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

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

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- morfologie sepolte;
- orli di scarpata morfologica;
- misure di rumore ambientale H.V.S.R.

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

1) ZONE STABILI

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


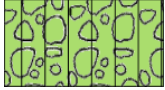

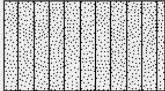
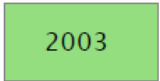



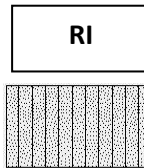
2) ZONE STABILI SUSCETTIBILI DI AMPLIFICAZIONI LOCALI

Il comune di Gaiarine risulterebbe “suscettibile di amplificazioni locali” per motivi puramente stratigrafici cioè, il moto sismico di base risulterà amplificato a causa dei contrasti di rigidità presenti nel sottosuolo. Tali contrasti non sono presenti solo al contatto tra la copertura e il sottostante substrato roccioso ma possono essere localizzati anche all'interno della copertura stessa al passaggio, per esempio, tra i litotipi poco rigidi superficiali (limi e argille) a quelli addensati di natura prevalentemente granulare (ghiaie e sabbie).

Si escludono amplificazioni sismiche dovute alla morfologica in quanto l'intero territorio si presenta pressoché pianeggiante e privo di brusche variazioni topografiche.

Come detto in precedenza, a Gaiarine non si sono verificate le condizioni per ipotizzare la perimetrazione di “zone stabili” dove lo scuotimento sismico sia associabile solamente all'energia ed alla distanza dall'evento.

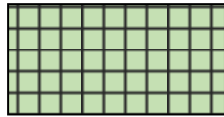
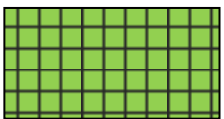

Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di “zone stabili”, le zone che possono essere soggette ad amplificazione sismica sono state così suddivise.

<p>Zona 2001 - GMfg. Costituita da materiale granulare ghiaioso composto prevalentemente da ghiaie limose, miscela di ghiaie e sabbie. Affiora a sud-ovest del territorio comunale in continuità con quanto riscontrato nel comune adiacente di Codognè. Gli spessori sono di qualche centinaio di metri.</p>			
<p>Zona 2002 - SMfg. Costituita da materiale granulare sabbioso composto prevalentemente da sabbie limose con abbondante matrice e miscela di sabbia e limo. Occupa la porzione occidentale del territorio comunale e la velocità di propagazione delle onde S risulta compresa tra 150-200 m/s nell'immediato sottosuolo e aumenta gradualmente a profondità maggiori. Gli spessori sono di qualche centinaio di metri.</p>			
<p>Zona 2003 - CLfg. Caratterizzata da materiale fine prevalentemente limoso-argilloso con sabbia. La Zona 3 occupa la parte orientale e meridionale del territorio comunale. La velocità di propagazione delle onde S è inferiore a 150 m/s nei primi metri di profondità e aumenta gradualmente con la profondità. Gli spessori sono di qualche centinaio di metri.</p>			
<p>Zona 2004 - RI. All'interno del territorio comunale sono presenti aree di ex-cava con riempimento antropico, al di sopra delle litologie SM e CL.</p>			

3) ZONE DI ATTENZIONE PER LE INSTABILITÀ

Per quanto riguarda le “zone di attenzione per le instabilità”, è stata attribuita la potenziale instabilità per liquefazione a quasi tutto il territorio comunale.

Tra le aree potenzialmente instabili per fenomeni di liquefazione, visto che il territorio comunale è parzialmente assoggettabile a tale effetto cosismico, è stata fatta una prima analisi di approfondimento per verificare se è possibile escludere qualche ambito geomorfologico di Gaiarine. In particolare, le aree nelle quali è stata assegnata la possibile instabilità per liquefazione sono le seguenti:

<p>Zona di attenzione per liquefazione CL fg - Materiali fini prevalentemente limoso-argillosi con sabbia di origine fluvio-glaciale.</p>	
<p>Zona di attenzione per liquefazione SM fg - Materiali sabbiosi in matrice sabbiosa-limosa di origine fluvio-glaciale.</p>	
<p>Zona di attenzione per liquefazione RI - Materiali di riporto antropico a riempimento di ex cave.</p>	

Il fenomeno della “liquefazione” dei terreni interessa in genere i depositi sabbiosi e/o sabbioso limosi sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi. La liquefazione rientra tra gli “effetti di sito”, ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all’interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono “oscillazioni e rotture del terreno”, “abbassamenti e sollevamenti del terreno”, “movimenti orizzontali del terreno”, “movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali”, “perdita di capacità portante delle fondazioni”, “collasso di opere di sostegno e banchine”.

Esistono delle condizioni (fattori predisponenti) che rendono alcuni terreni suscettibili di “liquefazione” ma, affinché questo avvenga, l’azione sismica (fattore scatenante) deve essere tale che, durante lo scuotimento sismico, le sollecitazioni indotte nel terreno determinino un aumento delle pressioni interstiziali fino ad eguagliare la pressione litostatica e la tensione di confinamento, annullando la resistenza al taglio ed inducendo fenomeni di fluidificazione. Secondo le NTC, un deposito NON è liquefacibile (nel senso che si può omettere la verifica alla liquefazione) quando si manifesta **almeno una** delle seguenti circostanze:

1. eventi sismici di magnitudo M inferiore a 5;
2. accelerazioni massime attese al p.c. in assenza di manufatti (condizioni di campo libero) minori di 0,1g;
3. profondità media stagionale della falda superiore a 15 m dal p.c., per piano campagna suborizzontale e strutture con fondazioni superficiali;
4. depositi costituiti da sabbie pulite con resistenza penetrometrica normalizzata $(N_1)_{60} > 30$ oppure $q_{c1n} > 180$, dove $(N_1)_{60}$ è il valore della resistenza determinata in prove S.P.T. normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa, e q_{c1n} è il valore della resistenza determinata in prove CPT e normalizzata ad una tensione efficace verticale di 100 kPa;
5. distribuzione granulometrica esterna alle zone indicate nella Fig. 7.11.1(a) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c < 3,5$ ed in Fig. 7.11.1(b) delle NTC nel caso di terreni con coefficiente di uniformità $U_c > 3,5$.

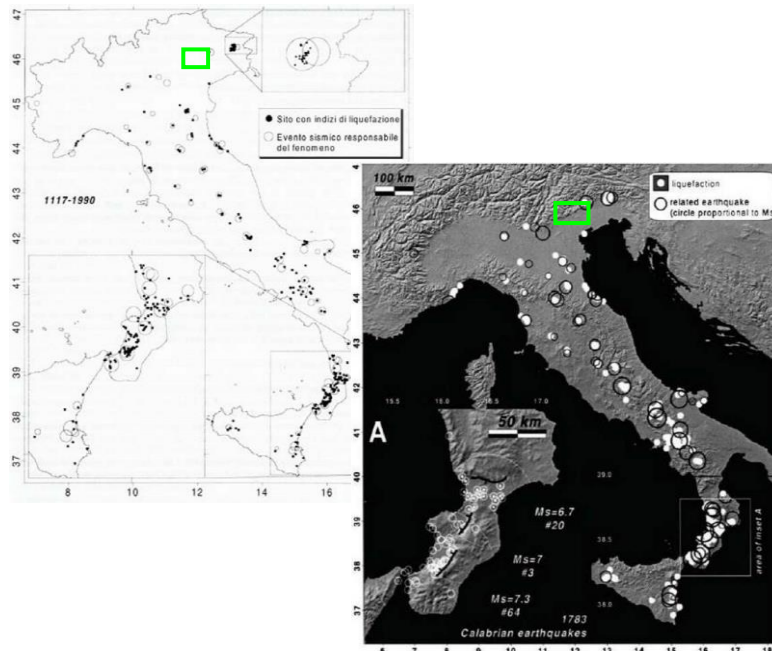
Altri standard di riferimento ed altre linee guida tendono ad ampliare la gamma dei terreni potenzialmente suscettibili alla liquefazione, indicazione di cui si è tenuto conto anche nel presente studio.

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

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

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

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



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

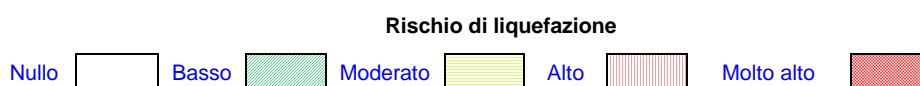
Criterio di Iwasaky et al. (1982)		
Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile
C	Terrazzi, colline,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

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

Tabella ricostruita dalla Figura 2.4 del testo "La liquefazione dei terreni" – Giulio Riga (2007)

Pre - Pleistocene					
Pleistocene					
Olocene					
Tardo Olocene					
< 500 anni					

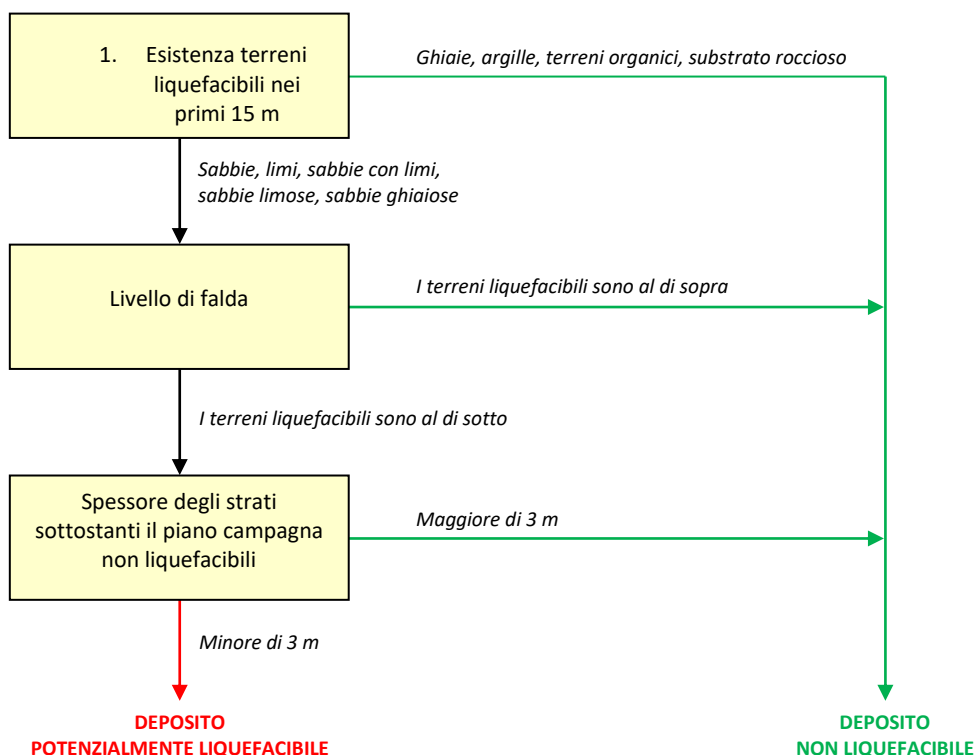
Prof. falda dal p.c. (m) 3 6 10 15 20



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

Sulla base di queste tabelle, delle condizioni geologiche locali e a causa della mancanza di informazioni geotecniche precise derivanti, a desempio, da analisi di laboratorio su campioni di terreno prelevati da sondaggi geognostici a carotaggio continuo, si ritiene di poter attribuire un certo grado di attenzione alla liquefazione a buona parte dei terreni presenti nel comune di Gaiarine ad esclusione di quelli ghiaiosi, localizzati a sud-ovest del territorio comunale. In conclusione:

Nella Carta delle MOPS, il Comune di Gaiarine è stato quindi quasi totalmente inserito tra le zone ZA_{LQ} (Zona di attenzione per liquefazione).



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

7.4 Carta delle frequenze

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

Durante le indagini di MS dell'area aquilana dopo il terremoto del 6 aprile 2009, i risultati di tali analisi si sono rilevati estremamente utili sin dalle prime fasi di elaborazione delle carte di Livello 1.

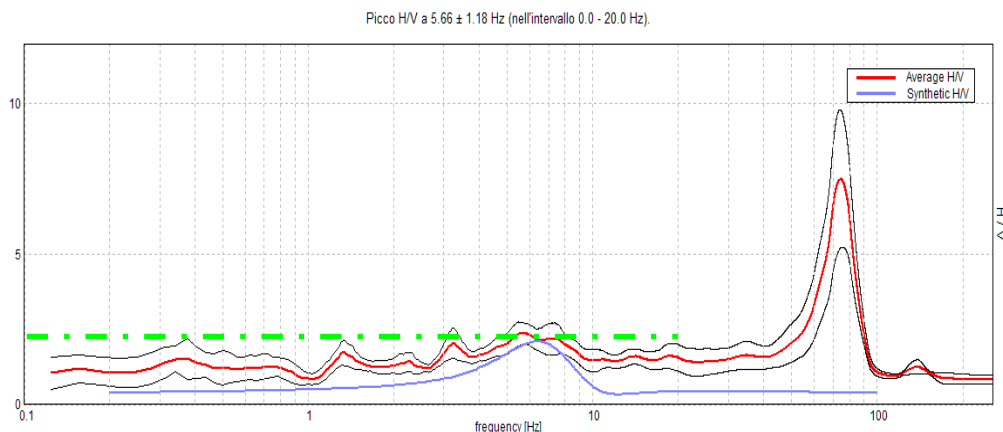
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza di risonanza del terreno). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla

frequenza F) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica.

I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la “Carta delle frequenze”, hanno restituito informazioni utili a definire e delineare con maggior dettaglio la “Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica” (MOPS) ed hanno permesso l'identificazione di alcune criticità locali. I siti selezionati per le indagini geofisiche sono stati determinati sulla base delle differenti unità litologiche presenti nell'area, al fine di verificare e valutare l'influenza dei litotipi e delle loro geometrie sulla risposta sismica locale. In allegato fuori testo sono state riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

Dal punto di vista ingegneristico-strutturale il valore di risonanza del sottosuolo rappresenta un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture. È ormai consolidata, sia a livello accademico sia professionale, l'ipotesi che le strutture subiscano le sollecitazioni sismiche maggiori quando c'è coincidenza tra la frequenza di vibrazione naturale del terreno investito da un'onda sismica e quella naturale dell'edificio. Si dovrà quindi porre estrema attenzione nell'edificare strutture aventi gli stessi periodi di vibrazione del terreno.

Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 2: infatti, in base al progetto [SESAME](#), che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



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

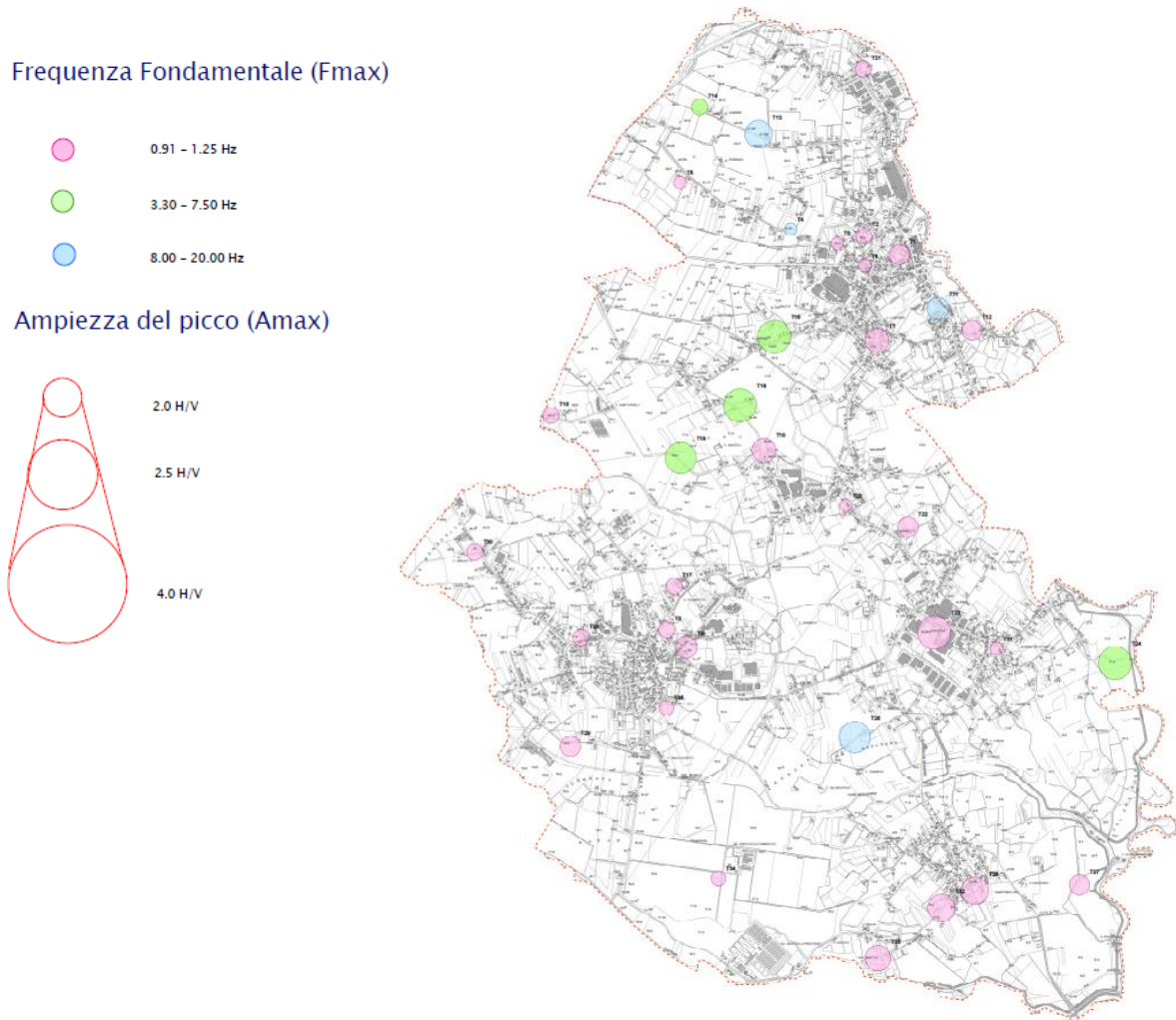
Nell'ambito del presente studio, le frequenze di risonanza sono state ottenute utilizzando il software applicativo Grilla in dotazione a Tromino®, secondo la procedura descritta in Castellaro et al. (2005) e Albarello e Castellaro (2011), che prevede quanto segue:

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

SINTESI DEI RISULTATI

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000 e riportata in estratto nella figura sottostante, evidenzia come la frequenza di risonanza di un sito sia condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità: nel nostro caso, la frequenza caratteristica di risonanza F_{max} risulta legata al contrasto di rigidità presente all'interno della copertura sedimentaria.

I risultati delle analisi sono stati cartografati, come visibile nell'estratto della "Carta delle frequenze" di seguito riportata, tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_{max} (3 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco.



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

- il comune di Gaiarine presenta frequenze di risonanza, in generale, caratterizzate da rapporti H/V non superiore a 4,0;
- la frequenza predominante è localizzata alle medio-basse frequenze, ad un valore compreso tra 0,91 Hz e 1,25 Hz; si può notare, tuttavia, la presenza di alcune misure (cerchi verdi e blu) in cui la f_{max} risulta essere diversa dalla frequenza fondamentale e compresa tra circa 3,30 -12,0 Hz a causa di un contrasto di rigidità presente nell'immediato sottosuolo (5-20m dal p.c. locale) e associabile al passaggio tra i limi argillosi superficiali e le sabbie addensate sottostanti.

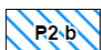
7.5 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)

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:

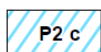
Legenda

SCENARIO DI PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

P2 : Zone suscettibili a liquefazione e cedimenti

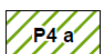


Zona con depositi granulari fini saturi



Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici

P4 : Zone suscettibili ad amplificazioni litologiche e geometriche



Zona di fondovalle ampie e di pianura con depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi

In particolare, ai depositi fini di tipo sabbioso (SM) e argilloso limoso (CL) suscettibili sia di amplificazione sismica sia di instabilità per liquefazione sono state associate sia la zona P4a che P2b mentre ai depositi prevalentemente granulari (GM) soggetti alla sola amplificazione è stata associata la zona P4a, come illustrato nella tabella sotto riportata. Infine, ai materiali identificati come riporto antropico (RI) è stata associata sia la zona P2c (zona caratterizzata da terreni di riporto o riempimenti antropici) sia l'instabilità per liquefazione (P2b).

<i>Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica</i>	<i>Carta MOPS</i>	<i>Carta CPSL</i>	
GM	2001		
SM	2002		
CL	2003		
RI	2004		

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 riscontra che l'analisi di Livello 2 appare appropriata per il territorio comunale di Gaiarine a supporto del P.I. comunale. Per confermare la reale applicabilità degli abachi nazionali da una parte e calcolare il valore di ag dall'altra, indispensabile per determinare l'indice di liquefazione, sono state condotte delle verifiche preliminari di Livello 3, come descritto nei prossimi capitoli.

PROCEDURA DI MICROZONAZIONE SISMICA								
SIGLA	SCENARIO PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE	Verifica di assoggettabilit�	(soglia)	1livello	(soglia)	2livello	(soglia)	3livello
P1a	Zona caratterizzata da movimenti franosi attivi				cartografia			Analisi stabilit�
P1b	Zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti				cartografia			Analisi stabilit�
P1c	Zona potenzialmente franosa o esposta a rischio di frana				cartografia	Analisi di stabilit�	Fs prossimo a 1	Analisi stabilit�
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* Eventuale verifica PREV.URBAN.*	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* Eventuale verifica PREV.URBAN.*	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.*	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P3a	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 cavit� sotterranee o sinkhole				cartografia			Comportamenti differenziali

8. VERIFICHE PRELIMINARI DI LIVELLO 3

Come illustrato nelle pagine precedenti, il comune di Gaiarine si presta ad un'analisi di Livello 2 poiché l'assetto tettonico e stratigrafico locale si presenta sostanzialmente monodimensionale.

Comunque, per garantire la reale applicabilità degli abachi nazionali e scegliere quello più appropriato al contesto stratigrafico locale, sono state condotte alcune modellazioni di risposta sismica locale (RSL) nei diversi ambiti del territorio comunale. Nel dettaglio, sono state effettuate due modellazioni in corrispondenza della zona 2002 e una modellazione nella zona 2003 con le seguenti caratteristiche:

- modellazione n° 1: depositi sabbiosi ghiaiosi nei primi 7 m seguiti, per svariate metri, da materiali prevalentemente fini; tale assetto stratigrafico pone delle perplessità sulla corretta scelta dell'abaco che prevede una litologia omogenea su tutto il deposito (argilla, sabbia o ghiaia);
- modellazione n° 2: depositi sabbiosi ghiaiosi per svariate decine di metri progressivamente più addensati sovrastanti il *bedrock* sismico;
- modellazione n° 3: depositi prevalentemente coesivi argilloso-limosi per circa 10 m seguiti da spessori elevati di terreni sabbiosi e ghiaiosi al di sopra del *bedrock* geofisico.

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 dal fattore di amplificazione FA (fattore di amplificazione a basso periodo in termini di accelerazione nell'intervallo 0.1-0,5s).

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:

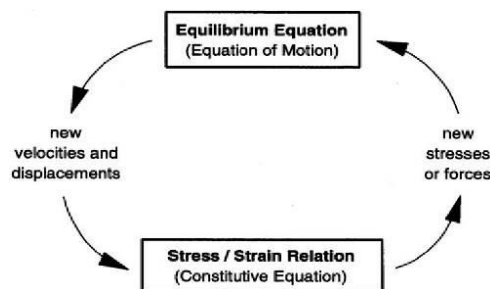
$$\tau_{ij} = M(\tau_{ij} ; \dot{\epsilon}_{ij} ; k) \quad (8.2)$$

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:

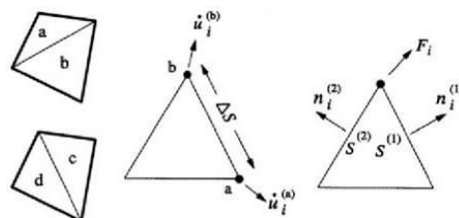
$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \quad (8.3)$$

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:

- $\hat{\mathbf{n}}$ 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:

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

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (8.3) e la (8.5) è, quindi, possibile calcolare tutte le componenti del tensore velocità di deformazione. La legge costitutiva è poi utilizzata per calcolare un nuovo valore del tensore delle tensioni. Calcolate le tensioni, vengono calcolate le forze equivalenti applicate ai nodi. Le tensioni agiscono in ciascun triangolo come trazioni sui lati del triangolo stesso; ogni trazione è considerata equivalente a due forze agenti sui due nodi all'estremità del lato. Su ogni nodo del triangolo agiscono, quindi, due forze relative ai due lati convergenti nel nodo stesso:

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

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta $\Sigma \mathbf{F}_i$; se $\Sigma \mathbf{F}_i = 0$, il nodo è in equilibrio, altrimenti subirà un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (8.1) espressa in termini incrementali:

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

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

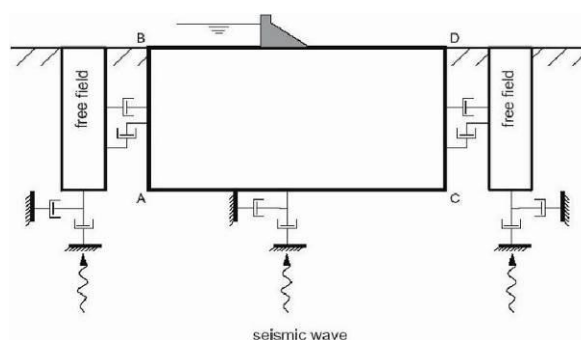
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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:

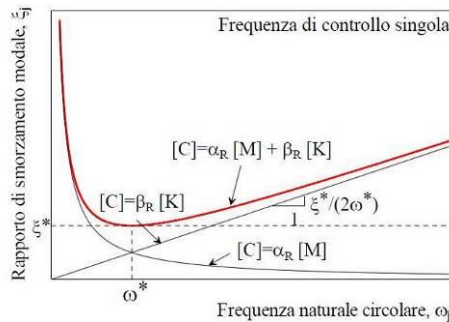
$$\alpha_R = \xi^* \omega^* \quad , \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

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:

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

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:

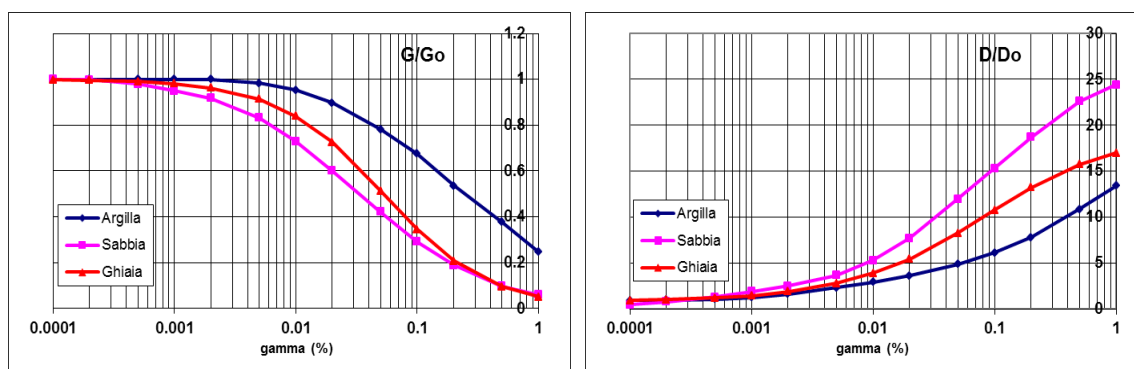
- peso dell'unità di volume;
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio (G_0) e di elasticità volumetrico (k), o, in alternativa modulo di Young (E) e coefficiente di Poisson (ν);
- nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato;
- rapporto di smorzamento (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 sopraccitate grandezze, in funzione della profondità o lungo un generico profilo.

8.2 Analisi numeriche condotte

Per quantificare l'azione sismica in superficie e individuare l'abaco da utilizzare nella stima dei fattori di amplificazione $FA - FV$, in funzione dell'assetto stratigrafico locale, sono state ricostruite delle sismo-stratigrafie del sottosuolo sulle quali sono state successivamente condotte le modellazioni numeriche.

Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte. Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free-field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer e Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free-field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale 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 *bedrock geofisico* (smorzamento 0,02%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo *smorzamento isteretico* tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.

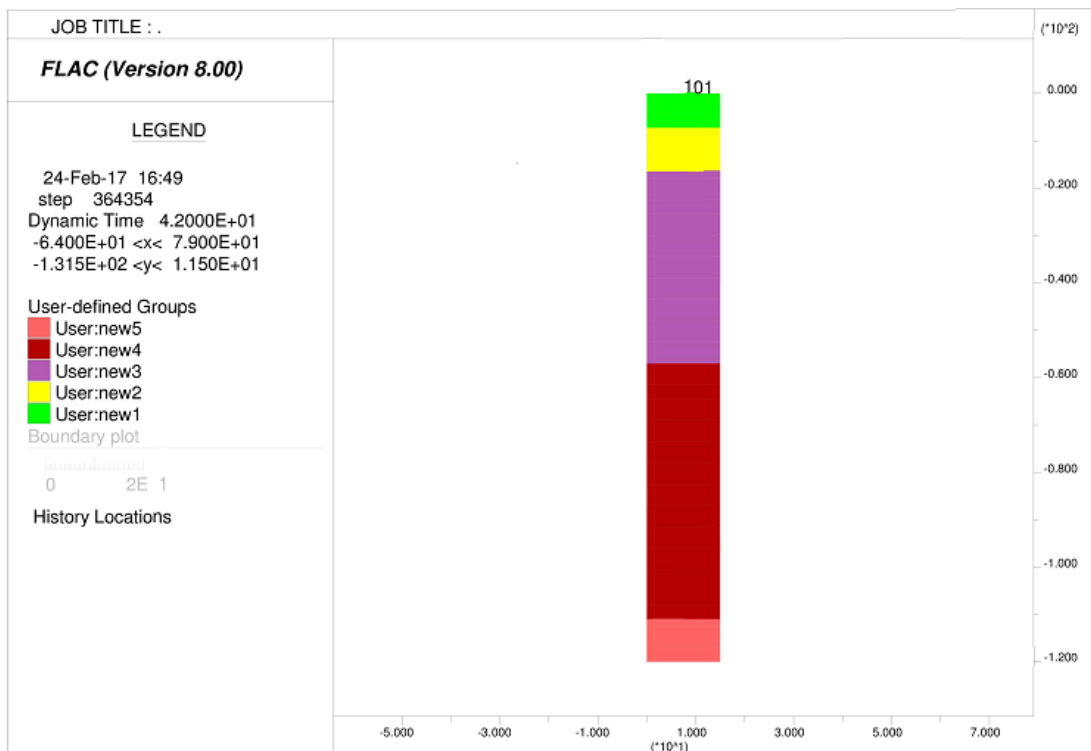
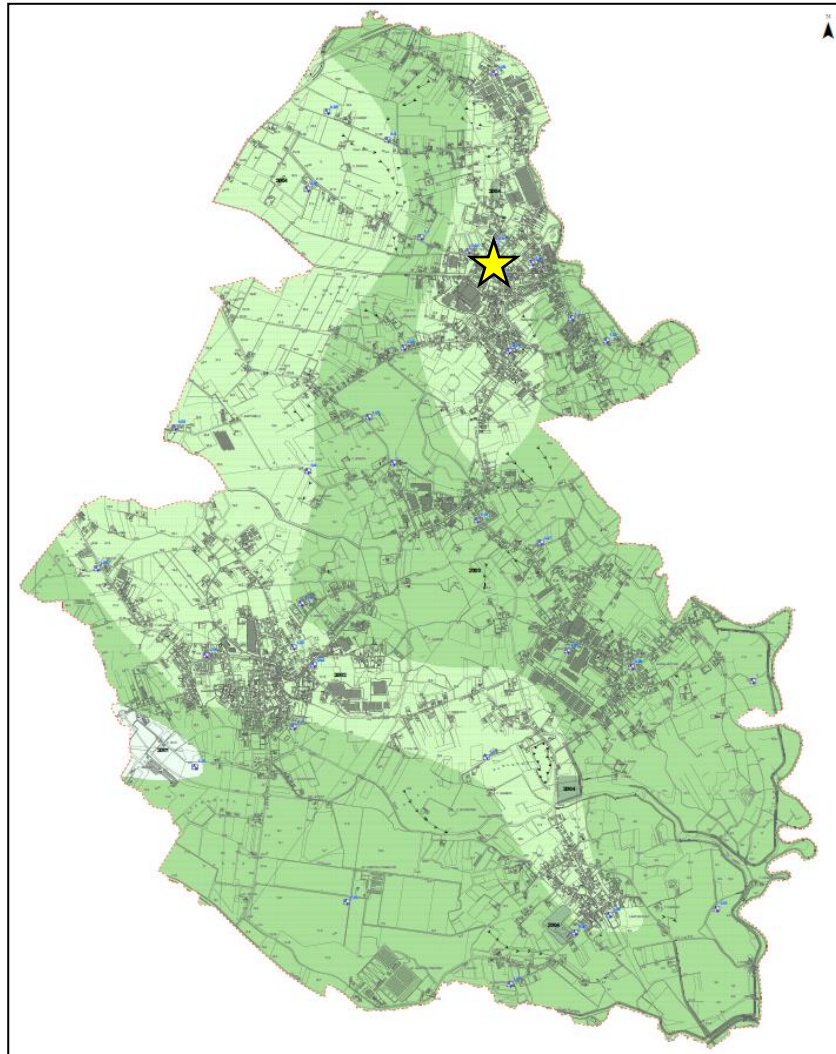


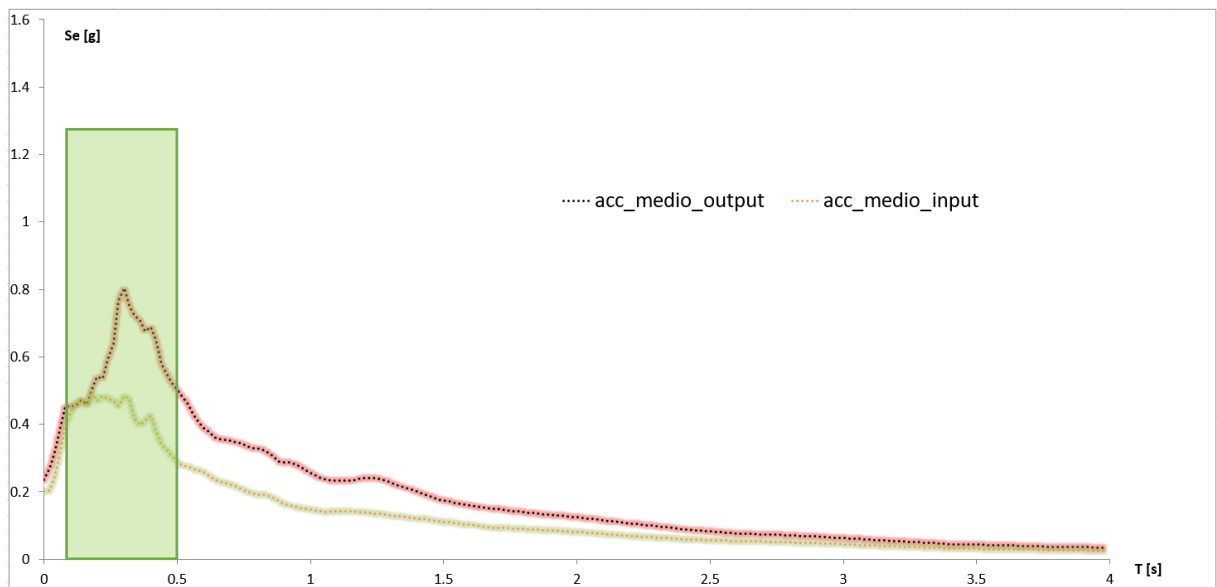
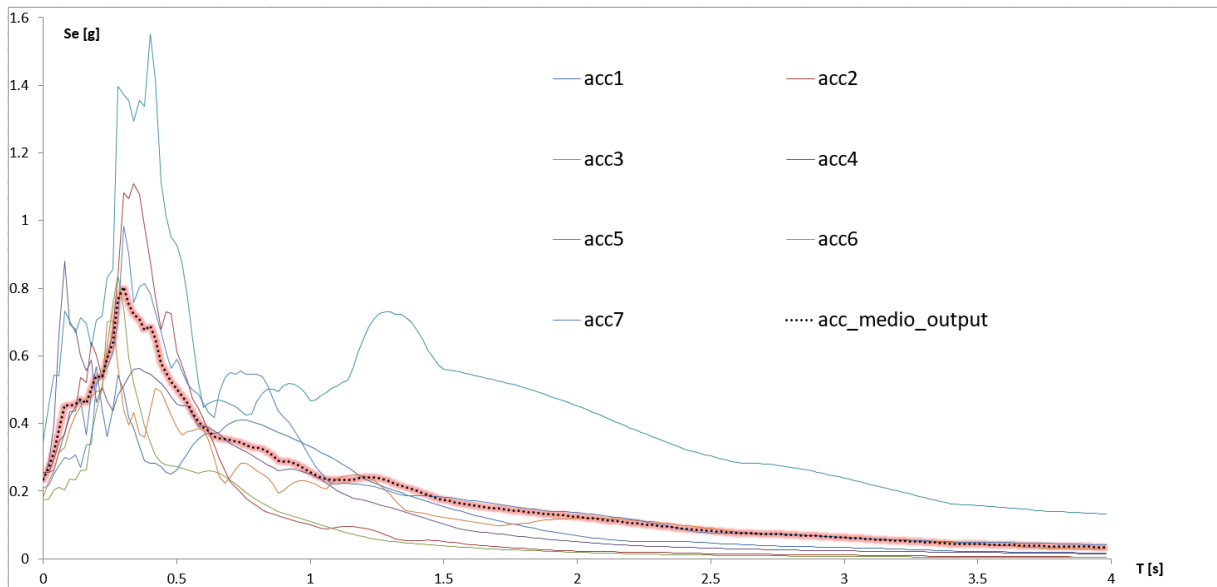
Nel rispetto della normativa vigente - D.M. 14/01/2008 - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 50$ 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. Infine, per calcolare il fattore di amplificazione FA si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita calcolando il rapporto dell'intensità di Housner per un periodo T compreso tra 0,1s e 0,5s poiché, in tale intervallo, si ha la massima risposta in accelerazione.

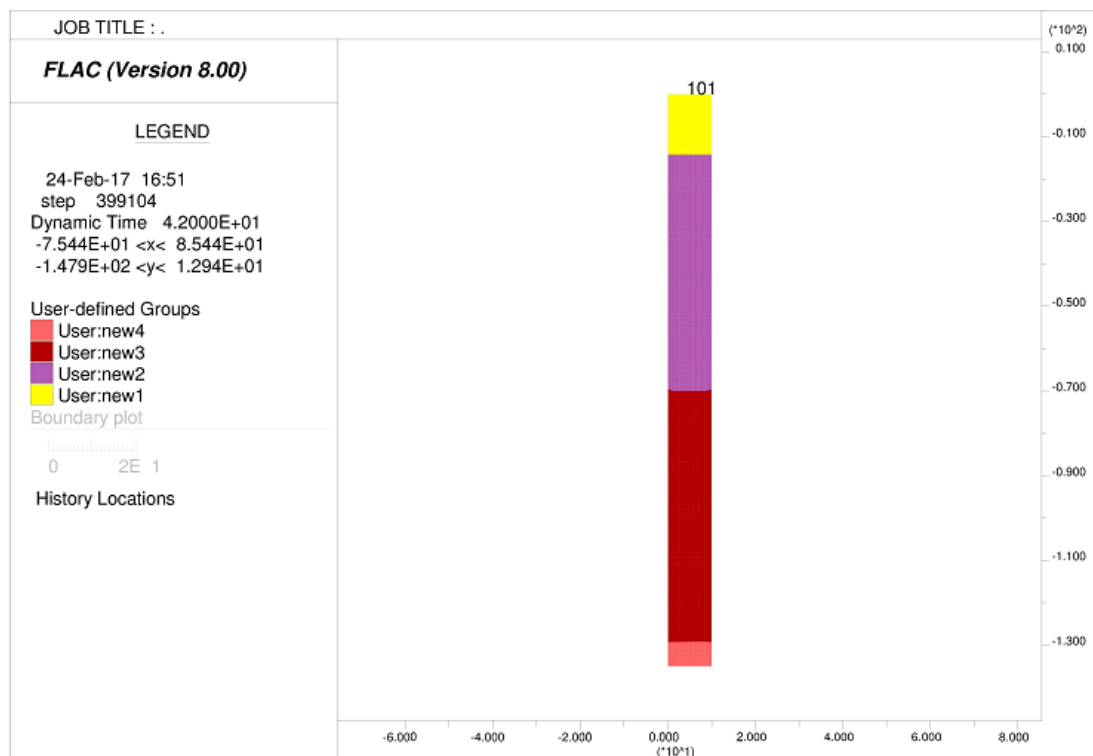
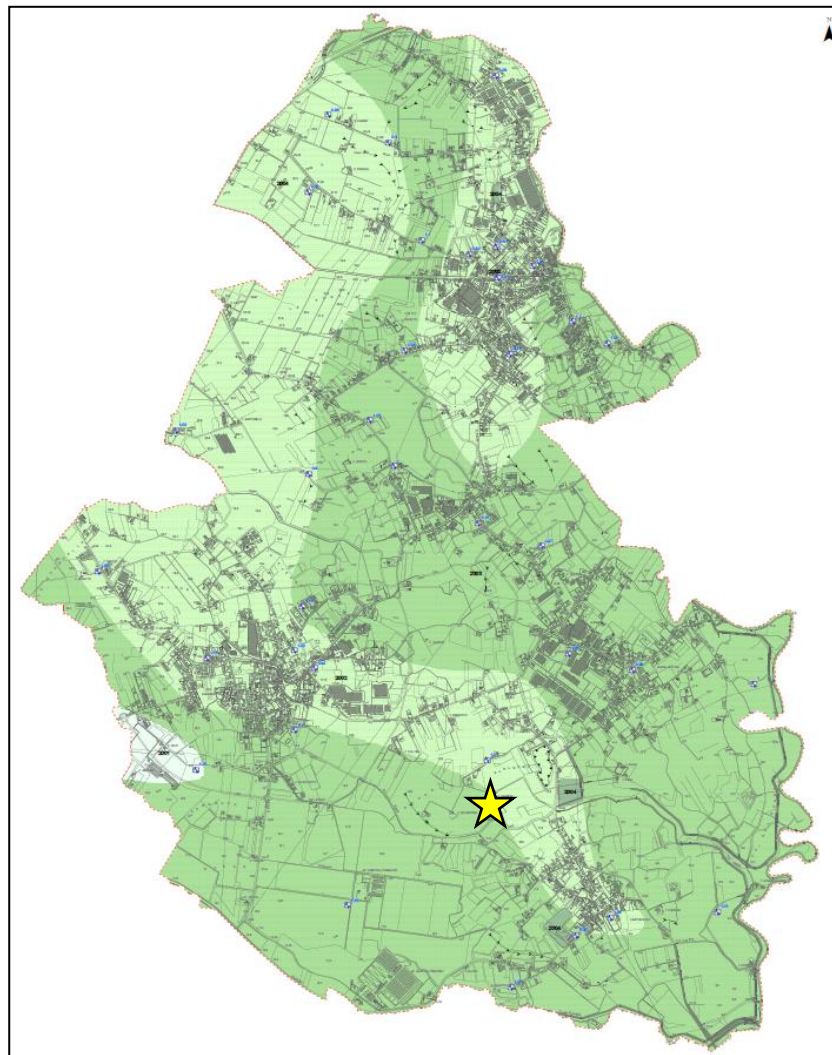
MODELLAZIONE ZONA 2002 SM - Re.Mi. 2 (A2) + H.V.S.R. 2 (T2)

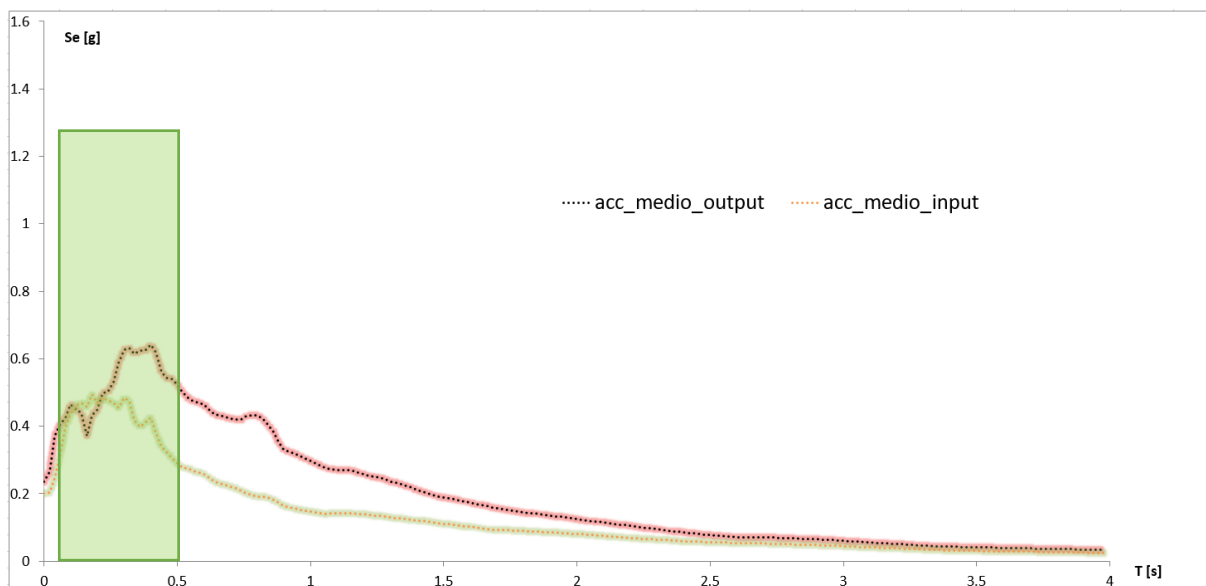
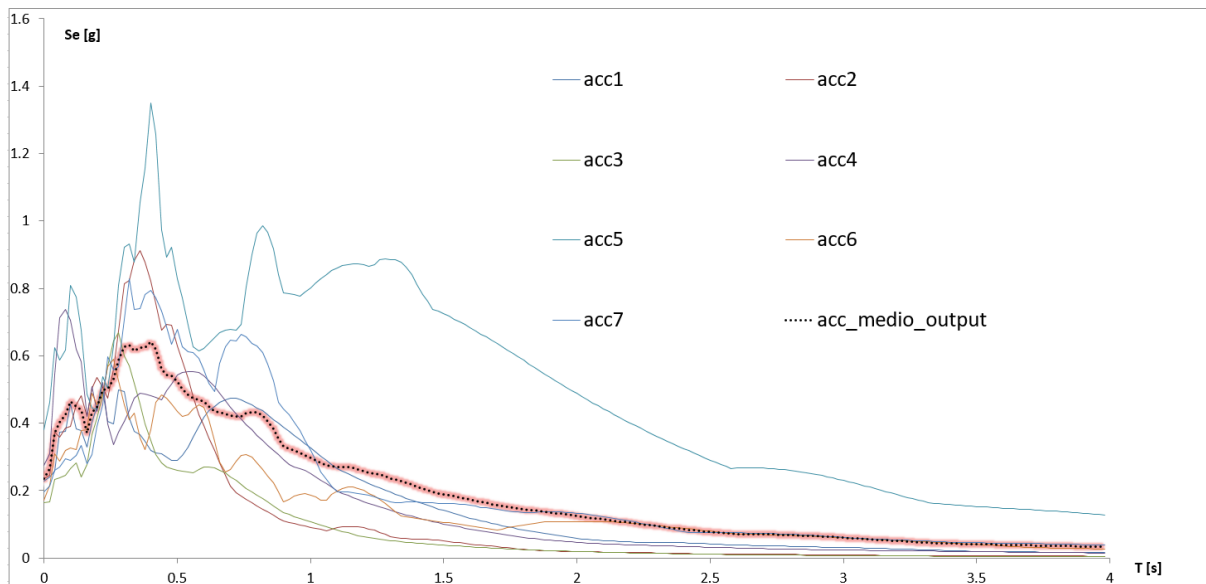




Il fattore di amplificazione FA è risultato di 1,41

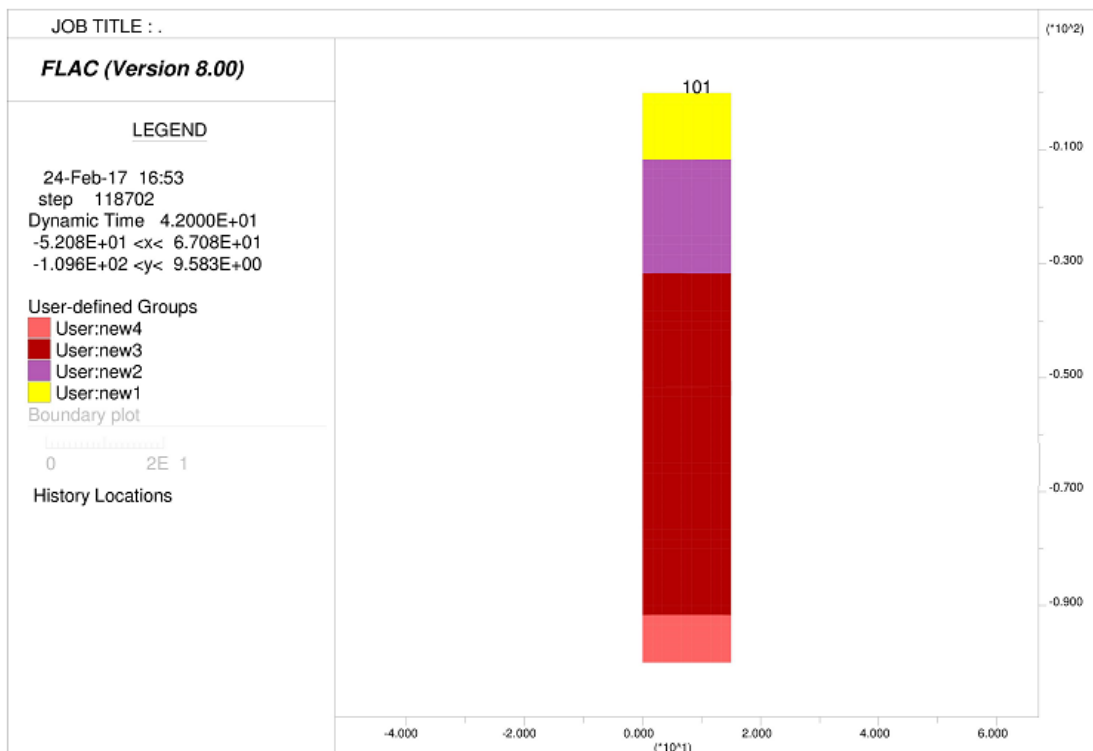
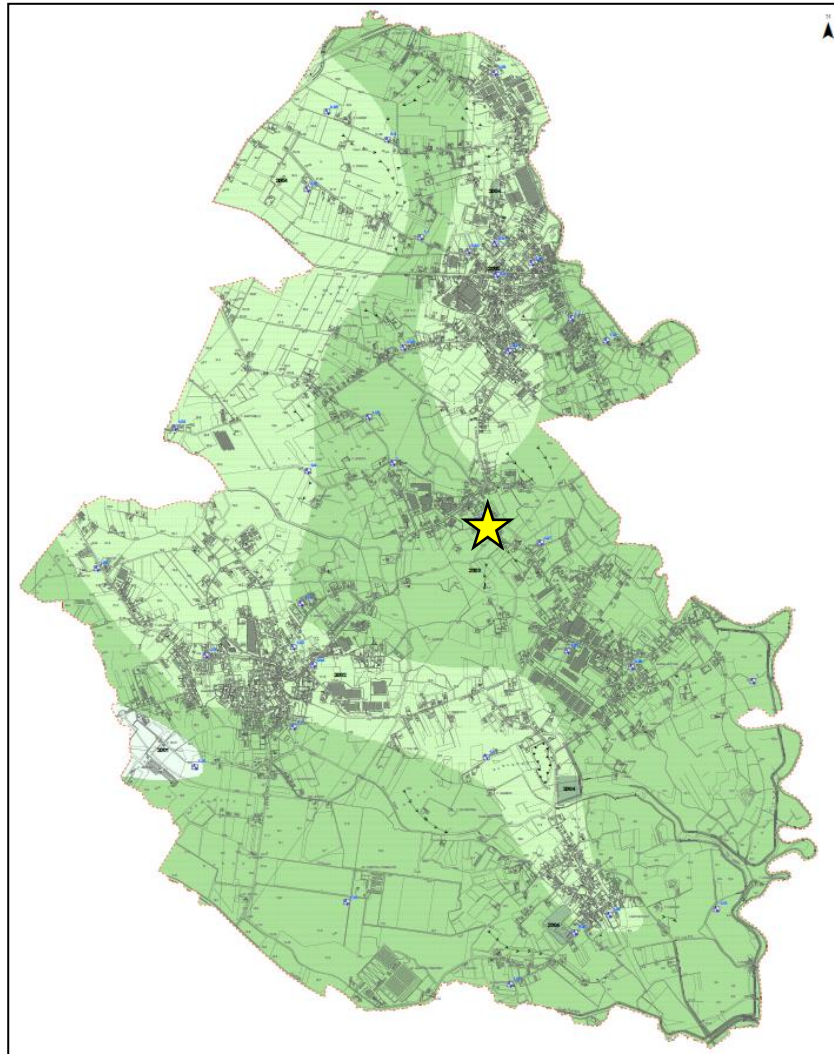
MODELLAZIONE ZONA 2002 SM - Re.Mi. 25 (A25) + H.V.S.R. 25 (T25)

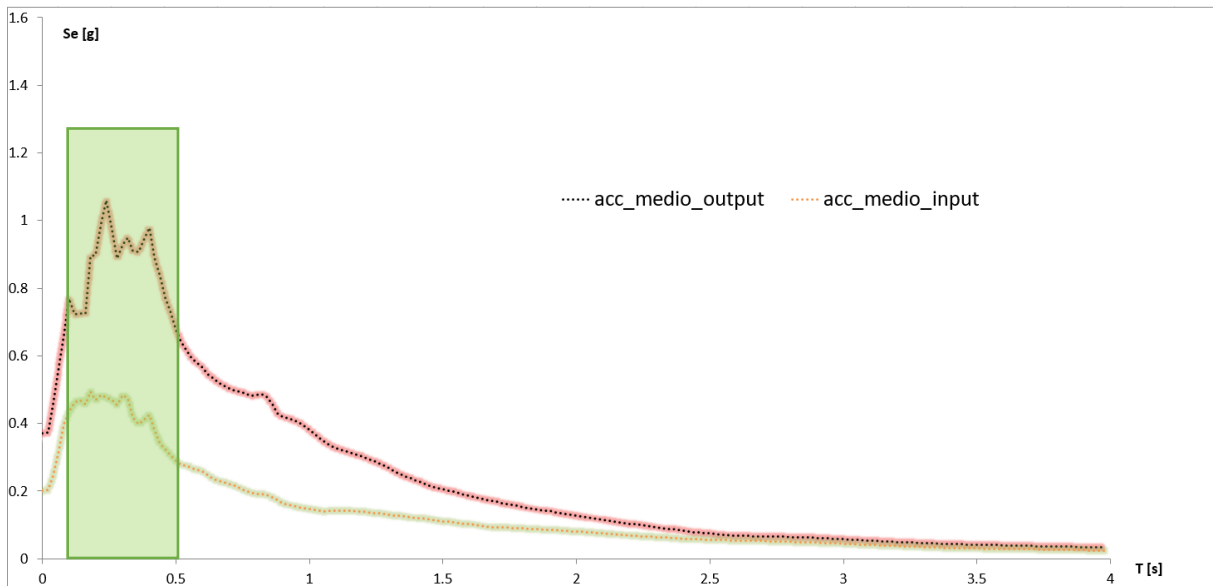
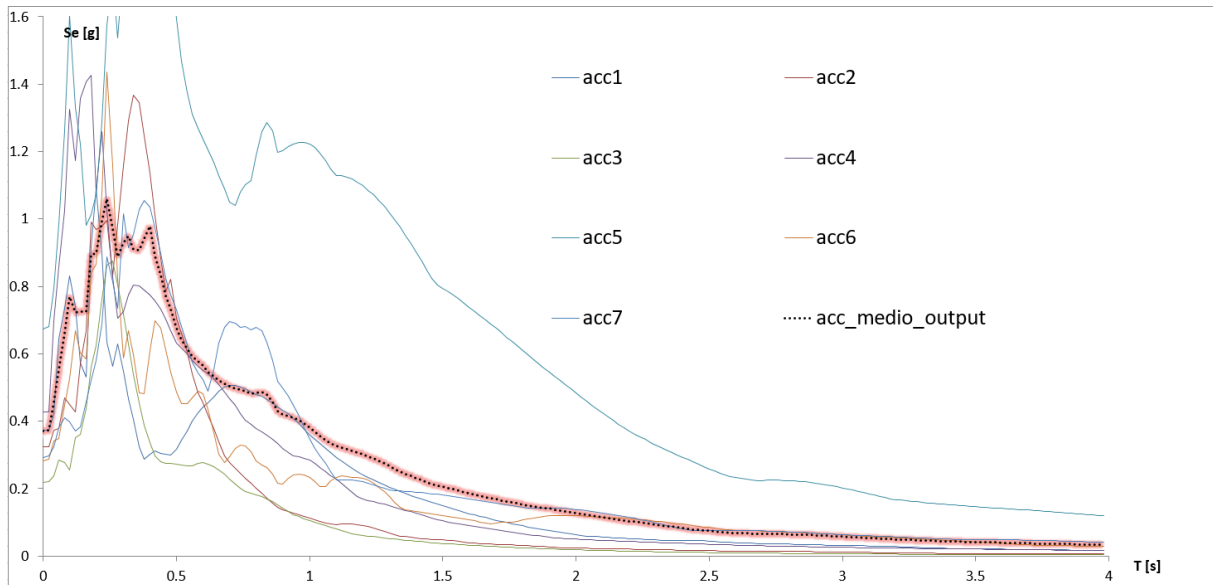




Il fattore di amplificazione FA è risultato di 1,25

MODELLAZIONE ZONA 2003 CL - Re.Mi. 20 (A20) + H.V.S.R. 20 (T20)





Il fattore di amplificazione FA è risultato di 2,03

9. CARTA DI MICROZONAZIONE SISMICA LIVELLO 2 - STIMA DEI FATTORI DI AMPLIFICAZIONE FA - FV

L'obiettivo del Livello 2 di approfondimento è di compensare le incertezze del Livello 1 con approfondimenti conoscitivi e fornire quantificazioni numeriche, con metodi semplificati (abachi e leggi empiriche), della modificazione locale del moto sismico in superficie e dei fenomeni di deformazione permanente.

In particolare, la quantificazione numerica degli effetti sarà rappresentata dai fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) e FV (fattore di amplificazione in termini di velocità), calcolati tramite procedura semplificata. 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 velocità.

Al fine di quantificare il fattore di amplificazione è necessario assegnare alle varie zone una delle classi dei terreni di copertura sotto riportate.

CLASSE	DESCRIZIONE	informazioni
1	terreno di riporto antropico	
2	ghiaia	2a addensata 2b poco addensata
3	ghiaia/sabbiosa-sabbia/ghiaiosa	3a addensata 3b poco addensata
4	sabbia	4a addensata 4b poco addensata
5	Sabbia / limosa - limo/sabbioso	5a addensata 5b poco addensata
6	Limo	6a consistente 6b poco consistente
7	Limo / argilloso - argilla/limosa	7a consistente 7b poco consistente
8	Argilla	8a consistente 8b poco consistente
9	deposito alluvionale a granulometria mista	
10	detrito di versante a granulometria mista	
11	coltre di substrato alterato	

<i>Carta geologico- tecnica per la microzonazione sismica</i>	<i>Carta MOPS</i>	CLASSE
GM	2001	3b (Ghiaia sabbiosa poco consistente)
SM	2002	5b (Sabbia limosa poco consistente)
CL	2003	7b (Limo argilloso poco consistente)
RI	2004	1 (Terreno di riporto antropico)

Come riportato nelle linee guida regionali, l'adozione e l'utilizzo delle tabelle per la determinazione dei fattori amplificativi (FA e FV) predisposte dalla Protezione Civile e contenute negli Indirizzi e criteri per la Microzonazione Sismica devono considerarsi temporanee, fino a quando la Regione Veneto si sarà dotata di specifici abachi regionalizzati.

I dati di ingresso per la scelta della tabella sono rappresentati dai seguenti elementi:

- la litologia prevalente nei terreni di copertura;
- la profondità del basamento sismico, ovvero la profondità dove si raggiungono velocità delle onde S superiori o uguali a 800 m/s (H);
- l'andamento della velocità delle onde di taglio con la profondità e la velocità media V_{SH} delle onde S nei terreni di copertura fino al basamento sismico. Questa sarà definita dalla seguente relazione:

$$V_{SH} \cong \frac{H}{\sum \frac{h_i}{V_{Si}}}$$

dove:

H è lo spessore totale (in metri) dei terreni di copertura fino al basamento sismico;

h_i è lo spessore (in metri) dell'*i*-mo degli *n* strati che costituiscono la copertura;

V_{Si} è la velocità (in m/s) dell'*i*-mo strato.

Le tabelle sono riferite a tre livelli di sismicità: 0,06g, 0,18g e 0,26g; sono ordinate per litotipo (argille, sabbie e ghiaie) e all'interno di ciascun litotipo, per tipologia di profilo di velocità assunto (costante, variabile con la massima pendenza e variabile con pendenza intermedia fra costante e massima). La scelta del tipo di profilo va operata sulla base delle conoscenze specifiche ottenute: in generale quando lo spessore di sottosuolo diventa considerevole (diverse decine di metri), è poco probabile che il profilo di velocità si mantenga costante, ed è quindi preferibile orientarsi verso le tabelle riferite al profilo variabile con pendenza intermedia. Si ricorda comunque che il profilo con pendenza massima fornisce generalmente risultati più cautelativi e può essere applicato quando sono effettivamente ipotizzabili gradienti molto accentuati con la profondità. I dati relativi a spessori H elevati (da 50 a 150 metri) sono stati inseriti per consentire il riferimento a situazioni in cui è prevedibile che le caratteristiche meccaniche di resistenza dei terreni siano gradualmente crescenti con la profondità, in assenza di evidenti contrasti di impedenza.

Nel caso in questione, i fattori di amplificazione sono stati ottenuti utilizzando i parametri di ingresso sotto riportati. Infine, la scelta del profilo di velocità e della litologia da considerare è stata valutata confrontando i risultati ottenuti dalle modellazioni numeriche sopra descritte, proprie del Livello 3 di approfondimento ad eccezione della misura A29+T29 condotta in corrispondenza dei depositi GM, per la quale si sono ripresi i parametri utilizzati nello studio di microzonazione del comune adiacente di Codognè.

Inoltre, le misure A6+T6, A17+T17 e A23+T23 non sono state utilizzate poiché non hanno individuato la profondità del *bedrock* sismico.

Re.Mi. 1 (A1) + H.V.S.R. 1 (T1)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,26
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 347 m/s	FV= 2,24
Prof. bedrock (m): 116 m	

Re.Mi. 2 (A2) + H.V.S.R. 2 (T2)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,33
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 353 m/s	FV= 2,32
Prof. bedrock (m): 107 m	

Re.Mi. 3 (A3) + H.V.S.R. 3 (T3)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,25
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 405 m/s	FV= 1,97
Prof. bedrock (m): 123 m	

Re.Mi. 4 (A4) + H.V.S.R. 4 (T4)	
Litologia: Argille	FA= 1,96
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 335 m/s	FV= 2,47
Prof. bedrock (m): 112 m	

Re.Mi. 5 (A5) + H.V.S.R. 5 (T5)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,40
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 359 m/s	FV= 2,37
Prof. bedrock (m): 98 m	

Re.Mi. 7 (A7) + H.V.S.R. 7 (T7)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,13
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 378 m/s	FV= 1,88
Prof. bedrock (m): 144 m	

Re.Mi. 8 (A8) + H.V.S.R. 8 (T8)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,19
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 392 m/s	FV= 1,92
Prof. bedrock (m): 132 m	

Re.Mi. 9 (A9) + H.V.S.R. 9 (T9)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,13
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 382 m/s	FV= 1,88
Prof. bedrock (m): 141 m	

Re.Mi. 10 (A10) + H.V.S.R. 10 (T10)	
Litologia: Argille	FA= 1,91
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 362 m/s	FV= 2,43
Prof. bedrock (m): 122 m	

Re.Mi. 11 (A11) + H.V.S.R. 11 (T11)	
Litologia: Argille	FA= 1,96
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 366 m/s	FV= 2,47
Prof. bedrock (m): 114 m	

Re.Mi. 12 (A12) + H.V.S.R. 12 (T12)	
Litologia: Argille	FA= 1,64
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 378 m/s	FV= 2,04
Prof. bedrock (m): 127 m	

Re.Mi. 13 (A13) + H.V.S.R. 13 (T13)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,19
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 422 m/s	FV= 1,92
Prof. bedrock (m): 127 m	

Re.Mi. 14 (A14) + H.V.S.R. 14 (T14)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,13
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 422 m/s	FV= 1,88
Prof. bedrock (m): 140 m	

Re.Mi. 15 (A15) + H.V.S.R. 15 (T15)	
Litologia: Argille	FA= 2,12
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 316 m/s	FV= 2,93
Prof. bedrock (m): 126 m	

Re.Mi. 16 (A16) + H.V.S.R. 16 (T16)	
Litologia: Argille	FA= 1,61
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 400 m/s	FV= 2,00
Prof. bedrock (m): 140 m	

Re.Mi. 18 (A18) + H.V.S.R. 18 (T18)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,40
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 357 m/s	FV= 2,32
Prof. bedrock (m): 107 m	

Re.Mi. 19 (A19) + H.V.S.R. 19 (T19)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,17
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 462 m/s	FV= 1,70
Prof. bedrock (m): 135 m	

Re.Mi. 20 (A20) + H.V.S.R. 20 (T20)	
Litologia: Argille	FA= 2,43
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 316 m/s	FV= 3,14
Prof. bedrock (m): 92 m	

Re.Mi. 21 (A21) + H.V.S.R. 21 (T21)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,33
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 344 m/s	FV= 2,32
Prof. bedrock (m): 110 m	

Re.Mi. 22 (A22) + H.V.S.R. 22 (T22)	
Litologia: Argille	FA= 1,96
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 335 m/s	FV= 2,47
Prof. bedrock (m): 106 m	

Re.Mi. 24 (A24) + H.V.S.R. 24 (T24)	
Litologia: Argille	FA= 1,85
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 372 m/s	FV= 2,37
Prof. bedrock (m): 131 m	

Re.Mi. 25 (A25) + H.V.S.R. 25 (T25)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,19
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 422 m/s	FV= 1,92
Prof. bedrock (m): 131 m	

Re.Mi. 26 (A26) + H.V.S.R. 26 (T26)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,21
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 492 m/s	FV= 1,60
Prof. bedrock (m): 112 m	

Re.Mi. 27 (A27) + H.V.S.R. 27 (T27)	
Litologia: Argille	FA= 1,67
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 378 m/s	FV= 2,06
Prof. bedrock (m): 116 m	

Re.Mi. 28 (A28) + H.V.S.R. 28 (T28)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,40
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 344 m/s	FV= 2,37
Prof. bedrock (m): 96 m	

Re.Mi. 29 (A29) + H.V.S.R. 29 (T29)	
Litologia: Ghaie	FA= 1,19
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza intermedia	
Vs eq (m/s): 343 m/s	FV= 1,71
Prof. bedrock (m): 106 m	

Re.Mi. 30 (A30) + H.V.S.R. 30 (T30)	
Litologia: Sabbie	FA= 1,17
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 435 m/s	FV= 1,70
Prof. bedrock (m): 134 m	

Re.Mi. 31 (A31) + H.V.S.R. 31 (T31)	
Litologia: Argille	FA= 1,96
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 370 m/s	FV= 2,47
Prof. bedrock (m): 112 m	

Re.Mi. 32 (A32) + H.V.S.R. 32 (T32)	
Litologia: Argille	FA= 1,67
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 407 m/s	FV= 2,06
Prof. bedrock (m): 121 m	

Re.Mi. 33 (A33) + H.V.S.R. 33 (T33)	
Litologia: Argille	FA= 1,67
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 377 m/s	FV= 2,06
Prof. bedrock (m): 121 m	

Re.Mi. 34 (A34) + H.V.S.R. 34 (T34)	
Litologia: Argille	FA= 1,61
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 397 m/s	FV= 2,00
Prof. bedrock (m): 144 m	

Re.Mi. 35 (A35) + H.V.S.R. 35 (T35)

Litologia: Argille	FA= 2,00
Valore a_g (g): 0,18 g	
Sismo-stratigrafia: Lineare pendenza massima	
Vs eq (m/s): 345 m/s	FV= 2,50
Prof. bedrock (m): 100 m	

A titolo di esempio si riporta la procedura di calcolo per l'ultimo fattore di amplificazione riportato (A35+T35).

Fattore di amplificazione FA	Tipo di terreno Argilla	a_g (g) 0,18g										Profilo di velocità Lineare pendenza massima
		150	200	250	300	350	400	450	500	600	700	
5		2.61	2.36	1.75	1.34	1.12	1.09	1.05	1.03	1.02	1.01	
10		3.29	2.93	2.57	2.10	1.77	1.49	1.32	1.19	1.07	1.02	
15		3.31	3.28	3.00	2.44	1.95	1.65	1.43	1.29	1.12	1.04	
20		2.89	3.29	3.23	2.72	2.15	1.81	1.56	1.40	1.16	1.06	
25		2.87	3.23	3.36	2.82	2.25	1.92	1.66	1.47	1.22	1.08	
30		-	3.17	3.32	2.89	2.34	1.96	1.70	1.51	1.25	1.09	
35		-	3.09	3.27	2.84	2.25	1.98	1.73	1.54	1.27	1.09	
40		-	3.01	3.22	2.87	2.33	2.00	1.74	1.54	1.28	1.10	
50		-	2.81	3.13	2.76	2.20	1.96	1.71	1.55	1.28	1.09	
60		-	2.66	2.99	2.68	2.22	1.89	1.69	1.51	1.26	1.09	
70		-	2.42	2.86	2.61	2.15	1.86	1.64	1.47	1.25	1.07	
80		-	2.35	2.73	2.51	2.17	1.82	1.61	1.44	1.22	1.06	
90		-	2.17	2.59	2.43	2.06	1.79	1.58	1.43	1.20	1.05	
100		-	2.04	2.47	2.36	2.00	1.75	1.56	1.41	1.19	1.04	
110		-	1.92	2.36	2.27	1.96	1.71	1.53	1.39	1.18	1.02	
120		-	1.85	2.23	2.19	1.91	1.67	1.50	1.37	1.16	1.02	
130		-	1.75	2.13	2.12	1.85	1.64	1.48	1.35	1.15	1.01	
140		-	1.66	2.05	2.05	1.80	1.61	1.45	1.33	1.14	1.00	
150		-	1.58	1.97	1.98	1.76	1.58	1.43	1.31	1.12	0.99	

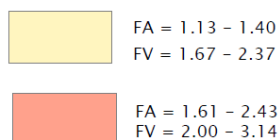
Fattore di amplificazione FV	Tipo di terreno Argilla	a_g (g) 0,18g										Profilo di velocità Lineare pendenza massima
		150	200	250	300	350	400	450	500	600	700	
5		1.15	1.07	1.03	1.02	1.01	1.01	1.01	1.00	1.00	1.00	
10		2.30	1.30	1.14	1.09	1.06	1.04	1.03	1.02	1.01	1.00	
15		3.19	2.22	1.42	1.19	1.22	1.08	1.06	1.04	1.02	1.01	
20		3.71	2.83	2.09	1.46	1.22	1.14	1.10	1.07	1.03	1.01	
25		3.92	3.33	2.56	1.88	1.23	1.23	1.14	1.10	1.05	1.02	
30		-	3.60	2.90	2.18	1.57	1.37	1.21	1.15	1.07	1.02	
35		-	3.80	3.27	2.42	1.85	1.50	1.31	1.19	1.08	1.03	
40		-	3.82	3.45	2.69	2.00	1.62	1.40	1.26	1.11	1.04	
50		-	3.80	3.75	2.96	2.29	1.86	1.55	1.37	1.15	1.05	
60		-	3.67	3.76	3.17	2.35	1.96	1.66	1.45	1.19	1.06	
70		-	3.59	3.77	3.21	2.56	2.07	1.75	1.52	1.23	1.07	
80		-	3.42	3.71	3.16	2.37	2.13	1.82	1.57	1.25	1.09	
90		-	3.31	3.60	3.14	2.53	2.10	1.83	1.61	1.27	1.09	
100		-	3.14	3.52	3.12	2.50	2.10	1.81	1.59	1.28	1.10	
110		-	3.11	3.45	3.03	2.47	2.08	1.81	1.59	1.28	1.10	
120		-	3.02	3.39	2.98	2.43	2.06	1.80	1.59	1.29	1.10	
130		-	3.03	3.26	2.93	2.37	2.04	1.78	1.59	1.29	1.10	
140		-	2.98	3.19	2.87	2.34	2.00	1.76	1.56	1.29	1.10	
150		-	2.93	3.11	2.83	2.30	1.98	1.73	1.55	1.28	1.09	

A partire dai risultati ottenuti è stato possibile ottenere la "Carta di microzonazione sismica Livello 2" in cui si sono riportati i valori dei fattori di amplificazione FA - FV in corrispondenza di tutti i punti di misura analizzati.

A seguire si riporta un estratto di tale carta. Dalla sua consultazione è possibile trarre le seguenti considerazioni:

- il territorio comunale di Gaiarine è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,13 a circa 2,43 per l'FA e da 1,60 a 3,14 per l'FV;
- la distribuzione dei fattori di amplificazione ha consentito la suddivisione del territorio comunale in due aree: la porzione più orientale del comune, infatti, presenta valori di amplificazione elevati sia in termini di FA che di FV a causa del contrasto di rigidità tra i depositi limoso-argillosi superficiali e i sottostanti materiali ghiaiosi (FA=1,61 - 2,43; FV=2,00 - 3,14). Invece, la porzione occidentale e quella a nord est del comune sono caratterizzate da fattori di amplificazione più bassi (FA=1,13 - 1,40; FV=1,67 - 2,37) a causa della maggior rigidità dei depositi presenti a pochi metri dal p.c. locale;
- infine, si evidenzia che i valori dei fattori di amplificazione calcolati per i depositi ghiaiosi - sabbiosi (GM fg) presenti a sud-ovest del territorio comunale (FA=1,19 - FV =1,71) rientrano nel *range* identificato per i terreni sabbiosi (FA=1,13 - 1,40; FV= 1,60 - 2,37) e pertanto, tale area è stata rappresentata con la stessa colorazione delle sabbie.

Fattori di amplificazione



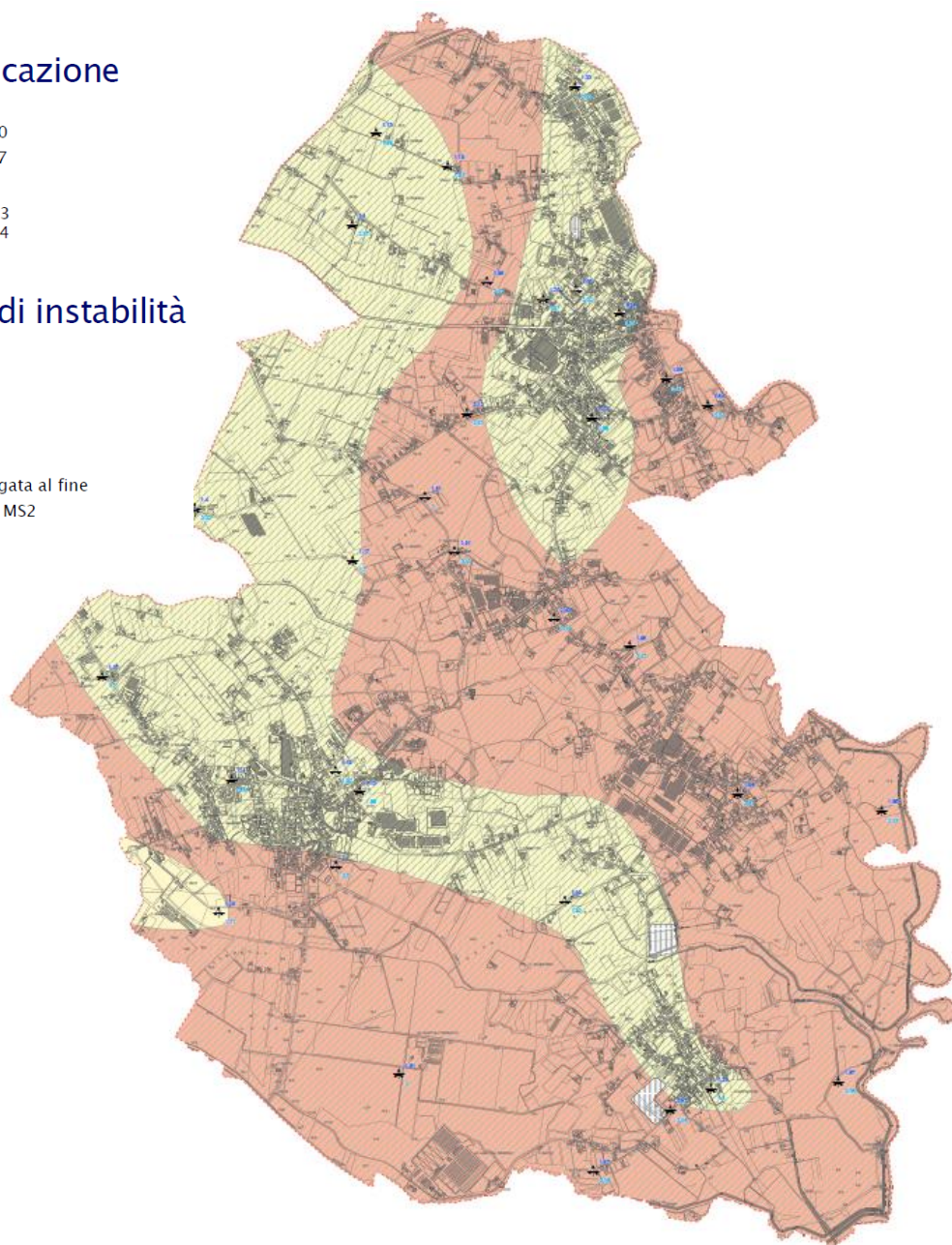
Zone suscettibili di instabilità



Liquefazione



Zona non indagata al fine dello studio di MS2



10. VERIFICHE ALLA LIQUEFAZIONE

Il pericolo di liquefazione è stato ampiamente indagato valutando la contemporanea presenza sia dei fattori scatenanti (caratteristiche dei terremoti attesi) sia predisponenti (susceptibilità dei terreni), come illustrato nel Cap. 7.3. Per questo, nella Carta delle MOPS, il comune di Gaiarine è stato quasi totalmente inserito tra le zone ZA_{LQ} (Zona di attenzione per liquefazione).

A questo punto, come previsto dagli standard regionali per la microzonazione sismica, la susceptibilità dei vari terreni è stata valutata sulla base di alcune prove penetrometriche di tipo CPT.

La verifica di liquefazione dei suoli è stata eseguita sui livelli potenzialmente liquefacibili, secondo il metodo di Idriss e Boulanger (2014), come consigliato dalla Determinazione Reg. 1105/14 della Regione Emilia-Romagna in base a numerosi studi condotti a seguito del terremoto del 2012. È noto che nei sedimenti granulari la presenza di percentuali di argilla riduce in maniera rilevante la susceptibilità alla liquefazione dei depositi. Anche la presenza di strati superficiali non liquefacibili con spessore maggiore di 3 metri può ulteriormente contrastare la liquefazione degli strati sottostanti.

Con le indagini geognostiche eseguite sono state evidenziate le disomogeneità stratigrafiche verticali. Il calcolo del coefficiente di sicurezza F_s individua con $F_s < 1,0$ la possibilità che avvenga la liquefazione, mentre $F_s > 1,0$ esclude la possibilità del fenomeno.

Nel caso specifico la verifica alla liquefazione è stata effettuata sui livelli totalmente o parzialmente incoerenti intercettati nei primi 20 m (solitamente più susceptibili a fenomeni di liquefazione), considerando un livello di falda, durante l'evento sismico, prossimo a quello misurato. Per quanto riguarda i dati sismici di *input*, oltre al valore della magnitudo massima attesa propria della zona sismogenetica in cui ricade il comune di Gaiarine (M_w paria 6,6), è stato assegnato il valore di a_g (PGA) calcolato tramite lo studio di risposta sismica locale condotto per stimare i fattori di amplificazione, precedentemente descritto.

Per ogni verticale indagata è stato riportato l'indice del potenziale di liquefazione I_L come di seguito definito nelle linee guida regionali:

Potenziale di liquefazione	Pericolo di liquefazione
$0 < I_L < 2$	Basso
$2 < I_L < 5$	Moderato
$5 < I_L < 15$	Alto
$I_L > 15$	Molto alto

In aggiunta, i terreni incoerenti (saturi e non), se sottoposti a forze dinamiche temporanee, quali intense vibrazioni o eventi tellurici, subiscono un riordino delle particelle, che si traduce in una compattazione dello strato interessato, e quindi in un cedimento, denominato post-sismico.

L'entità della deformazione verticale è funzione della densità iniziale del deposito (per le sabbie), del grado di sovraconsolidazione (per le argille), del suo spessore e della massima resistenza che si sviluppa nello strato. In depositi incoerenti asciutti il cedimento post-sismico avviene pressoché immediatamente, mentre nei depositi incoerenti e coesivi saturi si completa quando le sovrappressioni interstiziali, generate dalle forze dinamiche, vengono interamente dissipate.

Per questo, è stata condotta la valutazione dei cedimenti post-sismici per i terreni incoerenti; effettivamente il riordino dei granuli in uno strato a seguito della dissipazione delle sovrappressioni è spesso legata al fenomeno della liquefazione, che interessa i soli depositi sabbiosi. Tuttavia anche depositi coesivi soffici e/o plastici, sotto carichi dinamici particolarmente intensi, possono subire un riassetto delle particelle.

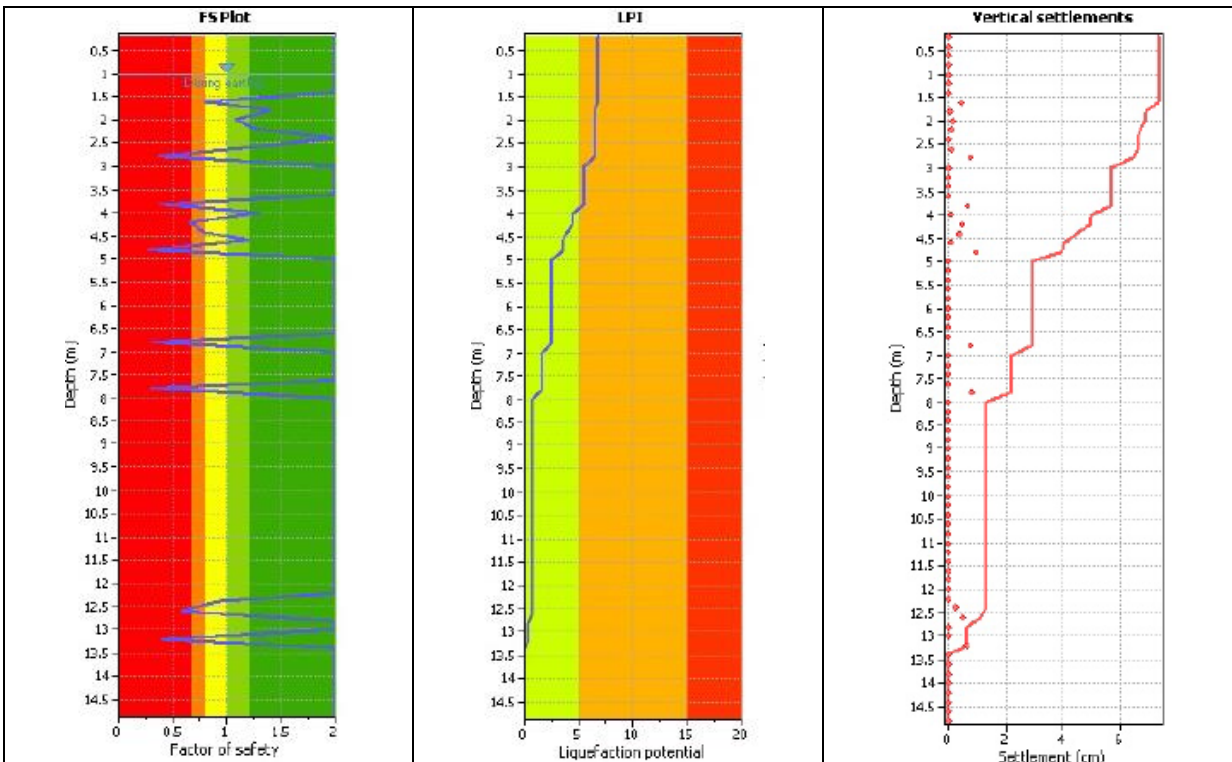
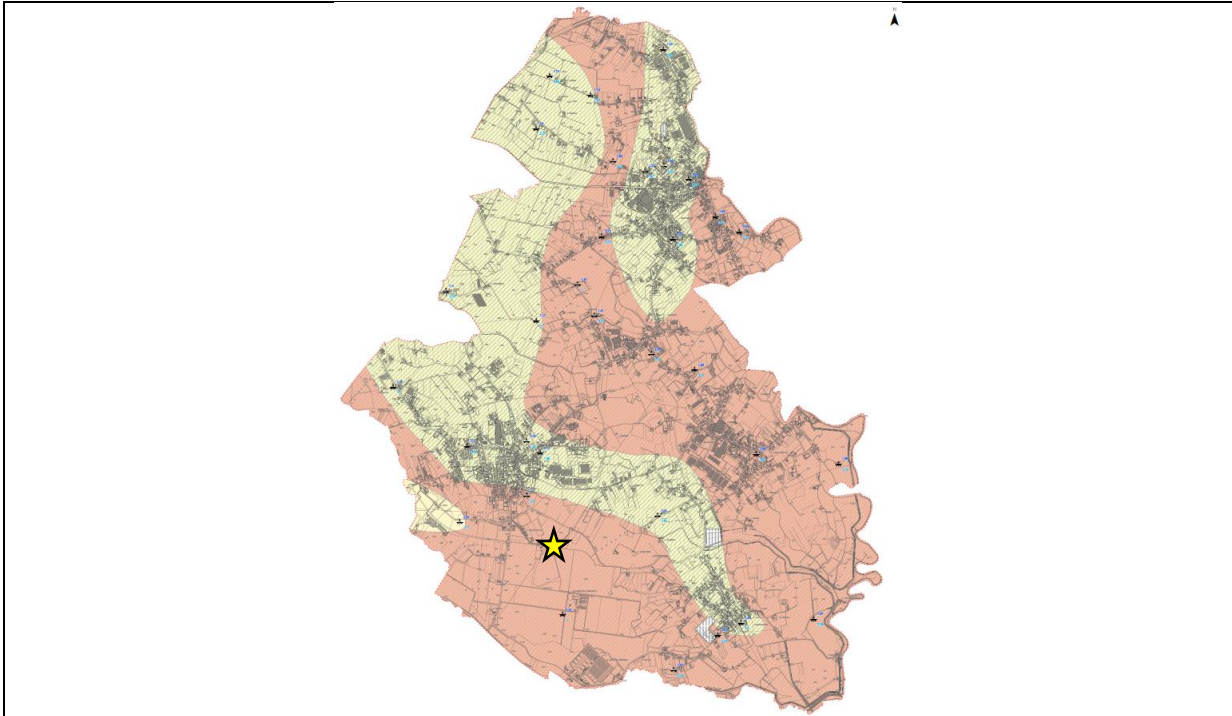
Si precisa che nel caso in esame i cedimenti post-sismici sono stati calcolati nei livelli sabbiosi critici intercettati dalle prove eseguite. In allegato sono stati riportati i *report* completi delle prove mentre a seguire si sono illustrati i risultati ottenuti.

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P2

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, in località Cimavilla. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6,60
Peak ground acceleration	0,37
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



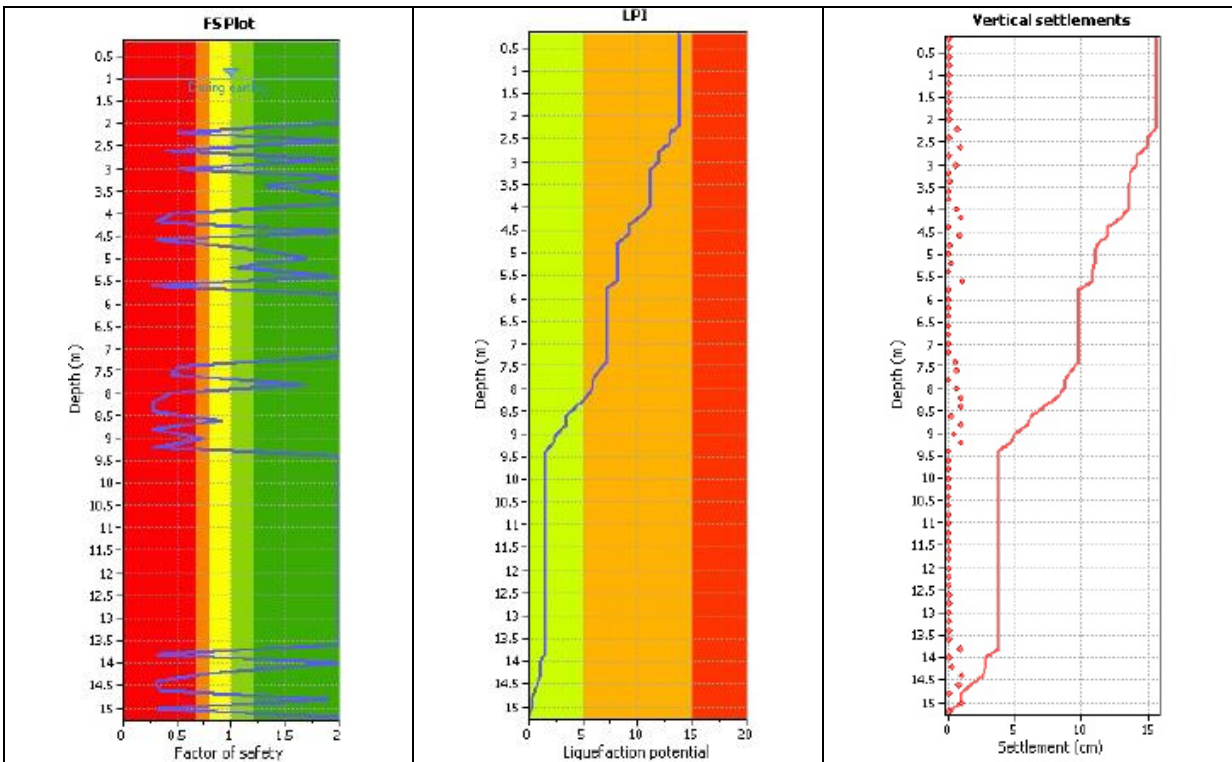
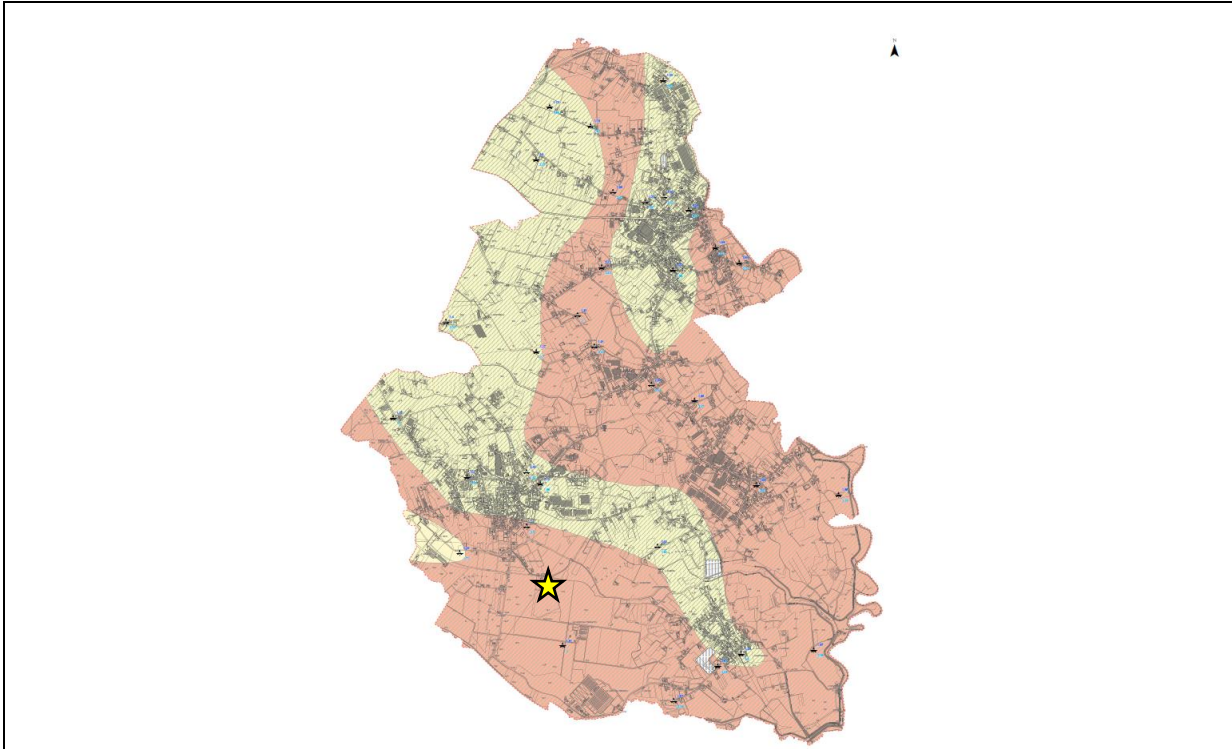
Liquefaction potential	6,85 (rischio alto)
Total estimated settlement	7,34 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P3

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, nella porzione meridionale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6,60
Peak ground acceleration	0,37
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



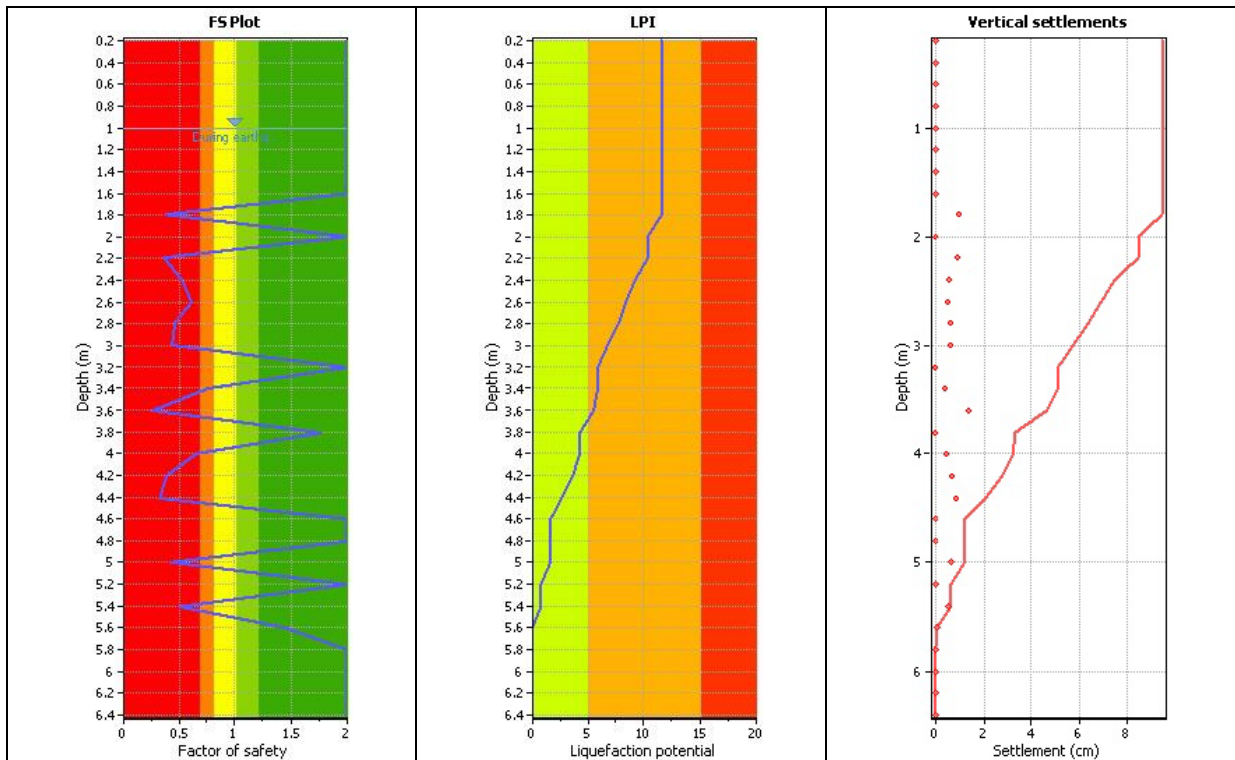
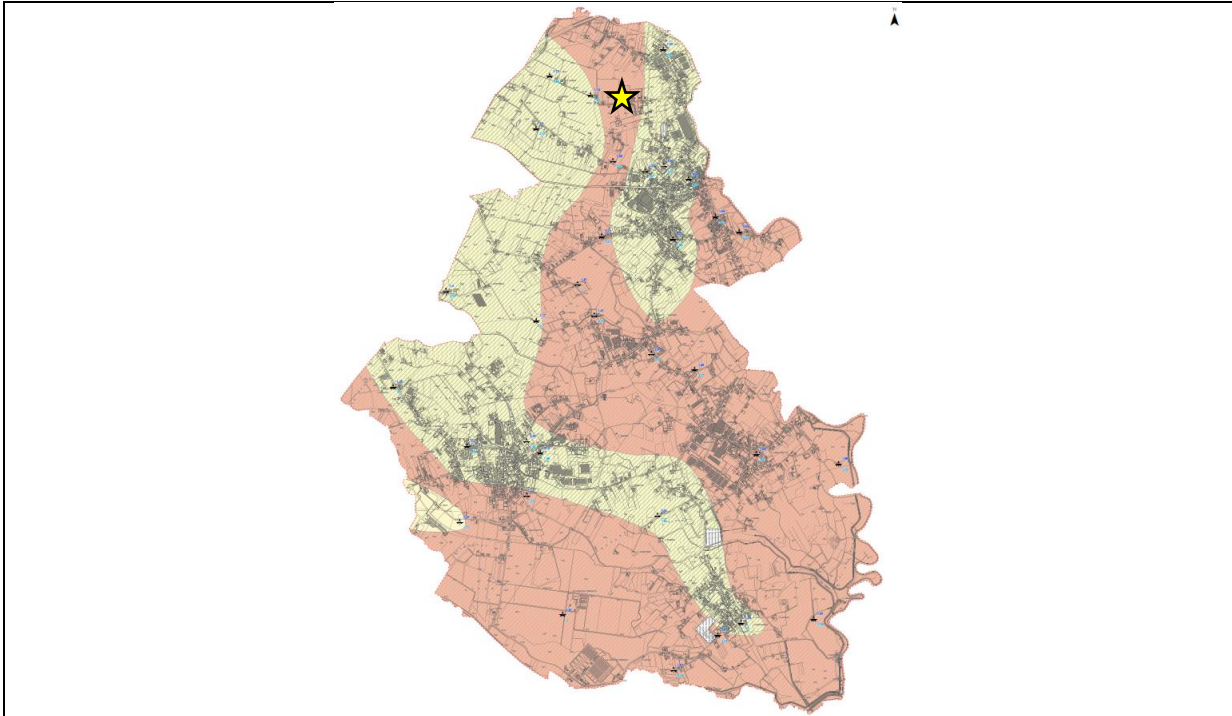
Liquefaction potential	13,84 (rischio alto)
Total estimated settlement	15,55 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P15

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, nella porzione centrale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,37
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



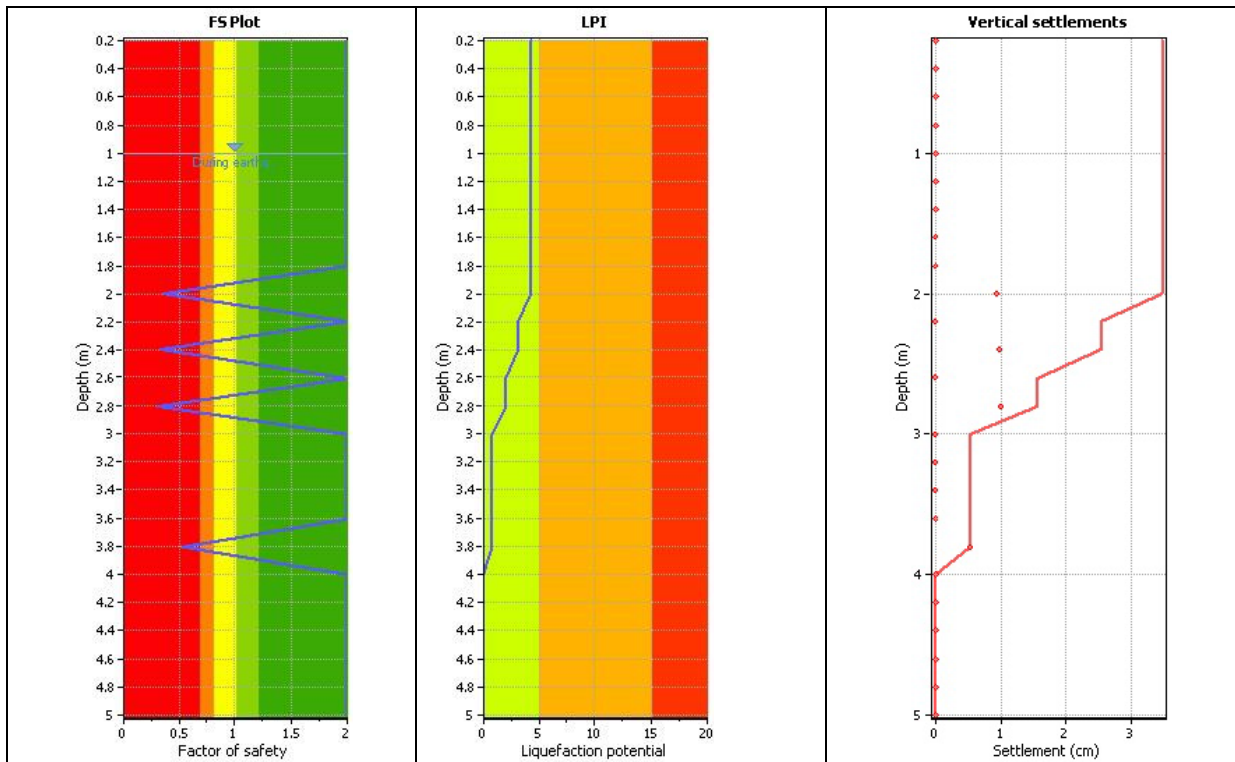
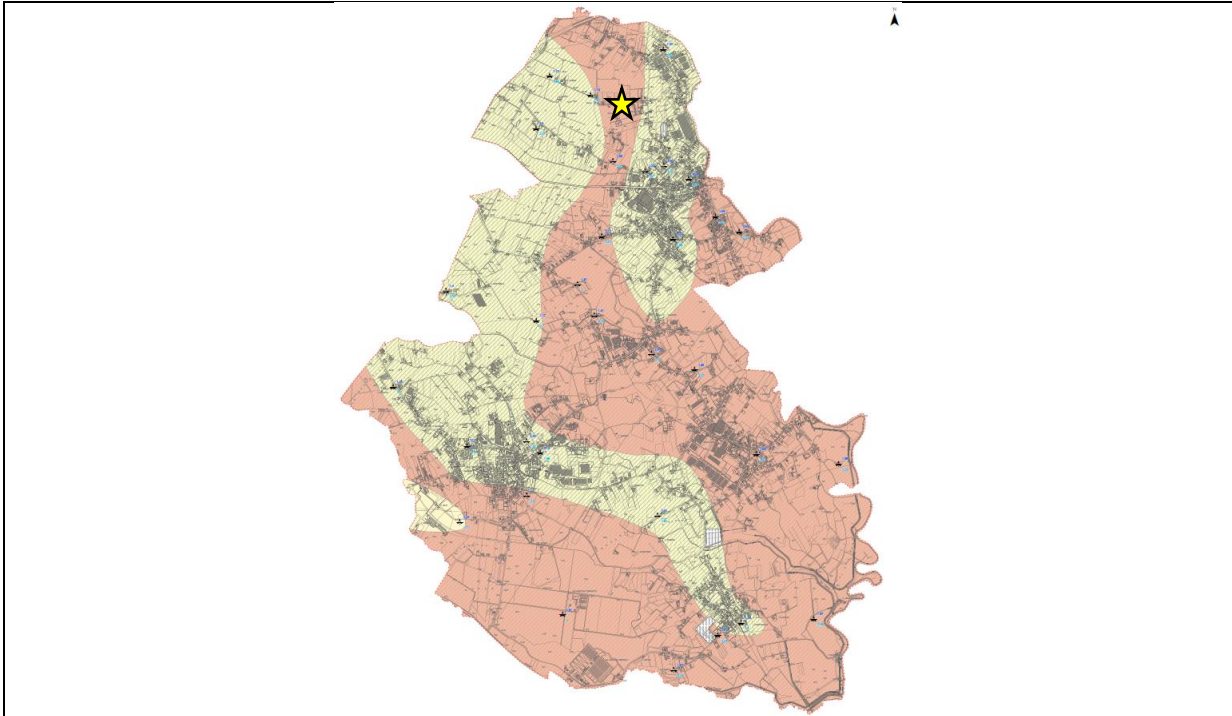
Liquefaction potential	11,51 (rischio alto)
Total estimated settlement	9,45 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P16

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, nella porzione sud-orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,35
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



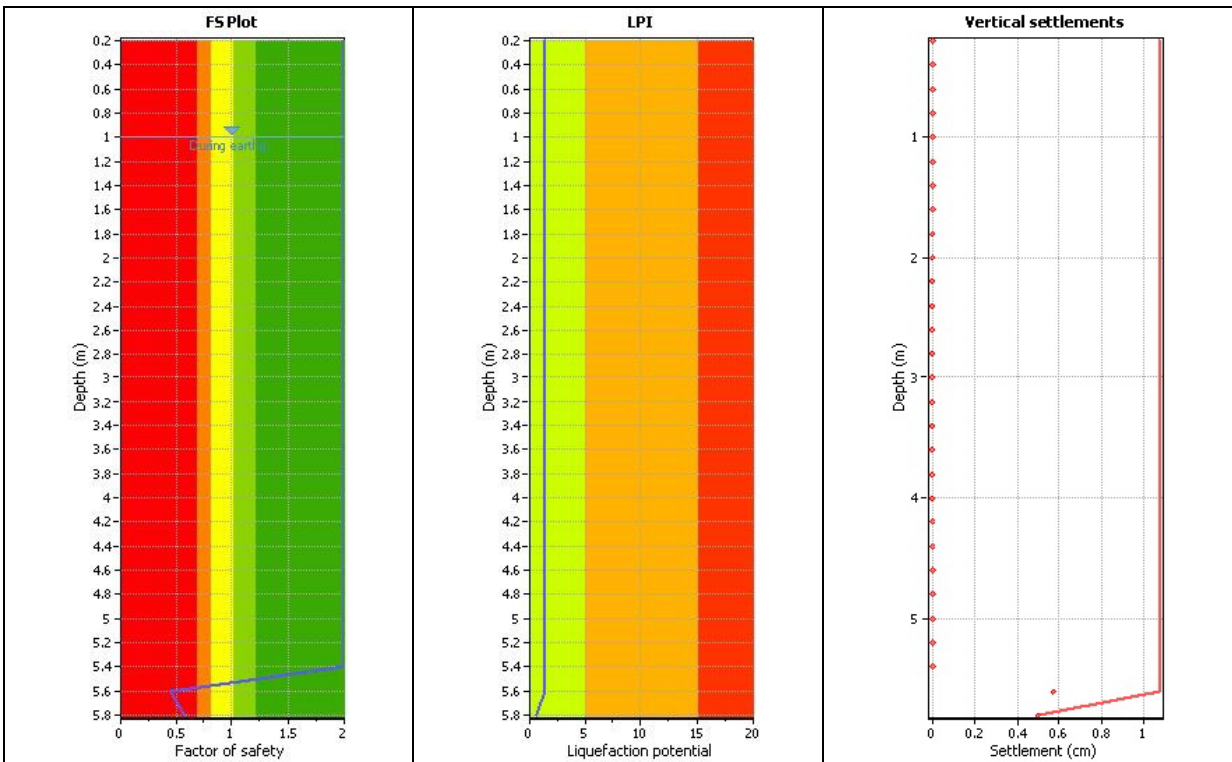
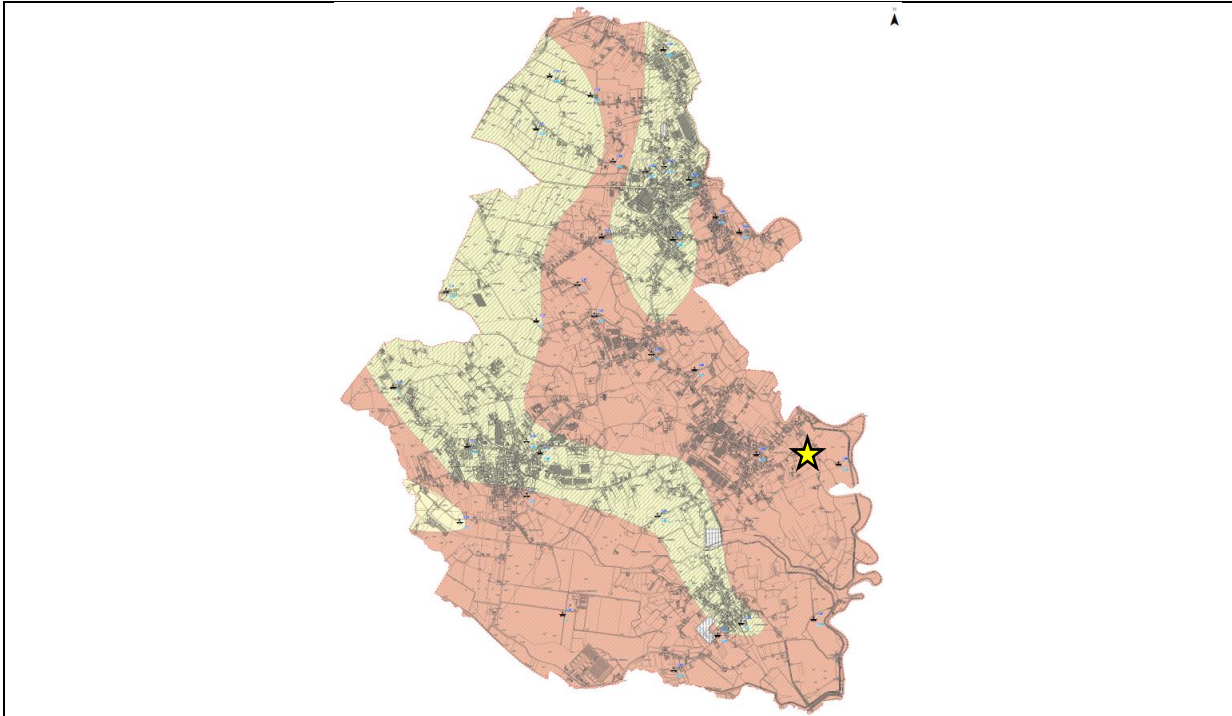
Liquefaction potential	4,27 (rischio moderato)
Total estimated settlement	3,48 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P17

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, nella porzione settentrionale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,37
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



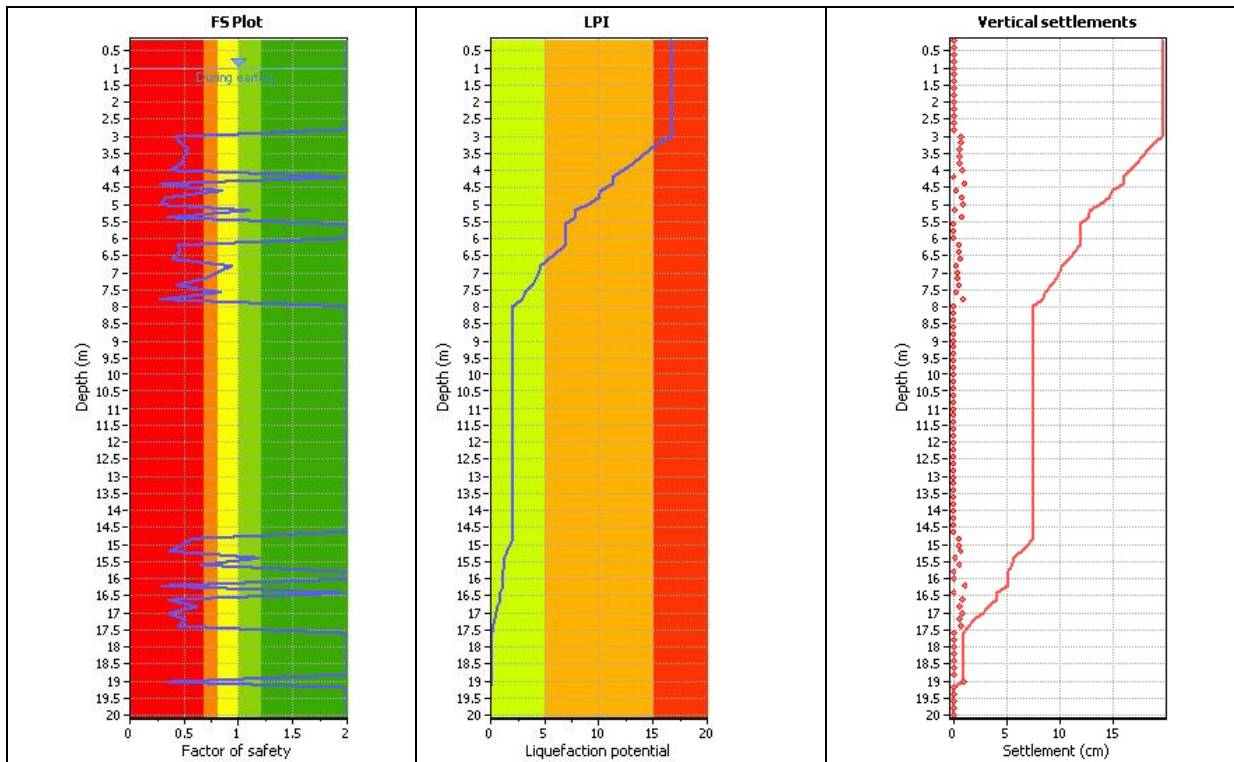
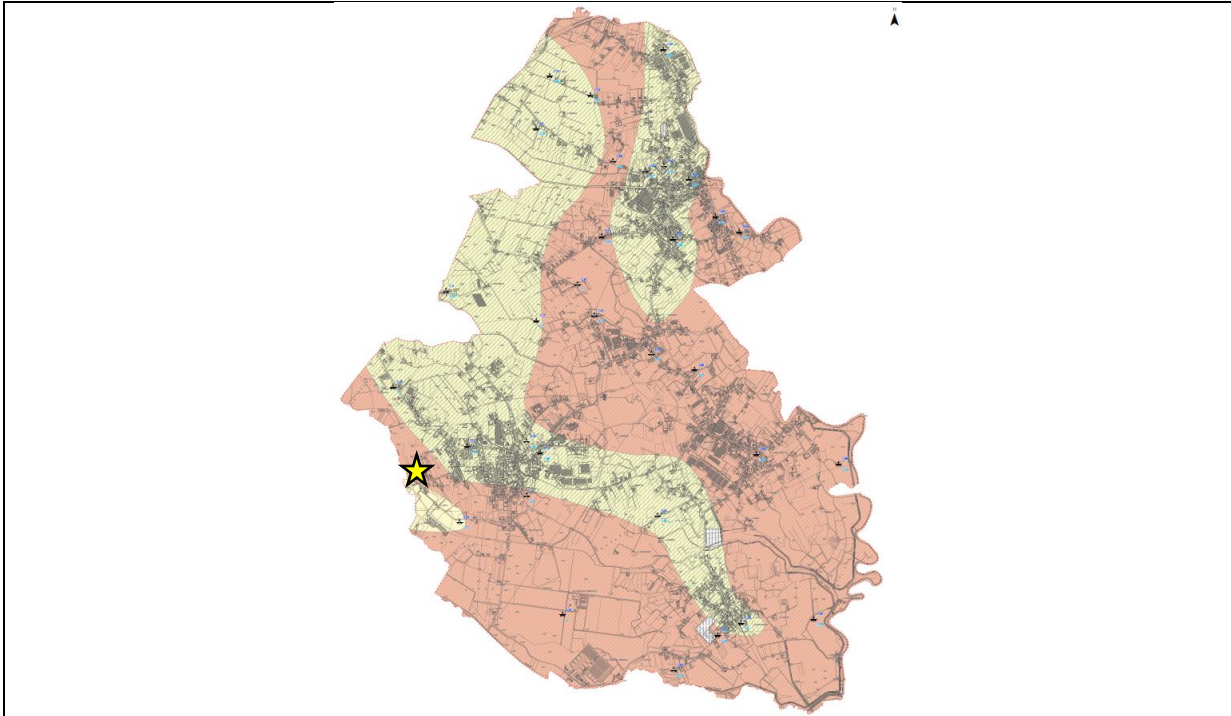
Liquefaction potential	1,41 (rischio basso)
Total estimated settlement	1,07 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P18

La prova è stata realizzata nei depositi CLfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,37
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



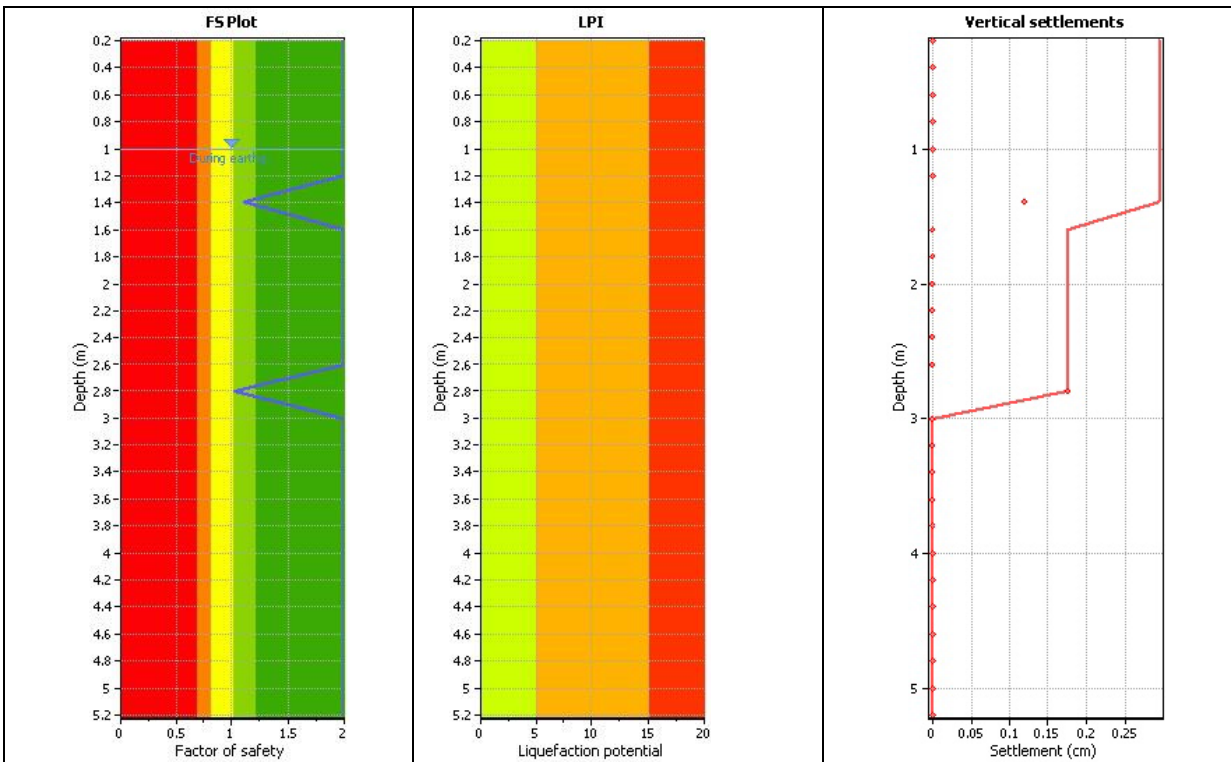
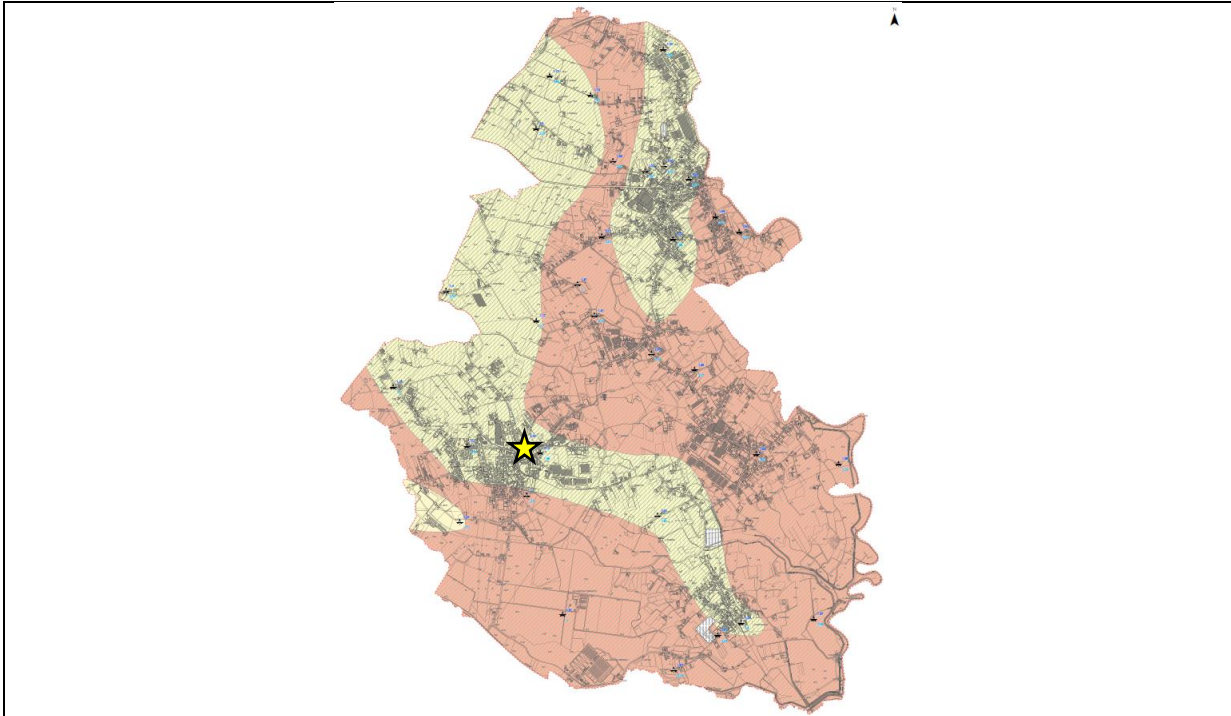
Liquefaction potential	16,62 (rischio molto alto)
Total estimated settlement	19,58 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P1

La prova è stata realizzata nei depositi SMfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,24
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



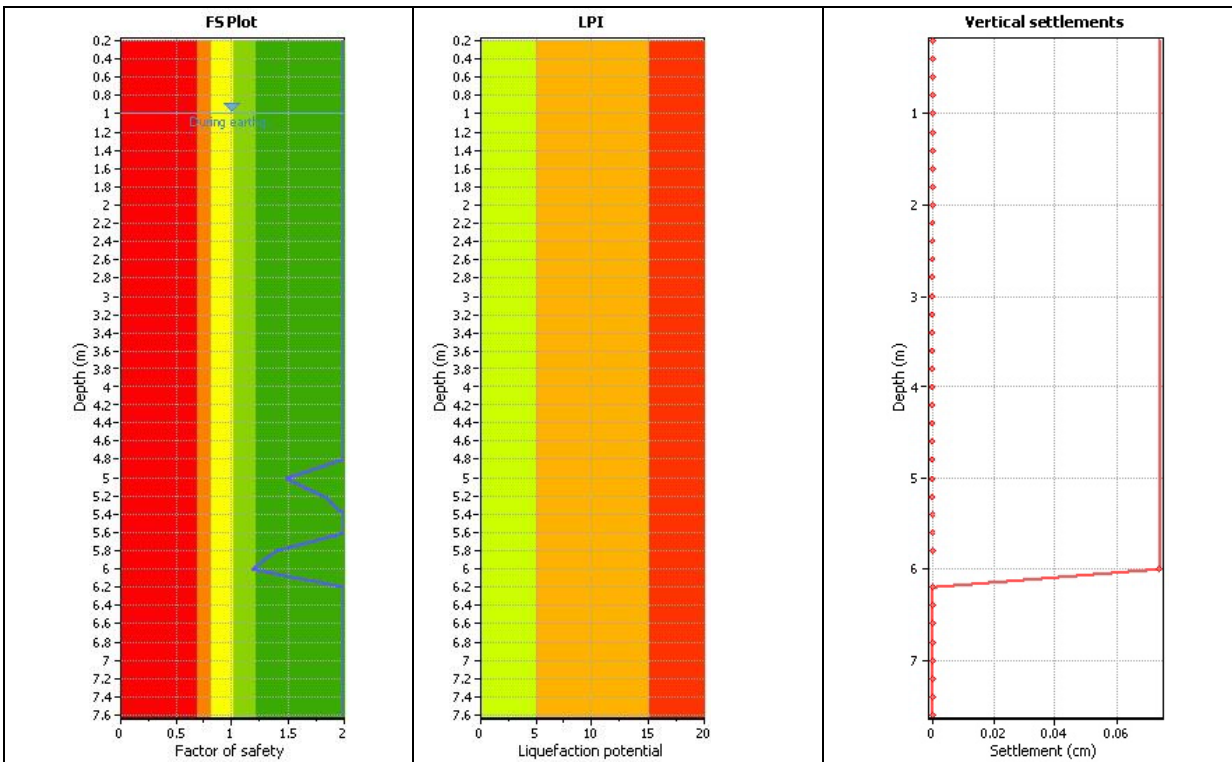
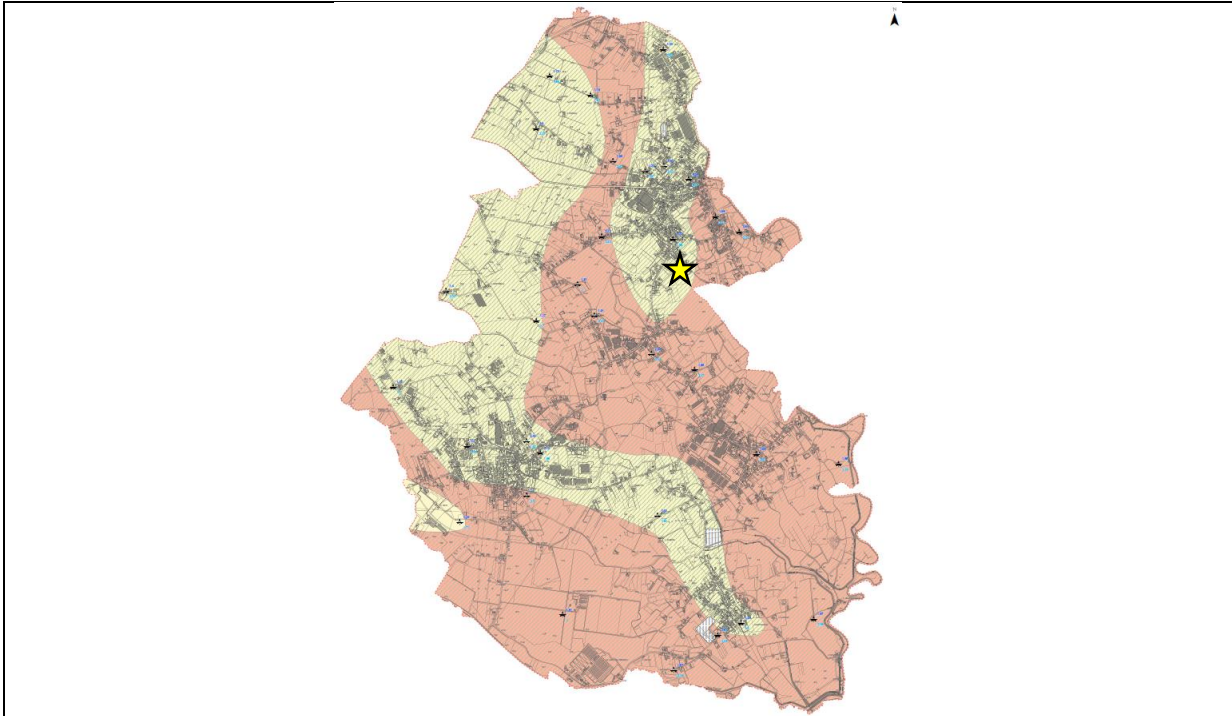
Liquefaction potential	0,0 (rischio nullo)
Total estimated settlement	0,29 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P4

La prova è stata realizzata nei depositi SMfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,24
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



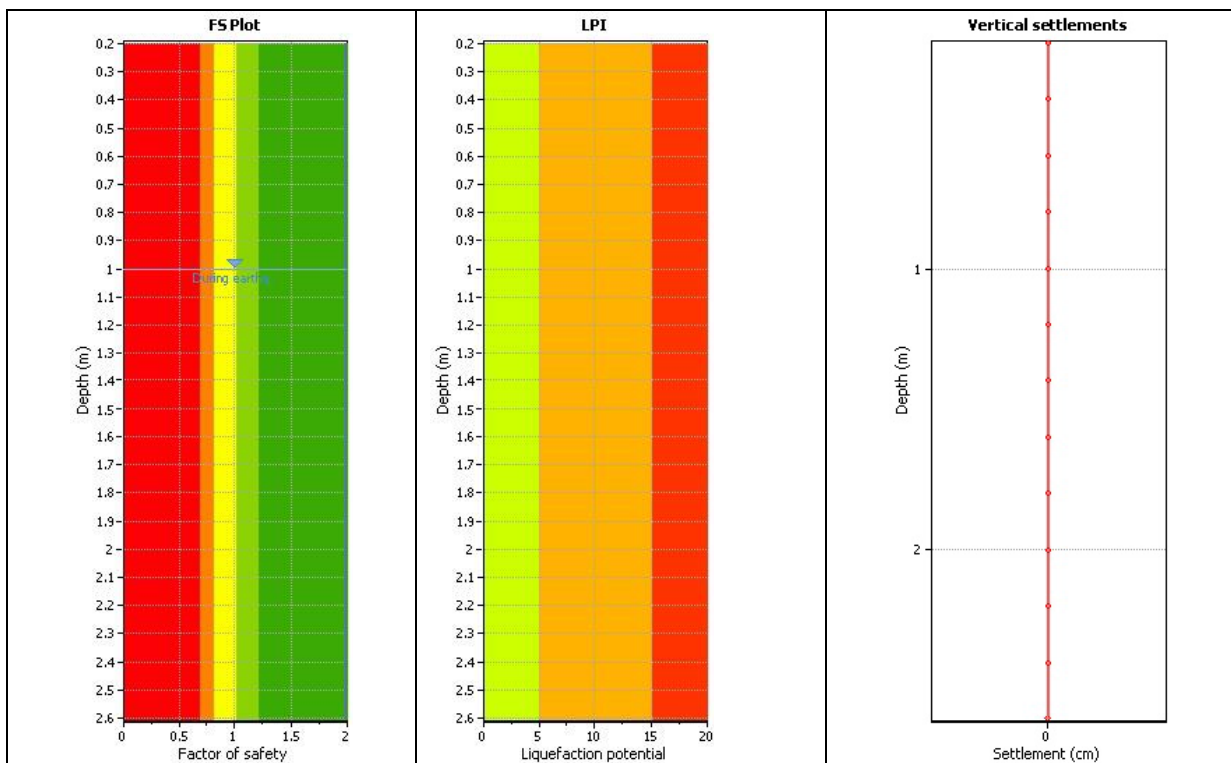
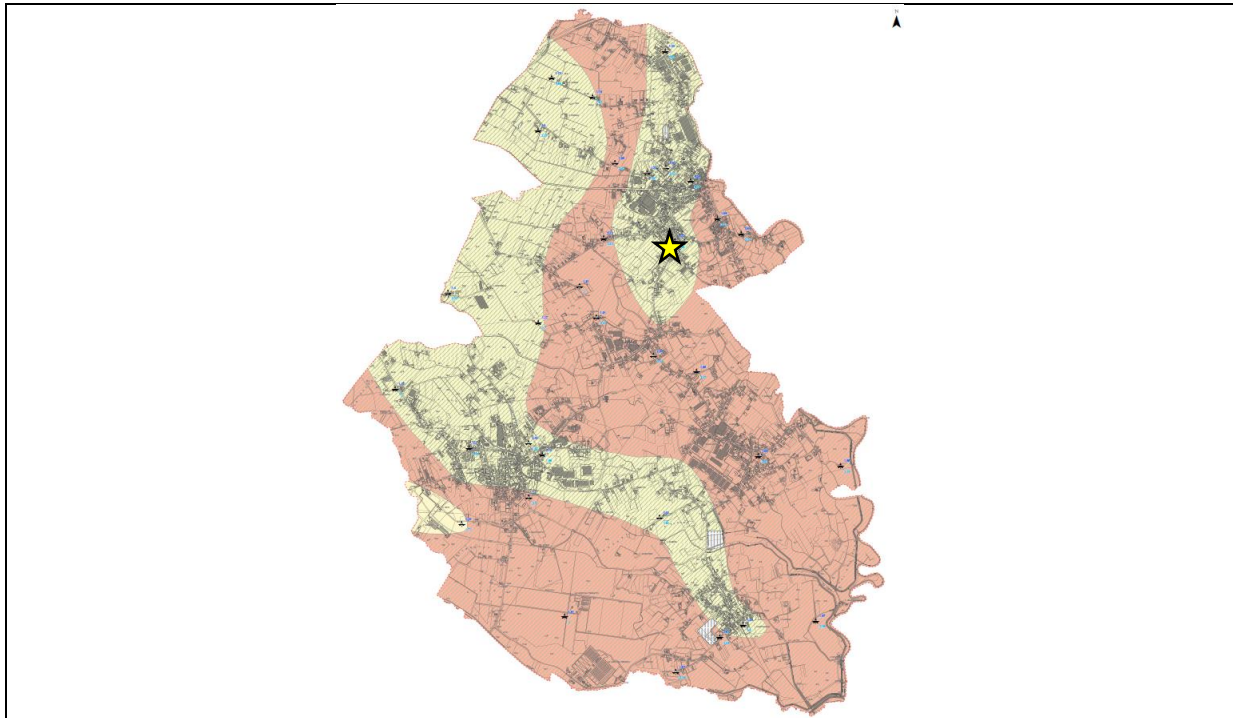
Liquefaction potential	0,0 (rischio nullo)
Total estimated settlement	0,07 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P5

La prova è stata realizzata nei depositi SMfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,24
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



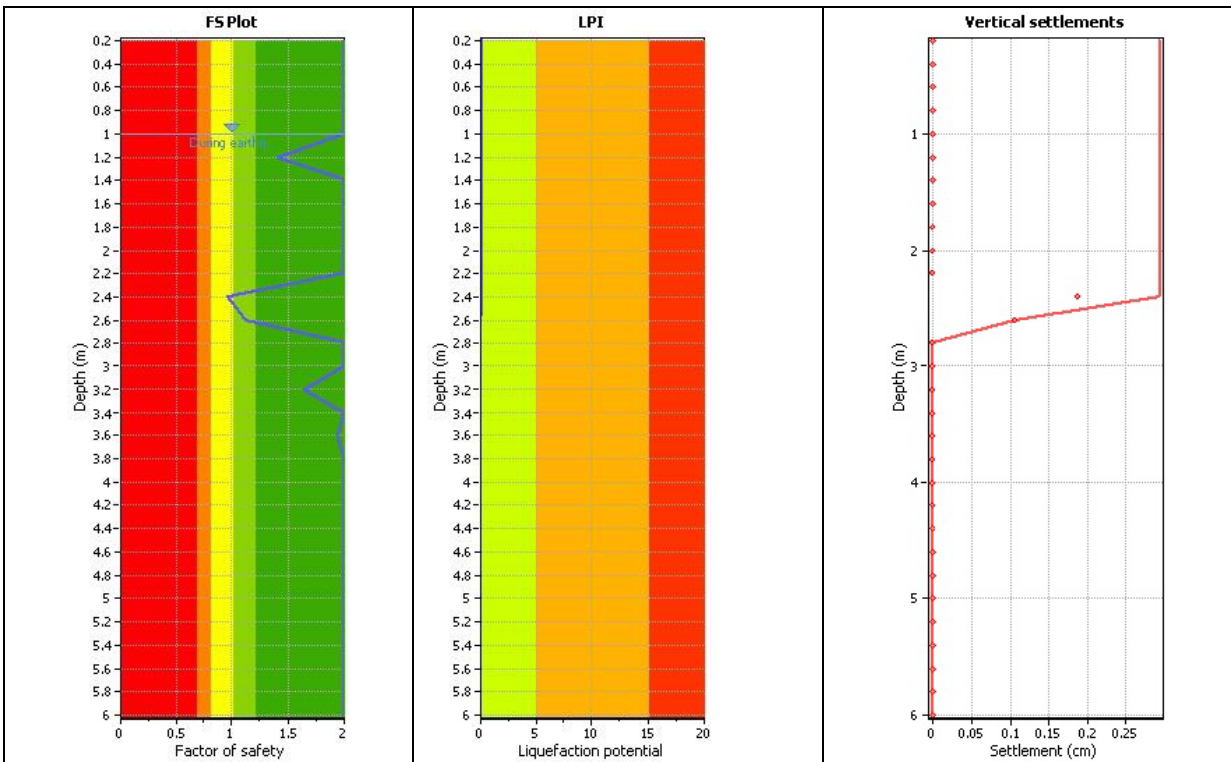
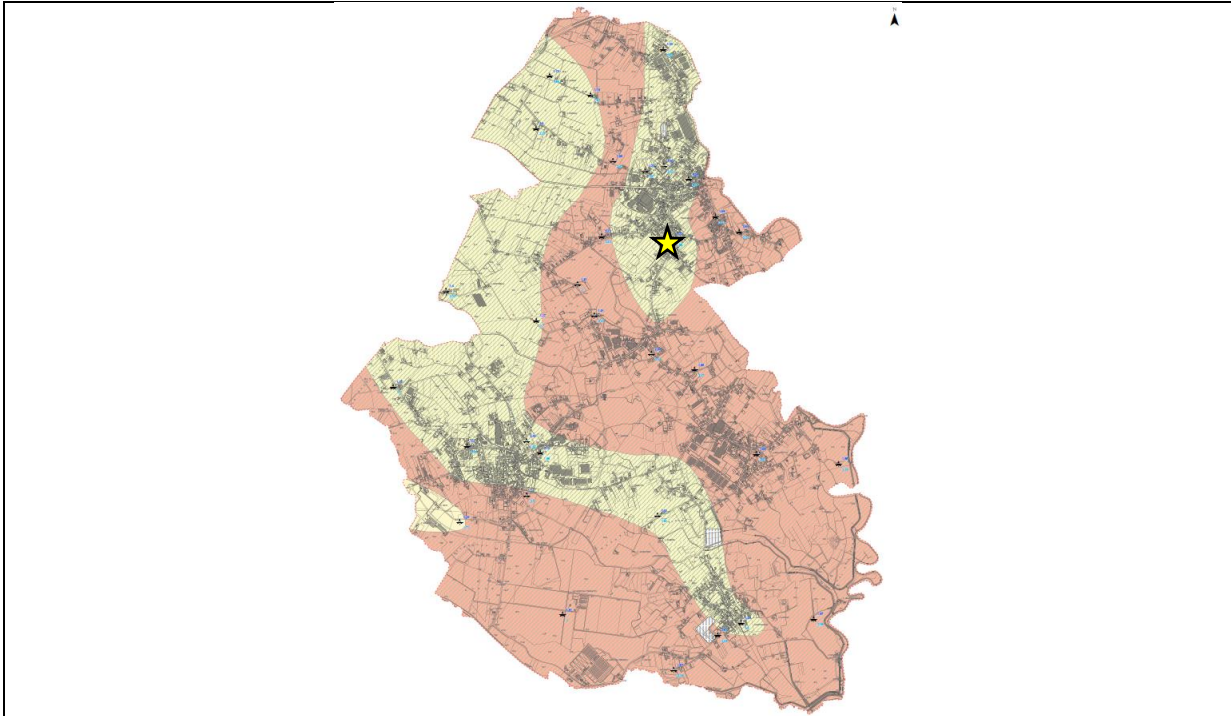
Liquefaction potential	0,0 (rischio nullo)
Total estimated settlement	0,00 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P6

La prova è stata realizzata nei depositi SMfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,24
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



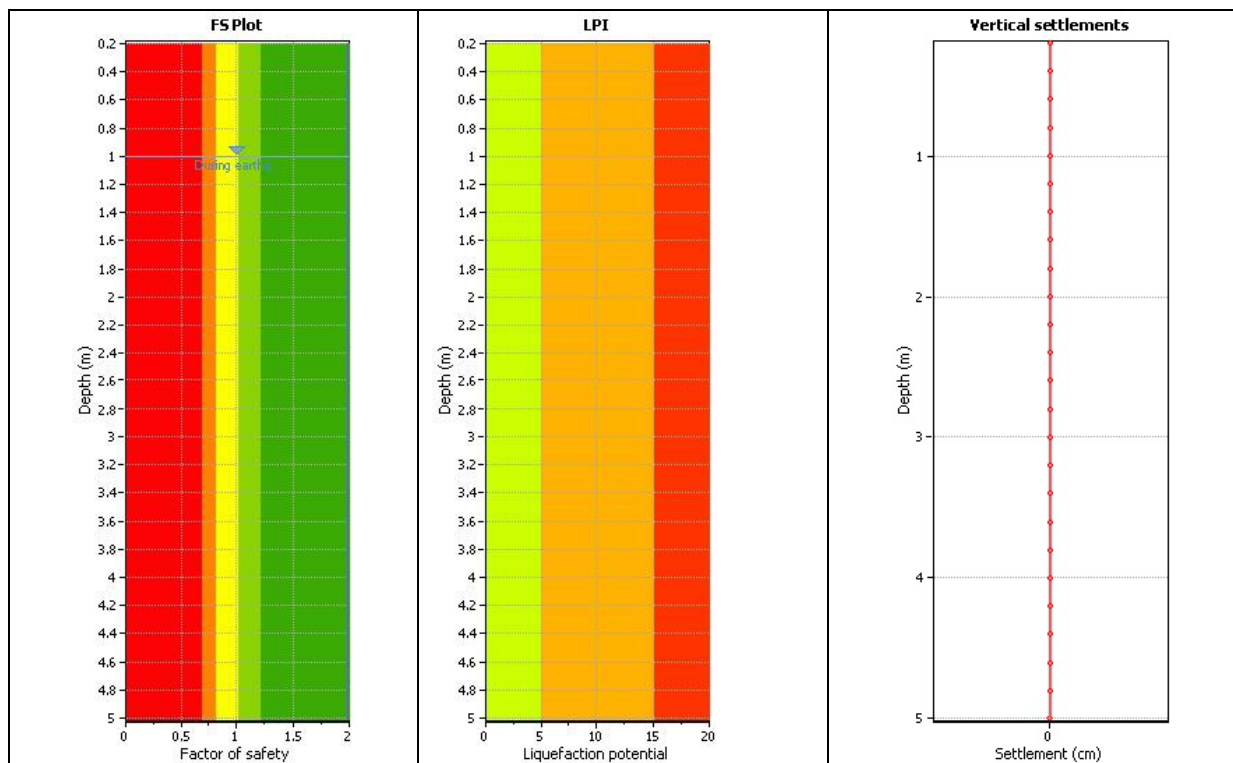
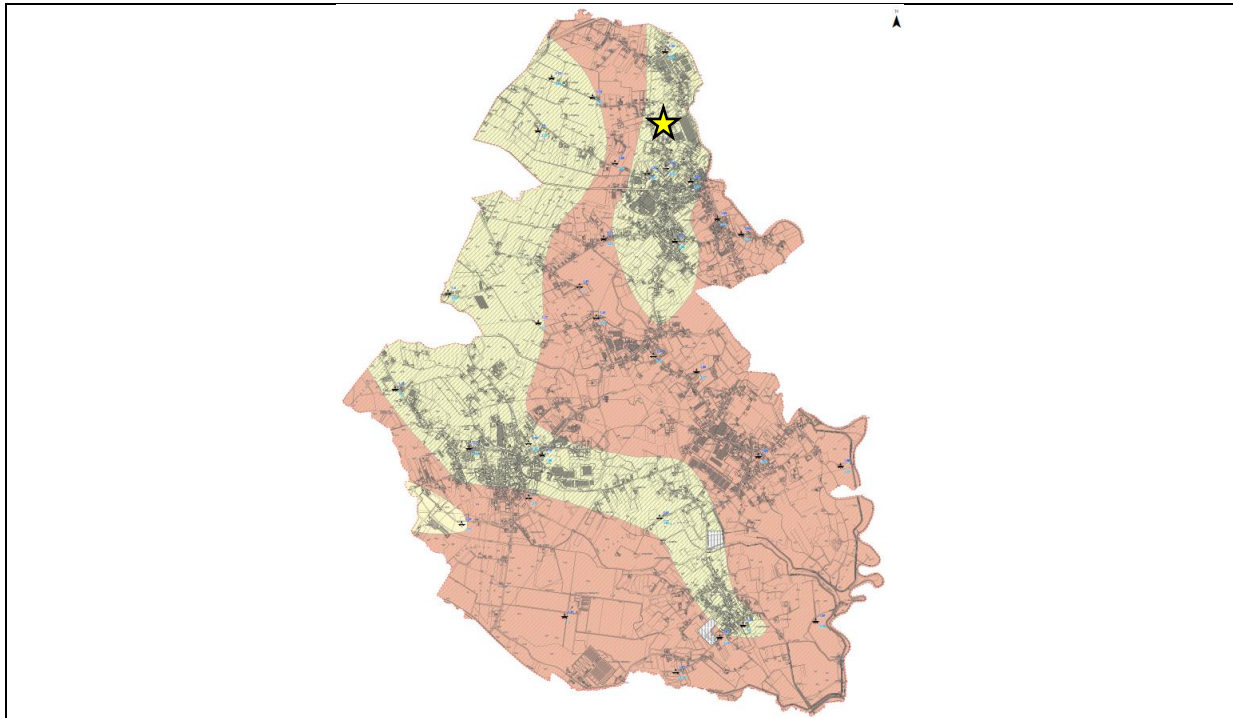
Liquefaction potential	0,07 (rischio nullo)
Total estimated settlement	0,29 cm

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte lungo la verticale CPT-P14

La prova è stata realizzata nei depositi SMfg, nella porzione orientale del territorio comunale. I dati di *input* possono essere così riassunti:

Analysis method	B&I (2014)
Earthquake magnitude M_w	6.60
Peak ground acceleration	0,24
G.W.T. (earthq.)	1,00 m

RISULTATI OTTENUTI



Liquefaction potential	0,0 (rischio nullo)
Total estimated settlement	0,0 cm

Le verifiche condotte hanno chiaramente evidenziato la criticità del territorio rispetto all'instabilità per liquefazione; la tabella seguente riassume i risultati ottenuti.

N° prova e litologia	Liquefaction potential	Total estimated settlement
CPT P2 - CL	6,85 (rischio alto)	7,34 cm
CPT P3 - CL	13,84 (rischio alto)	15,55 cm
CPT P15 - CL	11,51 (rischio alto)	9,45 cm
CPT P16 - CL	4,27 (rischio moderato)	3,48 cm
CPT P17 - CL	1,41 (rischio basso)	1,07 cm
CPT P18 - CL	16,62 (rischio molto alto)	19,58 cm
CPT P1 - SM	0,0 (rischio nullo)	0,29 cm
CPT P4 - SM	0,0 (rischio nullo)	0,07 cm
CPT P5 - SM	0,0 (rischio nullo)	0,0 cm
CPT P6 - SM	0,07 (rischio nullo)	0,29 cm
CPT P14 - SM	0,0 (rischio nullo)	0,0 cm

Il potenziale di liquefazione calcolato presenta valori molto variabili anche all'interno della stessa zona MOPS. Infatti, il deposito argilloso-limoso e sabbioso presenta un rischio di liquefazione variabile da alto a basso in quanto la liquefazione risulta fortemente condizionata sia dalla granulometria sia dal grado di rigidità dei depositi.

Per quanto riguarda, invece, i depositi SM, il potenziale di liquefazione è risultato nullo in tutte le prove analizzate (massima profondità 8 m e poi rifiuto strumentale). Nonostante questo, in virtù della normale variabilità spaziale degli orizzonti stratigrafici e alternanze litologiche presenti nell'area SM - zona 2002 non è possibile escludere a priori la suscettibilità alla liquefazione dei terreni.

Infine, sono state condotte n°3 prove CPT ex-novo all'interno dell'area SM - zona 2002 e CL - zona 2003, per confermare o meno l'instabilità assegnata. I risultati di tali prove, andate a rifiuto strumentale nei primi metri (2-3 m) a causa della presenza di materiale grossolano, non hanno consentito la valutazione del rischio alla liquefazione.

11. REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle Linee Guida Regionali integrate con quelle emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

Il contenuto informativo della **Carta delle indagini** è esplicitato attraverso la relazione di n°2 *shapefiles* (Sito_pu e Sito_In). Le altre cartografie sono così costituite:

Carta geologico-tecnica

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<i>Geotec</i>	Poligonale	<i>Litologie: terreni di copertura</i>
<i>Elineari</i>	Lineare	<i>Elementi: forme di superficie e sepolte</i>
<i>Geoidr</i>	Puntuale	<i>Elementi geologici e idrogeologici</i>

Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS) di Livello 1

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

Carta delle Frequenze

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<i>FREQ</i>	Puntuale	<i>Valori di frequenza delle misure H.V.S.R.</i>

Carta di microzonazione sismica di Livello 2 (FA e FV)

Nome file	Tipo <i>shapefile</i>	Descrizione
<i>MS2_POLI</i>	Poligonale	<i>Fattori di amplificazione delle zone microzonate</i>
<i>MS2_PUNT</i>	Puntuale	<i>Fattori di amplificazione puntuali di FA e FV</i>

Carta della pericolosità sismica locale

Nome file	Tipo	Descrizione
<i>CPSL</i>	Poligonale	<i>Zone di pericolosità sismica locale</i>

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

All'interno della cartella BaseDati è stata inserita la base *raster* georeferenziata della C.T.R. utilizzata per il presente lavoro.

12. BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta - Bacchiglione. Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Brenta - Bacchiglione.
3. 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
4. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. *Ingegneria sismica*, pp. 32 - 62
5. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. *Geologia tecnica e ambiente*, pp. 77 - 102
6. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La Microzonazione Sismica. Metodi, esperienze e normativa
7. Chopra L. (1995). *Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering*. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
8. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036
9. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioiaccio (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. FLAC - ITASCA (2016)- Dynamic Analysis
12. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 23(8), 691-704
13. Gruppo di lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma
14. 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
15. Lanzo G., Pagliaroli A., D'Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), *Earthquake Resistant Engineering Structures*, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
16. 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
17. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - *Risposta Sismica Locale*. Hevelius Ed.
18. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 347-364
19. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
20. 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
21. 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
22. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
23. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) - "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul *Bulletin of Earthquake Engineering*
24. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
25. Slejko D. et al (1987) - *Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale*. CNR
26. Spallarossa D. e Barani S. (2007) - Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ϵ - Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>

13. ALLEGATI FUORI TESTO

- | | |
|---|----------------|
| 1. Carta delle indagini | Scala 1:10.000 |
| 2. Carta geologico-tecnica | Scala 1:10.000 |
| 3. Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica | Scala 1:10.000 |
| 4. Carta delle frequenze | Scala 1:10.000 |
| 5. Carta della pericolosità sismica locale | Scala 1:10.000 |
| 6. Carta di microzonazione sismica - Livello 2 | Scala 1:10.000 |
| 7. Schede delle indagini e <i>report</i> delle verifiche a liquefazione (supporto digitale) | |
| 8. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative | |