



STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 1

RELAZIONE ILLUSTRATIVA

O.C.D.P.C n.293 del 26.10.2015

A cura di:		Con la collaborazione di:
Dr. Geol. Matteo Collareda		 Dr. Geol. Claudia Tomassoli
Integrazioni marzo 2018	Incarico affidato con Determina Comunale n°913 del 06/12/2016	



Dr. Geol. Matteo Collareda
via Lungo Giara 29 - 36033 Isola Vicentina (Vicenza)
tel./fax 0444 962532 - cell. 349 0567455
e-mail: info@studiosisma.com pec: studiosisma@epap.sicurezza postale.it

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO.....	5
3.1	Inquadramento generale	5
3.2	Inquadramento geologico e geomorfologico	7
3.3	Inquadramento idrogeologico.....	10
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	13
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	13
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	17
4.3	Sismicità storica.....	18
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	23
4.5	Zonazione sismica nazionale.....	26
4.6	Pericolosità sismica di riferimento	28
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	30
5.1	Introduzione	30
5.2	La natura del problema	30
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	32
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE	33
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione	33
6.2	Metodologia di elaborazione e risultati delle nuove indagini	33
6.2.1	Indagine sismica di tipo passivo a stazione singola (H.V.S.R.)	33
6.2.2	Indagine sismica di tipo passivo in array (Re.Mi.)	36
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 microzone omogenee in prospettiva sismica (Livello 1)	52
7.4	Carta delle frequenze.....	53
8	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	56
9	BIBLIOGRAFIA	58
10	ALLEGATI FUORI TESTO	58

1 INTRODUZIONE

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

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

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

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

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

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

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

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

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

2 GENERALITÀ

La MS è uno strumento molto utile ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 1 di approfondimento, secondo:

- le modalità riportate negli “Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica” approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13.11.2008 e s.m.i.;
- gli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.0 emanati dalla Protezione Civile Nazionale.

A tal riguardo, il sottoscritto ha condotto nel febbraio 2015 lo studio di microzonazione sismica di Livello 1 e 2 secondo la D.G.R. del Veneto n°1572 del 3 settembre 2013 poiché il comunale di Loria presenta una pericolosità sismica di base maggiore di 0,175 ag/g. Infatti, tale D.G.R. prevede di condurre studi specifici di prevenzione sismica, a vari livelli di approfondimento, durante la redazione di strumenti urbanistici come il P.A.T. o P.I.

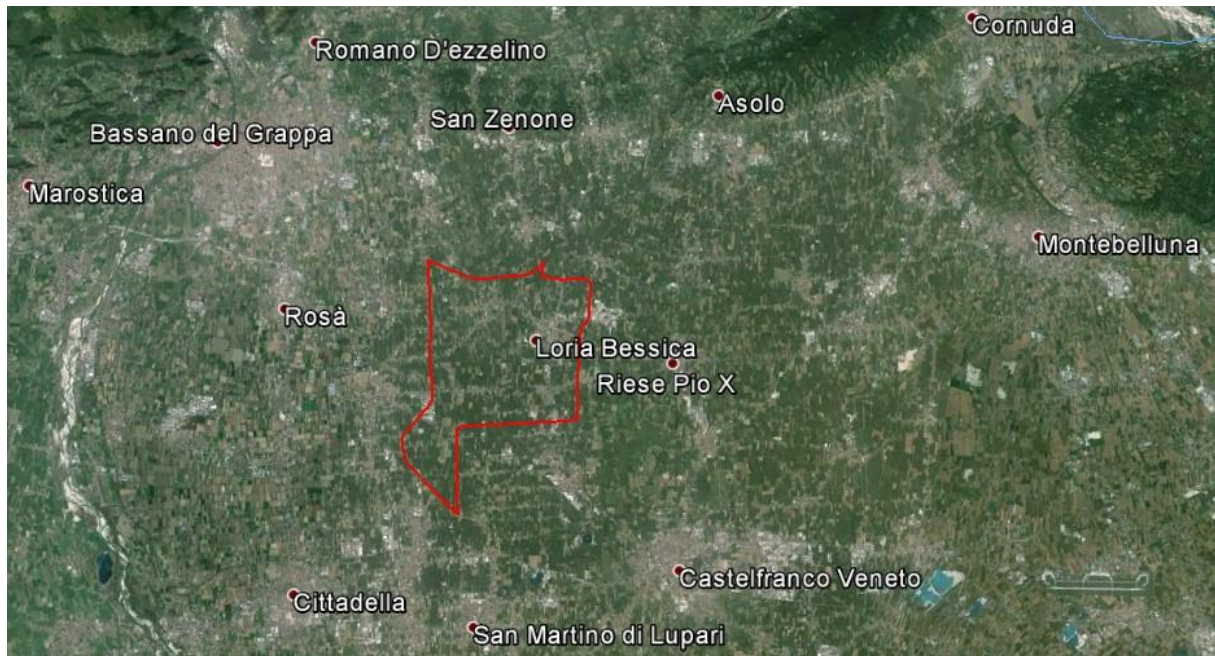
Per questo, il presente elaborato è stato realizzato rivisitando e integrando il precedente lavoro secondo le linee guida nazionali e sono state riprese sia le misurazioni sismiche condotte su tutto il territorio comunale sia le cartografie prodotte.

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

3.1 Inquadramento generale

Il territorio comunale di Loria si estende per circa 23,25 km² con una popolazione di 9.210 abitanti (dati Istat 2011); è delimitato, a nord dai comuni di Mussolente e San Zenone degli Ezzelini, a est da Riese Pio X, a sud da Castello di Godego e San Martino di Lupari e a ovest da Galliera Veneta, Rossano Veneto e Cassola.

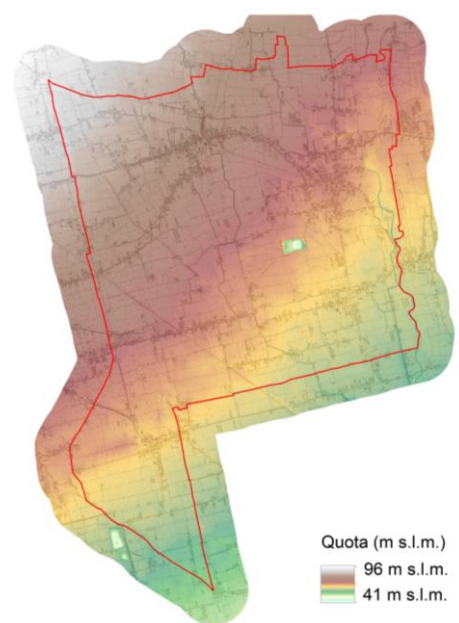


Posizione del territorio comunale di Loria nell'ambito dell'alta pianura Veneta

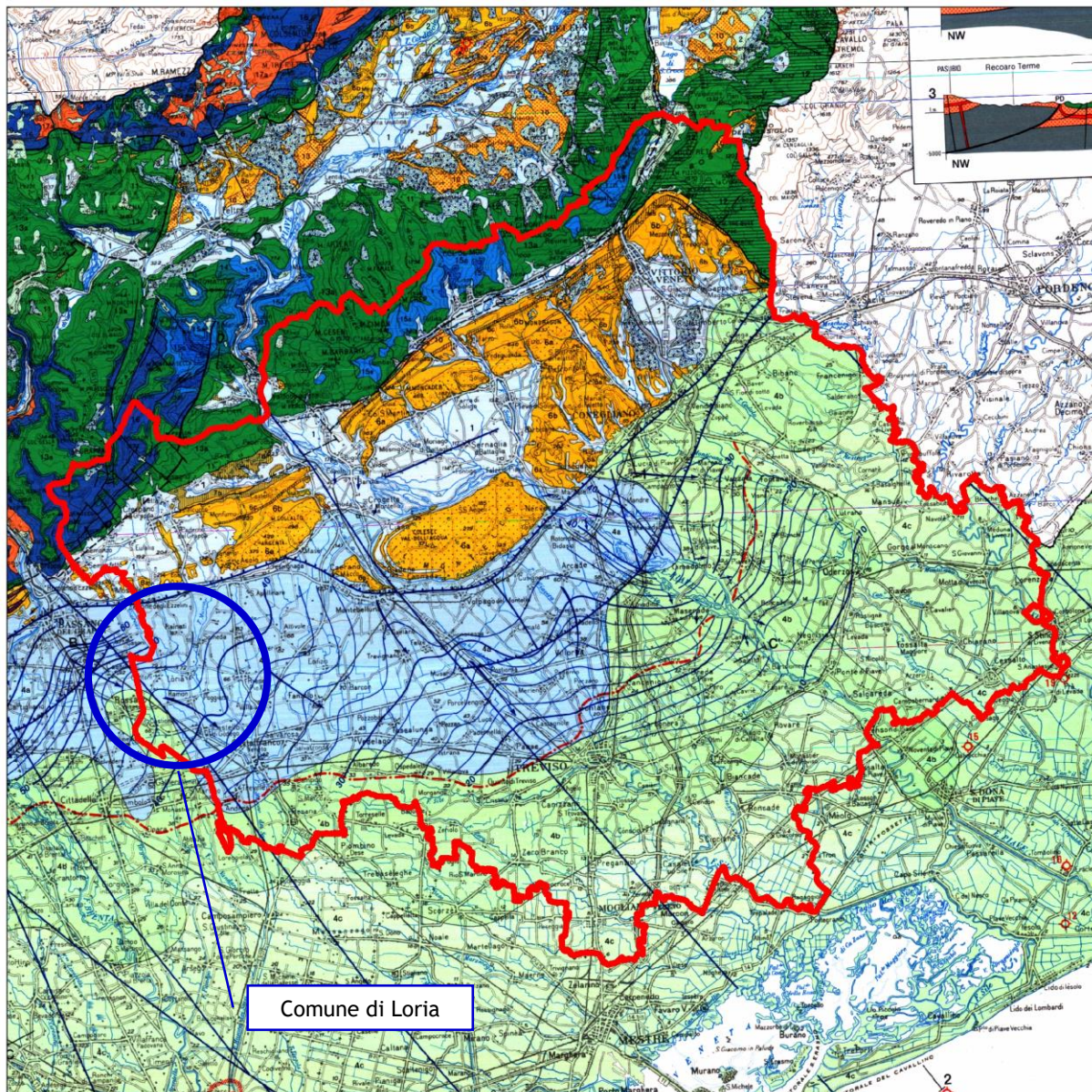
Esso appartiene al settore nord occidentale della Provincia di Treviso, inserito nella pianura Padana Veneta nell'area di alta pianura a nord della fascia delle risorgive. Vista la posizione in zona di pianura, l'andamento della superficie topografica è pianeggiante, compreso tra le quote di circa 90 m s.l.m. (nel settore nord occidentale) e 40 m s.l.m. (nel settore meridionale).

Nella Carta Tecnica Regionale (C.T.R.N.) il territorio comunale è inserito nei fogli Rosà (104060), Loria (104070), Cittadella-Nord (104100) e San Martino di Lupari (104110), alla scala 1:10.000.

Il territorio della Provincia di Treviso si estende in massima parte in pianura, includendo solo marginalmente le prealpi Venete. La porzione montana è caratterizzata da formazioni calcaree e calcareo-marnose, di età comprese tra il Giurassico e il Cretaceo (Calcari Grigi, Biancone e Scaglia Rossa). Morfologicamente si ha la presenza di alti sistemi montuosi con ripidi versanti esposti a meridione, con dislivelli superiori ai 1000 m (Mozzi et al., 2001). A sud delle Prealpi si innalzano i sistemi collinari di Asolo - Monfumo - Castelcucco e Fregona ad est, essi sono costituiti da calcari marnosi, marne, argilliti, siltiti, arenarie e conglomerati formati nel terziario, fortemente deformati dalla tettonica. Tutti i rilievi prealpini e collinari sono bordati da conoidi coalescenti per lo più ghiaiosi e sabbiosi (Venzo et al., 1977).



La pianura trevigiana è costituita da depositi di origine alluvionale depositi principalmente dal Piave e dal Brenta risalenti al Quaternario.



Carta Geologica della Regione del Veneto (scala 1:250.000) e limite amministrativo della Provincia di Treviso

La pianura può essere suddivisa in alta pianura prevalentemente ghiaioso-sabbiosa, dove si colloca il territorio comunale di Loria, e in bassa pianura caratterizzata da depositi prevalentemente argillosi e limosi e secondariamente sabbiosi. Al passaggio tra alta e bassa pianura si trova la cosiddetta fascia delle risorgive in corrispondenza dell'affioramento della falda freatica, dovuto alla sostituzione delle ghiaie con i depositi meno permeabili. L'area sud-occidentale della pianura, al di sotto dell'allineamento Loria-Castelfranco-Treviso-Quarto D'Altino, è costituita dal conoide tardi-glaciale del Brenta (conoide di Bassano) che ha parzialmente sepolto l'ampio conoide ghiaioso costruito dal Piave quando quest'ultimo, in epoca peri-glaciale, giungeva in pianura ad ovest del Montello (conoide di Montebelluna). Il limite tra questi due sistemi è approssimativamente identificabile con il corso del Sile che fino a Treviso scorre nella depressione tra i due conoidi. A monte di Castelfranco il limite è delineato dal corso del Torrente Musone che durante l'Olocene ha deposto sottili alluvioni argilloso-limose che hanno sepolto le ghiaie (ARPAV, 2004).

3.2 Inquadramento geologico e geomorfologico

La costituzione geologico-stratigrafica della pianura padano-veneta risulta molto varia e spesso assai complessa nel dettaglio. Ciò deriva da diverse cause:

- il numero elevato di vallate che sfociavano nell'antica depressione tettonica adriatica attraverso le quali si depositarono fino a colmarla enormi accumuli di depositi fluvio-glaciali e fluviali;
- le frequenti variazioni spaziali del corso di questi fiumi che divagarono per la pianura depositando le loro alluvioni su aree diverse;
- le frequenti ingressioni e regressioni del mare Adriatico che hanno interessato ripetutamente la bassa e la media pianura.

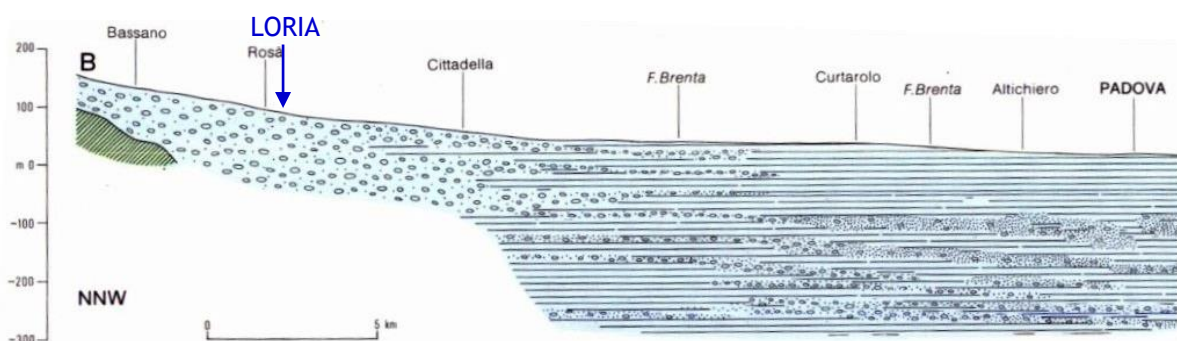
Tutti questi fattori hanno generato un assetto stratigrafico assai articolato anche se riconducibile alla classica suddivisione nelle tre fasce di Alta, Media e Bassa Pianura.

L'elemento strutturale principale dell'alta e media pianura è rappresentato dalle grandi conoidi alluvionali ghiaiose, depositate dai corsi d'acqua (Piave, Brenta, Astico, Leogra) quando il loro regime era nettamente diverso da quello attuale e caratterizzato soprattutto da portate molto elevate (per lo scioglimento dei ghiacciai) e da un trasporto solido imponente (per lo smantellamento degli apparati morenici che intasavano le valli prealpine).

Lungo la fascia pedemontana si riconoscono varie conoidi sovrapposte dello stesso fiume e compenstrate sui fianchi con le conoidi dei fiumi vicini; si riconoscono anche conoidi dello stesso fiume depositate su aree diverse. Ne risulta così un sottosuolo interamente ghiaioso per tutto lo spessore del materasso alluvionale (zona di alta pianura).

Le conoidi ghiaiose dei vari corsi d'acqua si spinsero a valle per distanze differenti, in funzione dei diversi caratteri idraulici di ciascun corso d'acqua nelle diverse fasi climatiche: le conoidi più antiche, e quindi più profonde, si sono spinte quasi sempre in aree più lontane rispetto a quelle più recenti.

Scendendo verso valle, o meglio verso l'attuale fascia costiera, lo spessore complessivo delle ghiaie diminuisce progressivamente: al semplice ed omogeneo accumulo di materiali grossolani dell'alta pianura si sostituisce un sistema multistrato in cui i singoli letti ghiaiosi si assottigliano sempre più fino ad esaurirsi penetrando entro depositi sempre più potenti di materiali fini limoso-argillosi (zona di media pianura).



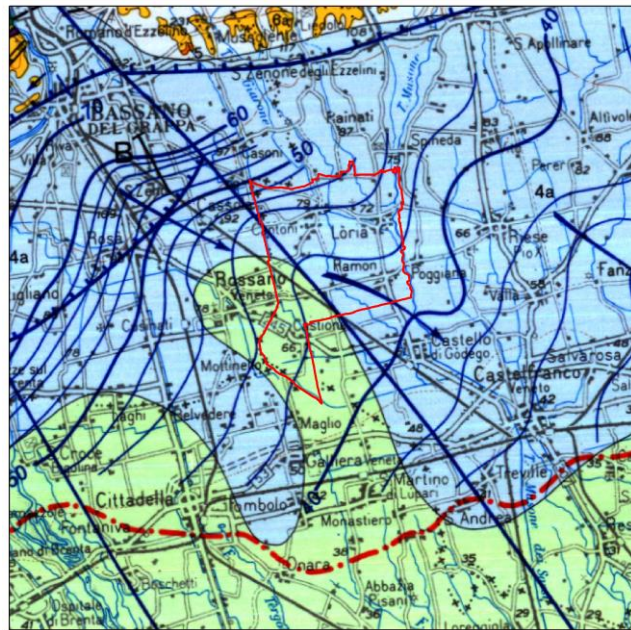
Allontanandosi ulteriormente dallo sbocco delle vallate prealpine, i sedimenti che costituiscono il sottosuolo sono rappresentati principalmente da orizzonti limoso-argillosi alternati a più o meno spessi ed estesi livelli sabbiosi in quanto le ultime propaggini delle grandi conoidi alluvionali ghiaiose prealpine sono molto rare e comunque presenti esclusivamente a grandi profondità (zona di bassa pianura).

I sedimenti grossolani dell'alta pianura sono molto permeabili e favoriscono l'infiltrazione delle acque meteoriche e la presenza di un'importante falda freatica nel sottosuolo.

La situazione cambia radicalmente nel punto in cui la comparsa delle prime intercalazioni fini, all'interno della serie ghiaiosa, porta alla venuta a giorno della falda freatica lungo un'area, nota come "fascia delle risorgive", caratterizzata dalla presenza di innumerevoli "fontanili".

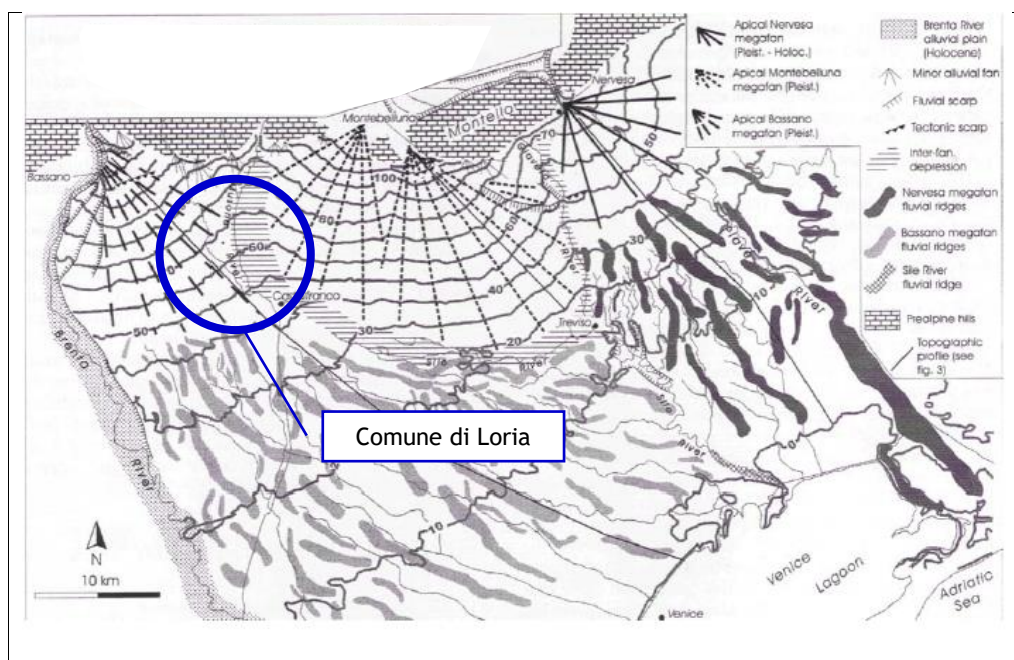
La fascia delle risorgive costituisce il limite tra alta e bassa pianura.

All'interno della classica suddivisione nelle tre fasce della pianura Veneta contraddistinte da nord a sud in zona di alta pianura, di media pianura e di bassa pianura, il territorio in oggetto appartiene a quella di alta pianura e secondo la cartografia geologica a scala regionale appartiene in buona parte alla zona dei "Depositi alluvionali e fluvioglaciali distinti sino a 30 metri di profondità con ghiaie e sabbie prevalenti".



Estratto della Carta geologica del Veneto (1:250.000, 1988) con indicato il confine comunale di Loria. In azzurro sono indicati i territori caratterizzati da depositi alluvionali e fluvioglaciali distinti sino a 30 metri di profondità con ghiaie e sabbie prevalenti [4a] e in rosso è indicato il limite settentrionale della fascia delle risorgive.

L'elemento primario costituente il sottosuolo in zona è rappresentato dalla grande conoide alluvionale e fluvio-glaciale del fiume Brenta; in particolare il territorio comunale si pone al margine orientale della suddetta conoide, che risulta interessato da un'antica depressione che delimita l'inizio dei depositi appartenenti alla conoide del fiume Piave, entro la quale si sono impostati il percorso e i depositi del torrente Musone.

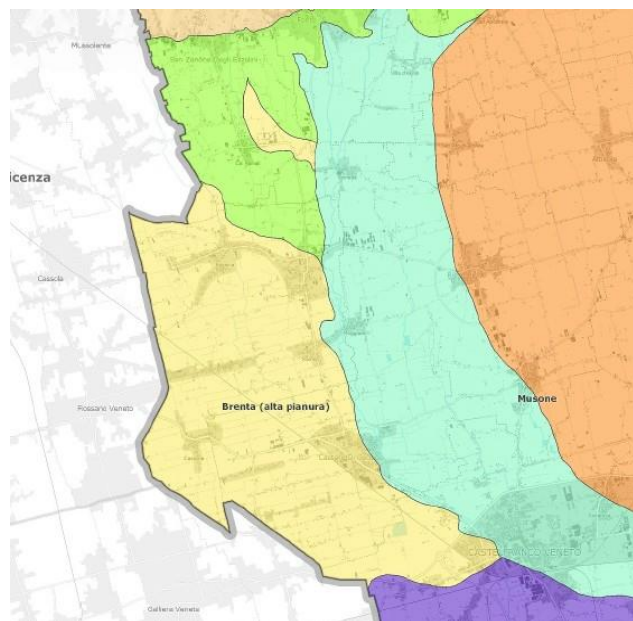


Schema Geomorfologico della pianura veneta centrale (Mozzi, 2005)

Il territorio comunale è contraddistinto dalla presenza di depositi costituiti da ghiaie, sabbie e ciottoli; solo la porzione più superficiale (fino a circa 1,00 - 2,50 m di profondità dal p.c.) vede la presenza di materiali fini limoso-argillosi.

La diversa genesi dei depositi costituenti il sottosuolo comunale viene evidenziata anche nella *Carta delle Unità Geomorfologiche del PTCP della Provincia di Treviso* (figura seguente). Dall'analisi di questa è possibile osservare la presenza di tre distinte unità nel territorio in esame.

- **Unità del Brenta (alta pianura)** - giallo: questa unità costituisce l'estremo fianco sinistro del grande conoide del Brenta, appartiene all'alta pianura trevigiana ed è contraddistinta da sedimenti superficiali grossolani ghiaioso-sabbiosi. Le pendenze sono relativamente elevate, caratteristiche dell'alta pianura.
- **Unità del Musone** - azzurro: questa unità si colloca nel solco di interconoide tra il megafan di Bassano e quello del Piave di Montebelluna e forma una fascia larga e allungata costituita da sedimenti prevalentemente limoso-argillosi depositisi durante l'Olocene.
- **Unità dei conoidi pedecollinari** - verde: questa unità viene rappresentata nelle fasce periferiche dei rilievi, ai piedi dei versanti che si affacciano in pianura; si tratta di un complesso di depositi formati essenzialmente da coni alluvionali e di deiezione, da detrito di versante e da sedimenti derivanti dal trasporto delle acque incanalate e dilavanti.



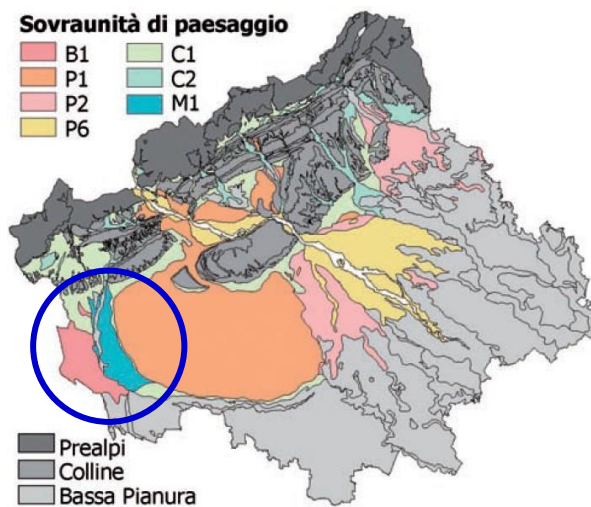
Estratto della Carta delle Unità Geomorfologiche della Provincia di Treviso (PTCP)

Da una diversa genesi e natura dei depositi deriva una differente formazione dei suoli e dall'analisi della *Carta dei suoli della Provincia di Treviso*, il territorio in esame risulta caratterizzato da tre distinte sovraunità di paesaggio: B1 nella porzione centrale e occidentale, C1 nella porzione settentrionale e M1 nella porzione orientale.

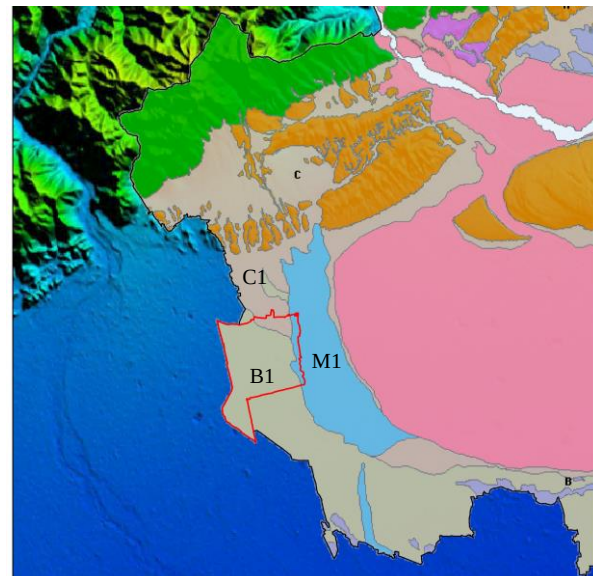
Sulla superficie pleistocenica del conoide del Brenta (B1) i suoli sono molto antichi e presentano forte differenziazione del profilo con orizzonti di accumulo di argilla eluviale.

La depressione tra i conoidi del Brenta e del Piave è colmata dai sedimenti olocenici del Musone (M1), e in quest'area si trovano suoli decarbonatati privi di scheletro, a tessitura fine.

I suoli, invece, risultano molto variabili nei conoidi dei corsi d'acqua prealpini formatisi nel Pleistocene (C1) in quanto legati alle differenze granulometriche delle deposizioni (da ghiaioso-sabbiose ad argillose).



Suoli dell'alta pianura della Provincia di Treviso



Suoli del Comune di Loria

3.3 Inquadramento idrogeologico

Le caratteristiche strutturali del materasso alluvionale, descritte nel paragrafo precedente, condizionano fortemente la situazione idrogeologica ed è quindi possibile individuare, da monte a valle, situazioni idrogeologiche ben distinte tra loro ma strettamente collegate.

Nella zona di alta pianura, in cui è ubicato il Comune di Loria, gli spessori del materasso alluvionale variano da un minimo di un centinaio di metri fino ad un massimo di circa 1.500 metri nella zona di Castelfranco.

A sud dell'alta pianura, la zona di media e bassa pianura è caratterizzata anche a modeste profondità, da un sistema di falde acquifere sovrapposte, alla cui sommità esiste localmente una piccola falda libera.

Nella media pianura veneta orientale fino a circa 400 metri, è possibile individuare sinteticamente un complesso acquifero a falde confinate sovrapposte composto di circa 7 orizzonti acquiferi.

La profondità della superficie freatica della falda libera dell'alta pianura è molto variabile da zona a zona. È massima al limite settentrionale e decresce verso valle fino ad annullarsi in corrispondenza della *fascia delle risorgive*, dove la tavola d'acqua della potente falda libera viene a giorno originando delle sorgenti di pianura dette appunto risorgive.

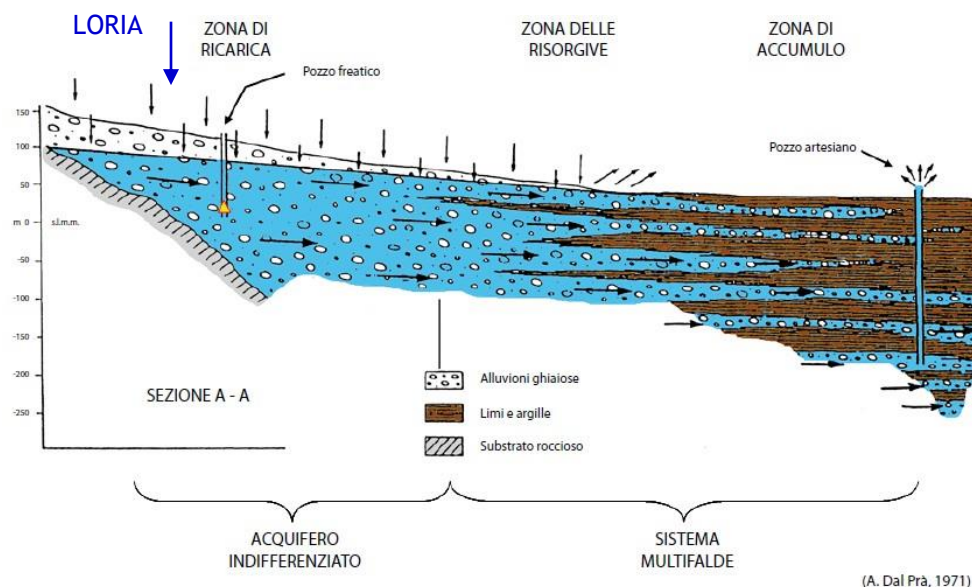
A ridosso dei versanti montuosi le profondità riscontrate variano da 90-100 metri nella piana di Thiene (VI), a 20-30 metri nella zona di Nervesa-Priula (TV). Valori ridotti di profondità sono localizzati nelle aree a cavallo degli attuali alvei fluviali; valori maggiori sono invece nelle zone più distanti dagli alvei stessi. Questa situazione risulta connessa al processo di dispersione in falda che avviene lungo il tronco più settentrionale di molti alvei fluviali che sboccano in pianura.

Nella porzione settentrionale della media pianura, è presente una falda freatica superficiale, variabile in profondità, al di sotto della quale è possibile individuare una prima falda confinata o semi-confinata, in relazione al rapporto esistente tra la quota potenziometrica e la quota del piano di campagna.

Spostandosi verso sud nella media pianura le falde sono sempre confinate, anche se prevalgono quelle semi-confinata, in quanto diminuisce la prevalenza della potenziometrica rispetto al piano di campagna.

Questi acquiferi confinati in pressione della media pianura costituiscono delle digitazioni dell'acquifero indifferenziato, che si spingono verso valle entro i sedimenti argilloso-limosi.

Anche nella bassa pianura esiste una falda freatica superficiale, di spessore maggiormente limitato e con maggiore discontinuità laterale, al di sotto della quale si rinvencono delle falde confinate sovrapposte. In questo caso però sia la falda libera che quelle confinate sono ospitate in acquiferi a granulometria sabbiosa, più o meno fine, per lo meno fino ad una profondità di circa 300 metri, dove, ad esempio nel sottosuolo di Padova, è possibile rinvenire un orizzonte ghiaioso. Le falde in pressione di bassa pianura sono collegate idraulicamente agli acquiferi confinati della media pianura.



Schema idrogeologico dell'alta e media pianura Veneta (estratto: Le acque sotterranee della pianura veneta, Arpav 2008)

L'alimentazione del complesso sistema idrogeologico presente entro i 300-400 metri di profondità, avviene in corrispondenza dell'alta pianura, nell'acquifero indifferenziato, in cui la falda è libera e la tavola d'acqua si trova in diretta comunicazione con la superficie. I principali fattori di ricarica di questo sistema idrogeologico possono essere individuati nella dispersione dei corsi d'acqua, nelle precipitazioni, nell'irrigazione e negli afflussi sotterranei provenienti dagli acquiferi fessurati presenti nei rilievi prealpini.

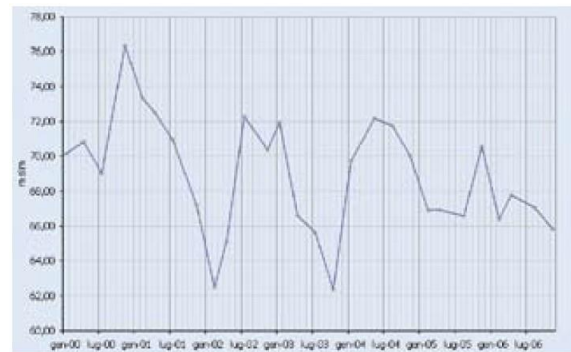
Il regime delle falde è abbastanza uniforme su porzioni di territorio omogeneo, dato che i fattori che alimentano il sistema sono comunque gli stessi. Le variazioni principali si hanno tra il bacino orientale e occidentale, rispetto al complesso euganeo-berico-lessineo.

Nella porzione orientale, in generale, il regime è caratterizzato da due fasi di piena e due fasi di magra (regime bimodale), come avviene nei fiumi prealpini veneti. La prima fase di piena, molto evidente, si localizza in tarda primavera ed un'altra meno marcata in autunno.

Il regime delle falde con il susseguirsi di fasi di piena e di magra evidenzia oscillazioni potenziometriche estremamente variabili da zona a zona, anche in dipendenza dai meccanismi di alimentazione.

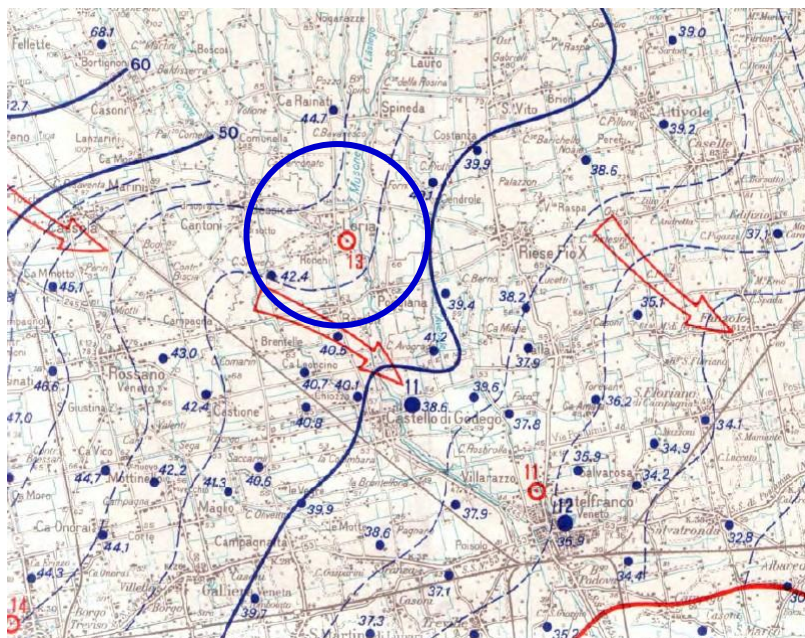
In particolare, nella falda libera presente nell'alta pianura ad est del complesso euganeo-berico-lessineo, le oscillazioni potenziometriche possono variare da valori inferiori al metro fino a valori massimi di oltre 15 metri (pozzo 244 - BASSANO riportato in figura - estratto: *Le acque sotterranee della pianura veneta*, Arpav 2008)

Le direzioni del movimento idrico sotterraneo all'interno degli acquiferi della pianura veneta, sono mediamente dirette da nord-ovest a sud-est.

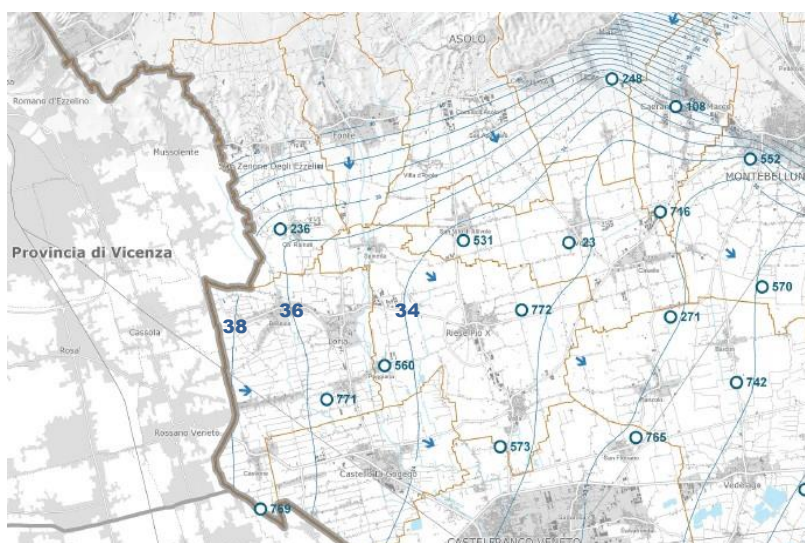


244 BASSANO (VI)

I gradienti idraulici della falda freatica di alta pianura si presentano anch'essi variabili da zona a zona, da un minimo dell'0,1% ad un massimo del 0,5-0,6%.



Estratto della Carta Idrogeologica dell'alta pianura veneta (Dal Prà, 1983). In blu le isofreatiche principali (interdistanza 10 m s.l.m.) e in rosso il limite superiore della fascia delle risorgive.



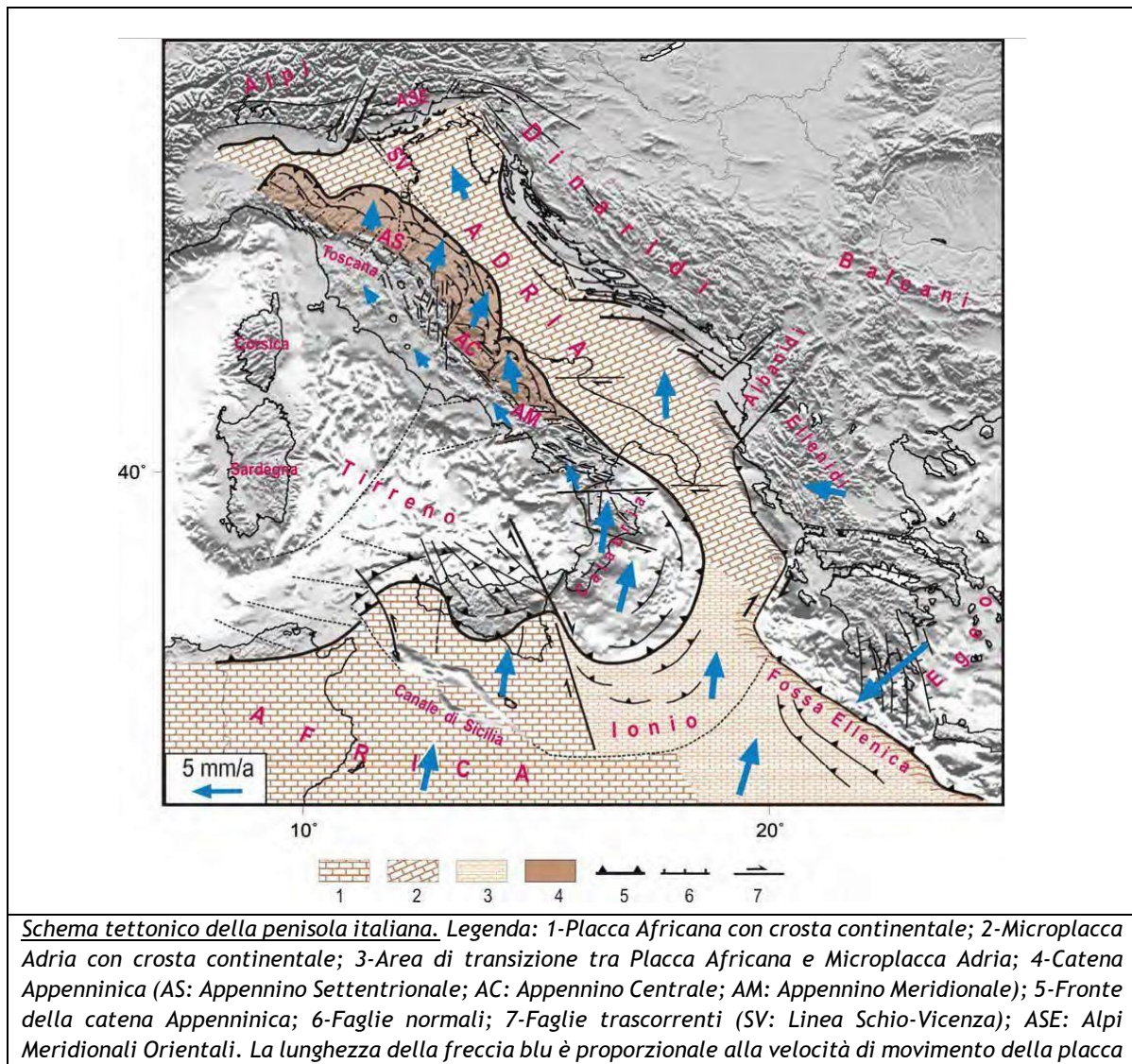
Estratto della Carta Freatimetrica Provinciale della Provincia di Treviso - deflussi di magra 2002. In blu le isofreatiche (interdistanza 2 m s.l.m.).

Dall'analisi delle carte freatiche sopra riportate e della Carta idrogeologica del P.A.T.I. di Loria - Castello di Godego, è possibile verificare che nell'area oggetto di studio la falda di tipo freatico presenta una direzione di deflusso principale da nord-ovest a sud-est e una soggiacenza media dal piano campagna variabile da più di 37 m dal p.c. locale nelle porzioni più settentrionali del comune a un minimo di circa 18 m dal p.c. locale nelle aree meridionali.

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

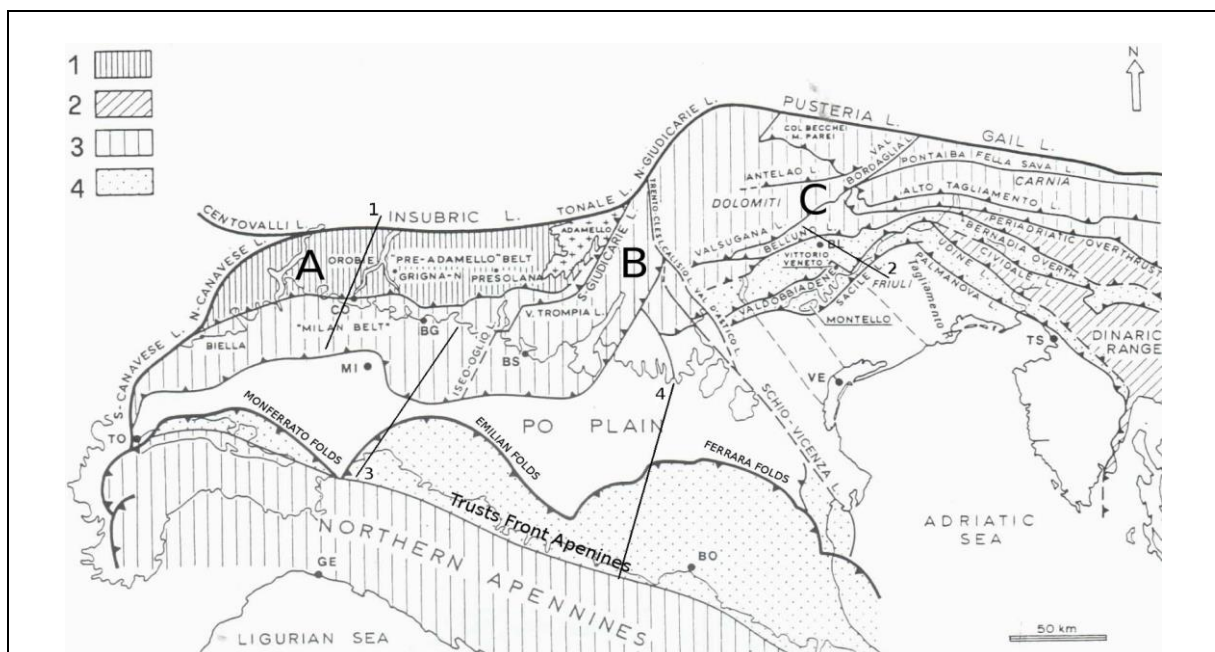
Dal punto di vista strutturale, il territorio di Loria si colloca in alta pianura a sua volta in contatto con la grande unità litologica delle Alpi meridionali. Quest'ultima è stata interessata dal *rifting* giurassico con l'individuazione di una piattaforma carbonatica bordata dal bacino carnico, bacino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



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

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

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

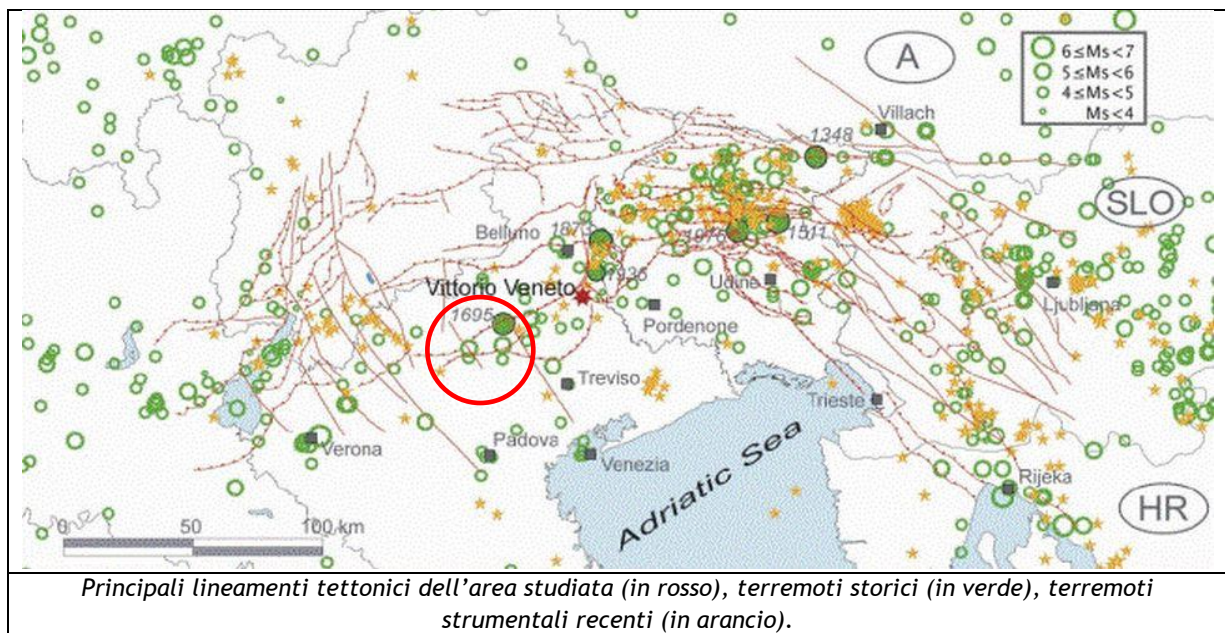


Schema strutturale della Pianura Padana (microplacca Adria) e delle aree adiacenti (modificato da: CASTELLARIN e al., 1982). Legenda: Il Sud-alpino è tettonizzato in età eoalpina (Cretaceo-Paleocenica) (1) e in età Eocene inf. e medio (2). L'area Appenninica è coeva al settore più occidentale delle Alpi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

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

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

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



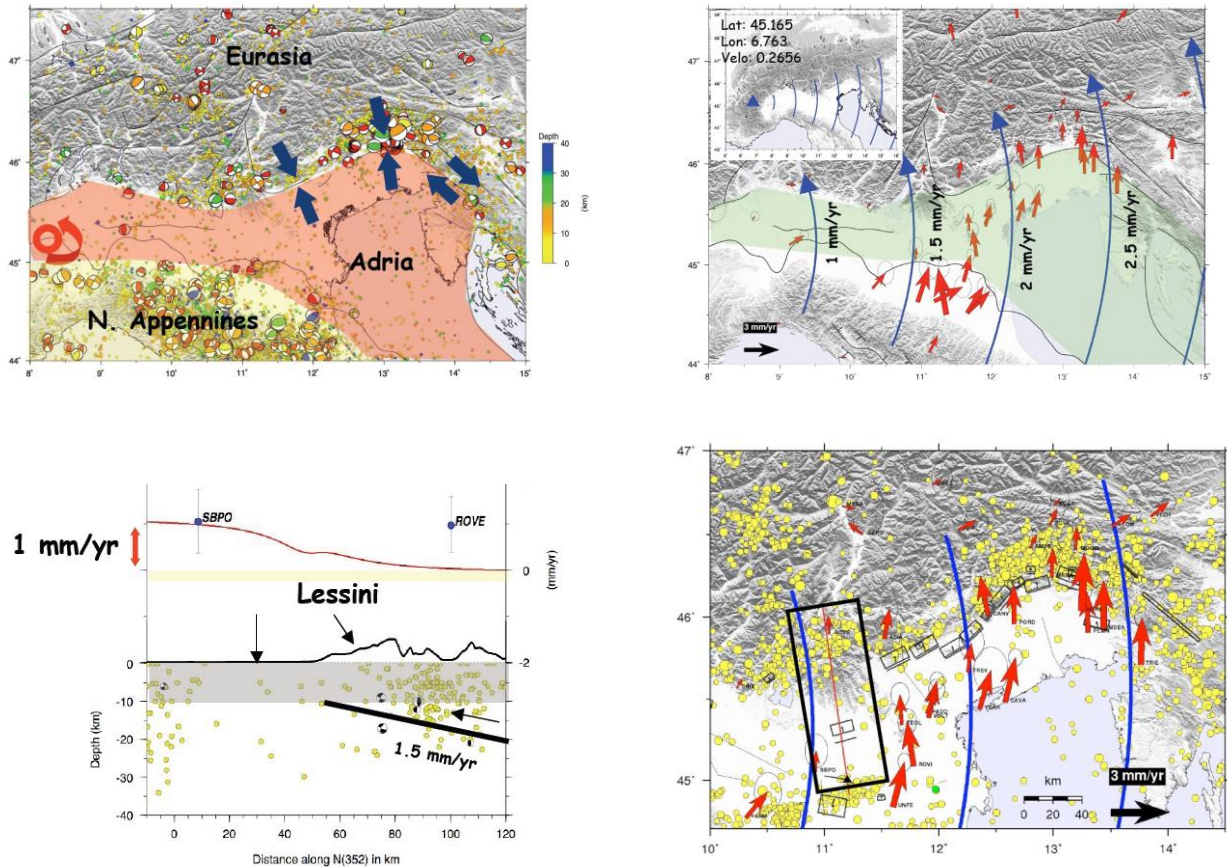
Le principali strutture tettoniche nel Veneto centro-orientale sono rappresentate da sovrascorrimenti con orientazione nord est-sud ovest, tagliati talvolta da faglie trascorrenti.

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

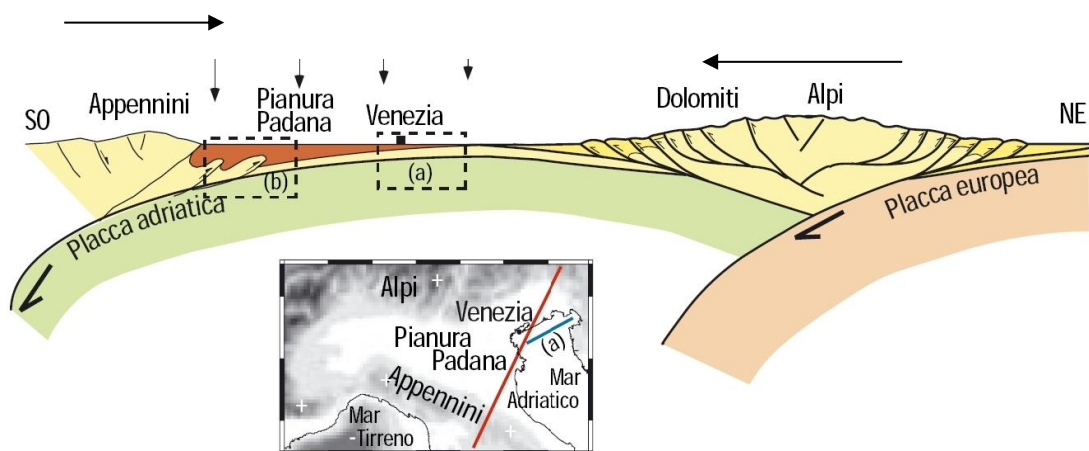
In un progetto sviluppato negli anni Novanta, Meletti et al. (2000) hanno formulato un modello sismogenetico per l'Italia che consta di 80 zone sismogenetiche. Queste zone risultano omogenee sia dal punto di vista tettonico che da quello sismico. Studi successivi (Slejko e Rebez, 2002) hanno portato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

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

Il settore più settentrionale del territorio veneto, che è localizzato al passaggio tra l'area di pianura e quella della fascia collinare fa parte di una zona di svincolo tettonico con caratteri sismogenetici, in cui le faglie trascorrenti ad andamento scledense riscontrate in superficie tendono a dislocare i sovrascorrimenti delle serie cenozoiche e mesozoiche caratterizzati da una vergenza sud-orientale (Scardia et al., 2012).



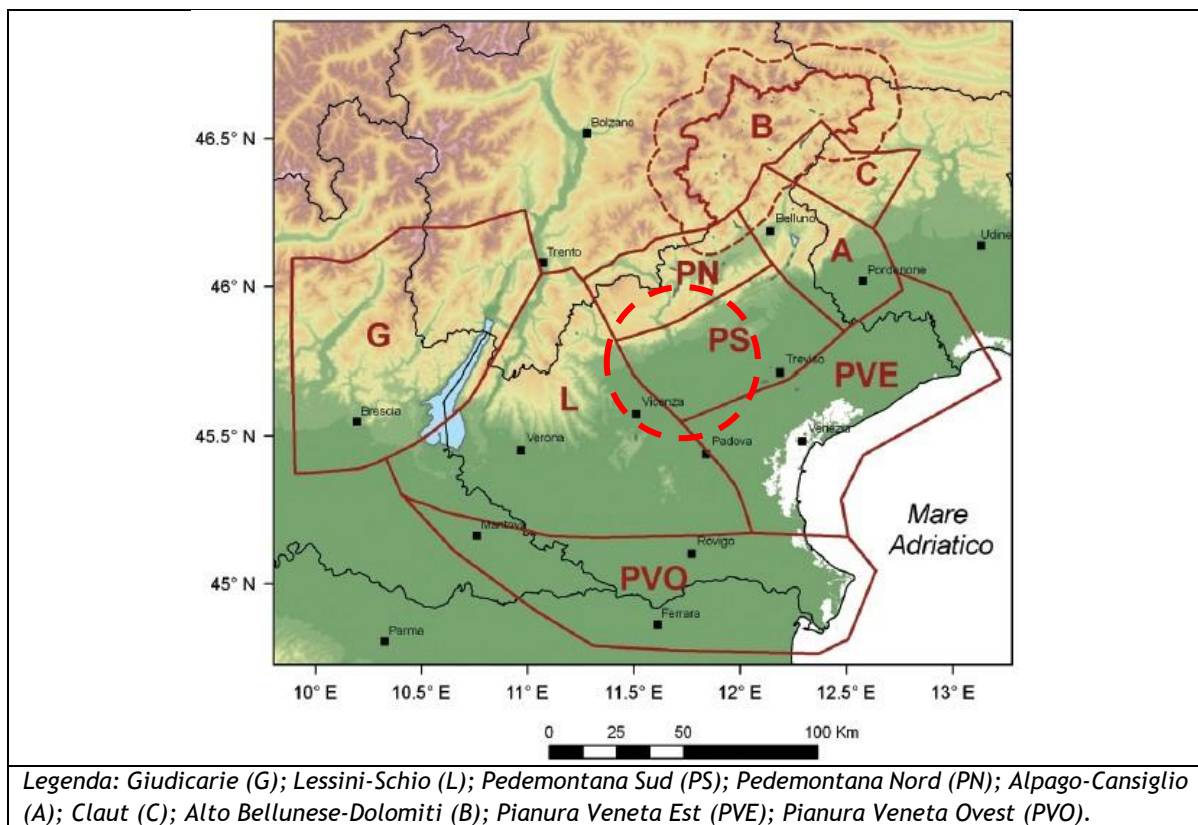
Rappresentazione schematica della cinematica della microplacca Adria in corrispondenza del margine alpino tratta da Serpelloni, 2008.



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

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

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



Il territorio comunale di Loria ricade nel distretto Pedemontana Sud (PS).

Questo distretto (PS) comprende parte del fronte esterno plio-quadernario della catena sud-alpina orientale, e si estende dall'altopiano di Asiago fino alla zona pedemontana del margine del Cansiglio. In questo settore è presente la Flessura Pedemontana, elemento dal quale prendono il nome sia questo distretto, sia il contiguo elemento (Pedemontana Nord) a nord-ovest. Essi sono stati analizzati separatamente, privilegiando le interpretazioni che ritengono che le strutture verso nord abbiano raggiunto una configurazione tettonica quasi definitiva (Zanferrari et al., 1982), e individuano invece nella porzione meridionale le potenziali sorgenti di terremoti distruttivi (Galadini et al., 2005; Burrato et al., 2008, 2009; Poli et al., 2008). Il distretto Pedemontana Sud si estende a sud-est delle zone di pianura, approssimativamente a includere la fascia delle risorgive. Lungo la catena, il sistema strutturale è troncato bruscamente a ovest dagli allineamenti disposti nord ovest-sud est del sistema Schio-Vicenza mentre verso est da elementi paleogeografici riconducibili alla strutturazione della piattaforma friulana.

L'area è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO, prevalentemente vergenti a sud-sud est (Poli et al., 2008). La strutturazione della attuale fascia pedemontana, estesa dal Bassanese fino al fiume Tagliamento trae le sue origini nell'evento compressivo del Messiniano-Pliocene, ampiamente propagatosi all'interno della catena entro sistemi già strutturati (Castellarin

et al., 1998b). Tuttora l'area presenta un'attività tettonica rilevante, con una compressione attiva la cui velocità è stimata nell'ordine di qualche mm/a (D'Agostino et al., 2005). Negli ultimi 15 anni circa, le ipotesi cilindriche, che identificano come potenzialmente sismogenici alcuni sovrascorrimenti subparalleli, sono state riviste alla luce di nuovi dati e di più moderni criteri di segmentazione; oltre a ridurre il numero di potenziali faglie attive rispetto ai precedenti studi, le analisi geomorfologiche delle deformazioni quaternarie, in particolare, si sono dimostrate adatte per quantificare l'attività di sovrascorrimenti ciechi, o pieghe-faglie di crescita (Galadini et al., 2005). La stretta di Quero e il rilievo del Montello sono gli elementi geologici e morfologici del distretto Pedemontana Sud attorno ai quali si sono maggiormente concentrati studi per il riconoscimento di faglie attive (p. es. Benedetti et al., 2000; Ferrarese e Sauro, 2005; Anselmi et al., 2007, 2011; Burrato et al., 2009). Nonostante ciò, il potenziale sismico dell'area resta ancora piuttosto controverso, e si moltiplicano gli studi per comprendere la relativa assenza di sismicità su faglie ritenute capaci di generare forti terremoti. Per questo, si attendono i risultati di monitoraggi specifici, attualmente in corso per caratterizzare la deformazione geodetica e la microsismicità (p. es. Serpelloni e Cavaliere, 2010; OMBRA Project Group, 2011).

4.3 Sismicità storica

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

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

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

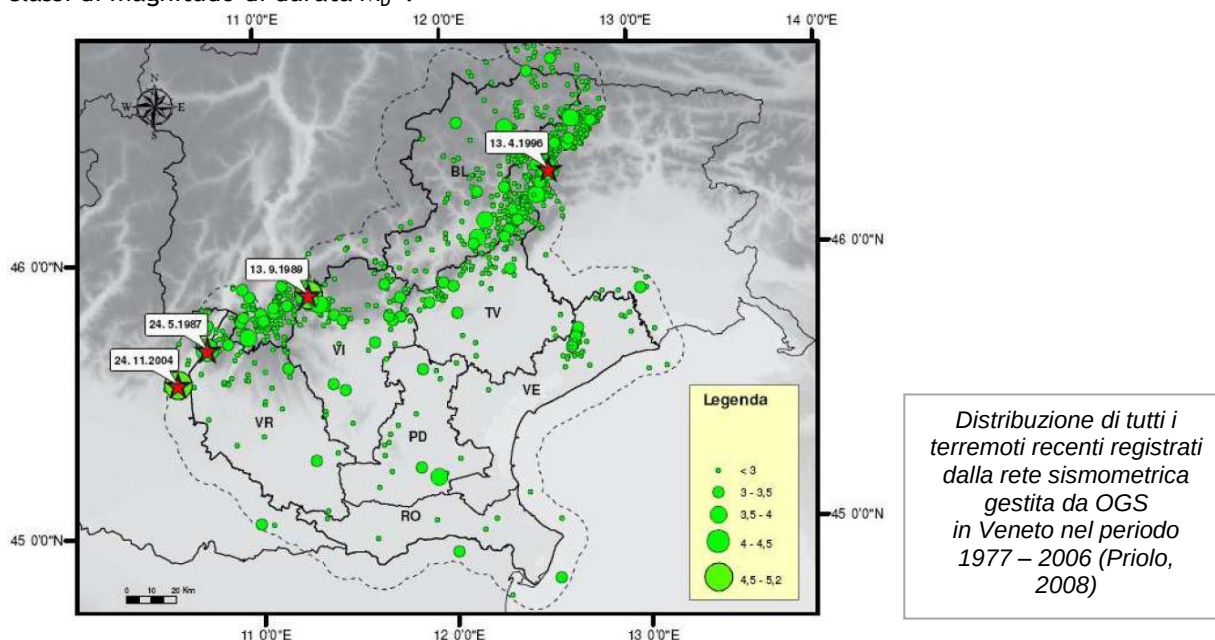
Data	Area epicentrale	I MCS MAGNITUDO	Descrizione
03/01/1117	veronese	IX-X Mw=6.7	I danni maggiori si registrarono a Verona, ma interessarono anche la valle dell'Adige e, verso sud, il territorio fino ai primi rilievi emiliani.
04/11/1268	trevigiano	VII-VIII Mw=5.4	Colpita la provincia di Treviso. Danni 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 e i 15 km di profondità. Solo l'11% degli eventi si colloca a profondità maggiore (fino a 22 km).

Nella figura seguente è riportata la distribuzione di tutti i terremoti registrati da OGS distinti per classi di magnitudo di durata M_D ¹.



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

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

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

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

Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

Storia sismica di Loria

[45.728, 11.866]

Numero di eventi: 3

Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
3	<u>1987 05 02 20:43</u>	Reggiano	802	6 4.74 ±0.09
NF	<u>2004 07 12 13:04</u>	Alpi Giulie	366	5.19 ±0.09
NF	<u>2004 12 04 22:20</u>	Valle del Piave	115	5 4.18 ±0.14

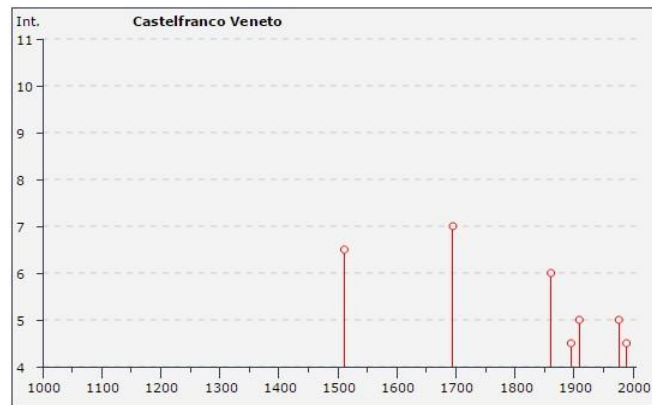
Nello specifico, per il Comune di Loria non sono disponibili registrazioni antecedenti al terremoto Reggiano del 1987 e i tre sismi riportati nella tabella precedente non hanno intensità registrata superiore o uguale a 4. Per tale ragione, si riporta di seguito la storia sismica del comune di Castelfranco, limitrofo al comune in esame e appartenente al medesimo distretto sismico, del quale sono riportati un maggior numero di eventi.

Il comune di Castelfranco Veneto appare 7 volte con intensità registrata superiore o uguale a 4.

Storia sismica di Castelfranco Veneto**[45.671, 11.926]****Numero di eventi: 16**

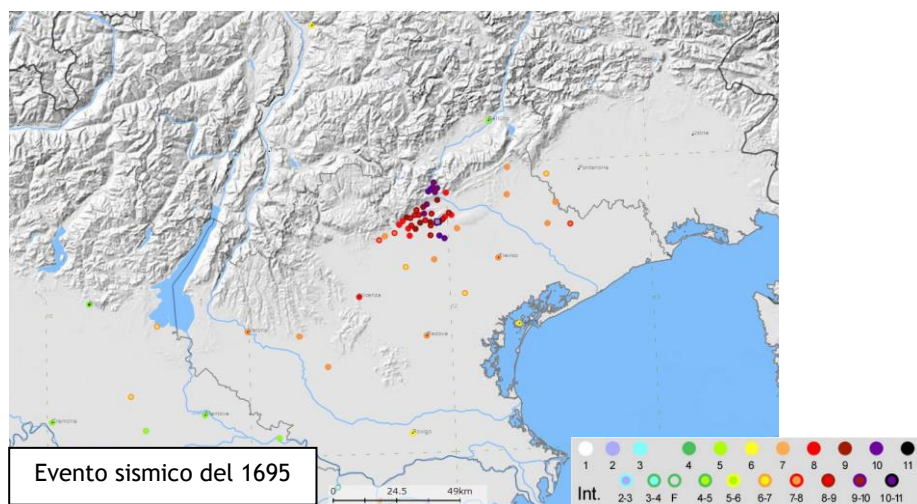
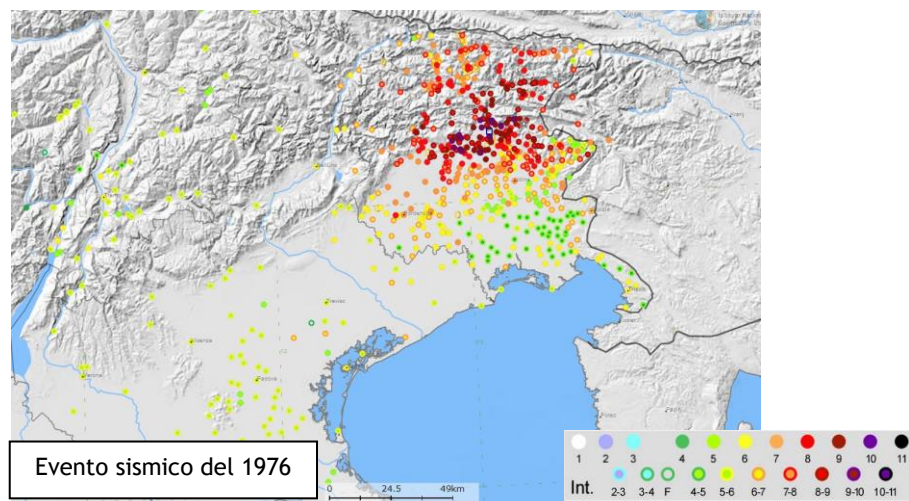
Effetti	In occasione del terremoto del:			
I [MCS]	Data	Ax	Np	Io Mw
6-7	<u>1511 03 26 14:40</u>	Slovenia	66	9 6.98 ±0.17
7	<u>1695 02 25 05:30</u>	Asolano	82	10 6.48 ±0.18
6	<u>1861 05 19</u>	ASOLO	2	6 4.72 ±0.34
F	<u>1891 06 07 01:06</u>	Valle d'Illasi	403	8-9 5.86 ±0.06
4-5	<u>1895 04 14 22:17</u>	Slovenia	296	8 6.23 ±0.08
NF	<u>1908 03 15 07:38</u>	Valle del Chiampo	28	5-6 4.96 ±0.31
5	<u>1909 01 13 00:45</u>	BASSA PADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
NF	<u>1911 02 19 07:18</u>	Romagna meridionale	181	7 5.28 ±0.11
3-4	<u>1914 10 27 09:22</u>	Garfagnana	618	7 5.76 ±0.09
3	<u>1931 12 25 11:41</u>	TARCENTO	45	7 5.21 ±0.20
2-3	<u>1934 05 04 13:56</u>	Carnia	80	6 4.85 ±0.19
5	<u>1976 05 06 20:00</u>	Friuli	770	9-10 6.46 ±0.09
3	<u>1983 11 09 16:29</u>	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
4-5	<u>1989 09 13 21:54</u>	PASUBIO	779	6-7 4.88 ±0.09
2-3	<u>2001 07 17 15:06</u>	Merano	663	6 4.84 ±0.09
3-4	<u>2004 07 12 13:04</u>	Alpi Giulie	366	5.19 ±0.09

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



L'evento registrato il giorno 6 maggio dell'anno 1976 e quello del 1695 risultano essere della stessa intensità e considerati tra i più forti eventi sismici riportati nei cataloghi della sismicità storica italiana, anche se nel comune di Loria / Castelfranco sono stati avvertiti in modo differente a causa delle diverse distanze dalle sorgenti sismiche.

Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI11, Guidoboni et al., 2007) la magnitudo M_w del 1976 sarebbe stata pari a 6,46 e, a Loria / Castelfranco, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 5, mentre l'evento del 1695, con magnitudo M_w pari a 6,48 è stato segnalato con I (MCS) di 7.



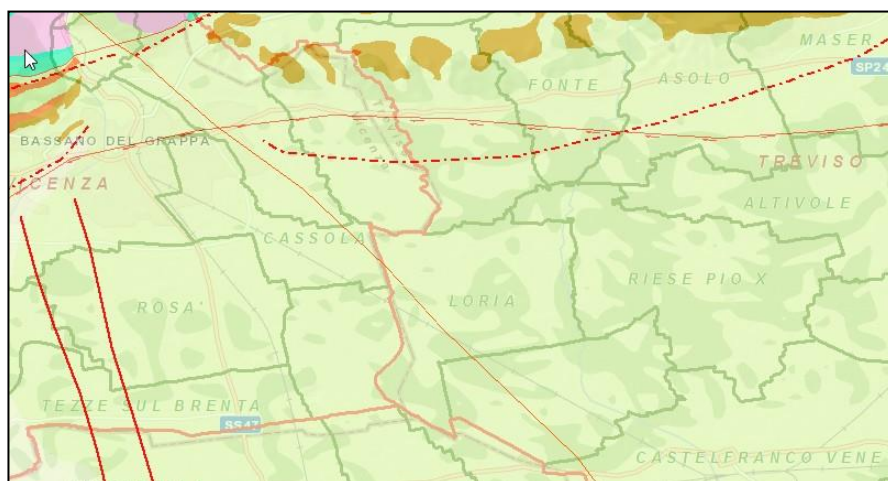
4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

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

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

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

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



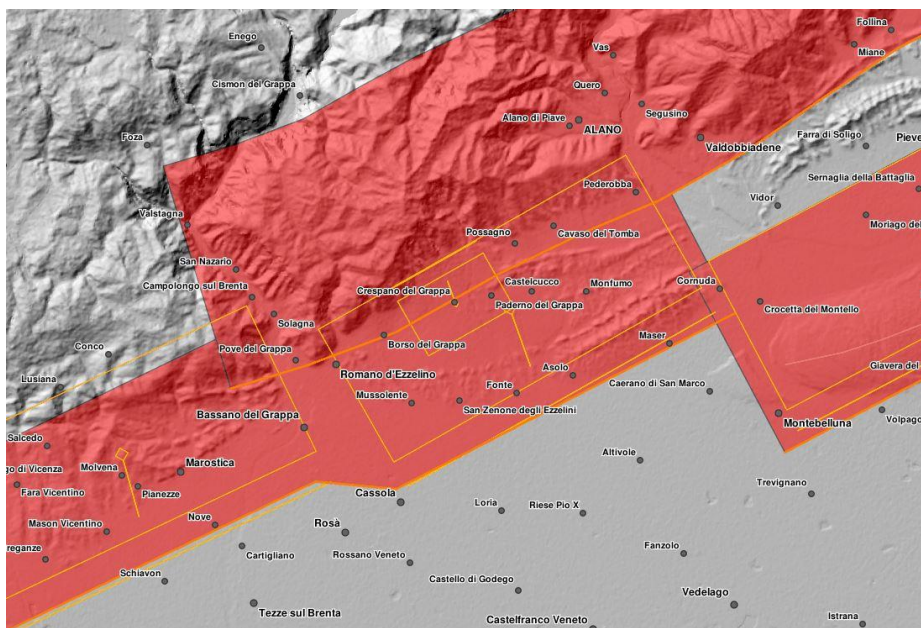
La figura evidenzia che il comune di Loria è interessato dalla presenza di una faglia (Cod. 72400); nella tabella sottostante, sono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA di tale lineamento.

Nome faglia	Bassano
Tipo Faglia	Non definito
Codice faglia	72400
Macrozona	2
Regione	Veneto
Sistema	Bassano
Ordine	-
Direzione media	140
Immersione	0
Lunghezza (km)	50
Profondità (km)	0
Ultima attività (anni)	-
Affidabilità dato sull'attività	Bassa
Intervallo ricorrente (anni)	0
Velocità di slittamento (mm/anno)	0
Massima lunghezza attesa di rottura	0
Massimo scivolamento atteso (m)	0
Massima magnitudine attesa (MW)	-
Qualità dello studio	Bassa

La mappa dell'INGV riportata di seguito, denominata DISS 3.2 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

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

La mappa del DISS inserisce il comune di Loria poco a sud della zona ITCS007 “Thiene - Cornuda”.



La Zona ITCS007 “Thiene-Cornuda”, sintetizzata nella tabella che segue, schematizza un’area estesa contenente almeno n° 3 sorgenti minori allineate.

Minima profondità (km)	0.5
Massima profondità (km)	6.5
Direzione (°)	240 - 245
Inclinazione (°)	30 - 40
Rake (°)	80 - 100
Velocità di movimento (mm/anno)	0.68 - 0.96
Magnitudo massima	6,6

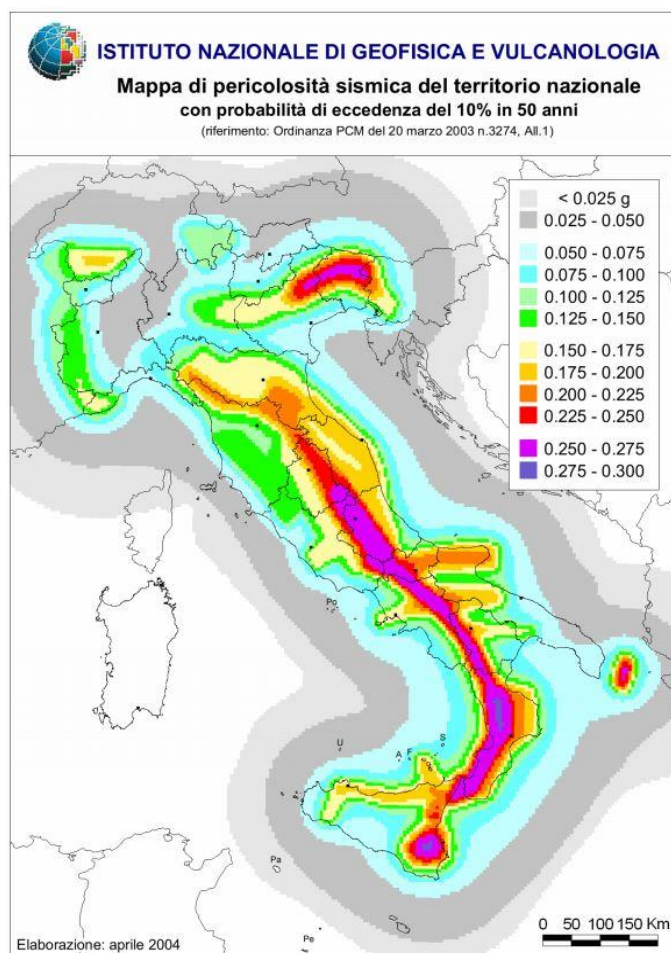
La linea Thiene-Cornuda fa parte del sistema di sovrascorrimenti pedemontani che borda la pianura veneto-friulana e che comprende tre sorgenti sismiche individuali: la linea Thiene-Bassano, la linea Monte Grappa e la linea Bassano-Cornuda.

- 1) ITIS127 “Thiene - Bassano”
- 2) ITIS102 “Bassano - Cornuda”
- 3) ITIS113 “Monte Grappa”

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

4.5 Zonazione sismica nazionale

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

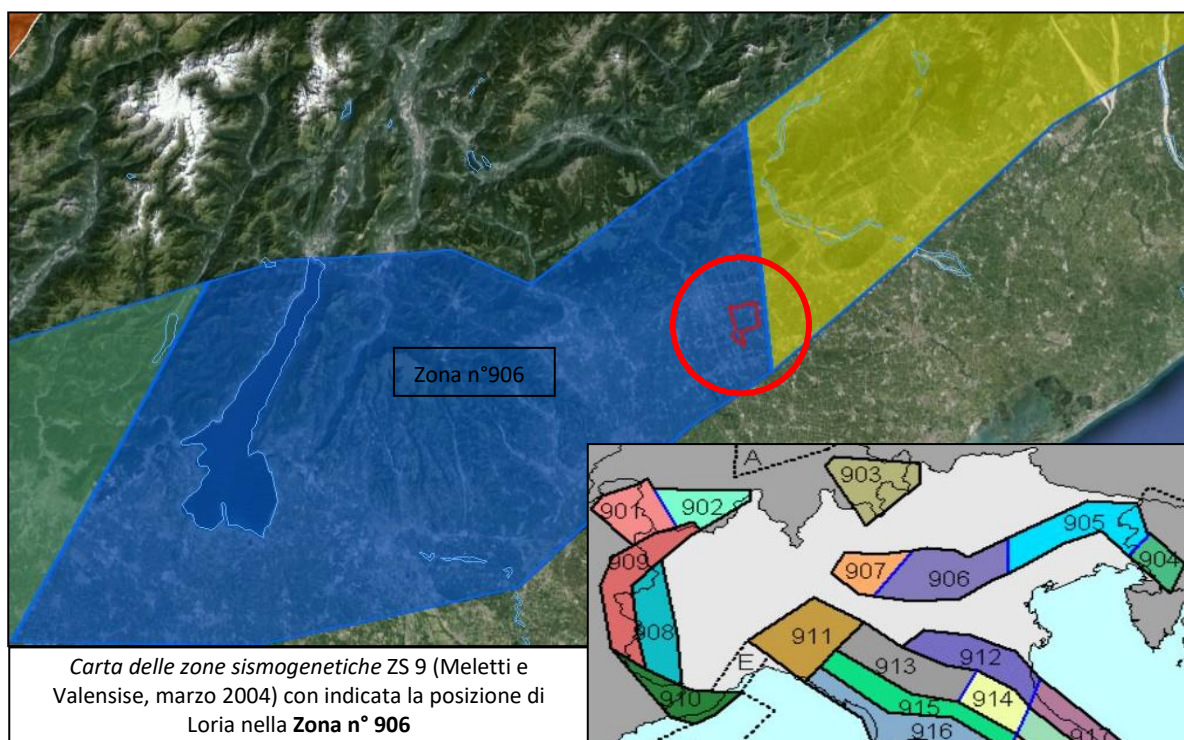
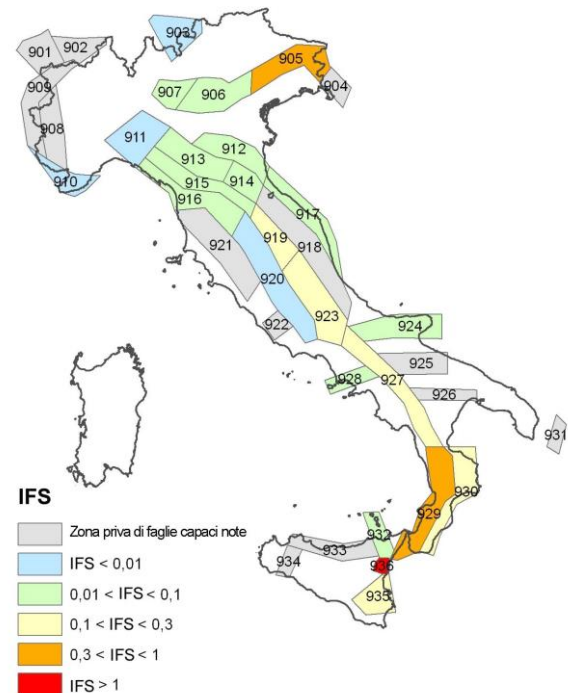


All'interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9, che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l'analisi cinematica degli elementi geologici (cenozoici e quaternari) coinvolti nella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

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

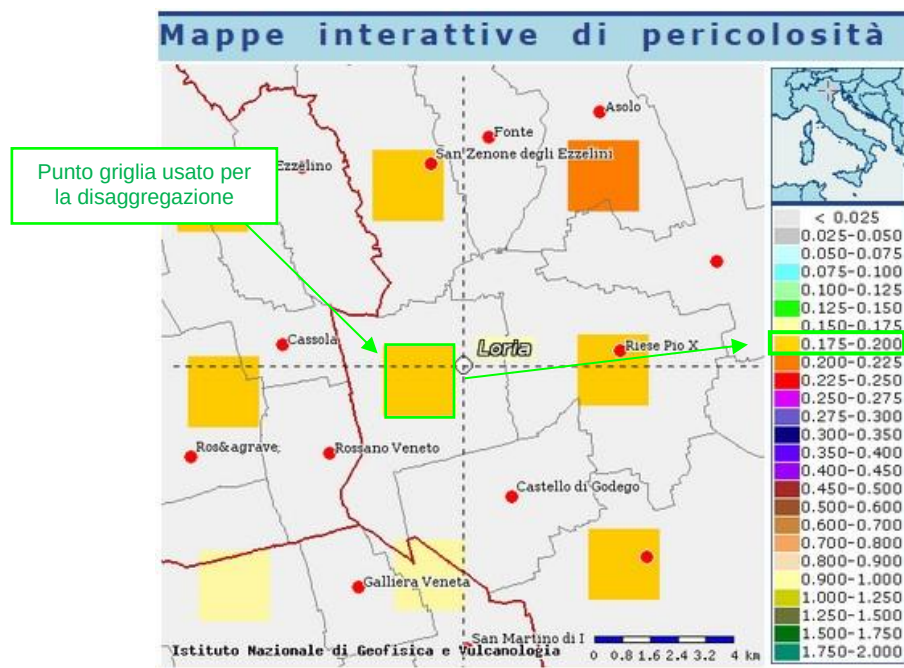
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Veneto ricadono le zone sismogenetiche n°905 “Friuli-Veneto orientale” e n°906 “Garda-veronese”, che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana 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 Loria si inserisce nella zona sismogenetica n°906 della figura seguente, per cui si sviluppa all’interno dell’area di massima convergenza tra la placca adriatica ed europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (*trend* dinarico) (es., Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabec, 2001).



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 Loria, sono riportati i valori di accelerazione orizzontale massima al suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni, riferiti a suoli rigidi subpianeggianti di Categoria A.



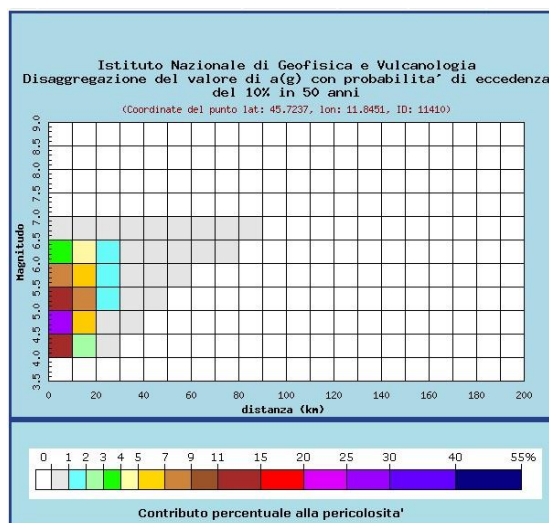
Carta di pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di Categoria A ($V_{s,30} > 800$ m/s) subpianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2008)

Pertanto, secondo l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n° 71 del 22/01/2008 e considerata nell'emanazione del D.M. 14/01/2008, il territorio oggetto dello studio di MS è caratterizzato da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,175g e 0,200g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa.

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

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

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



Distanza in km	Disaggregazione del valore di $a(g)$ con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 45.7237, lon: 11.8451, ID: 11410)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	13.500	25.300	14.900	7.770	3.590	0.418	0.000	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	2.190	6.890	7.280	6.090	4.180	0.609	0.000	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.008	0.424	1.250	1.710	1.710	0.309	0.000	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.000	0.128	0.446	0.649	0.140	0.000	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.001	0.088	0.229	0.058	0.000	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.079	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata al n°906 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici e, in rapporto agli epicentri noti, non esisterebbe quindi l'effetto distanza.

Secondo il paragrafo 2.8 degli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica, per alcune tipologie di verifiche si potrebbe assumere come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza, che per la Zona n°906 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 o effetti di sito, ossia nelle differenti risposte del sito alle azioni sismiche, a causa delle diverse condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Una efficace cultura di difesa dai terremoti non può che presupporre 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 a un terremoto di riferimento, valutata tenendo conto delle interazioni tra le onde sismiche e le condizioni proprie di ogni zona individuata (*pericolosità sismica locale*).

5.2 La natura del problema

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



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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

Essa si colloca a un livello intermedio tra la classificazione sismica a scala nazionale, che fa riferimento a un terreno ideale rigido e pianeggiante per il quale fornisce dei parametri indicativi della pericolosità di base, e la progettazione antisismica, che opera invece a scala di singolo manufatto.

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

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile (2008), che 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, utilizzando allo scopo ulteriori e mirate indagini, ove necessarie, e definisce la Carta di Microzonazione Sismica;
- il **Livello 3** quantifica numericamente l'amplificazione del moto sismico atteso in superficie tramite un'analisi monodimensionale o bidimensionale, a seconda delle condizioni geologiche-topografiche del sito d'indagine, e restituisce una Carta di Microzonazione Sismica con approfondimenti su tematiche o aree particolari.

Va sottolineato che l'adozione di tre livelli consente una grande flessibilità nelle applicazioni, in quanto permette di adeguare il livello di approfondimento alle risorse 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 come previsto dagli "Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica della Protezione Civile".

In aggiunta agli standard del Livello 1, è stato eseguito un approfondimento quantitativo della risposta sismica locale, misurando le frequenze di vibrazione del sottosuolo e valutando le velocità di propagazione delle onde S nei litotipi ritenuti più rappresentativi.

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.I. e presso gli archivi dell'ufficio tecnico. In particolare, sono state reperite le indagini geologico-geotecniche presenti nel P.A.T.I. e alcune misure geofisiche effettuate per la realizzazione dello studio di compatibilità sismica comunale (D.G.R. 3308-08): tali indagini sono state opportunamente schedate e allegate a fine testo.

Inoltre, al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni del comune di Loria sono state condotte, in occasione della stesura dello studio di microzonazione sismica di Livello 1 e 2 secondo D.G.R.1572, alcune misure in prossimità dei punti ritenuti più significativi. In particolare, sono state effettuate:

- **n° 30 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° 30 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*)** sviluppate in *array* lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S.

6.2 Metodologia di elaborazione e risultati delle nuove indagini

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

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

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

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

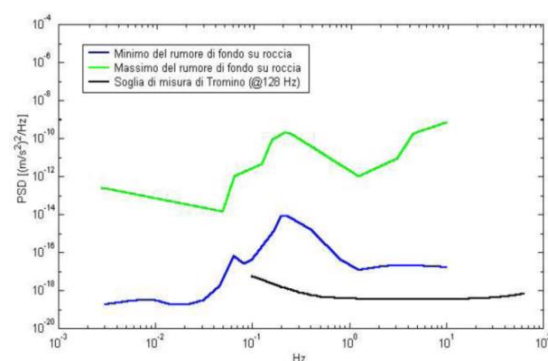
- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente s ;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente s al sito x (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
- dalla risposta dello strumento.

Possiamo scrivere questo come:

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

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

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



6.2.1.1 Sintesi dei risultati

Le frequenze fondamentali di risonanza del terreno fanno parte degli effetti di sito che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico.

In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura.

Analizzando la “Carta delle frequenze” e la “Carta delle indagini” successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n° 30 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il comune di Loria: questo è stato fatto per vedere le modalità di risposta dei vari ambienti geomorfologici alle sollecitazioni sismiche. Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite in questa fase mediante Tromino® (T1, ..., T30), mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

CODICE PROVA	FREQUENZA DI RISONANZA [Hz] (INTERVALLO 0,1 - 20 Hz)	CONDIZIONE DI AMPLIFICAZIONE (INTERVALLO 0,1-20 Hz)
T1	16,81	Si
T2	19,97	Si
T3	17,50	Si
T4	15,59	Si
T5	18,75	Si
T6	16,38	Si
T7	14,69	Si
T8	19,97	Si
T9	13,03	Si
T10	19,97	Si
T11	11,88	Si
T12	13,13	Si
T13	15,12	Si
T14	6,72	Incerta
T15	16,41	Si
T16	3,72	Incerta
T17	9,94	Si
T18	19,06	Si
T19	19,97	Si
T20	18,75	Si
T21	19,97	Si
T22	14,56	Si
T23	17,50	Si
T24	17,19	Si
T25	19,84	Si
T26	19,25	Si
T27	17,25	Si
T28	15,53	Si
T29	14,69	Si
T30	18,41	Si

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

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie.

Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico-matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

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

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

I tempi di registrazione dei microtremori sono decisamente più elevati rispetto alle indagini di tipo attivo. La registrazione viene analizzata in finestre temporali che variano dai 10 ai 30 secondi. Sono da considerare la lunghezza dello stendimento L e la distanza intergeofonica Δx , che agisce sul segnale come una specie di filtro in frequenza; supponendo, infatti, che il segnale arrivi da tutte le direzioni, maggiore è la spaziatura, minore sarà la frequenza del segnale utile campionabile e viceversa: se la frequenza è più bassa, aumenta la profondità d'indagine.

La fase più delicata è quella del *data processing*, che consiste nel trattamento dei dati acquisiti con l'obiettivo di stimare la velocità di fase delle onde di Rayleigh (V_r), che sono correlabili con le velocità V_s di propagazione delle onde S ($V_s \approx 1,1 V_r$). Le varie tecniche di processing trasformano l'informazione registrata nel dominio $x-t$ (spazio tempo), in un dominio dove l'energia associata all'evento è funzione della frequenza e di altre variabili. Tutto questo allo scopo di localizzare attraverso lo spettro la densità di energia maggiore, alla quale sono di solito associate le onde di Rayleigh. Con procedura manuale vengono selezionati dei punti sullo spettro, che andranno a formare la curva di dispersione sperimentale.

La scelta di questi valori, denominata *picking*, è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame. Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il *sampling rate* utilizzato è

stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.6.4 - 2013.

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



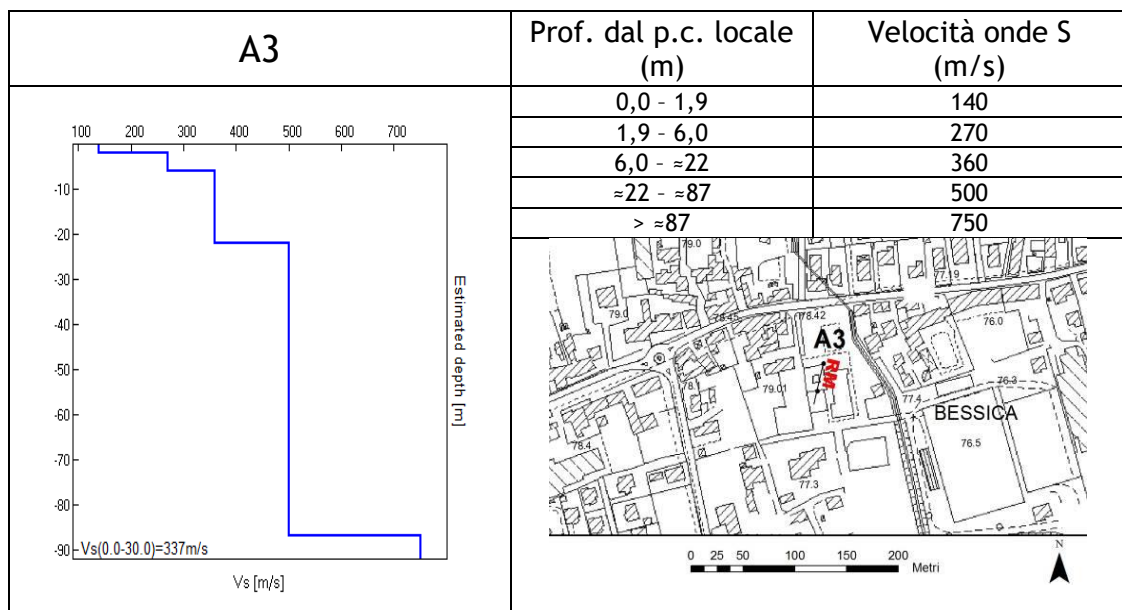
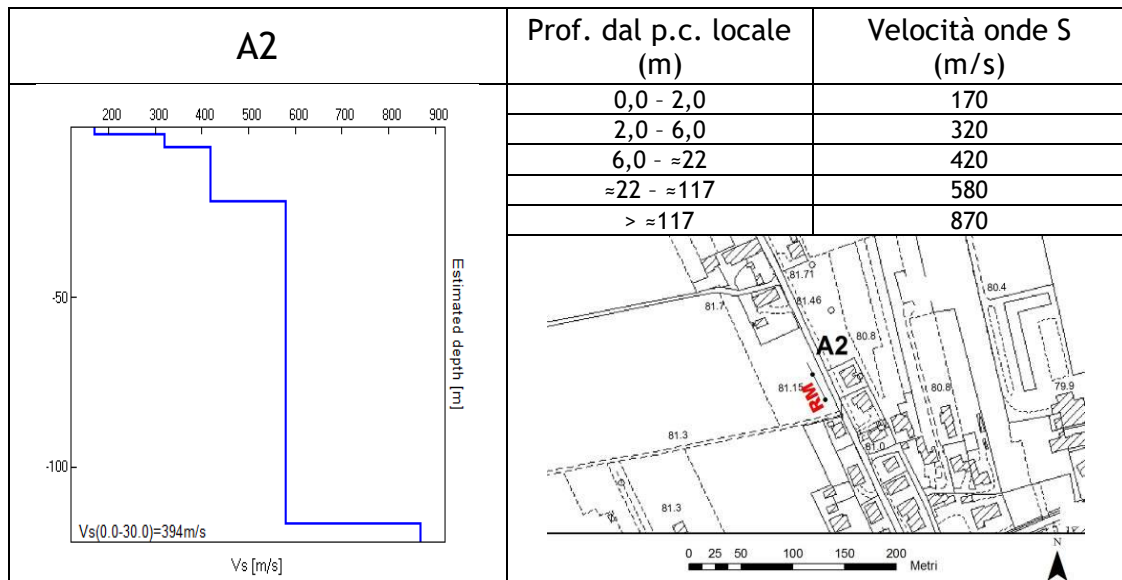
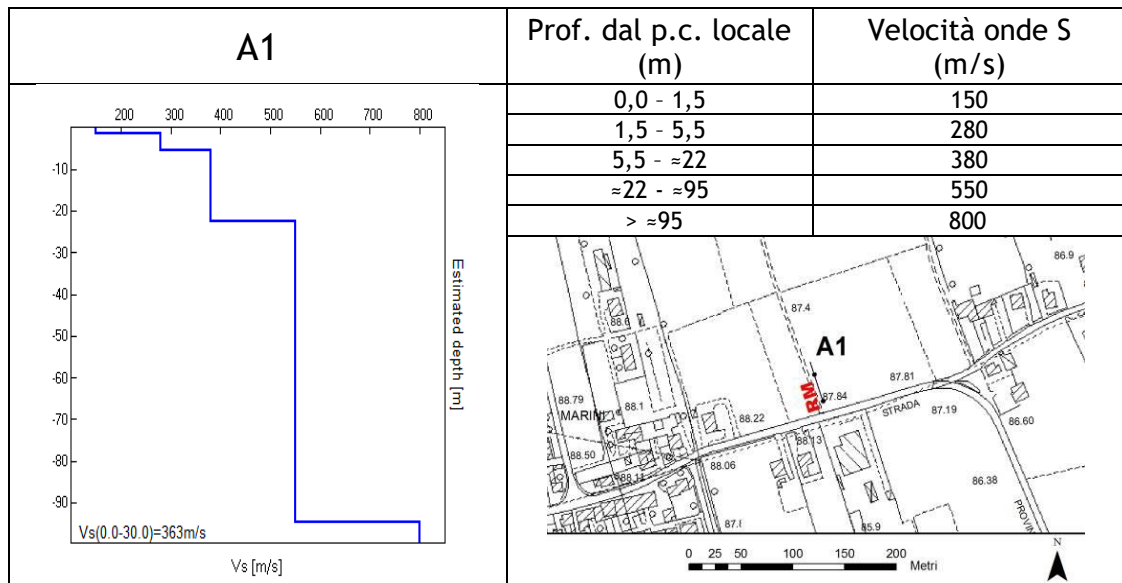
6.2.2.1 Determinazione delle velocità delle onde di taglio S (V_s)

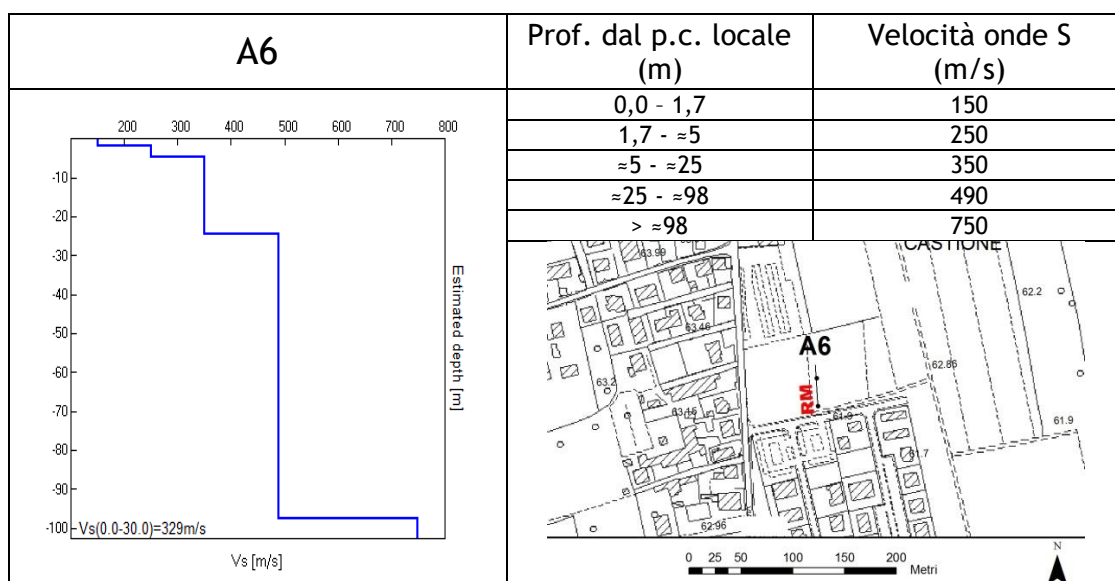
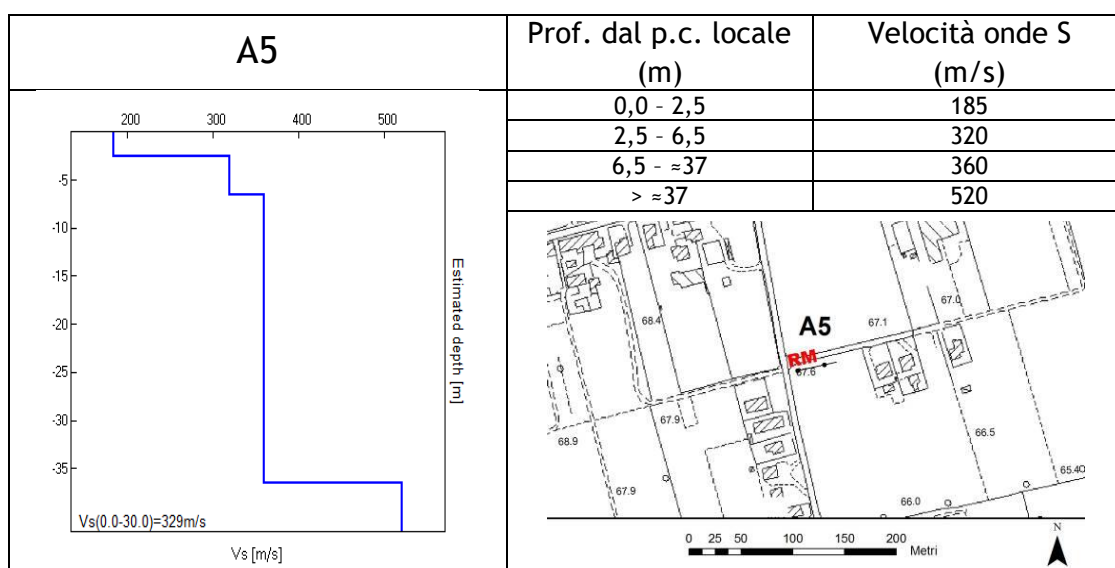
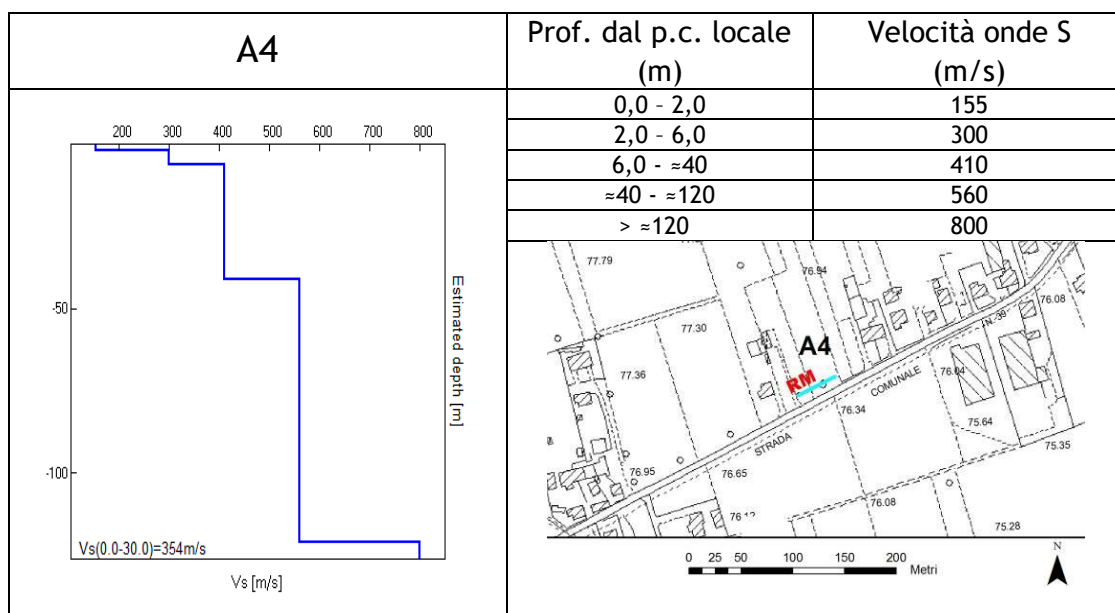
Come detto in precedenza, nel territorio comunale sono state fatte una serie di misure sismiche di superficie (*array* sismici) per approfondire le conoscenze sulle caratteristiche sismiche dei litotipi costituenti il territorio in esame: in particolare, esse sono state utilizzate per determinare la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

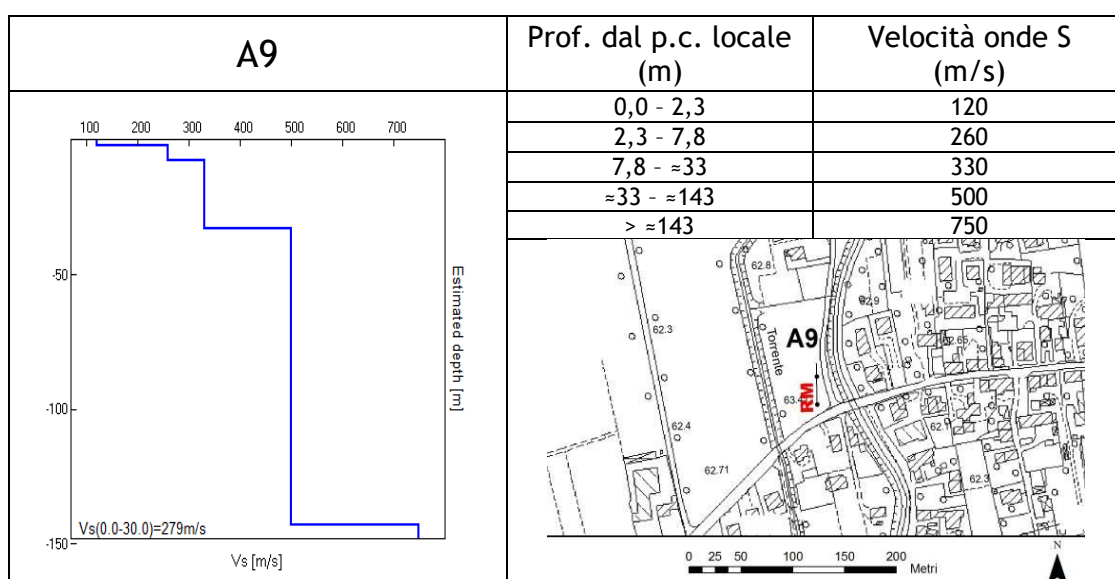
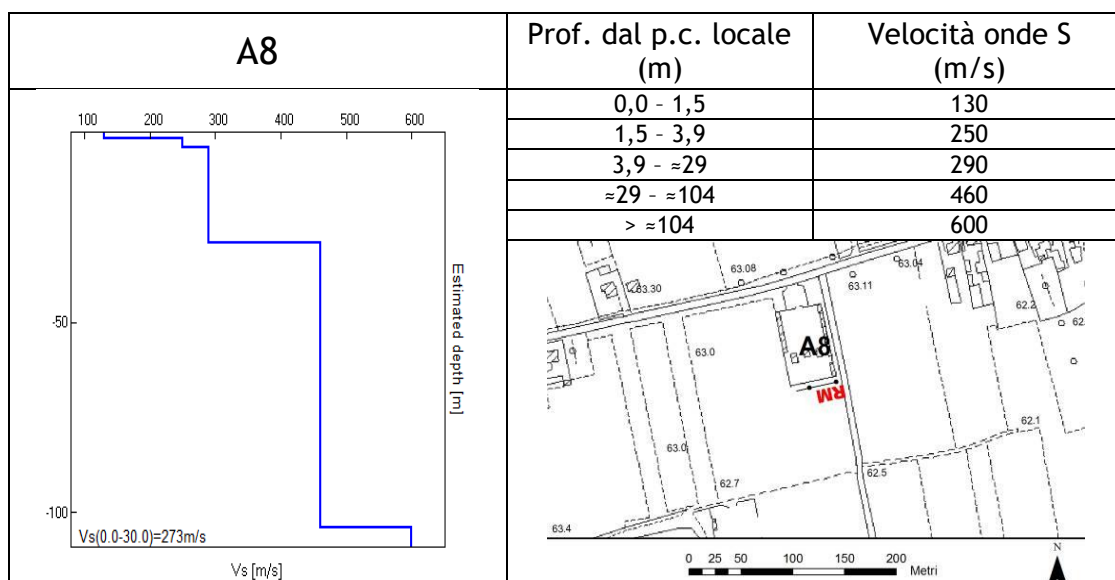
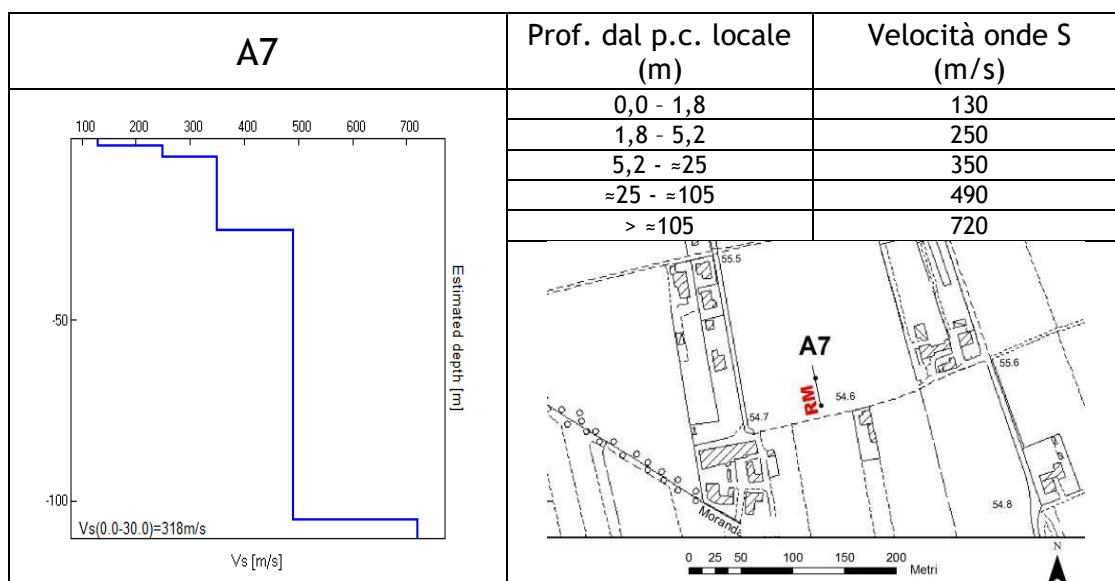
6.2.2.2 Risultati delle misure

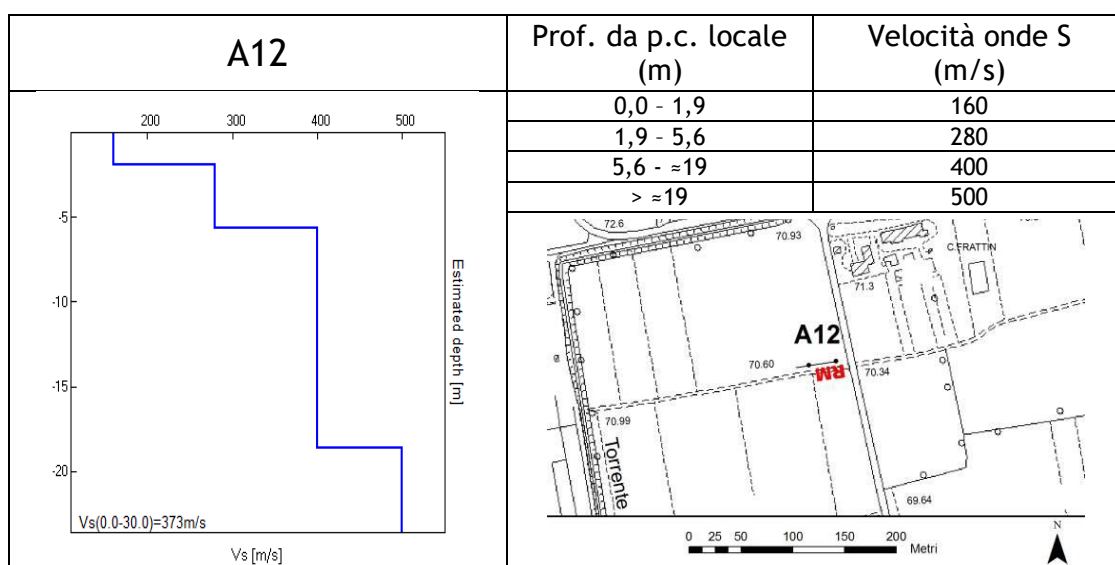
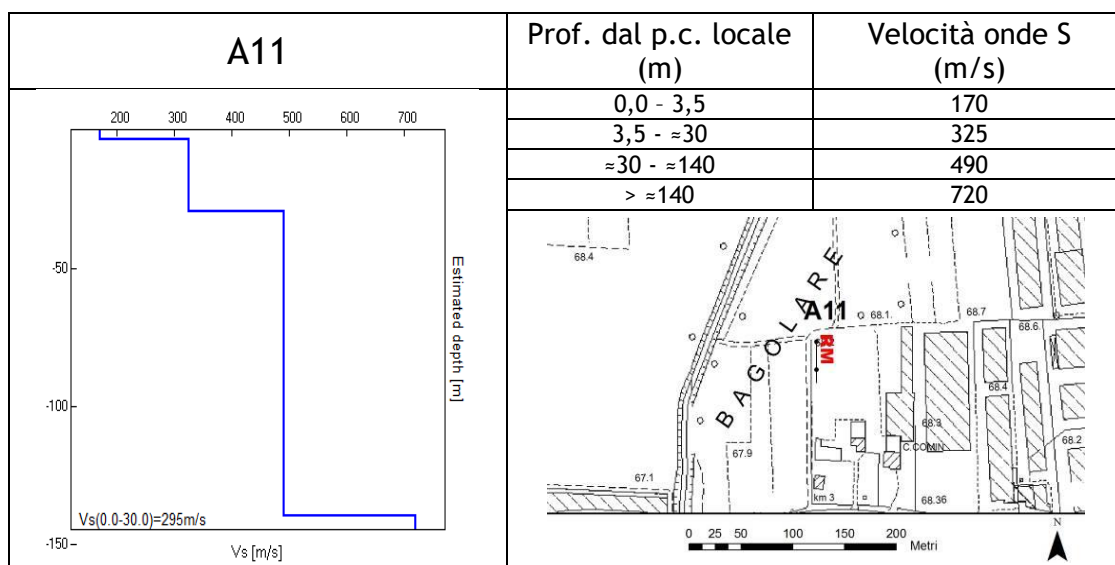
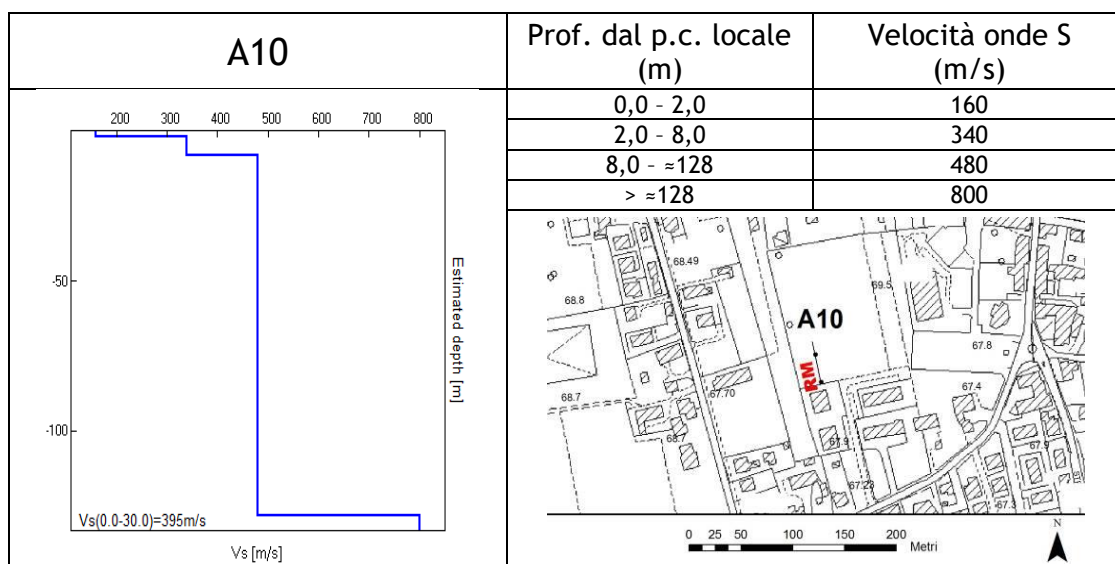
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta degli *array* sismici e degli H.V.S.R. accoppiati ad essi.

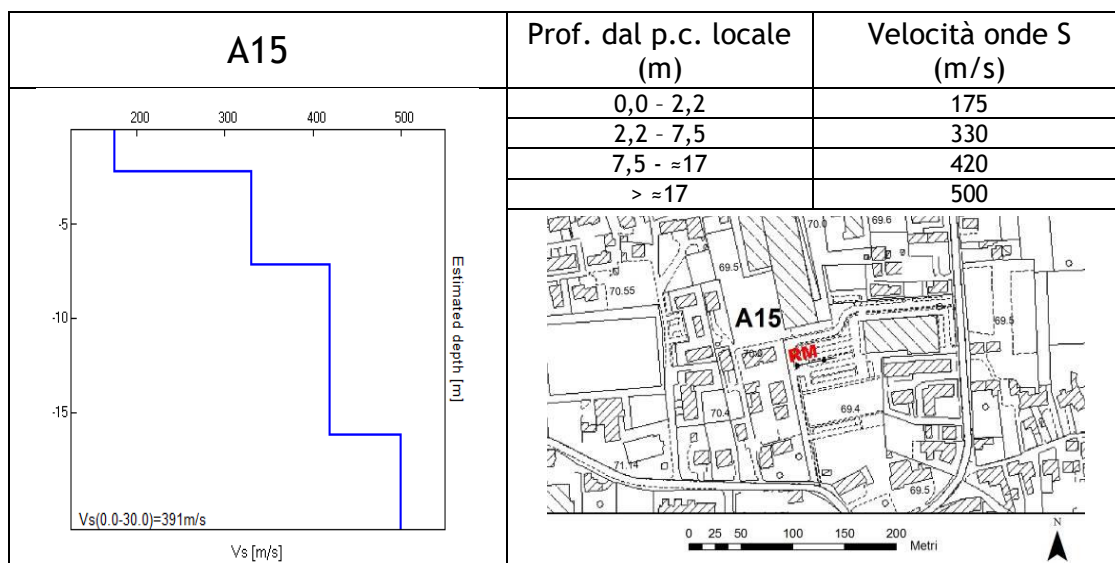
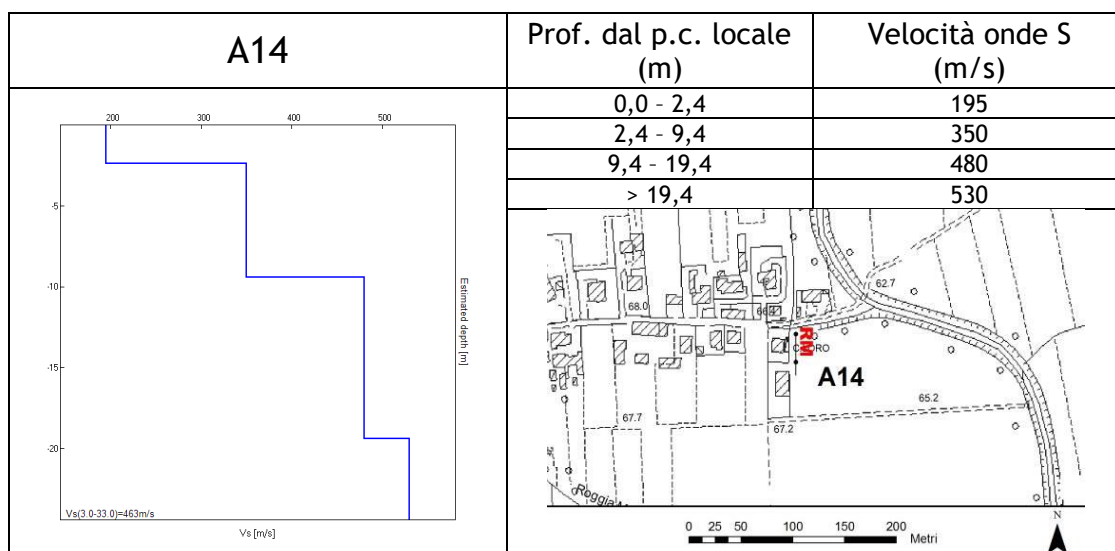
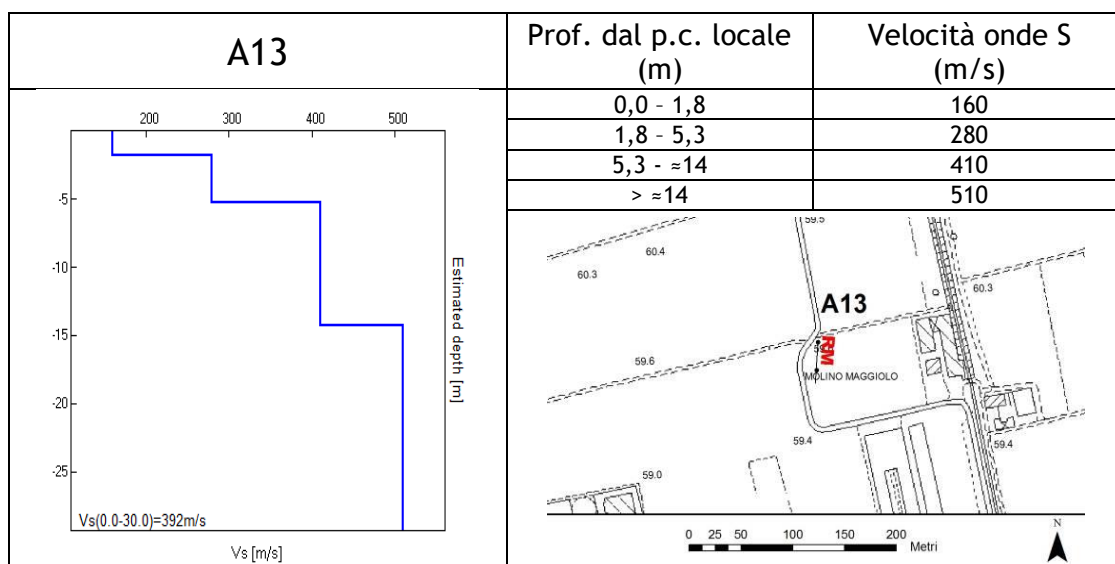
Nelle tabelle seguenti sono riportate l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s). Si rimanda all'allegato fuori testo per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove.

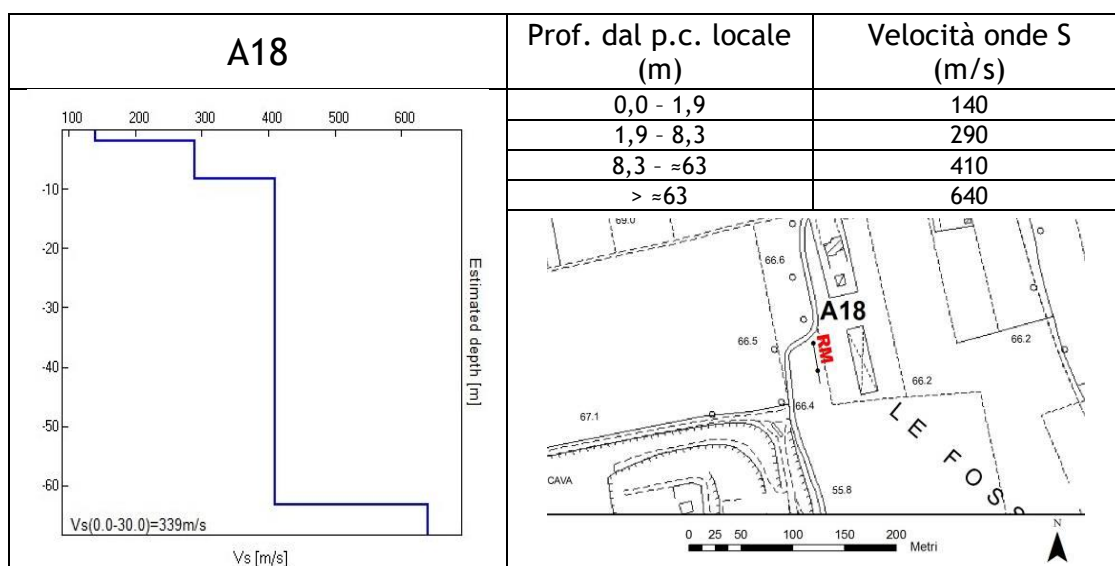
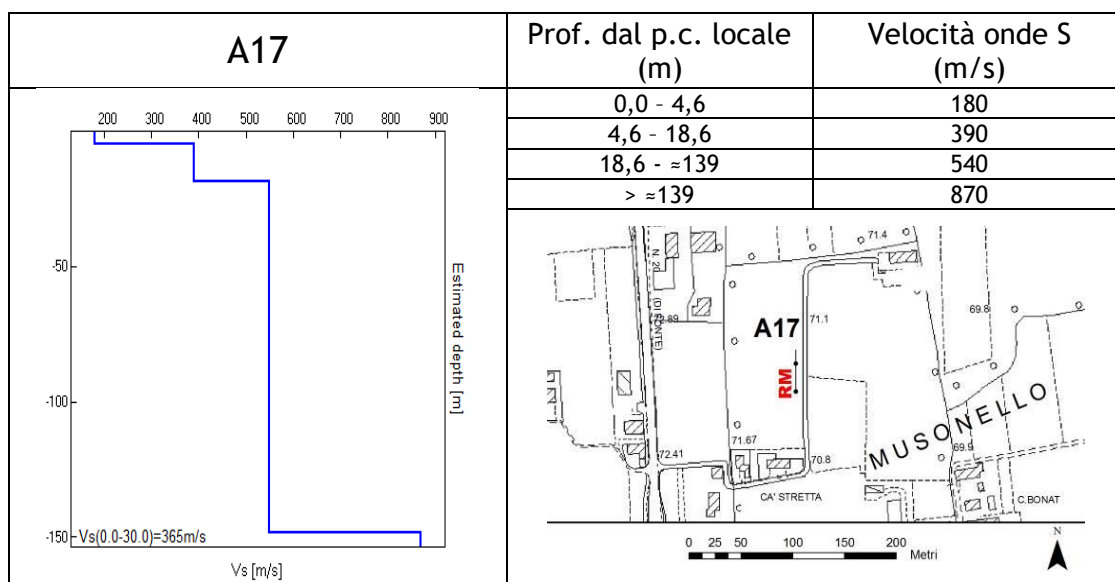
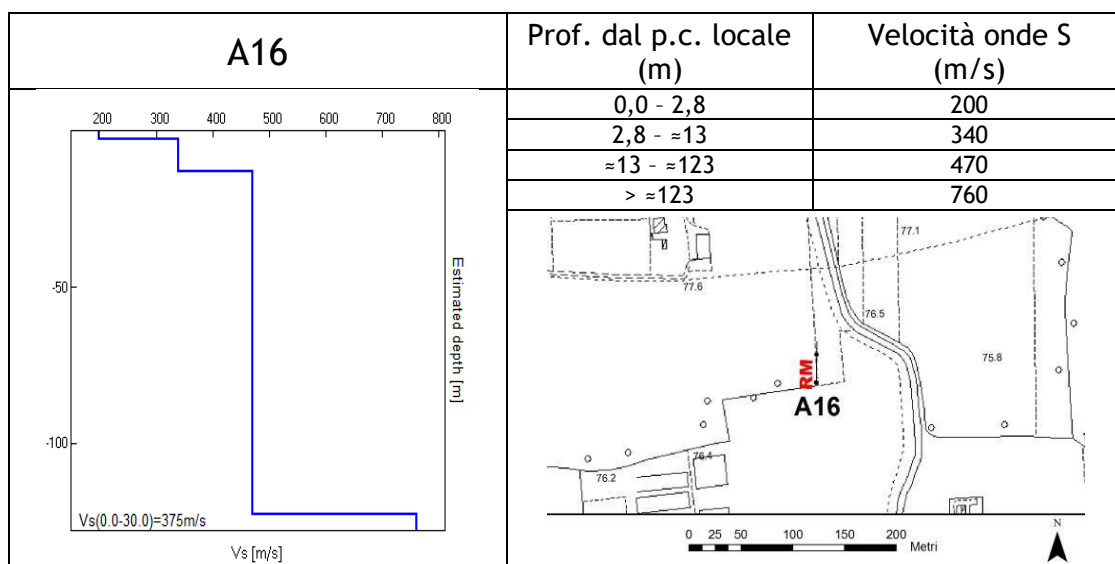


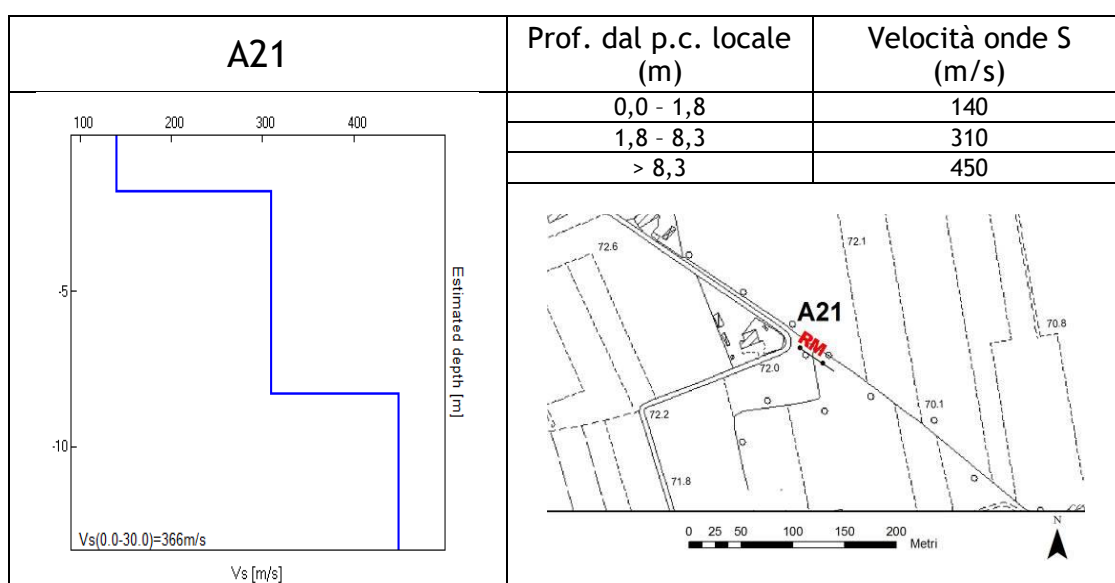
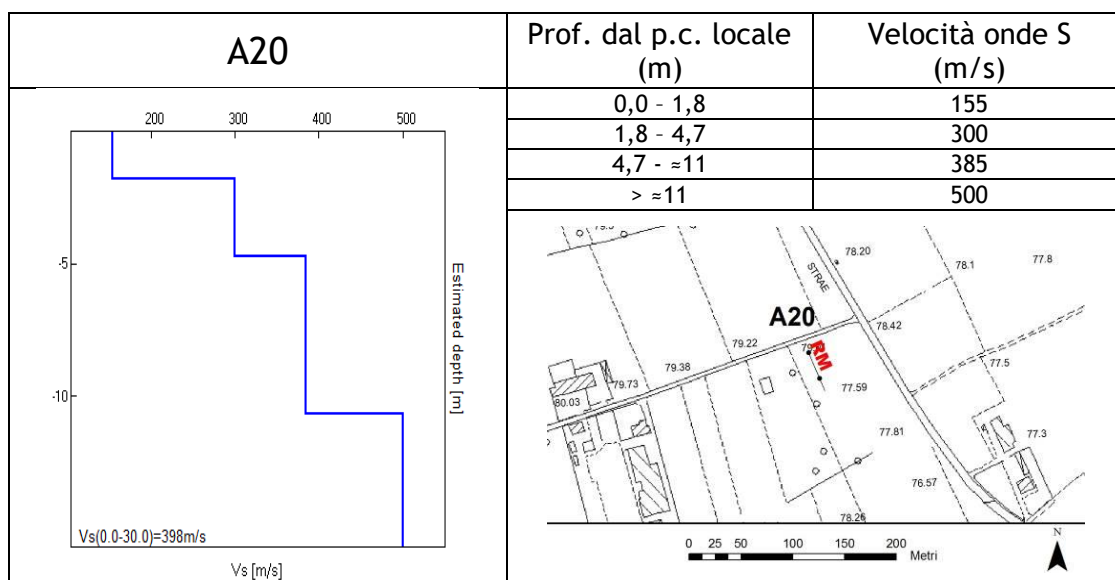
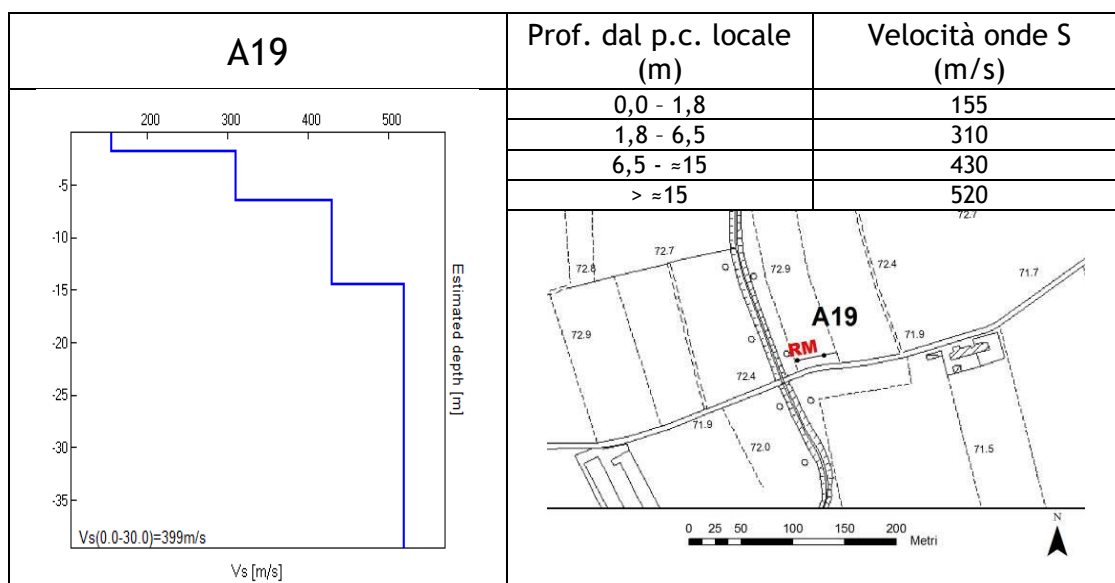


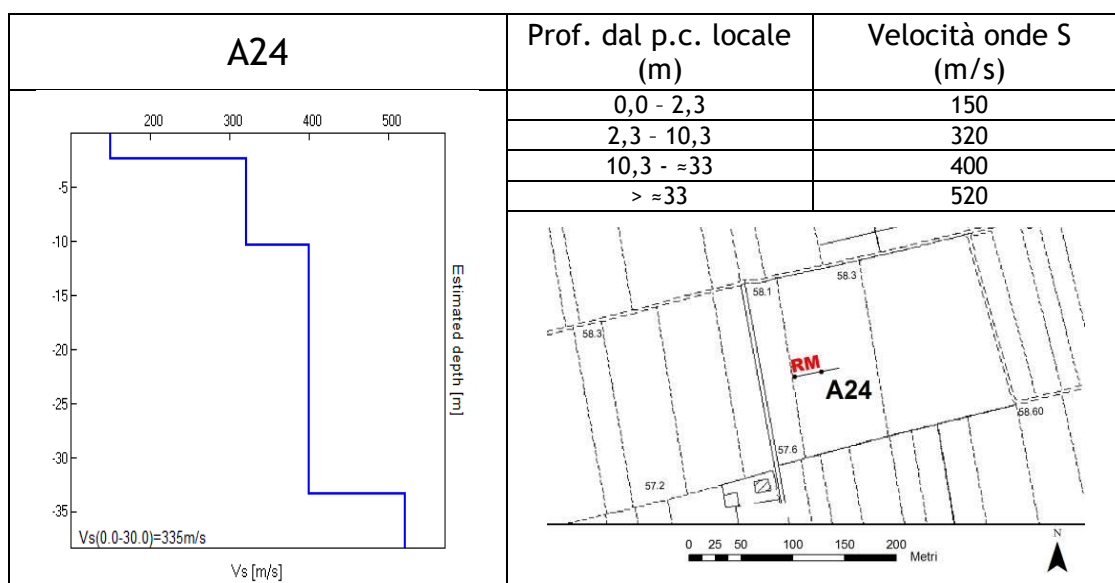
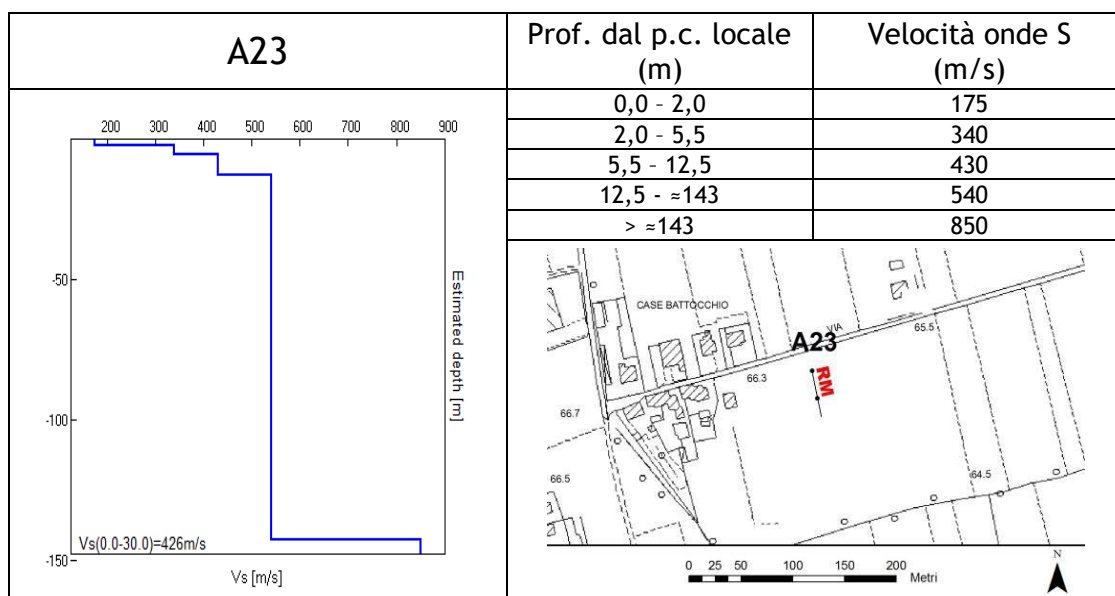
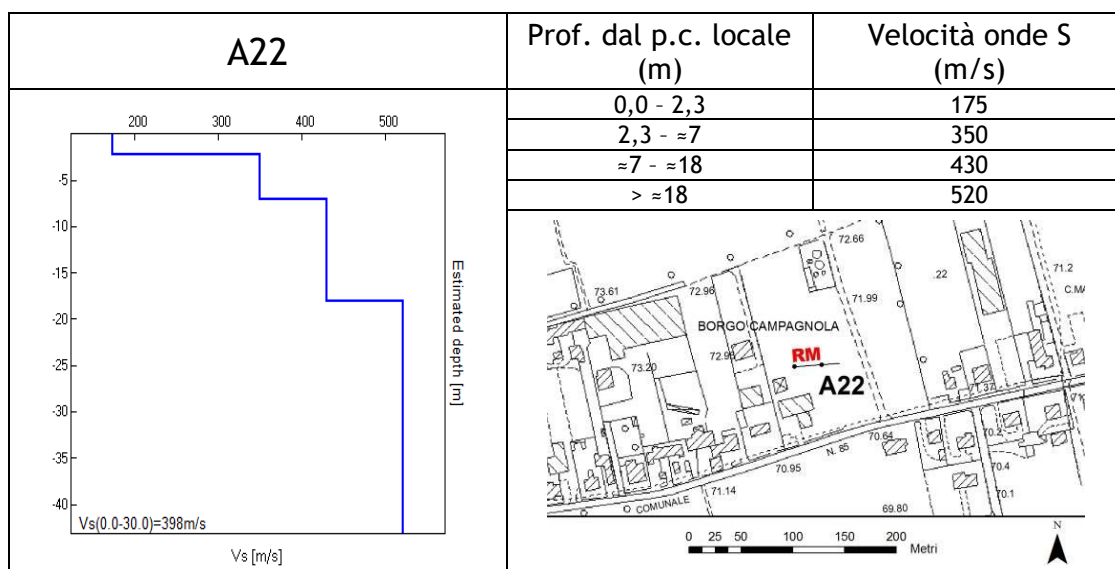


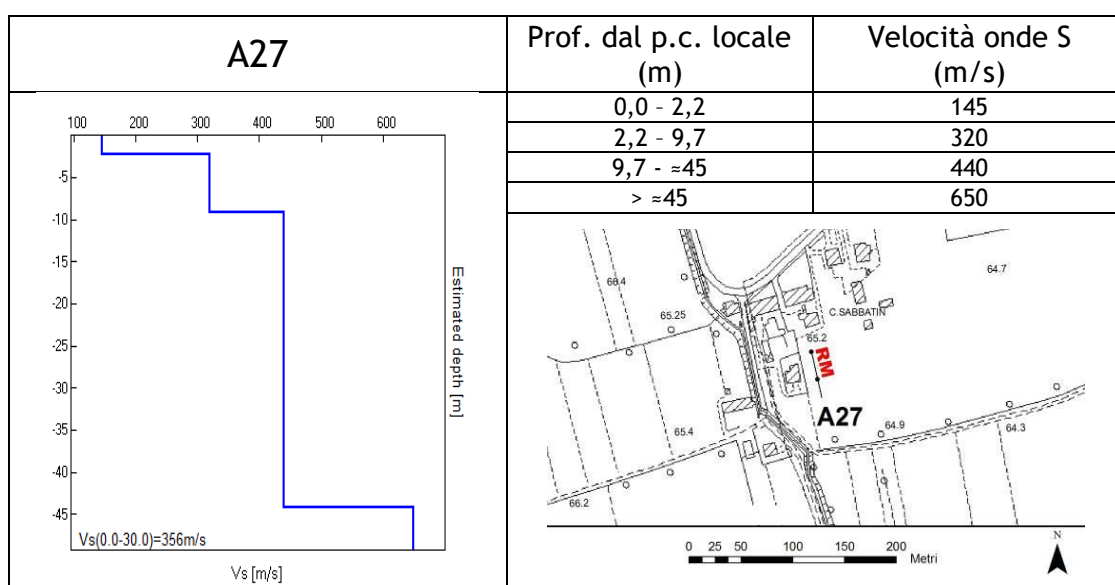
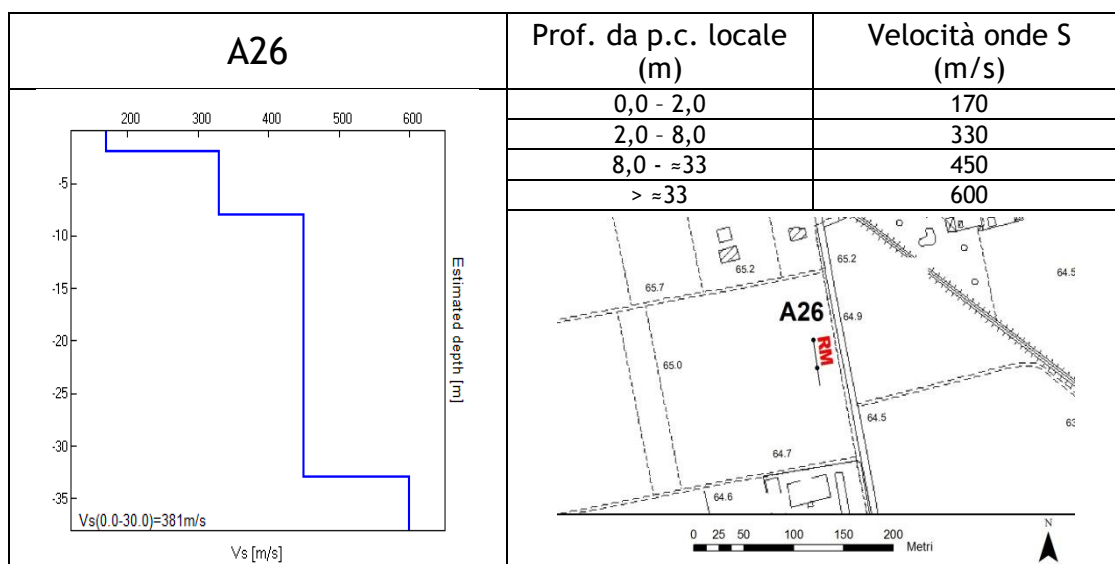
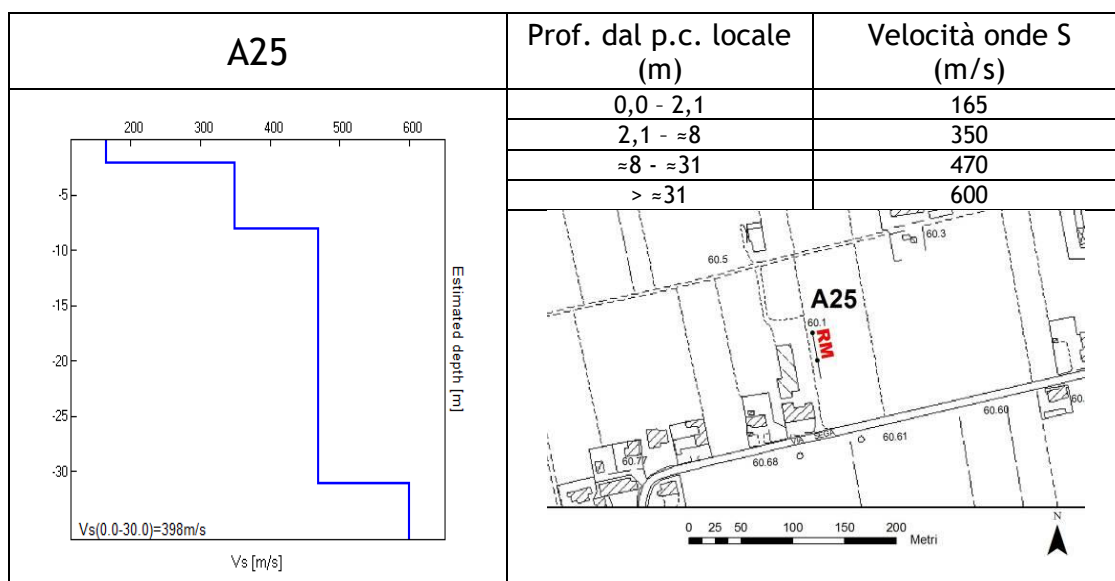


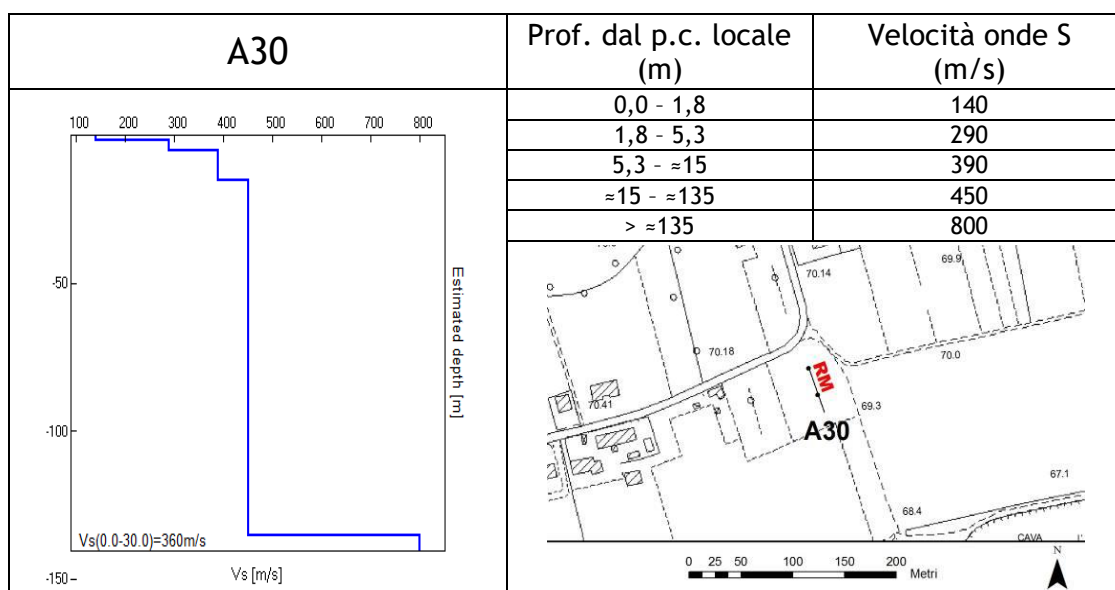
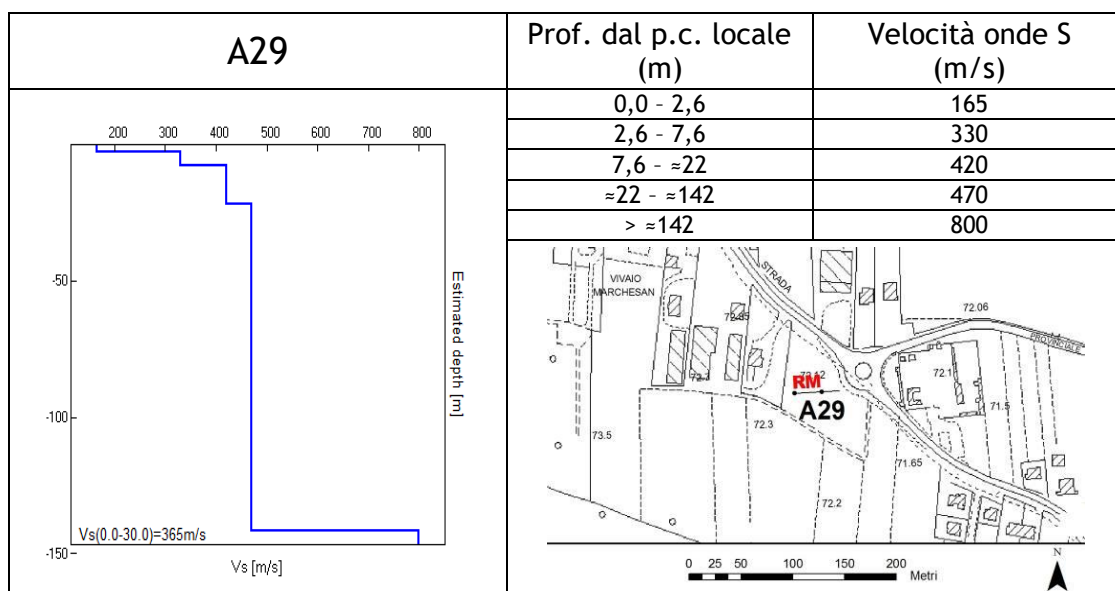
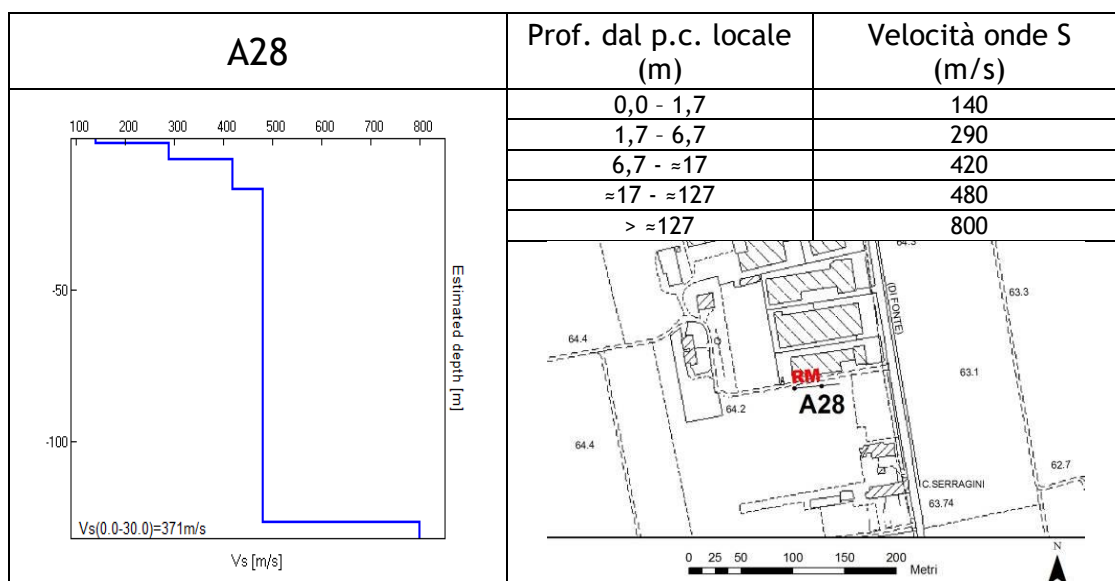












6.3 Modello geosismico del sottosuolo: interpretazione e incertezze

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

Le misurazioni effettuate in *array* (Re.Mi) e a stazione singola (H.V.S.R.) hanno permesso di ricostruire modelli sismo-stratigrafici accurati e precisi, poiché i segnali si presentano quasi sempre privi di artefatti e con una buona coerenza.

I risultati hanno evidenziato un modello sismo-stratigrafico del sottosuolo abbastanza regolare su tutto il territorio comunale. Lo spessore della coltre e la sua rigidità, come ben noto, contribuiscono in maniera determinante alla valutazione dell'amplificazione sismica locale che, nel caso di Loria, risulta non molto elevata.

Infatti, l'unica discontinuità sismica in grado di generare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie è localizzata nei primi metri di profondità (1-3 m), al contatto tra le coperture ghiaiose sciolte in abbondante matrice fine e quelle ghiaiose addensate sottostanti. Tali discontinuità si rilevano chiaramente in tutte le misure H.V.S.R. condotte poiché il valore della frequenza fondamentale di risonanza è superiore a 10 Hz.

L'elevata rigidità registrata dalle misure Re.Mi. già nell'immediato sottosuolo a reso, a volte, modesta la profondità di penetrazione di tali prove. In alcuni punti analizzati, non è stato possibile individuare il *bedrock* geofisico, che normalmente viene calcolato dall'inversione congiunta delle due metodologie impiegate, a causa della graduale crescita delle Vs con la profondità (assenza di picchi nelle curve H/V alle medio-basse frequenze).

7 ELABORATI CARTOGRAFICI

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite e quelle desunte da studi pregressi. Non essendo disponibili particolari studi specifici, sono state ubicate alcune stratigrafie reperite presso l'ufficio tecnico comunale, quelle ricavate dalla consultazione del catalogo ISPRA e alcune misure geofisiche condotte a supporto dello studio di compatibilità sismica realizzato secondo la D.G.R. 3308/2008, attualmente sostituita dalla D.G.R. 1572 del 2013. Inoltre, sono stati consultati e archiviati alcuni studi di carattere geologico eseguiti per la progettazione di opere civili. Le indagini di nuova realizzazione e quelle pregresse sono state schedate, informatizzate in appositi shp file e allegate fuori testo.

7.2 Carta geologico-tecnica

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, riguarda l'integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica dei contenuti geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.A.T.I. intercomunale.

La Carta geologico-tecnica (CGT) serve per individuare gli elementi geologici che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell'esaltazione degli effetti di uno scuotimento. Per riconoscere in via preliminare le aree soggette o non soggette ad amplificazione sismica, in questa carta sono state indicate le seguenti situazioni:

- contatto di terreni a differente litologia;
- elementi tettonico-strutturali;
- morfologie di superficie e morfologie sepolte (antropici in questo caso) in cui sono ritenuti possibili effetti di amplificazione topografica.

Per l'elaborazione della CGT, in primo luogo sono state analizzate le informazioni di carattere litologico derivanti dal P.A.T.I. e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche sono state accorpate secondo classi distinte e rappresentative dei depositi costituenti il sottosuolo di Loria.

In sostanza, è stata creata un'unità principale (*Terreni di copertura*) che contiene una serie di unità litologiche come di seguito riportato:

Terreni di copertura



RI

Terreni contenenti resti di attività antropica



GM

Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo
(fg = deposito fluvio-glaciale)



GW

Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela
di ghiaia e sabbie (fg = deposito fluvio-glaciale)

Facendo riferimento alle descrizioni litologiche precedentemente indicate, le unità individuano e accorpano i seguenti terreni:

<i>Carta geologico-tecnica per la microzonazione sismica</i>	<i>Litologie associate</i>
GW_fg	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbie di origine fluvio-glaciale. Presente in superficie un materiale granulare in abbondante matrice fine con spessori di qualche metro.
GM_fg	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo di origine fluvio-glaciale. Presente in superficie un materiale prevalentemente limoso-sabbioso con spessori di qualche metro.
RI_an	Materiale di riporto con spessori che variano da qualche metro a più di 20 m in corrispondenza della ex cava di via Cave

Le zone caratterizzate da materiale di riporto sono state così descritte nel P.A.T.I. intercomunale:

- cava abbandonata ripristinata a coltivazione di mais, localizzata tra via Campagna e via Carradora, estesa circa 4100 m², completamente ricolmata;
- cava abbandonata ripristinata a coltivazione di mais, ubicata in via Asiago in località Bessica, estesa circa 2300 m², completamente ricolmata;
- cava abbandonata ripristinata a coltivazione di mais, ubicata tra via Campagna e via Carradora a ridosso della ferrovia, estesa circa 1500 m², quasi completamente ricolmata;
- area intorno alla discarica in località Ramon, ripristinata a prato incolto, di estensione circa 12500 m², completamente ricolmata;
- cava abbandonata ubicata in via Masaccio, fino a qualche anno fa destinata a stoccaggio di materiale inerte e attualmente ricolmata e riconvertita a prato incolto, di estensione circa 11500 m²;
- cava di ghiaia dismessa denominata “Ai Ronchi” sita in via Cave, località Ronchi in comune di Loria, riconvertita a discarica di rifiuti non pericolosi, estesa circa 70650 m²;
- cava di ghiaia dismessa e riconvertita in discarica di seconda categoria “tipo B” (trattamento di rifiuti speciali, non tossici e non nocivi) e attualmente in fase “post mortem”, sita in via Ognissanti località Ramon nel comune di Loria, estesa circa 18400 m².

Per quanto riguarda le forme di superficie si è ritenuto opportuno inserire un orlo di scarpata morfologica superiore a 20 m lungo il perimetro della discarica di via Cave in quanto potrebbe generare amplificazione sismica di natura topografica.

Inoltre, è stata ubicata la faglia capace riportata nel Data Base ITHACA. Visto l’assetto tettonico e stratigrafico locale, caratterizzato da una copertura fluvioglaciale di qualche centinaio di metri, risulta difficile accertare sia la presenza della faglia che la reale capacità di creare deformazione in superficie e tantomeno individuarne la corretta ubicazione. Per questo si è deciso di riportarla come “Faglia con cinematisma non definito potenzialmente attiva-presunta”.

In ultima, sono stati inseriti gli elementi geologici cioè i punti dove, tramite sondaggio o pozzo, si è indagato il sottosuolo in modo diretto, e le tracce di n°2 sezioni geologiche rappresentative del territorio comunale di cui si riporta la rappresentazione grafica nella pagina seguente.

Elementi geologici e idrogeologici



Profondità (m) del sondaggio o pozzo che non ha raggiunto il substrato geologico



Profondità (m) della falda in aree con sabbie e/o ghiaie

Legenda



Ghiaie limose, miscela di sabbia e limo con Vs di circa 190 m/s



Ghiaie piltite con granulometria ben assortita con $140 < V_s < 190$ m/s



Ghiaie sabbiose e ghiaie limose con $280 < V_s < 350$ m/s



Materiale alluvionale con $380 < V_s < 480$ m/s

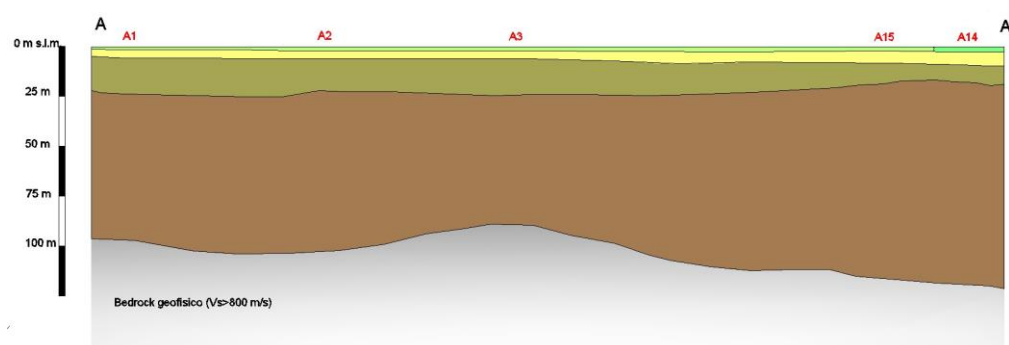


Materiale alluvionale con $470 < V_s < 600$ m/s

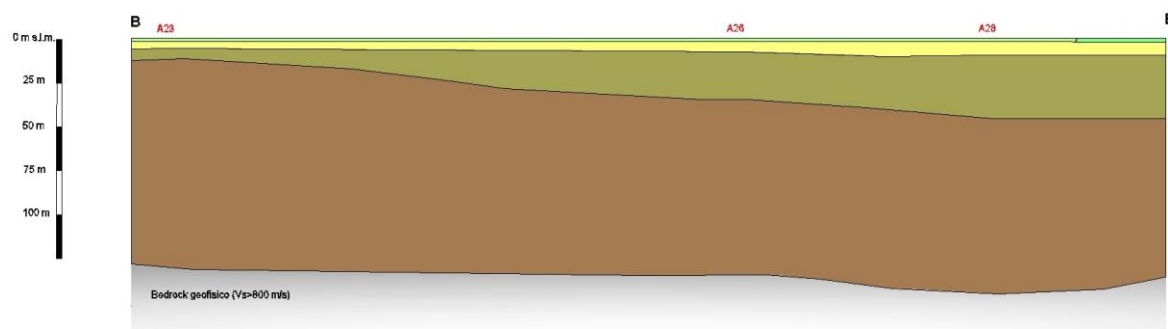
An

Codice identificativo delle indagini geofisiche Re.Mi.

Scala 0 m s.l.m. 500 m 750 m 1000 m



Scala 0 m s.l.m. 500 m 750 m 1000 m



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

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

- zone stabili;
- zone stabili suscettibili di amplificazioni locali;
- zone di attenzione per instabilità.

Inoltre, in essa sono state inserite le seguenti informazioni:

- forme di superficie e sepolte;
- misure di rumore ambientale.

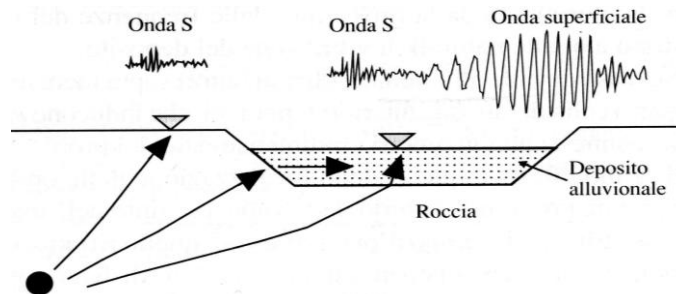
La MOPS è stata ricostruita alla scala 1:10.000 a partire dalla “Carta geologico-tecnica” per la microzonazione sismica precedentemente esposta, integrandone e rivedendone i contenuti.

Il comune di Loria è da considerarsi interamente stabile suscettibile di amplificazione sismica locale; non sono presenti zone di attenzione per instabilità.

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Il comune di Loria si sviluppa interamente in un’area stabile suscettibile di amplificazione sismica in quanto il moto sismico di partenza, proveniente dal basamento roccioso profondo, subirà delle modifiche in termini di durata, ampiezza e frequenza a causa dei contrasti di rigidità tra i diversi mezzi geologici presenti nel sottosuolo.

Ad eccezione dell’area in prossimità della discarica di via Cave, si escludono possibili amplificazione del moto sismico per cause topografiche in quanto il comune di Loria si sviluppa in un’area interamente pianeggiante con morfologie tali da non permettere particolari focalizzazione delle onde sismiche.

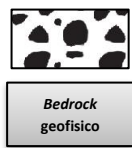
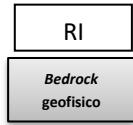


Pertanto, sulla base di quanto finora esposto ed escludendo la presenza di zone stabili, è stato possibile accorpere tutti i terreni naturali presenti nel territorio comunale in un’unica zona (Zona 2001) caratterizzata dallo stesso comportamento sismico, in quanto tutte le prove condotte hanno evidenziato lo stesso assetto sismo-stratigrafico. Alla suddetta, si è aggiunta una seconda Zona Mops (2002) per le aree di riporto antropico riportate nella CGT.

Zona 1	GW_fg + GM_fg: Zona caratterizzata da terreni di copertura costituiti prevalentemente da ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo e da ghiaie pulite con granulometria poco assortita.	2001
Zona 2	RI: Zona caratterizzata da terreni contenenti resti di attività antropica	2002

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

Si ricorda che una stessa zona può accorpare differenti colonnine stratigrafiche in virtù di un analogo comportamento rilevato durante le indagini sismiche.

Zona 1. GW_fg + GM_fg, costituita da materiali di origine fluvio-glaciale a granulometria grossolana. Spessori consistenti (oltre 100 m) con graduale aumento di rigidità con la profondità. Valori di Vs superiori a 300 m/s dopo i primi metri di profondità e <i>bedrock</i> geofisico a circa 100 - 150 m dal p.c. locale.		
Zona 2. RI, costituita da materiale di riporto con spessori che variano da qualche metro a più di 20 m in corrispondenza della ex cava.		

7.4 Carta delle frequenze

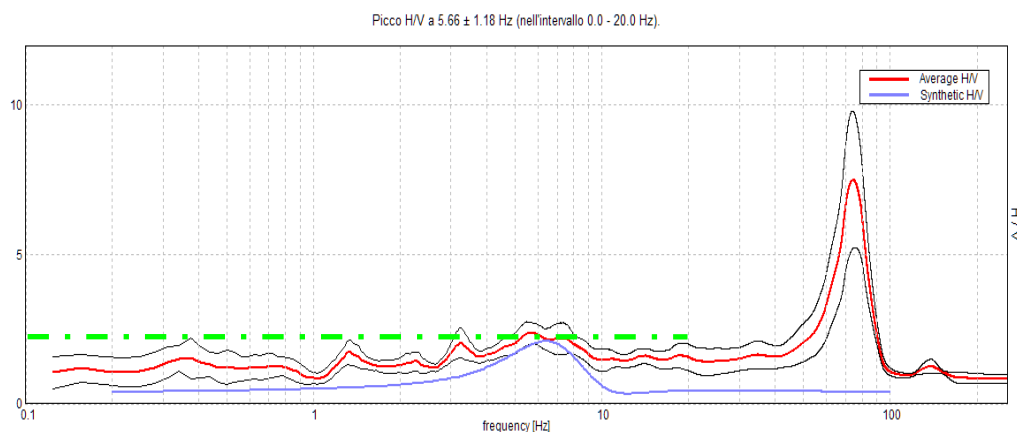
La misura delle vibrazioni ambientali (note anche come rumore sismico ambientale o microtremori) o della sismicità di fondo (*weak motion*) consentono di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.

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

L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza fondamentale di risonanza del terreno, f_0). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza f_0) - 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 "Carte delle frequenze" e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS). Gli stessi hanno inoltre dato informazioni su locali criticità e sono stati utili nella pianificazione delle indagini lineari.

I siti selezionati per le indagini sismologiche sono stati distribuiti in corrispondenza delle differenti unità litologiche affioranti 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 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

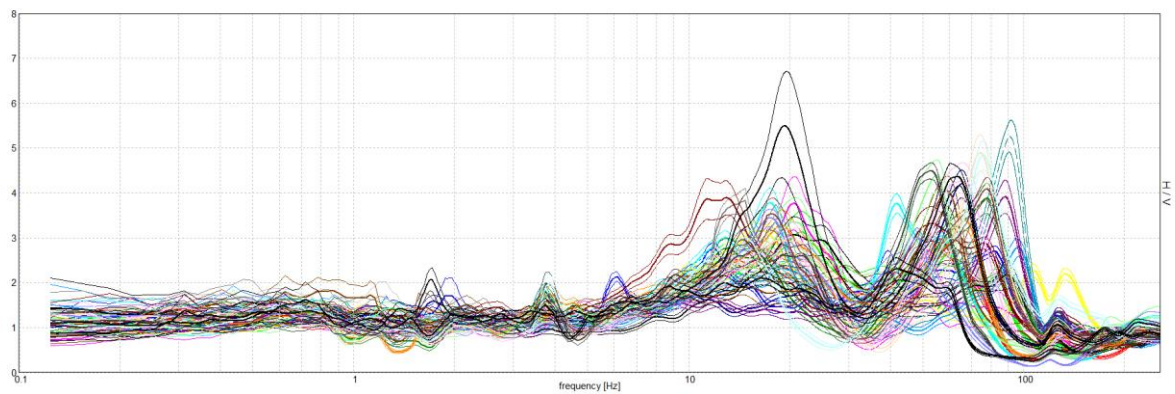
Nell'ambito del presente studio, le frequenze di risonanza sono state ottenute utilizzando il software applicativo Grilla in dotazione a Tromino®, secondo la procedura descritta in Castellaro et al. (2005) e Albarello e Castellaro (2011), che prevede quanto segue:

- 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).

Osservando la “Carta delle frequenze” è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il comune di Loria presenta frequenze di risonanza quasi sempre maggiori di circa 10 Hz con valori H/V, in generale, abbastanza elevati. Tali frequenze sono generate dalla discontinuità sismica localizzata nei primi metri di profondità;
- le misure condotte hanno evidenziato l'assenza di risonanze alle medio-basse frequenze. Per questo si possono escludere contrasti sismici importanti a profondità elevate.

A seguire vengono riportate sovrapposte tutte le misure H.V.S.R. condotte per il presente lavoro. In sostanza, è possibile ipotizzare, con buona probabilità, che un evento sismico a Loria sarà caratterizzato da alte frequenze a causa dell'interazione tra l'onda sismica incidente e la sismo-stratigrafia locale.

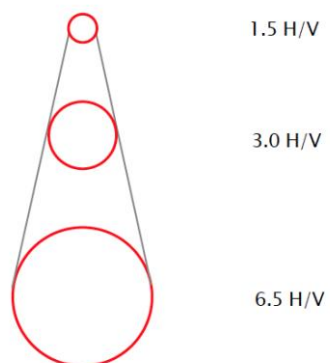


In conclusione, i risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_0 (3 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco A_0 , così suddiviso:

Frequenze Fondamentali (F_0)

- 9.5 – 15.0 Hz
- 15.1 – 18.0 Hz
- 18.1 – 20.0 Hz

Ampiezza del picco (A_0)



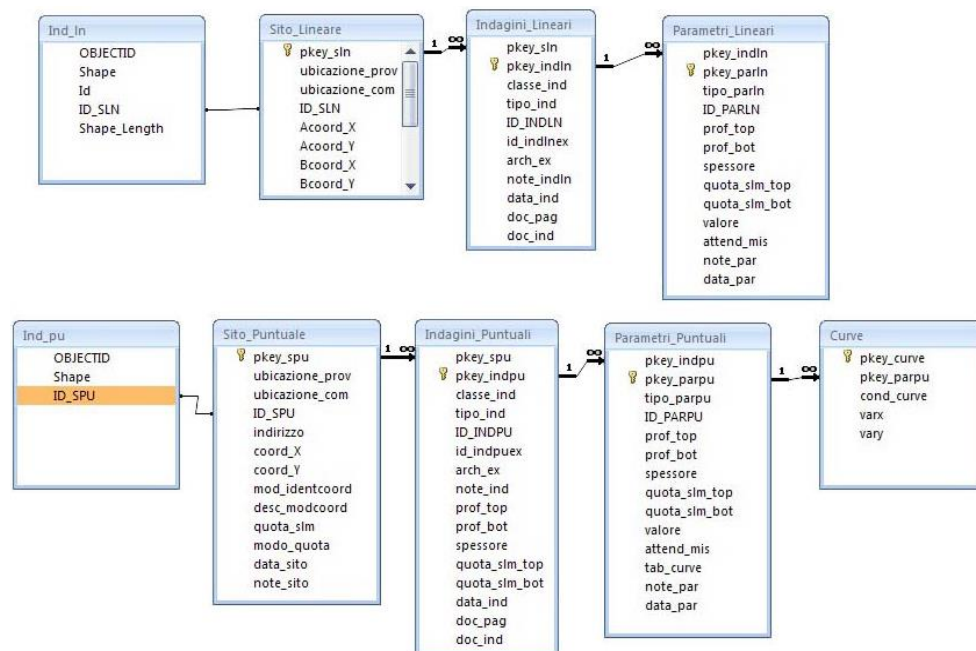
8 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

L'analisi di MS ha prodotto informazioni che sono state cartografate secondo le indicazioni previste dalle linee guida emanate dalla Protezione Civile Nazionale.

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.0 - emanati dalla “Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica” nel giugno 2015. Gli Standard sopracitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, anch'essa è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli “Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica” - versione 4.0.

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



Relazione fra tabelle e shapefiles (Figura 2.1-1 “Standard di Rappresentazione e archiviazione informatica” - versione 4.0b)

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

La tabella **Indagini_Puntuali** descrive le tipologie d'indagine eseguite e le informazioni necessarie alla tracciabilità, mediante collegamento esterno con la relativa documentazione in formato pdf. Infine, nella tabella **Parametri_Puntuali** sono archiviati i parametri associati alle prove descritte nella tabella Indagini_Puntuali.

Lo *shapefile* Ind_ln costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella **Sito_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella

Indagini_Lineari definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella **Indagini_Lineari**.

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

Le suddette tabelle sono state compilate e archiviate nel database di Access **Cdl_tabelle.mdb** contenuto, assieme agli *shapefile* **Ind_pu** e **Ind_ln**, nella cartella **Indagini**.

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

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

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

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

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

All'interno della cartella **BasiDati** è stata inserita la C.T.R. correttamente geo-referenziata, utilizzata per il presente lavoro.

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

9 BIBLIOGRAFIA

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) - Focal mechanism inversion in the Giudicarie - Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) - Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica - Parti I e II - Gruppo di lavoro "Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica" del Dipartimento della Protezione Civile
3. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. Ingegneria sismica, pp. 32 - 62
4. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. Geologia tecnica e ambiente, pp. 77 - 102
5. CERI Centro di ricerca "Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici" (2004) - La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
6. Chopra L. (1995). Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice - Hall
7. 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)
8. 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
9. 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
10. 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
11. Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) - REXEL: computer aided record selection for code - based seismic structural analysis - Bulletin of Earthquake Engineering, 8: 339 - 362
12. 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
13. 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
14. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
15. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
16. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
17. 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
18. 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
19. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
20. 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
21. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
22. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
23. 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>

10 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. Schede delle indagini | |
| 6. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative | |