

Attuazione dell'articolo 11 della legge 24 giugno 2009, n. 77

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione Illustrativa

Regione Veneto

Comune di Rivoli Veronese



Regione
Veneto

Soggetto realizzatore
Studio Mastella

Data
09/07/2019



Sommario

1. INTRODUZIONE	4
1.1 Riferimenti normativi	4
1.1 Modalità d'indagine	4
1.2 Finalità degli studi: pericolosità sismica e microzonazione sismica.....	5
1.3 Generalità sulla microzonazione sismica	6
1.1 Foto aeree.....	8
1.2 Elenco degli archivi consultati.....	8
1.3 Descrizione generale dell'area	9
2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	11
2.1 Caratteristiche sismogeniche del comune	11
2.2 Sismicità storica	17
2.2.1 La sismicità storica del Veneto	17
2.3 Faglie attive.....	25
3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA.....	29
3.1 Inquadramento topografico e geomorfologico.....	29
3.1.1 Forme gravitative	29
3.1.2 Forme e processi glaciali	29
3.1.3 Forme e processi fluviali.....	29
3.1.4 Forme antropiche	29
3.1.5 Elementi morfologici a valenza sismica	33
3.2 Inquadramento geologico	34
3.2.1 Depositi sciolti presenti nella Carta Geolitologica del PATI	34
3.2.2 Interpretazione delle litologie presenti nel PATI nello studio di Microzonazione Sismica	35
3.2.3 Caratterizzazione geomeccanica dei litotipi.....	39
3.3 Tettonica.....	40
3.3.1 La neotettonica	42
3.4 Inquadramento idrogeologico.....	45
3.4.1 Idrologia di superficie	45
3.4.1 Aree di pericolosità e attenzione idraulica del PAI del fiume Adige	46
3.4.2 Acque sotterranee	47
4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI	51
4.1 Parametri geotecnici statici e dinamici ricavati da dati pregressi	51
4.2 Nuove indagini.....	51
4.2.1 Indagini di sismica passiva a stazione singola (HVSr)	51
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO	62



6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE.....	64
6.1 Identificazione e rappresentatività dei dati raccolti	64
7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI	69
8. ELABORATI CARTOGRAFICI	70
8.1 La Carta delle Indagini.....	70
8.2 La Carta geologico-tecnica	72
8.2.1 Unità litologiche	72
8.2.2 Forme di superficie e sepolte	74
8.2.3 Elementi tettonico strutturali	74
8.2.4 Instabilità di versante	74
8.2.5 Traccia di sezione geologica rappresentativa del modello del sottosuolo	75
8.3 Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica	75
8.3.1 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali.....	77
8.3.2 Zone suscettibili di instabilità	83
8.3.3 Altri elementi morfologici.....	83
8.3.4 Punti di misura di rumore ambientale	84
8.3.5 Traccia per gli approfondimenti delle amplificazioni topografiche	84
9. PRESCRIZIONI URBANISTICHE A SEGUITO DELLO STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI I LIVELLO.....	85
9.1 Zone Suscettibili di Amplificazioni Locali	85
9.2 Zone Suscettibili di Instabilità.....	85
9.3 Orli di scarpate morfologiche e picchi isolati	85
10. BIBLIOGRAFIA	86



1. INTRODUZIONE

La presente relazione è un documento tecnico-scientifico che accompagna gli elaborati cartografici richiesti per lo studio di Microzonazione Sismica di primo livello del comune di Rivoli Veronese.

1.1 Riferimenti normativi

Lo studio viene redatto in conformità all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3907 in data 13 novembre 2010, istituito ai sensi dell'articolo 11 del D.L. n.39 in data 28.04.09 convertito, con modificazioni, dalla Legge 24.06.09, n.77 (L. 77/09, art. 11) e in conformità all'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 4007 in data 29 febbraio 2012.

Si sono seguite le direttive prodotte dalla Commissione Tecnica per il supporto e monitoraggio degli studi di MS (articolo 5, comma 7 dell'OPCM 13 novembre 2010, n.3907) e alle modalità previste per il livello 1, così come definiti dagli "Indirizzi e criteri per la micro zonazione sismica" approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13.11.2008, dall'allegato A della Deliberazione della Giunta Regionale n.1572 in data 03.09.2013 e dall'allegato A Deliberazione della Giunta Regionale n.899 in data 28.06.2019.

1.1 Modalità d'indagine

Il lavoro è stato svolto con le seguenti fasi di lavoro:

- raccolta di dati bibliografici;
- esame della documentazione in materia elaborata negli ultimi anni a livello regionale;
- approfondimenti relativamente alle problematiche sismiche, alla sismicità di base ed alla valutazione della amplificazione sismica locale;
- sopralluoghi di controllo sul campo;
- elaborazione dei dati raccolti e stesura della presente relazione.

Nell'elaborare il presente studio si sono tenuti conto degli aspetti geomorfologici, geolitologici ed idrogeologici elaborati per la documentazione geologica del P.A.T.I.

La presente relazione risulta di corredo alle tavole qui di seguito indicate.

Tavola	Scala
Carta delle Indagini	1:8.000
Carta Geologico-tecnica	1:10.000
Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica	1:10.000



1.2 Finalità degli studi: pericolosità sismica e microzonazione sismica

E' fondamentale avvalersi degli studi di microzonazione sismica (MS) durante la fase di progettazione degli strumenti urbanistici al fine di determinare la riduzione del rischio sismico (RS), che può essere così definito:

$RS = \text{Pericolosità sismica} \times \text{Esposizione urbanistica} \times \text{Vulnerabilità dei centri urbani e delle opere.}$

Una MS completa deve quindi considerare anche la vulnerabilità dei centri urbani e delle opere. Non essendo ancora disponibile una procedura speditiva riconosciuta valida per la valutazione della vulnerabilità (le procedure finora attuate sono di dettaglio e quindi onerose sia in termini di costi e soprattutto di tempi) la MS in genere è limitata a valutazioni della pericolosità sismica locale nelle zone di esposizione urbanistica: centri abitati ove si realizza una concentrazione di popolazione, zone destinate ad attività produttive e commerciali, altre previsioni urbanistiche e lungo le reti infrastrutturali.

Devono essere forniti dei criteri per l'individuazione delle aree soggette ad effetti di amplificazione sismica locale ed instabilità in caso di terremoto in maniera da orientare le scelte, nella fase di progettazione urbanistica, verso aree a minore pericolosità sismica e supportare qualsiasi altro intervento finalizzato alla riduzione del rischio sismico (es.: interventi di riqualificazione urbanistica, messa in sicurezza, ...).

La **pericolosità sismica** dipende essenzialmente da due elementi:

- Dalle caratteristiche sismiche dell'area, ossia dalla presenza e/o distanza dalle sorgenti sismiche attive, dall'energia e dal tipo dei terremoti nonché dalla frequenza degli eventi. Questi aspetti afferiscono alla "pericolosità sismica di base";
- Dalle caratteristiche geologiche e morfologiche del territorio di riferimento; infatti queste caratteristiche possono influenzare notevolmente le caratteristiche dell'evento sismico in superficie e costituire appunto gli elementi predisponenti al verificarsi dei fenomeni di amplificazione o di instabilità del suolo (cedimenti, frane, liquefazione). Questi aspetti afferiscono alla "pericolosità sismica locale".

Lo studio della "pericolosità di base" e della "pericolosità locale" tendono sostanzialmente al raggiungimento dei seguenti obiettivi:

- individuare delle aree ove in occasione dei terremoti attesi possono verificarsi effetti locali;
- stima quantitativa della risposta sismica locale indotta dai depositi superficiali e della morfologia del territorio: "Analisi della Risposta Sismica Locale" (RSL);
- suddivisione del territorio comunale in sottozone omogenee a cui attribuire lo stesso valore di pericolosità sismica locale: "Microzonazione Sismica" (MS).

I risultati di questi studi afferiscono al quadro conoscitivo e vengono successivamente applicati nella redazione degli strumenti di pianificazione territoriale ed urbanistica; forniscono inoltre indicazioni per l'applicazione, in fase di progettazione, delle vigenti Norme Tecniche delle Costruzioni (DM 17/1/2018).



1.3 Generalità sulla microzonazione sismica

La microzonazione sismica, ovvero "la suddivisione dettagliata del territorio, in sottozone a diversa pericolosità sismica locale", tiene conto sia della sismicità di base (distanza dalle sorgenti sismogenetiche, energia, frequenza e tipo dei terremoti attesi), sia della amplificazione locale legata alle caratteristiche topografiche, geomorfologiche, geolitologiche ed idrogeologiche dell'area di studio. Ha come finalità fondamentale quella di indirizzare la pianificazione urbanistica verso l'utilizzo edificatorio degli ambiti a minor rischio sismico. Si articola in più livelli di approfondimento, sinteticamente sono così descrivibili:

- primo livello: è lo studio propedeutico ai livelli successivi; consente di delineare gli scenari della pericolosità sismica ed identifica, nella carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica, le parti del territorio comunale suscettibili di effetti locali: amplificazione del moto sismico, cedimenti, instabilità dei versanti, fenomeni di liquefazione, rottura del terreno, ecc. Consiste nelle seguenti azioni:
 - raccolta dei dati esistenti e formulazione di una relazione che ricostruisce la sismicità storica dell'area, dei danni che i terremoti avvenuti hanno arrecato al territorio, delle possibili correlazioni con le principali strutture geologiche esistenti;
 - elaborazione di una cartografia che, attraverso la rivisitazione dei contenuti geologici, geolitologici ed idrogeologici dello Studio Geologico per il P.R.G.C., individui gli elementi, in chiave sismologica, in grado di amplificare localmente la sismicità di base e/o di aumentare la pericolosità locale;
 - elaborazione della cartografia di suddivisione del territorio in zone omogenee in prospettiva sismica;
- secondo livello: è lo studio di approfondimento locale; ha come obiettivo la redazione della Microzonazione Sismica e si applica a tutte le parti del territorio suscettibili di amplificazione sismica individuati nella precedente fase e per la quale si prevedono trasformazioni urbanistiche del territorio od incremento dei carichi urbanistici e per il territorio compreso nel perimetro del "centro abitato" così come previsti dalla normativa vigente. Consiste nelle seguenti azioni:
 - caratterizzazione locale del terreno con la misura delle Vs30, per le aree "stabili";
 - determinazione della profondità del bedrock in funzione della definizione del periodo proprio di vibrazione del sottosuolo, alla definizione di profili di Vs30 e valutazione degli effetti morfologici, per le aree soggette ad amplificazione sismica; studio degli effetti di cui al punto precedente e degli ambiti di possibile instabilità;
- terzo livello: si applica in fase progettuale agli scenari suscettibili di instabilità, liquefazione, cedimenti. E' un approccio puntuale ai singoli fenomeni. Si applica:
 - per le scelte espansive di pianificazione urbanistica nelle aree con particolari criticità geologiche per previsioni ricadenti nelle aree classificate come:
 - P1b zona caratterizzata da movimenti franosi quiescenti,
 - P1c zona potenzialmente franosa o esposta a rischio frana,
 - P2a zona con terreni di fondazione particolarmente scadenti quali depositi altamente compressibili, ecc...,
 - P2b zona con depositi granulari fini ,
 - P2c zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici,
 - P4a Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvioglaciali granulari e/o coesivi che presentino le seguenti caratteristiche $h/l > 0,65 / \sqrt{C_v - l}$ dove h è la profondità della valle (massimo spessore del deposito), l la sua semiampiezza, C_v il



- rapporto fra la velocità V_s nel basamento sismico e quella media nei terreni di riempimento,
- P4b Zona di fondovalle stretta ($C > 0.25$) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale,
 - P1a movimenti franosi attivi. Sebbene l'urbanizzazione in queste aree sia vincolata da altre norme è possibile che si renda necessario uno studio di MS, ad esempio per riparazione di un'opera esistente (strada, edifici, centro abitato, ...),
 - P5b zona ove sono presenti o potenzialmente presenti cavità sotterranee o sinkhole.
- Nelle aree in cui è prevista la realizzazione di opere con rilevante interesse pubblico. Per queste parti del territorio ove la pericolosità risulta elevata deve essere attentamente valutata la possibilità di non operare trasformazioni urbanistiche od incremento dei carichi urbanistici. I primi due livelli sono obbligatori in fase di pianificazione urbanistica, mentre il terzo livello di approfondimento diviene obbligatorio per gli scenari di pericolosità sismica locale caratterizzati da potenziali effetti di instabilità, cedimenti e/o liquefazione e quando con le risultanze del 2° livello si dimostra l'inadeguatezza delle procedure semplificate per la stima dell'amplificazione previste dalle vigenti Norme Tecniche delle Costruzioni (DM 17/1/2018). Nel caso di opere con rilevante interesse pubblico si procederà sempre fino a raggiungere il 3° livello di approfondimento che potranno essere suddivise con il 1° e 2° livello di MS nell'ambito del progetto preliminare ed il 3° livello di approfondimento nell'ambito del progetto definitivo.

La procedura proposta fa riferimento ad una sismicità di base caratterizzata da un periodo di ritorno di 475 anni (probabilità di eccedenza del 10 % in 50 anni) e può essere implementata considerando altri periodi di ritorno.

Il presente Studio di microzonazione sismica fa riferimento al I dei livelli di approfondimento sopra descritti.



1.1 Foto aeree

Per effettuare il presente studio di microzonazione sismica, sono stati consultati alcuni fotogrammi aeree appartenenti ai seguenti voli:

- 1954-55 GAI
- 1983 reven Verona
- 1987 reven
- 1990 reven
- 1997 reven Verona nord
- 2009 reven Verona nord - BIMA
- 2010 reven Verona ovest

Tali fotogrammi aerei sono consultabili all'indirizzo web http://mapserver.iuav.it/website/foto_aeree/ che si riferisce al Laboratorio di Cartografia e GIS dell'Università IUAV di Venezia.

1.2 Elenco degli archivi consultati

Per reperire i dati geologici e cartografici necessari alla redazione del presente studio, sono stati consultati i seguenti archivi multimediali:

- <https://idt2.regione.veneto.it/idt/downloader/download> (per dati cartografici e geologici regionali);
- http://mapserver.iuav.it/website/foto_aeree/ (per la consultazione delle foto aeree);
- <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/> catalogo nazionale delle faglie capaci – Progetto ITHACA);
- <http://cnt.rm.ingv.it> (Catalogo ISIDe per i terremoti recenti)
- <https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/> (Database Macrosismico Italiano)
- <http://www.bacino-adige.it> (PAI del fiume Adige)

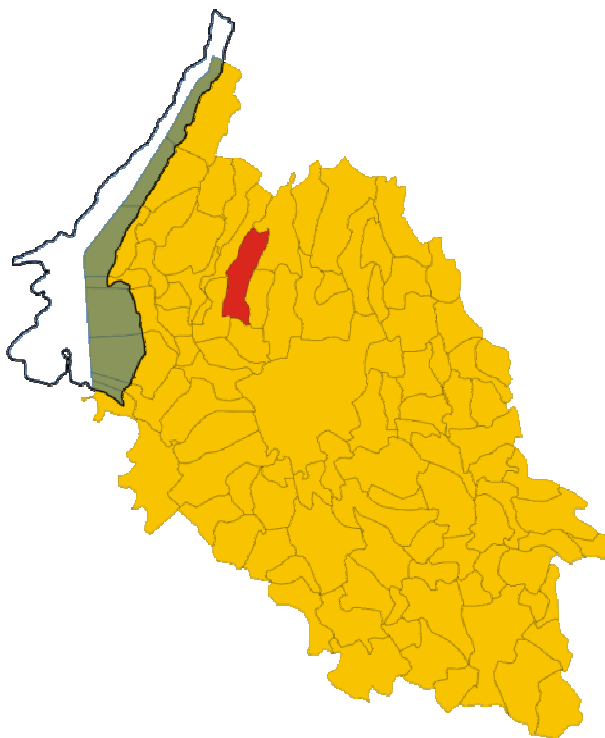
È stato inoltre consultato il PATI del comune di Rivoli Veronese per i dati geologici e sismici più recenti.



1.3 Descrizione generale dell'area

Il comune di Rivoli Veronese si colloca nella porzione occidentale della provincia di Verona. Di seguito si riportano i principali dati altimetrici e di superficie.

Superficie	18.43 km ²
Quota media	357.5 m s.l.m.
Quota minima	94 m s.l.m.
Quota massima	621 m s.l.m.



Posizione del comune di Rivoli Veronese all'interno della Provincia di Verona

Il territorio di Rivoli Veronese si estende sulla riva destra del Fiume Adige, allargandosi verso ovest.

Il territorio può essere suddiviso in tre parti:

- la zona di fondovalle del fiume Adige lungo il confine orientale, dominata dalle forme e depositi alluvionali;
- una zona di altipiano occidentale, ricoperta da depositi glaciali e fluvioglaciali;
- una zona settentrionale molto acclive dove affiorano le litologie calcaree tipiche della successione Trentina.



Studio Mastella
Geologia Geotecnica Idraulica Ambiente



Morfologia del comune di Rivoli Veronese



2. DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITA' DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

2.1 Caratteristiche sismogeniche del comune

Con delibera n° 67 del 3 dicembre 2003, pubblicata sul Bollettino Ufficiale Regionale del 13 gennaio 2004 n. 6, il Consiglio Regionale ha approvato il nuovo elenco dei comuni sismici del Veneto, allegato al predetto provvedimento.

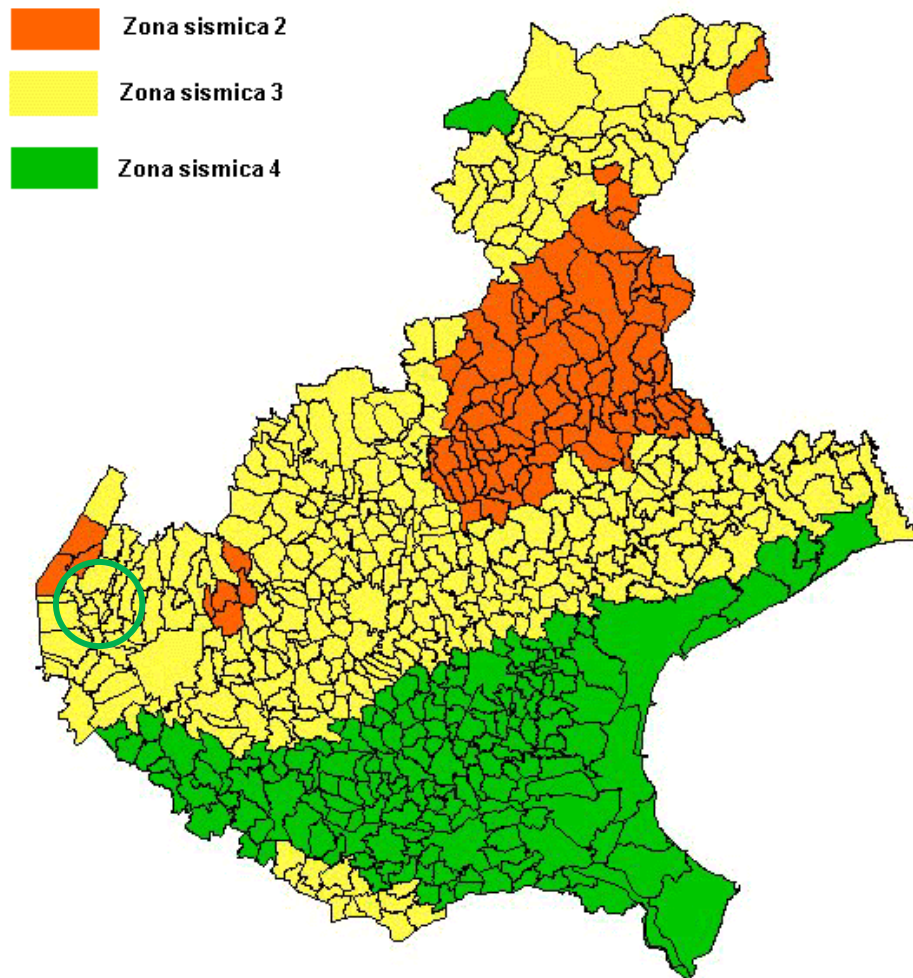
Con l'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri del 20 marzo 2003, n° 3274, pubblicata sul Suppl. Ord. n° 72 della Gazzetta Ufficiale dell'8 maggio 2003 n° 1053274/03, sono state approvate nuove regole tecniche per le costruzioni antisismiche riguardanti i ponti, le fondazioni e gli edifici in genere. Tali regole tecniche innovano le modalità di calcolo attualmente in vigore in quanto viene abbandonato il metodo delle "tensioni ammissibili" in favore del criterio degli "stati limite".

Con D.G.R. 28 novembre 2003, n. 3645 sono state approvate le modalità per procedere alle verifiche tecniche a cura dei proprietari degli edifici a carattere strategico ed opere infrastrutturali la cui funzionalità durante gli eventi sismici assume rilievo fondamentale per le finalità di protezione civile e degli edifici ed opere infrastrutturali che possono assumere rilevanza in relazione alle conseguenze di un eventuale collasso, con priorità nella zona sismica 2.

Tale provvedimento regionale è stato adottato in ottemperanza al comma 4 dell'art. 2 della citata Ordinanza 3274/2003 che dispone siano le Regioni a provvedere, per quanto di competenza, ad elaborare, sulla base delle risorse finanziarie disponibili, il programma temporale delle verifiche, ad individuare le tipologie degli edifici e delle opere che presentano le caratteristiche di cui al comma 3 ed a fornire ai soggetti competenti le necessarie indicazioni per le relative verifiche tecniche, che dovranno stabilire il livello di adeguatezza di ciascuno di essi rispetto a quanto previsto dalle norme.

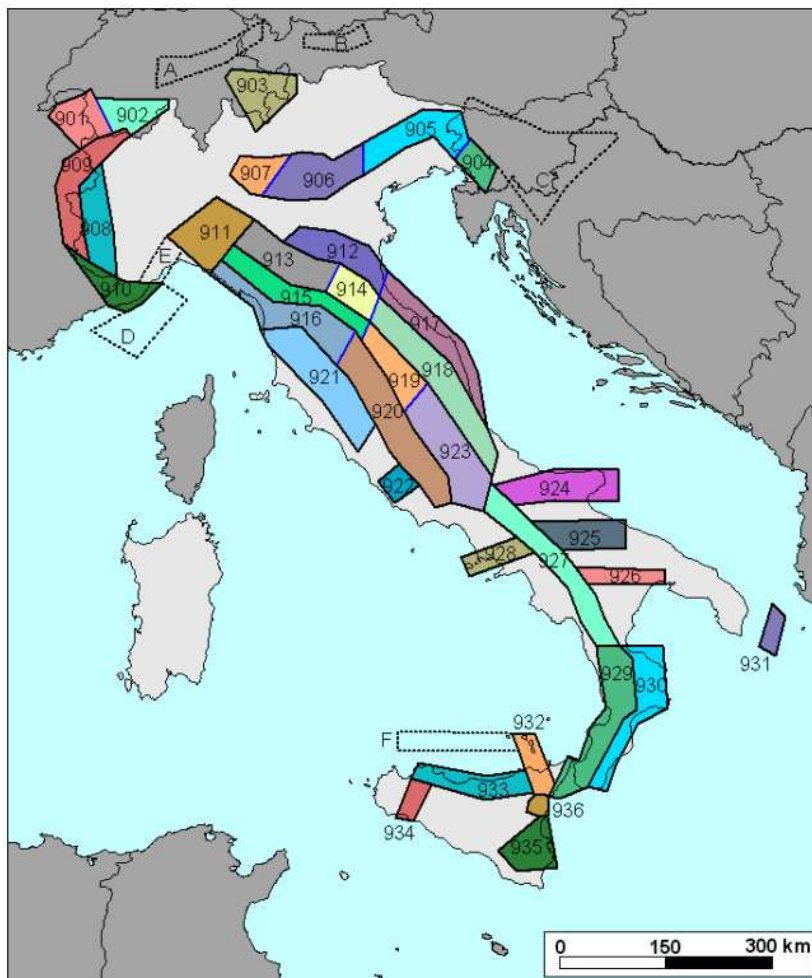
In ordine alla nuova classificazione ed alle nuove regole tecniche, sulla scorta di quanto dispone in merito l'Ordinanza e tenuto conto che la materia, già regolata nella Regione Veneto dalla legge 16.08.1984, n° 42, titolo VI, modificata dalla successiva L.R. 7 novembre 2003 n.27, nonché dalla legge 13 aprile 2001, n° 11, di recepimento delle disposizioni statali in materia di trasferimento di competenze alle regioni in attuazione al D.Lgs 31 marzo 1998 n. 112, si forniscono le disposizioni adottate che seguono cui sono invitati ad attenersi le Strutture regionali, gli enti dipendenti dalla Regione, le Province, i Comuni, le Comunità Montane, gli Enti pubblici.

Il comune di Rivoli Veronese è stato classificato dal punto di vista sismico in Zona 3 dalla DGR 245 del 2008 del Veneto, in applicazione del disposto dell'Ordinanza del Presidente del Consiglio dei Ministri n. 3274 del 20.03.2003 come si vede dall'immagine sottostante.

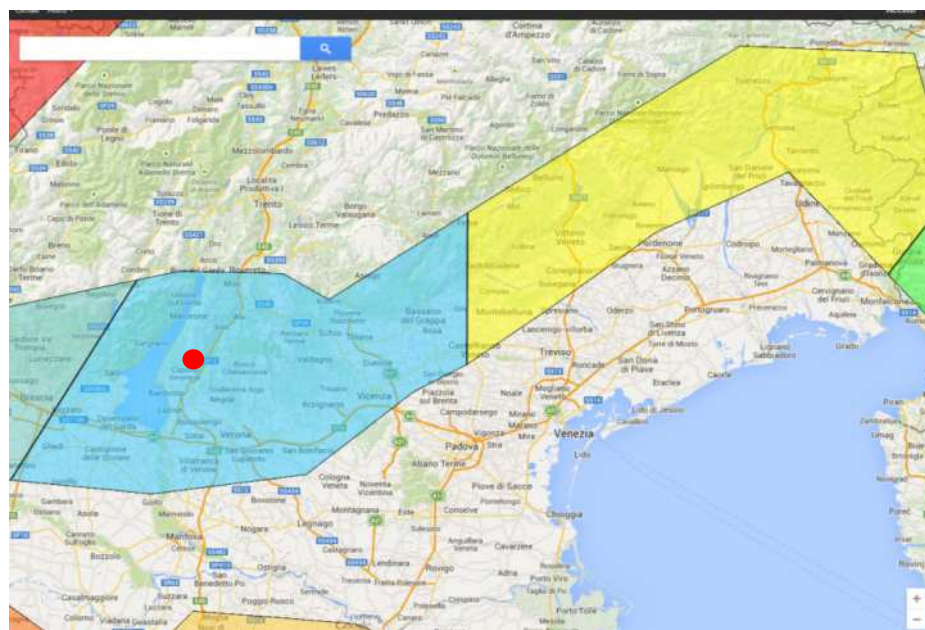


Zone sismiche del Veneto. Nel cerchio verde vi è Rivoli Veronese

Secondo la zonazione sismogenetica attualmente in vigore (ZS9), il Veneto occidentale ricade all'interno della zona sismo genetica 906 che comprende la fascia pedemontana del Lago di Garda proseguendo fino a Bassano del Grappa e in cui la fagliazione responsabile dei terremoti è di tipo faglia inversa con una profondità media stimata tra 5 e 8 km.



Zonazione sismogenetica ZS9



Localizzazione della Zona sismogenetica 906 in azzurro. Il comune di Rivoli Veronese è individuato dal punto rosso



Zona	Numero di eventi Md>2.0	Numero di eventi Md>2.5	Numero di eventi Md>3.0	Magnitudo massima (Md)	Classe di profondità (km)	Profondità efficace (km)
901	18	15	2	4.0	8-12	8
902	34	25	2	3.8	8-12	10
903	23	19	2	4.5	8-12	9
904	13	9	1	3.4	5-8	7 *
905	181	110	32	4.8	5-8	8 *
906	41	34	13	4.7	5-8	8 *
907	33	19	7	4.2	5-8	8 *

Tabella riassuntiva sul numero di eventi sismici e relative magnitudo massima della ZS9 n. 906 pari a 4,7

Secondo le Linee guida per la Microzonazione sismica - Par. 2.8 - (Bramerini et al., 2008), si assume come valore di magnitudo attesa quella massima della zona sismogenetica di appartenenza che per il territorio di Rivoli Veronese (zona n. 906) vale $M_{max} = 6,60$ con tempo di ritorno $T_r = 1000$ anni riferito al terremoto veronese di Belfiore-Zevio ($I_o = 9-10$ MCS) avvenuto il giorno 3 gennaio dell'anno 1117.

Tale terremoto è segnalato come tra i più forti eventi riportati nei cataloghi della sismicità storica italiana che ha colpito il Nord d'Italia. Secondo i cataloghi oggi disponibili (Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds), 2016. CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>) la sua magnitudo è addirittura compresa tra 6,49 e 6,89.

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

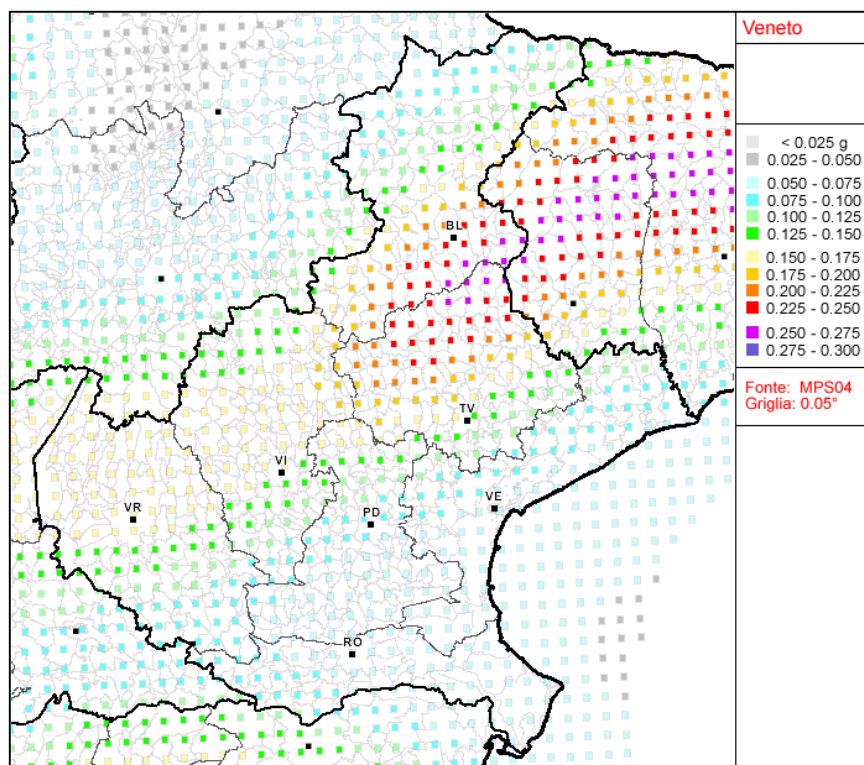
Valori di M_{wmax} per le zone sismogenetiche di ZS9

Dalle Linee guida per la Microzonazione sismica - Par. 2.8, vengono stabiliti i valori medi di magnitudo attesa per comune, con tempi di ritorno $T_r = 475$ anni, che per il territorio di Rivoli Veronese, assumono il valore $M = 5,0 \div 5,5$ (Spallarossa e Barani, 2007).

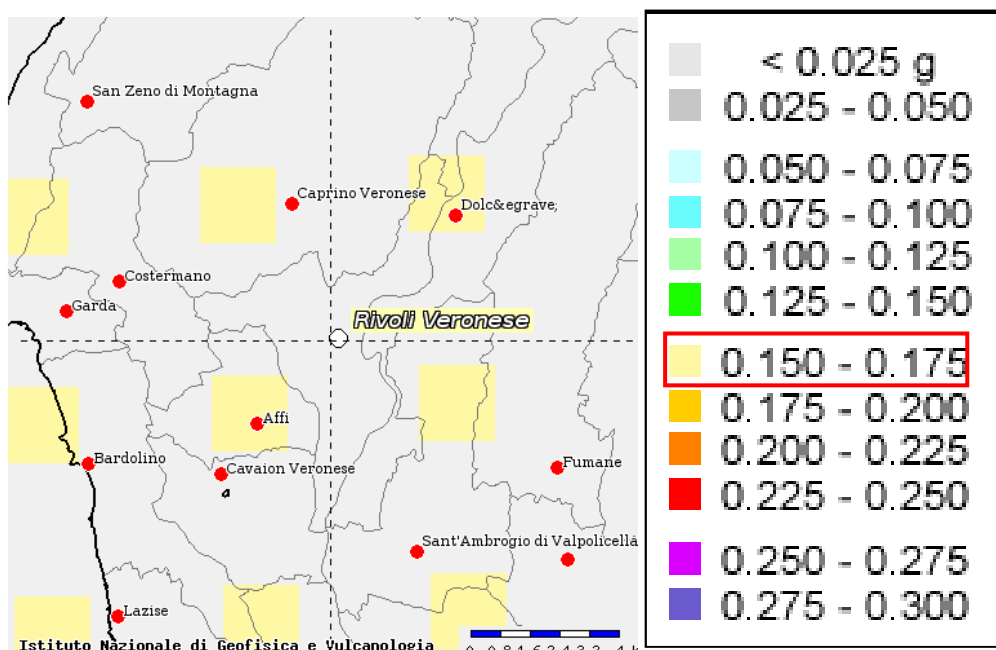


Valori medi di magnitudo ottenuti a seguito della disaggregazione della pericolosità sismica con tempi di ritorno di 475 anni. Per il territorio di Rivoli Veronese si assume il valore $M = 5,0 \div 5,5$ con $T_r = 475$ anni

Nella mappa della pericolosità sismica allegata alla OPCM 3519/2006 qui di seguito riportata, per la zona in esame, risulta una **accelerazione massima al suolo compresa tra 0.150g e 0,175g** con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.



Carta di pericolosità sismica della regione Veneto espressa in termini di accelerazione massima del suolo (ag) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di categoria A ($V_s 30 > 800$ m/s).



Carta di pericolosità sismica della provincia di Verona espressa in termini di accelerazione massima del suolo (ag) con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di categoria A ($V_s 30 > 800$ m/s). Nel riquadro i valori attesi di ag per il territorio di Rivoli Veronese. **Per il Comune di Rivoli Veronese l'accelerazione orizzontale massima per i suoli di categoria A è compresa tra 0,150 g e 0,175 g**



2.2 Sismicità storica

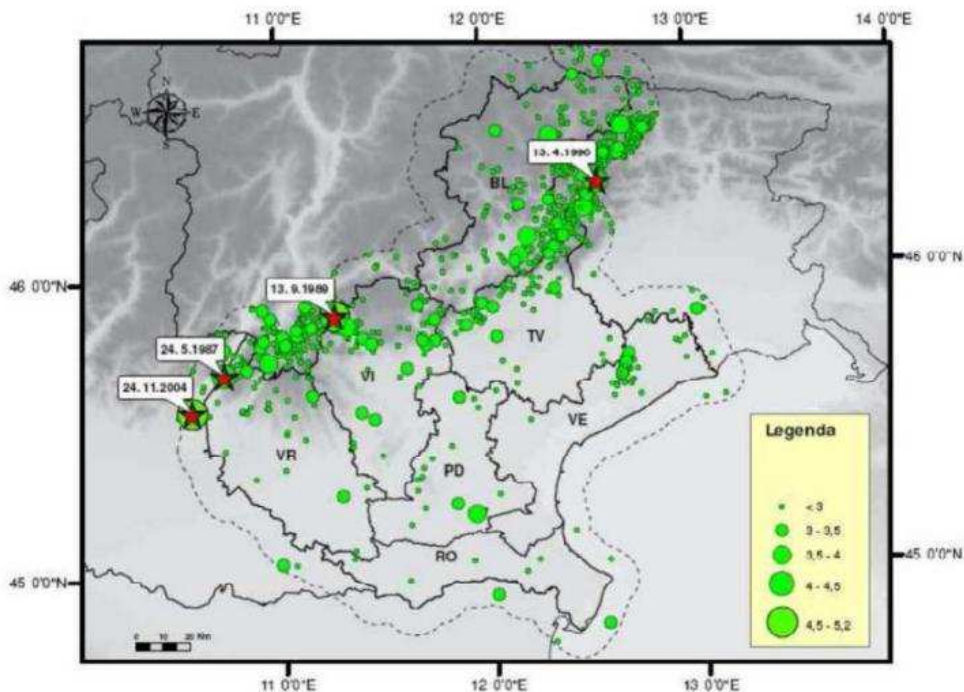
2.2.1 La sismicità storica del Veneto

La Regione Veneto è caratterizzata da una certa sismicità di magnitudo medio-bassa messa in luce negli ultimi decenni dal monitoraggio strumentale dell'attività sismica. A partire dal 1988 in Veneto è stata installata una rete di monitoraggio sismico che si è progressivamente arricchita arrivando a contare attualmente 11 stazioni di misura, di cui 8 a corto periodo e 3 a lungo periodo.

Nel periodo 1977-2006 la rete gestita in convenzione 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 7 e 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 dall' OGS distinti per classi di magnitudo di durata MD*. Gli eventi con MD>4 i cui epicentri ricadono nel territorio regionale o in prossimità di esso sono identificati con una stella rossa. Si tratta dei seguenti:

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



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

Sulla base del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15 (Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (eds), 2016. CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15>) e sulla base del DataBase Macrosismico Italiano



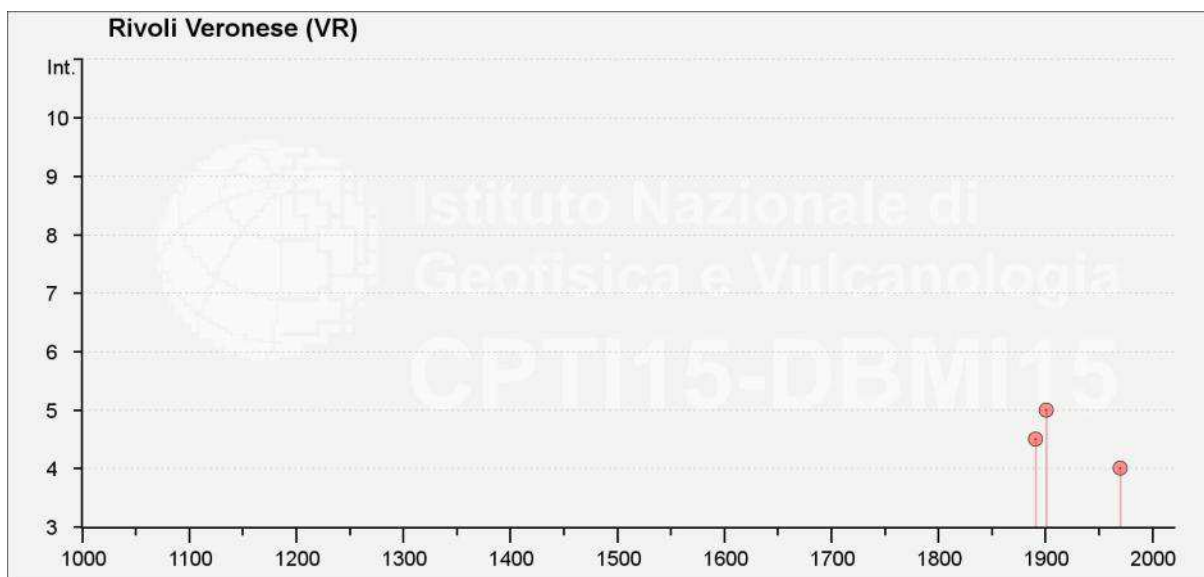
DBMI15 (Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016). DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. doi:<http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15>) vengono individuati ed indicati i principali eventi sismici della zona.

Nella seguente tabella vengono riportati i terremoti storici e strumentali riferiti al comune di Rivoli Veronese o ad aree limitrofe.

2.2.1.1 Storia sismica di Rivoli Veronese

Numero di eventi: 3

Effetti	In occasione del terremoto del:				
Intensity	Anno/Mese/Giorno/Ora	Epicentral area	NMDP	Io	Mw
4-5	1891 06 15	Peschiera	35	6	4,69
5	1901 10 30 14 49 58.00	Garda occidentale	289	7-8	5,44
4	1970 04 19 18 16 32.00	Garda occidentale	65	5	4,55



Nelle immagini successive vengono mostrate le intensità degli eventi sismici della tabella e la loro localizzazione.



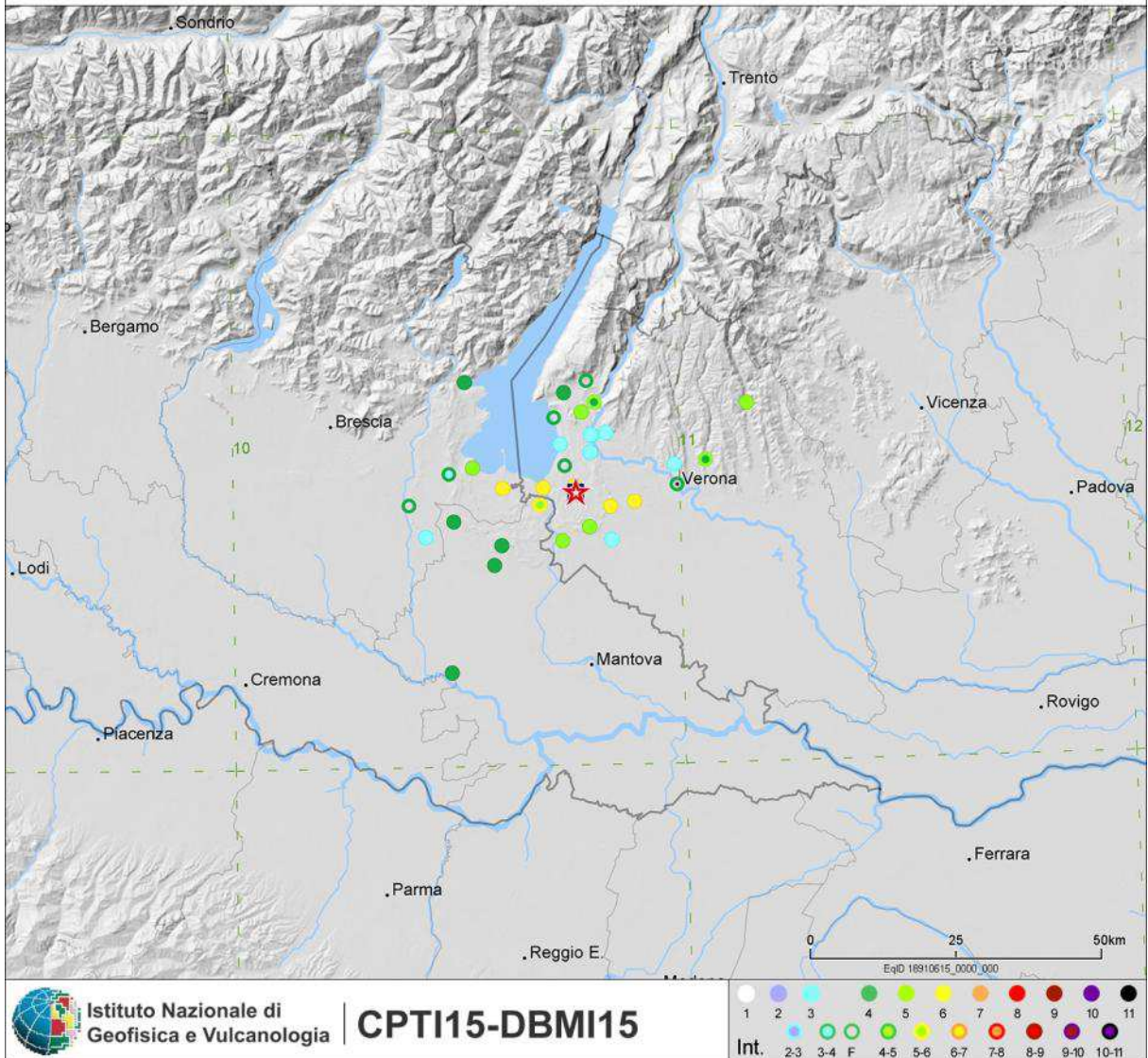
Studio Mastella
Geologia Geotecnica Idraulica Ambiente

15 June 1891, Peschiera
MDP set by ENEL, 1985
NMDP 35 Imax 6

CPTI15
macroseismic

★ 45.430, 10.767
□ 45.430, 10.767

Mw 4.69 ±0.22
Mw 4.69 ±0.22





Studio Mastella
Geologia Geotecnica Idraulica Ambiente

30 October 1901 14:49:58.00, Garda occidentale
MDP set by Pessina et al., 2013
NMDP 289 Imax 7-8

CPTI15

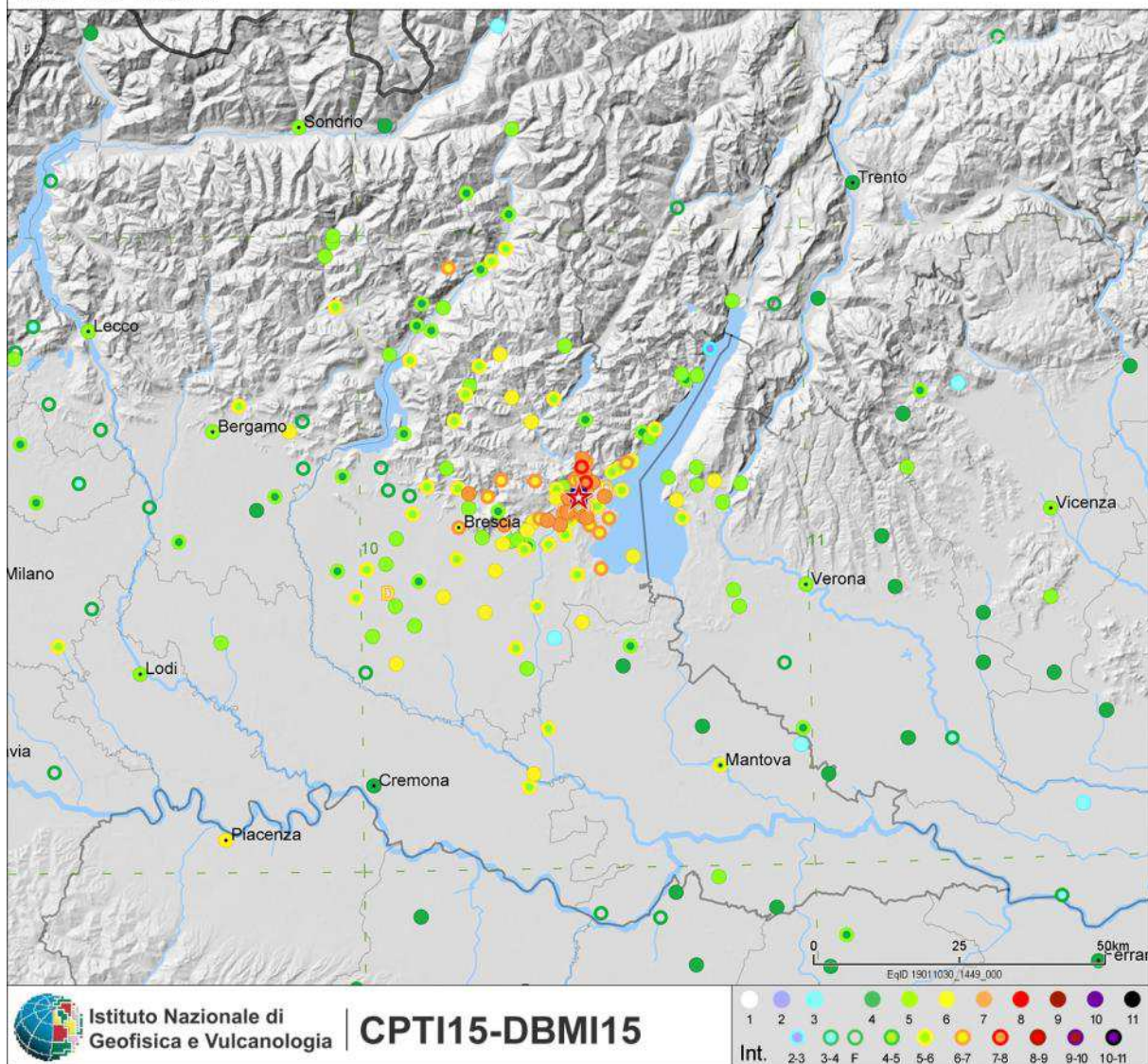
macroseismic

★ 45.584, 10.490

□ 45.584, 10.490

Mw 5.44 ±0.10

Mw 5.44 ±0.10





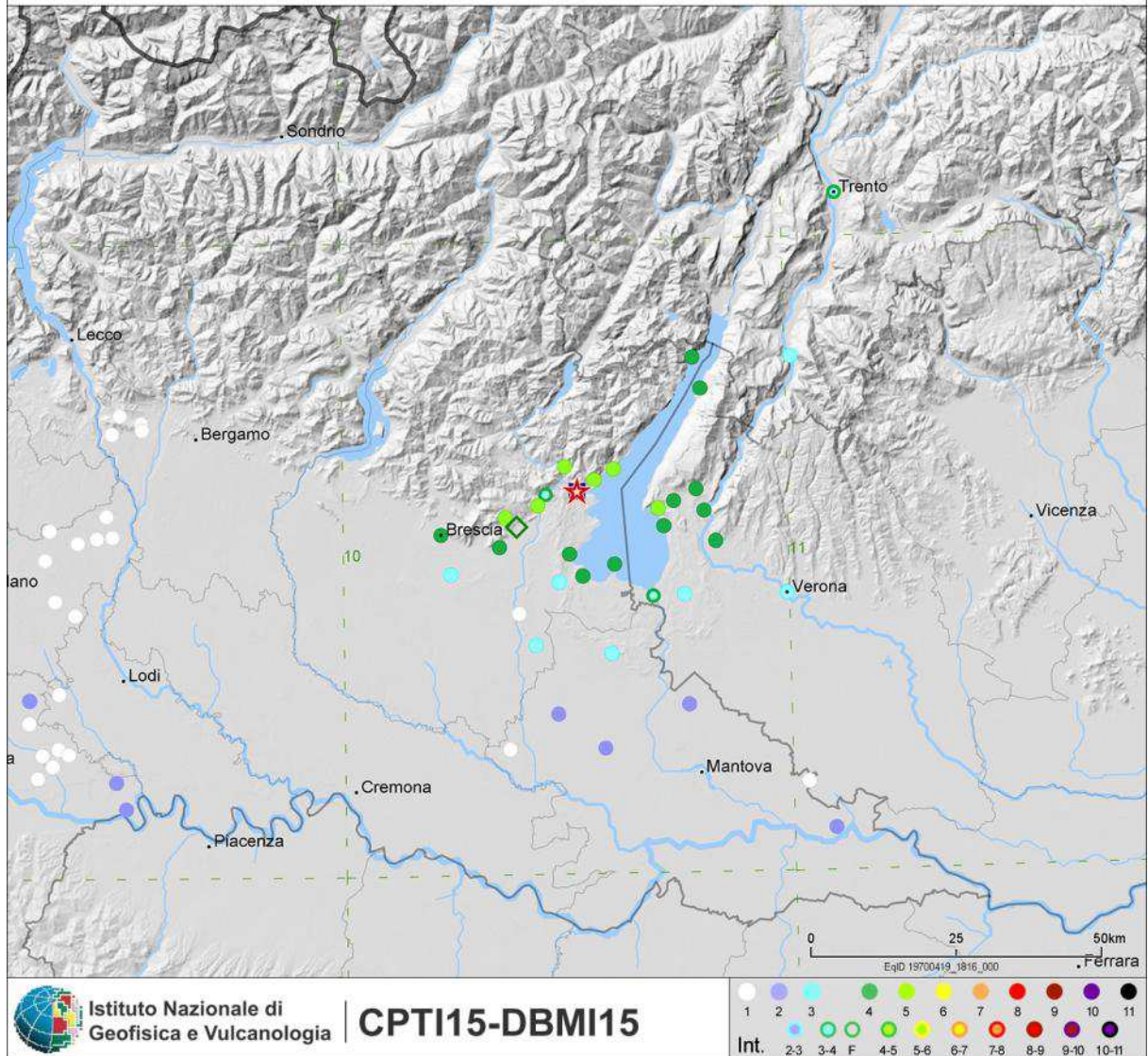
19 April 1970 18:16:32.00, Garda occidentale
MDP set by Molin et al., 2008
NMDP 65 Imax 5

CPTI15

macroseismic
instrumental

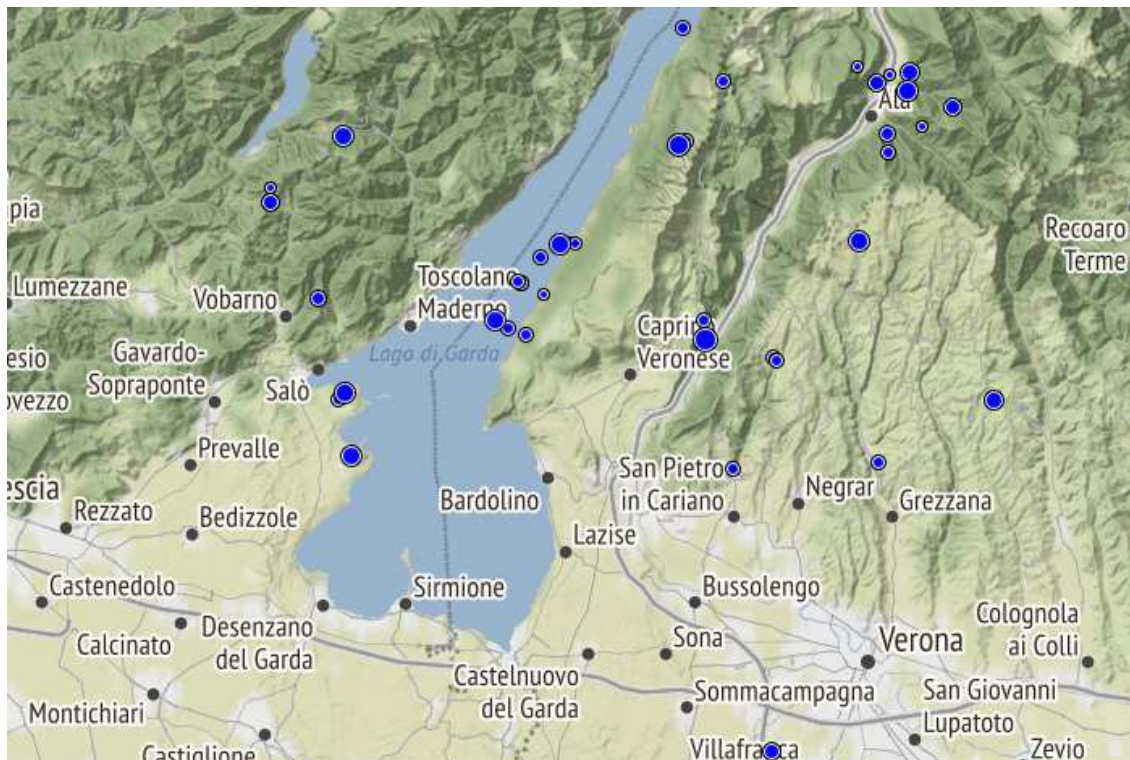
★ 45.605, 10.527
□ 45.605, 10.527
◇ 45.550, 10.390

Mw 4.55 ±0.16
Mw 4.33 ±0.23
Mw 4.79 ±0.24

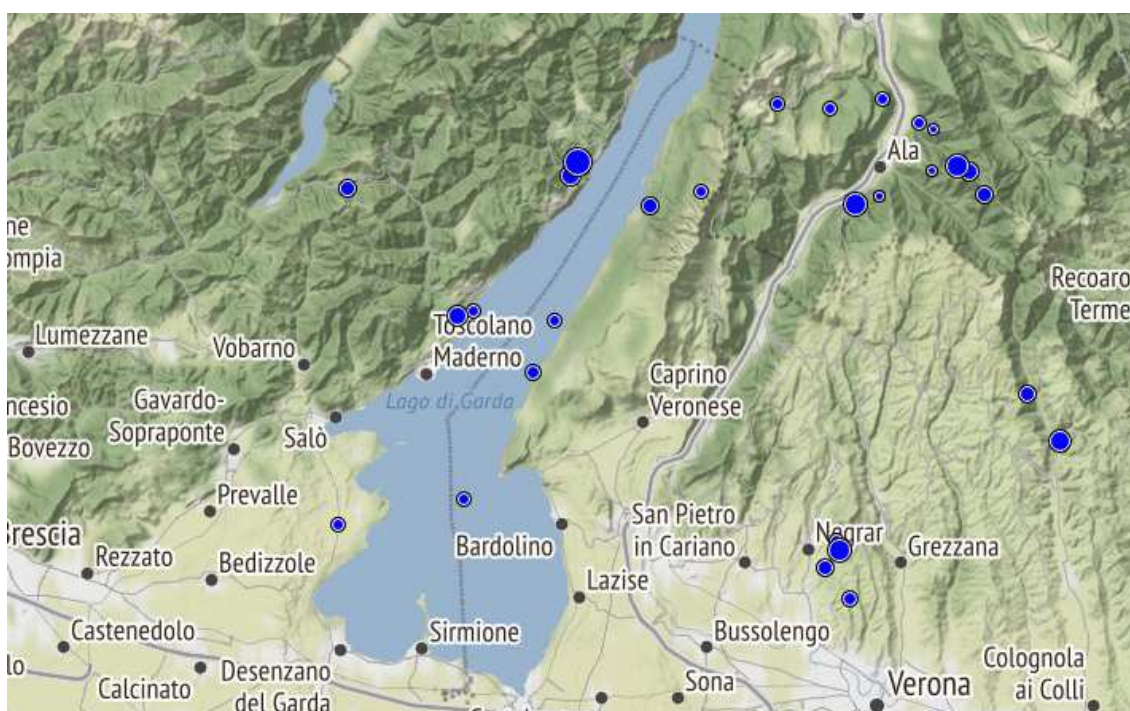




Dal catalogo ISIDe è stato inoltre possibile effettuare la ricerca degli eventi sismici con una Magnitudo compresa tra 0 e 10 che hanno interessato l'area limitrofa al comune di Rivoli Veronese dal 01/01/2015 al 09/07/2019. Le figure seguenti illustrano gli eventi anno per anno.

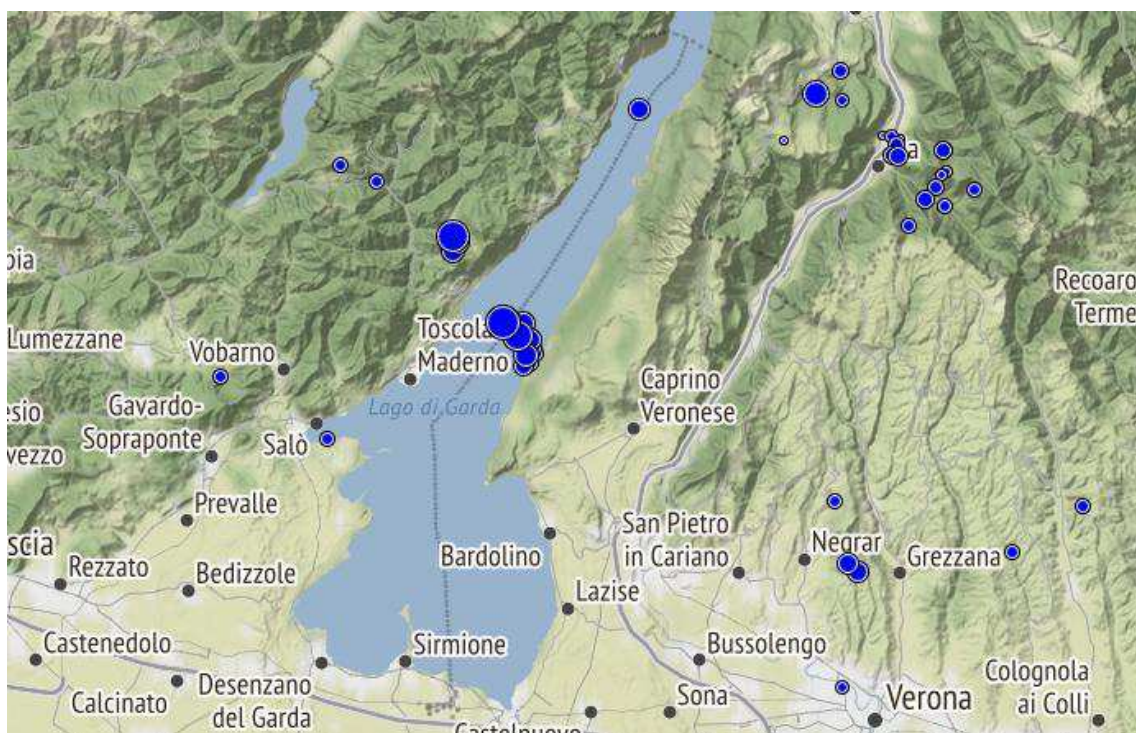


Eventi sismici prossimi all'area di Rivoli Veronese nel 2015

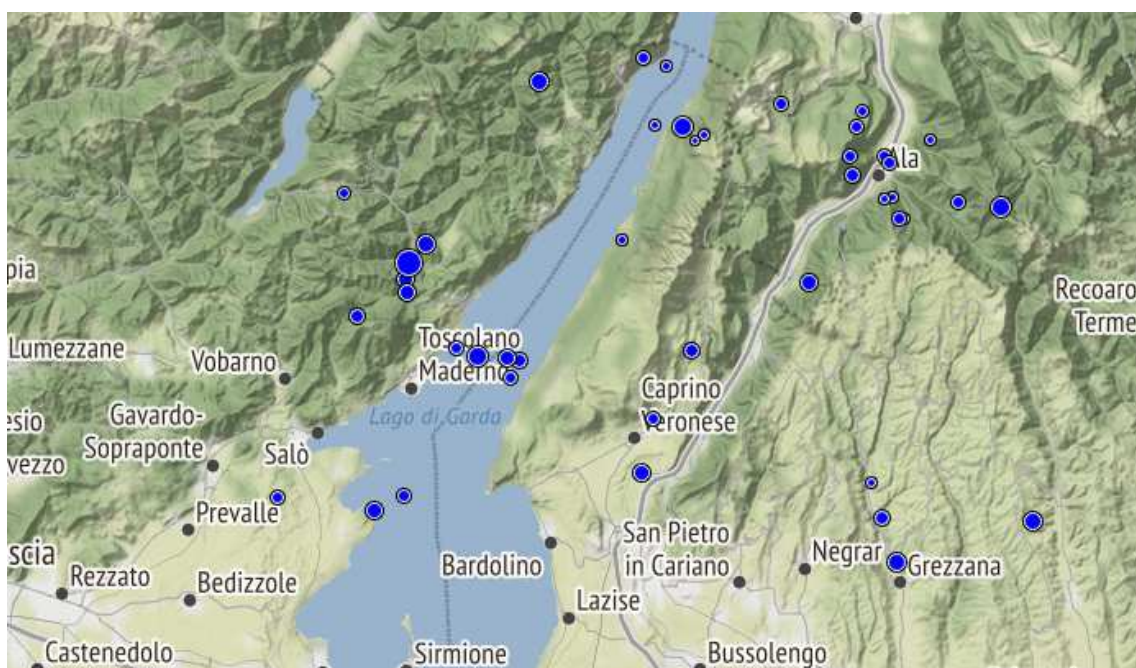




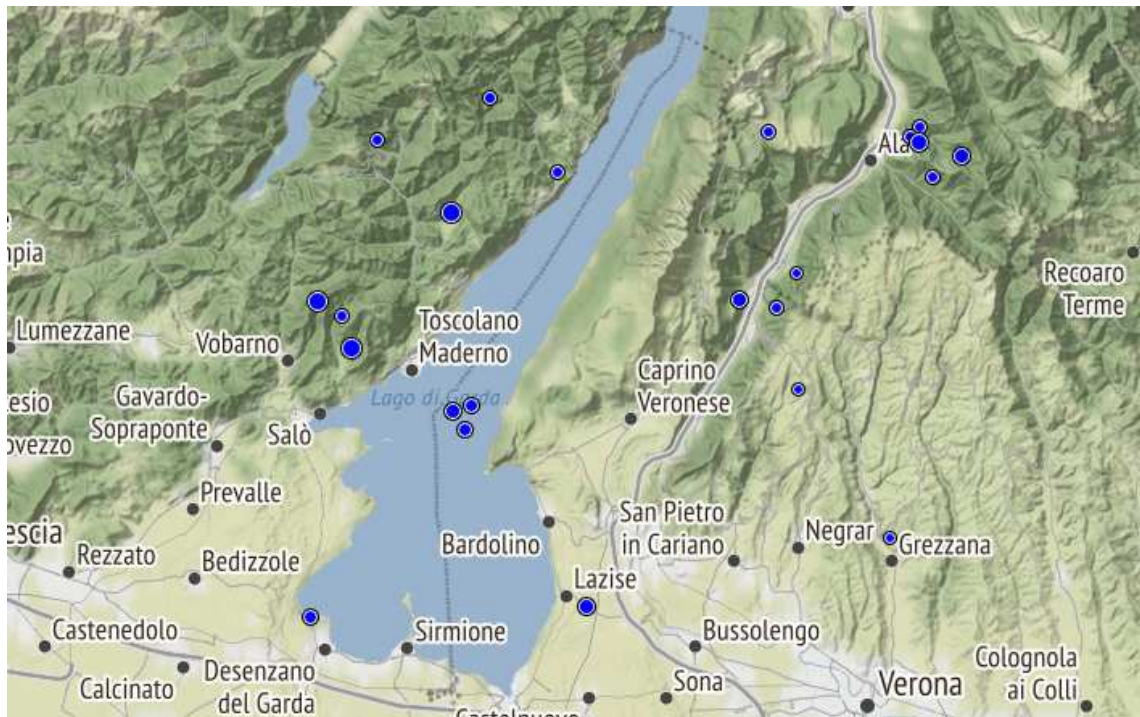
Eventi sismici prossimi all'area di Rivoli Veronese nel 2016



Eventi sismici prossimi all'area di Rivoli Veronese nel 2017



Eventi sismici prossimi all'area di Rivoli Veronese nel 2018



Eventi sismici prossimi all'area di Rivoli Veronese dal 01/01/2019 ad oggi



2.3 Faglie attive

È stato consultato l'archivio del progetto ITHACA (ITaly HAZard from CAPable faults) per verificare la presenza di faglie capaci all'interno del territorio comunale. E' stata così rilevata la presenza di due faglie capaci le cui caratteristiche sono riassunte nella seguente tabella:

FaultCode	71401
FaultName	M. Pastello Line
RegionName	Veneto
SystemName	M. Pastello Line
Synopsis	
Rank	PRIMARY
GeologicalSetting	
TectonicEnvironment	ND
Segmentation	No
AverageStrike	230
Dip	0
DipDirection	W/NW
FaultLength	20,00000000
Geometry	
LocationReliability	500000
FaultDepth	0,00000000
Kinematics	REVERSE
GeomorphicExpression	
SurfaceEvidence	ND
Monitoring_paleoseismology	
LastActivity	Holocene generic (<10,000)
ActivityReliability	Medium reliability
EVIDENCE_FOR_CAPABILITY	Displacement of latest Pleistocene-Holocene deposits and/or land forms
RecurrenceInterval	0
SlipRate	0,00000000
MaxCredibleRuptureLength	0,00000000
MaxCredibleSlip	0,00000000
TimeSinceLastEvent	
MaxCredibleMagnitude	



MaxCredibleIntensity	
StudyQuality	FAIR
Riferimenti	<p>CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991) - Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave ed il lago di Como (Italia settentrionale). Il Quaternario, 4(2), 333-410. 1991</p> <p>CARTON A. & CASTALDINI D. (1985) - Approfondimenti di morfoneotettonica tra il lago di Garda ed il torrente Alpone (provincia di Verona). Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 12, 461-491. 1985</p> <p>AA.VV. - CNR (1983) - Neotectonic map of Italy, scale 1:500.000. P.F. Geodinamica, Quad. Ric. Scient., 114. CNR (1983) - Neotectonic map of Italy, scale 1:500.000. P.F. Geodinamica, Quad. Ric. Scient., 114. 1983</p> <p>AA.VV. - ENEL (1981) - Elementi di neotettonica del territorio italiano. 3, 1-94. Milano. 1981</p> <p>OGNIBEN L. (1987) - Modello geodinamico della regione trentina ed aree circostanti. St. Trent. Sc. Nat., 63, 1-165. 1987</p> <p>PANIZZA M., BOLLETTINARI G., CARTON A. & CASTALDINI D. (1988a) - Studio neotettonico del Sistema Verona – Brescia. ENEL (1988) - Contributi di preminente interesse scientifico agli studi di localizzazioni di impianti nucleari in Piemonte e Lombardia, 1. 1988</p> <p>PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda ed il Monte Grappa. Rend. Soc. Geol. It., 3, 587-603. 1981</p> <p>SAURO U. (1979a) - Dati preliminari sulla neotettonica del foglio 48 (Peschiera). CNR (1979) - Nuovi contributi alla Carta Neotettonica d'Italia, pubbl. 513 P.F. Geodinamica, Pubbl. 251, 261-272. 1979</p> <p>SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C. et alii - Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale. CNR, GNDT, Rend. 1, 82 pp. 1987</p> <p>ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A. et alii - Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale. Mem. Sc. Geol., 35, 355-376, Padova. 1982</p>



FaultCode	80201	
FaultName	S. Ambrogio di Valpolicella	
RegionName	Veneto	
SystemName	S. Ambrogio di Valpolicella	
Synopsis		
Rank	SUBORDINATE	
GeologicalSetting		
TectonicEnvironment	PLATE BOUNDARY	
Segmentation	No	
AverageStrike	320	
Dip		
DipDirection	NE	
FaultLength		
Geometry		
LocationReliability	50000	
FaultDepth	STRYKE SLIP DX	
Kinematics	NORMAL	
GeomorphicExpression		
SurfaceEvidence	inferred	
Monitoring_paleoseismology		
LastActivity	Pleistocene generic	
ActivityReliability	Low reliability	
EVIDENCE_FOR_CAPABILITY		
RecurrenceInterval	0	
SlipRate		
MaxCredibleRuptureLength		
MaxCredibleSlip		
TimeSinceLastEvent		
MaxCredibleMagnitude		
MaxCredibleIntensity		
StudyQuality	FAIR	
Riferimenti	SCARDIA, G., FESTA, A., MONEGATO, G., PINI, R., ROGLEDI, S., TREMOLADA, F., & GALADINI, F.(2015) - Evidence for late Alpine tectonics in the Lake Garda area (northern Italy) and seismogenic implications. GSA Bulletin, 127(1-2), 113-130. 2015	



Nel territorio comunale di Rivoli Veronese non sono presenti faglie attive e capaci

Sebbene queste faglie siano segnalate da ITHACA si può notare che la qualità degli studi è scarsa e gli studi si riferiscono ad aree molto ampie, pertanto la scala di rappresentazione è molto piccola. Le faglie hanno dunque una collocazione e un indice di attività non del tutto certi **pertanto sono state inserite nella Carta geologico-tecnica ma non nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica.**



3. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO DELL'AREA

3.1 Inquadramento topografico e geomorfologico

Le forme rilevate nel territorio comunale possono essere attribuite principalmente all'azione del ghiacciaio Atesino durante l'ultimo periodo glaciale, che ha portato alla deposizione di morene successivamente erose dall'acqua o soggette a fenomeni gravitativi.

3.1.1 Forme gravitative

Nel territorio comunale sono alcune frane di scorrimento non attive che mobilitano sedimenti prevalentemente di origine glaciale.

E' molto diffusa invece la presenza di coni e falde detritiche lungo i versanti rocciosi della val d'Adige, nella porzione settentrionale del territorio.

3.1.2 Forme e processi glaciali

Nell'area occidentale del territorio in esame è presente una parte di altipiano ricoperta da una spessa coltre di depositi morenici e inframorenici, risalenti al periodo glaciale Würm. Su alcuni rilievi si possono notare anche dei cordoni morenici che compongono l'Anfiteatro Morenico di Rivoli, formato dal ghiacciaio Atesino e alcuni coni fluvioglaciali lungo i versanti.

3.1.3 Forme e processi fluviali

In destra Adige è presente un terrazzo che si può seguire, in modo discontinuo, per oltre 1 km e che si può osservare anche nella porzione meridionale del territorio comunale.

La valle piega verso Est per assumere una direzione circa N-S e si restringe leggermente. L'Adige si sposta dapprima verso la sponda destra e, poi, torna verso quella sinistra, formando i due meandri.

Attualmente le forme che caratterizzano maggiormente la valle dell'Adige nel territorio di Rivoli sono i numerosi conoidi, più o meno ampi, che ricoprono i depositi morenici e/o fluviali presenti sui fianchi, mentre il fondo valle, formato da sedimenti alluvionali, si presenta piano e terrazzato.

Volendo disporre i diversi processi secondo un ordine cronologico relativo, risulta evidente che quelli che hanno portato alla formazione dei conoidi sono più recenti degli altri; tutt'al più possono essere contemporanei alla sedimentazione operata dall'Adige sul fondo valle.

3.1.4 Forme antropiche

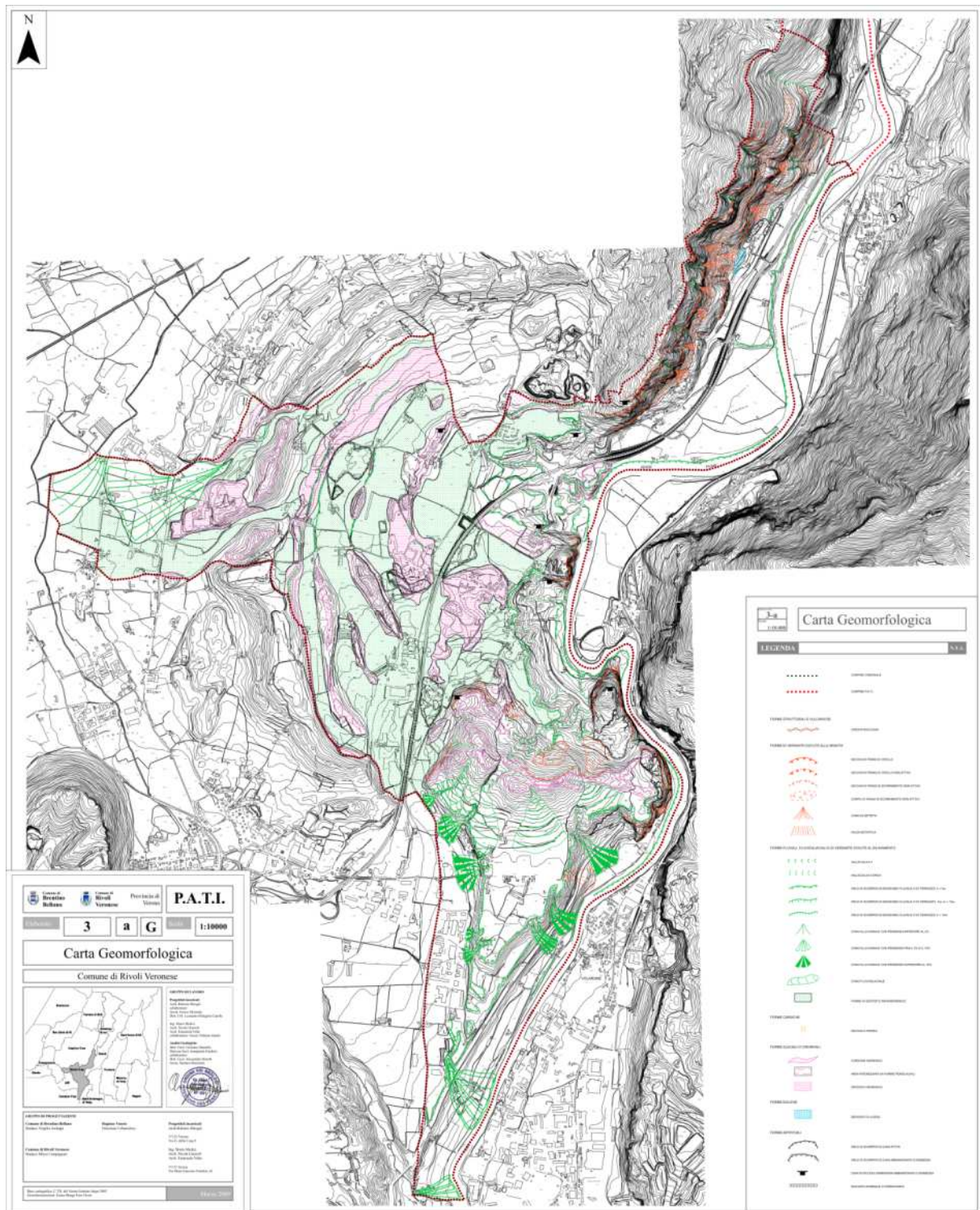
Un cenno, infine, va fatto all'attività antropica. Come già detto in altre parti, essa è molto intensa e diffusa; per questo motivo essa si trova ad avere due diverse ed opposte azioni morfologiche.

Infatti risulta essere la causa principale di quelle più veloci e, contemporaneamente, è il fattore che maggiormente limita quelle dovute ai processi naturali. In riferimento a questo posso citare alcuni esempi tra i più rilevanti: il controllo della portata dell'Adige, che impedisce al fiume di uscire dal suo alveo e, quindi, di poter influire sulle aree laterali ad esso; il controllo che spesso avviene anche sui torrenti delle valli e vallette laterali; la continua lavorazione agricola; la costruzione di fabbricati, sia privati che industriali; per finire



accenno a tutti quegli interventi che vengono effettuati per prevenire ed impedire i fenomeni franosi e di dissesto dei versanti.

Oltre a questi esempi, bisogna ricordare la presenza, sul fondo valle, delle vie di comunicazione costruite dall'uomo: l'autostrada, la ferrovia e le strade; con rilevati, trincee, ponti e viadotti hanno contribuito non poco a modificare il paesaggio. A queste si aggiunge poi il canale artificiale Medio Adige o Biffis, spesso in rilevato, ed importante modificatore della sponda destra.



Carta Geomorfologica del PATI di Rivoli Veronese (2009)



.....	CONFINE COMUNALE	FORME CARSIICHE	
.....	CONFINE PATI	Ω	NICCHIA O RIPARO
FORME STRUTTURALI E VULCANICHE		FORME GLACIALI O CRIONALI	
	CRESTA ROCCIOSA		CORDONE MORENICO
FORME DI VERSANTE DOVUTE ALLA GRAVITA'			AREA INTERESSATA DA FORME PERIGLACIALI
	NICCHIA DI FRANA DI CROLLO		DEPOSITO MORENICO
	NICCHIA DI FRANA DI CROLLO NON ATTIVA	FORME EOLICHE	
	NICCHIA DI FRANA DI SCORRIMENTO NON ATTIVA		DEPOSITO DI LOESS
	CORPO DI FRANA DI SCORRIMENTO NON ATTIVO	FORME ARTIFICIALI	
	CONO DI DETRITO		ORLO DI SCARPATA DI CAVA ATTIVA
	FALDA DETRITICA		ORLO DI SCARPATA DI CAVA ABBANDONATA O DISMESSA
FORME FLUVIALI, FLUVIOGLACIALI E DI VERSANTE DOVUTE AL DILATAIMENTO			CAVA DI PICCOLE DIMENSIONI ABBANDONATA O DISMESSA
	VALLECOLA A V		RILEVATO STADIALE O FERROVIARIO
	VALLECOLA A CONCA		
	ORLO DI SCARPATA DI EROSIONE FLUVIALE O DI TERRAZZO: h < 5m		
	ORLO DI SCARPATA DI EROSIONE FLUVIALE O DI TERRAZZO: 5m < h < 10m		
	ORLO DI SCARPATA DI EROSIONE FLUVIALE O DI TERRAZZO: h > 10m		
	CONO ALLUVIONALE CON PENDENZA INFERIORE AL 2%		
	CONO ALLUVIONALE CON PENDENZA FRA IL 2% E IL 10%		
	CONO ALLUVIONALE CON PENDENZA SUPERIORE AL 10%		
	CONO FLUVIOGLACIALE		
	FORME DI DEPOSITO INFRAMORENICO		

Legenda della Carta Geomorfologica del PATI di Rivoli Veronese (2009)



3.1.5 Elementi morfologici a valenza sismica

All'interno del territorio comunale di Rivoli Veronese sono stati individuati tra gli elementi morfologici che possono avere valenza sismica:

- alcuni orli di scarpate morfologiche;
- creste.

Le scarpate morfologiche presenti nel settore meridionale del territorio comunale, hanno un'altezza tra 10 e 20 metri, pertanto per **l'effetto topografico può essere trascurato perché diviene importante soltanto con gradini morfologici con altezze considerevoli (intorno ai 30 metri).**

Le dorsali presenti invece nel territorio comunale possono portare ad effetti di amplificazione topografica.

Pertanto tale effetto deve essere ulteriormente verificato nei successivi livelli di Microzonazione Sismica (livello II).

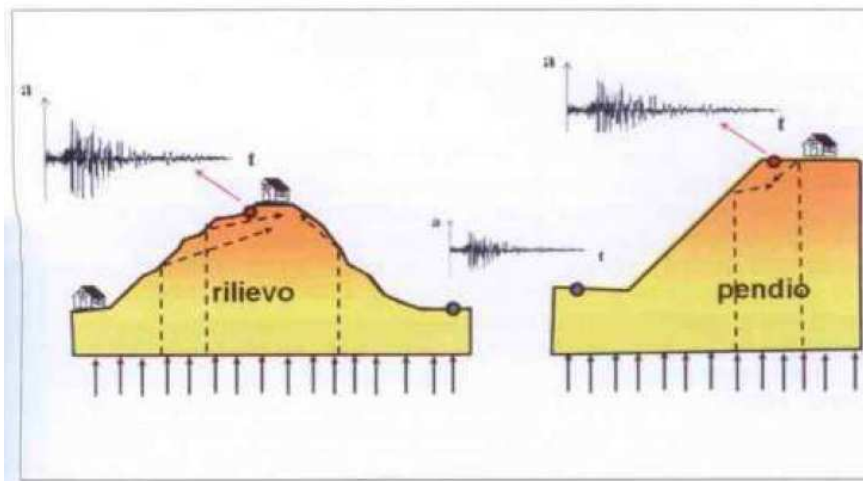


Figura 1.4 – Effetti topografici 2D o 3D: sono legati alla interazione tra onde sismiche e morfologia sup erficiale con effetti di focalizzazione delle onde sismiche (da Lanzo, 2005).

2D or 3D topographic effects: they are related to the interaction between seismic waves and surface morphology producing effects of focusing of seismic waves (from Lanzo, 2005).

Effetti topografici



3.2 Inquadramento geologico

Da un punto di vista litologico, il territorio comunale è costituito prevalentemente da rocce calcaree, calcareo marnose e calcarenitiche, localmente dolomitizzate e ricristallizzate, ricoperte da materiali sciolti a granulometria eterogenea.

La serie stratigrafica presente nel territorio del Comune di Rivoli Veronese è rappresentata dai seguenti termini che vengono di seguito brevemente descritti a partire dai più antichi:

- 1. Calcarì Grigi di Noriglio (Giurassico inferiore, Lias).** Si tratta di un'unità di calcari di piattaforma, potente 400 metri costituiti, alla base da depositi ciclici di piana tidale (calcareniti oolitiche ed oncolitiche, micriti con sottili intercalazioni argillose, stromatoliti, ecc.) cui seguono depositi ciclici di tipo lagunare-palustre, quali lumachelle a bivalvi (*Litiothis*, *Perna*) e calcari biostromali intercalati a micriti grigie laminate e a paleosuoli con bioturbazioni da apparati radicali. Localmente, sono interessati da una certa dolomitizzazione. I Calcarì Grigi affiorano sul versante occidentale della Val D'Adige nella parte settentrionale del territorio comunale e a nord della loc. Gaium Croce.
- 2. Gruppo di S. Vigilio (Giurassico medio p.p.).** E' costituito da calcari biocostruiti, calcareniti encrinliche e oolitiche e da calcari marnosi selciferi della formazione di Tenno. L'unità rispecchia la sedimentazione in un ambiente marino relativamente poco profondo ed evidenzia un approfondimento relativo del fondale in tale periodo. I calcari del Gruppo di S. Vigilio presentano una potenza totale massima di circa 50-70 metri e affiora nel versante roccioso a monte della loc. Tessari.

3.2.1 Depositi sciolti presenti nella Carta Geolitologica del PATI

Il Quaternario è rappresentato da morene (affioranti nella parte meridionale di Rivoli Veronese), detriti di falda, conoidi di deiezione dei torrenti. Le zone di fondovalle sono invece caratterizzate da depositi alluvionali poco addensati e costituiti da elementi granulari sabbioso-ghiaiosi talora in abbondante matrice limo-argillosa. In particolare, nel territorio comunale possiamo trovare i seguenti depositi sciolti:

- 1. Depositi fluviali e alluvionali:** Parlando di depositi fluviali e alluvionali ci si riferisce a quelli depositati dal fiume Adige; si riconoscono per l'elevata classazione e per la presenza di strutture sedimentarie tipiche di questo tipo di trasporto (laminazioni incrociate, concave, ecc.). Tali depositi formano tutto il fondo della valle e molti dei terrazzi laterali. I clasti hanno dimensioni che vanno da quelle della sabbia a quelle della ghiaia medio-fine con l'eventuale presenza di ciottoli e blocchi e non sono mai cementati.
- 2. Depositi detritici:** si tratta dei depositi dei conoidi di deiezione e delle falde detritiche; in questo caso l'agente di trasporto è la forza di gravità insieme all'azione dell'acqua dei torrenti. I clasti sono tutti di origine autoctona: derivano dalla disaggregazione delle rocce carbonatiche che formano i fianchi della valle (specialmente Calcarì Grigi e Gruppo di San Vigilio) ed hanno gli spigoli vivi; le dimensioni sono, normalmente, quelle dei ciottoli e dei blocchi; qualche volta compaiono clasti alloctoni provenienti da depositi glaciali ripresi e rimaneggiati. I materiali detritici presentano una distribuzione areale notevole, con spessori anche superiori ai 10 m. Spesso c'è una alternanza, sia in senso laterale che verticale, dei depositi dei conoidi di deiezione (quindi, almeno parzialmente, di trasporto torrentizio) con quelli delle falde detritiche



(in certi casi anche con detritici), dove il trasporto è dovuto unicamente alla gravità. Essi si trovano sempre a quote relativamente elevate e ricoprono i depositi glaciali o fluviali che formano i terrazzi.

3. Depositi glaciali: sono costituiti dai materiali morenici. In questo caso, il carattere distintivo fondamentale per la classificazione è la granulometria: questi depositi sono tipicamente eterometrici, con ciottoli immersi in una matrice soprattutto sabbiosa, in quanto la frazione limosa è, in queste zone, normalmente scarsa. I clasti alloctoni (rappresentati, soprattutto, dai porfidi della Piattaforma Porfirica Atesina e, in generale, da rocce magmatiche e metamorfiche provenienti dall'interno della catena alpina) si presentano sempre ben arrotondati e con dimensioni molto variabili (dalla sabbia a grossi ciottoli) e talvolta sono alterati. I materiali glaciali compaiono abbondantemente nel settore occidentale del territorio comunale. Non sono stati mai rinvenuti depositi di loess, possibilità, questa, che avrebbe permesso di stabilire utili correlazioni cronostratigrafiche.

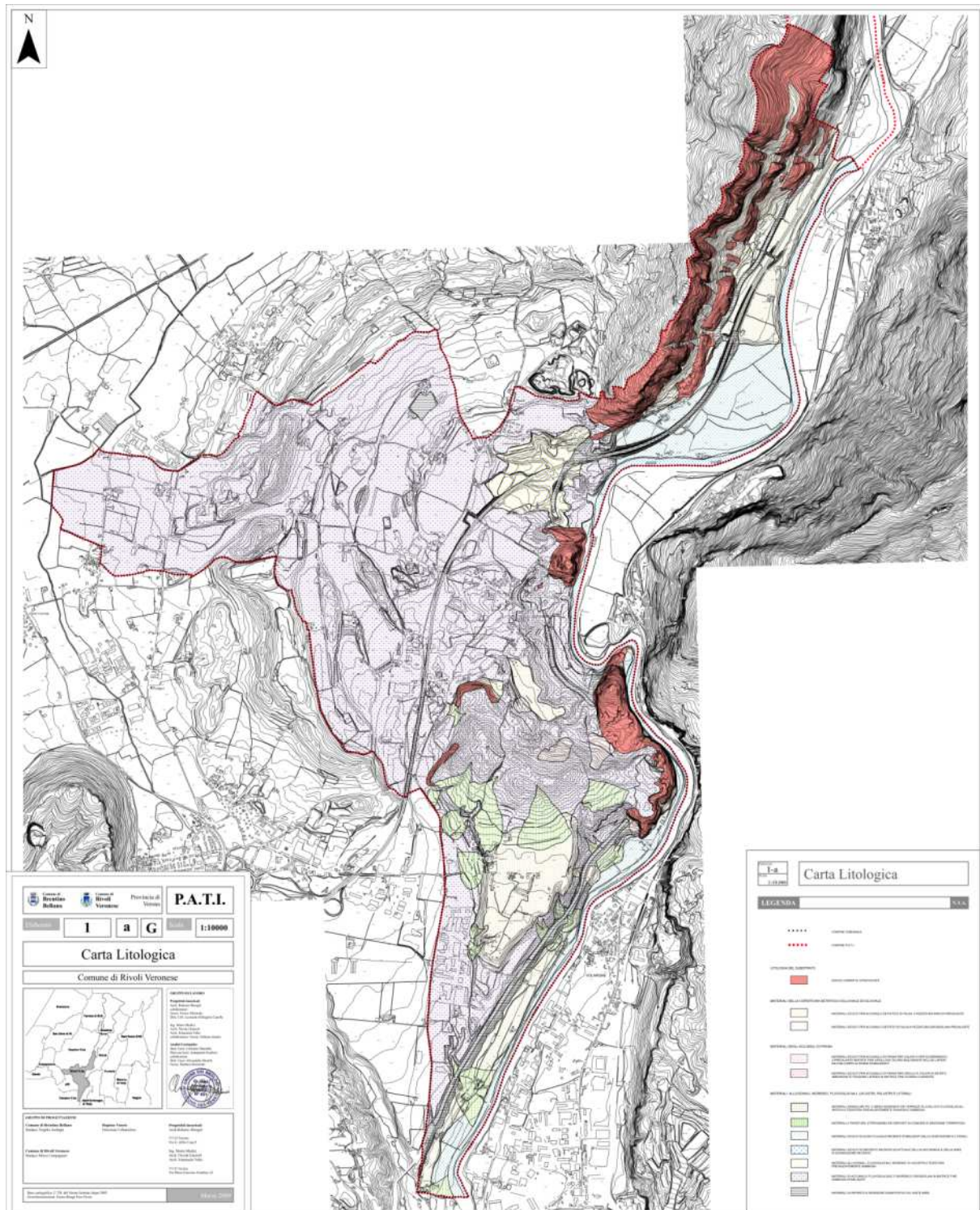
3.2.2 Interpretazione delle litologie presenti nel PATI nello studio di Microzonazione Sismica

Qui di seguito vengono elencate le singole litologie cartografate nella carta geolitologica del PATI con il relativo codice e la riclassificazione con i codici della Carta Geologico Tecnica redatta per il presente studio di Microzonazione Sismica:

CODIFICA PATI	DESCRIZIONE PATI	CODICE MS	DESCRIZIONE MS	CODICE AMBIENTE GENETICO/DE POSIZIONALE
L-SUB-03	Rocce compatte stratificate (Calcarei Grigi di Noriglio e Gruppo di San Vigilio)	LPS	Substrato geologico lapideo stratificato	
L-DET-05	Materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura minuta prevalente	SW	Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose	fd (falda detritica)
L-DET-07	Materiali sciolti per accumulo detritico di falda a pezzatura grossolana prevalente	GM	Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo	fd (falda detritica)
L-FRA-03	Materiali sciolti per accumulo di frana per colata o per scorrimento, a prevalente matrice fine argillosa talora inglobante inclusi lapidei, spessore 3 metri, stabilizzato	303220	Frana di scorrimento non attiva	



L-FRA-04	Materiali sciolti per accumulo di frana per crollo e colata di detriti; abbondante frazione lapidea in matrice fine scarsa e assente	301120	Frana di crollo/ribaltamento attiva	
L-ALL-01	Materiali granulari fluviali e/o fluvioglaciali antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa e sabbiosa più o meno addensati;	GW	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie	tf (terrazzo fluviale)
L-ALL-02	Materiali a tessitura eterogenea dei depositi di conoide di deiezione torrentizia	GC	Ghiaie argillose, miscela di ghiaia sabbie e argilla	ca (conoide alluvionale)
L-ALL-03	Materiali sciolti di alveo fluviale recente stabilizzati dalla vegetazione e litorali	GW	Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie	es (argine/barre/canali)
L-ALL-04	Materiali sciolti di deposito recente ed attuale dell'alveo mobile e delle aree di esondazione recente	GP	Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia	es (argine/barre/canali)
L-ALL-06	Materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente sabbiosa	SM	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo	mr (morena)
L-ALL-08	materiali di accumulo fluvioglaciale o morenico grossolani in matrice fine sabbiosa stabilizzati	GM	Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo	mr (morena)
L-ART-01	Materiali di riporto	RI	Terreni contenenti resti di attività antropica	zz (altro)



Carta Litologica redatta per il PATI di Rivoli Veronese (2009)

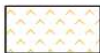


LITOLOGIA DEL SUBSTRATO



ROCCE COMPATTE STRATIFICATE

MATERIALI DELLA COPERTURA DETRITICA COLLUVIALE ED ELUVIALE



MATERIALI SCIOLTI PER ACCUMULO DETRITICO DI FALDA A PEZZATURA MINUTA PREVALENTE



MATERIALI SCIOLTI PER ACCUMULO DETRITO DI FALDA A PEZZATURA GROSSOLANA PREVALENTE

MATERIALI DEGLI ACCUMULI DI FRANA



MATERIALI SCIOLTI PER ACCUMULO DI FRANA PER COLATA O PER SCORRIMENTO, A PREVALENTE MATRICE FINE ARGILLOSA TALORA INGLOBANTE INCLUSI LAPIDEI MA CON CORPO DI FRANA STABILIZZATO



MATERIALI SCIOLTI PER ACCUMULO DI FRANA PER CROLLO E COLATA DI DETRITI; ABBONDANTE FRAZIONE LAPIDEA IN MATRICE FINE SCARSA O ASSENTE

MATERIALI ALLUVIONALI, MORENICI, FLUVIOGLACIALI, LACUSTRI, PALUSTRI E LITORALI



MATERIALI GRANULARI PIU' O MENO ADDENSATI DEI TERRAZZI FLUVIALI E/O FLUVIOGLACIALI ANTICHI A TESSITURA PREVALENTEMENTE GHIAIOSA E SABBIOSA



MATERIALI A TESSITURA ETEROGENEA DEI DEPOSITI DI CONOIDE DI DEIEZIONE TORRENTIZIA



MATERIALI SCIOLTI DI ALVEO FLUVIALE RECENTE STABILIZZATI DALLA VEGETAZIONE E LITORALI



MATERIALI SCIOLTI DI DEPOSITO RECENTE ED ATTUALE DELL'ALVEO MOBILE E DELLE AREE DI ESONDAZIONE RECENTE



MATERIALI ALLUVIONALI, FLUVIOGLACIALI, MORENICI O LACUSTRI A TESSITURA PREVALENTEMENTE SABBIOSA



MATERIALI DI ACCUMULO FLUVIOGLACIALE O MORENICO GROSSOLANI IN MATRICE FINE SABBIOSA STABILIZZATI



MATERIALI DI RIPIRTO DI SPESSORE SIGNIFICATIVO SU VASTE AREE

Legenda della Carta Geolitologica redatta per il PATI di Rivoli Veronese (2009)



3.2.3 *Caratterizzazione geomeccanica dei litotipi*

Nel territorio comunale si è potuta verificare la presenza di differenti substrati con le caratteristiche geotecniche riportate nella tabella sottostante desunte da letteratura. E' importante ricordare poi come le litologie siano variabili in profondità, sia in senso verticale che orizzontale, e che i valori della tabella sono puramente indicativi.

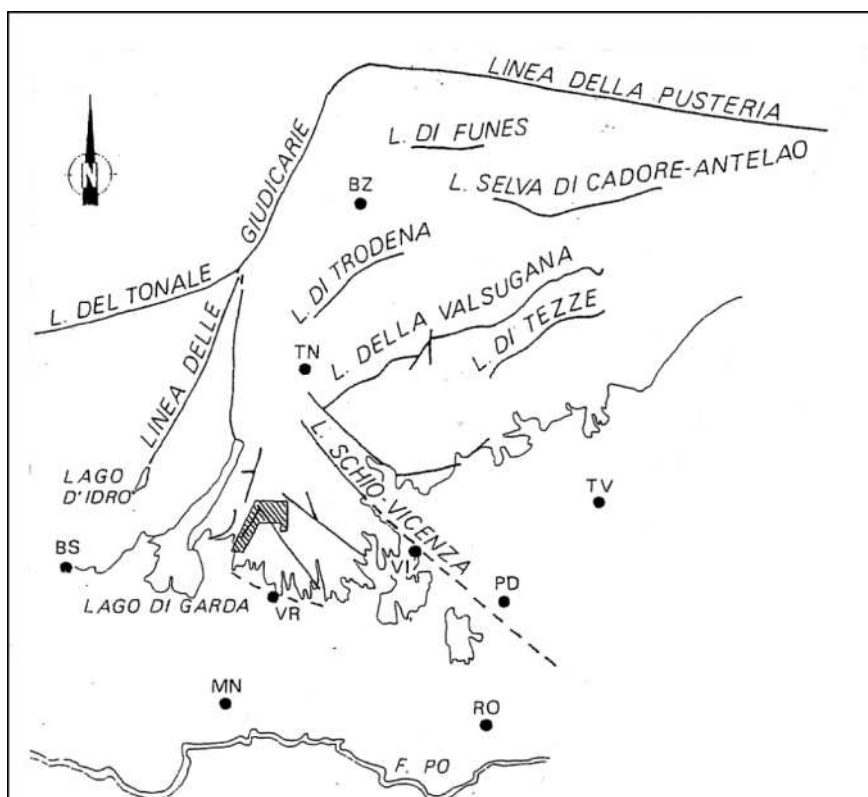
LITOLOGIA	VALORI ORIENTATIVI		
	Densità media l/m ³	Velocità onde sismiche Km/sec	Rigidità dello strato
Masse rocciose carbonatiche stratificate (Calcari Grigi, Gruppo San Vigilio)	2.5	3.8	10
Sedimenti sabbioso-ghiaiosi con poco limo	2	0.4	0.8
Sedimenti sabbioso argillosi con frazioni ghiaiose-sabbiose in lenti	1.7	0.25	0.4



3.3 Tettonica

Il territorio di Rivoli Veronese si colloca ai piedi del massiccio del monte Baldo, a ovest dei monti Lessini, con i quali condivide buona parte della sua evoluzione tettonica. I monti Lessini sono una monoclinale triangolare leggermente inclinata verso sud che occupa circa 800 km² nel Veneto Occidentale; questo triangolo è delimitato a NW dalla Linea delle Giudicarie, a NE dalla Linea Schio-Vicenza e a S dalla Pianura Padana. L'evoluzione tettonica dei monti Lessini è caratterizzata da ripetuti episodi deformativi che iniziano col *rifting* Mesozoico: questa iniziale fase estensionale è legata allo sviluppo del margine passivo della microplacca Adria. Ciò permette l'ampliamento verso est del bacino Lombardo e sviluppa delle faglie sinsedimentarie con direzione N-NNE, parallele al margine occidentale della Piattaforma di Trento (CASTELLARIN, 1982; CASTELLARIN & PICOTTI, 1990; ZAMPIERI, 2000).

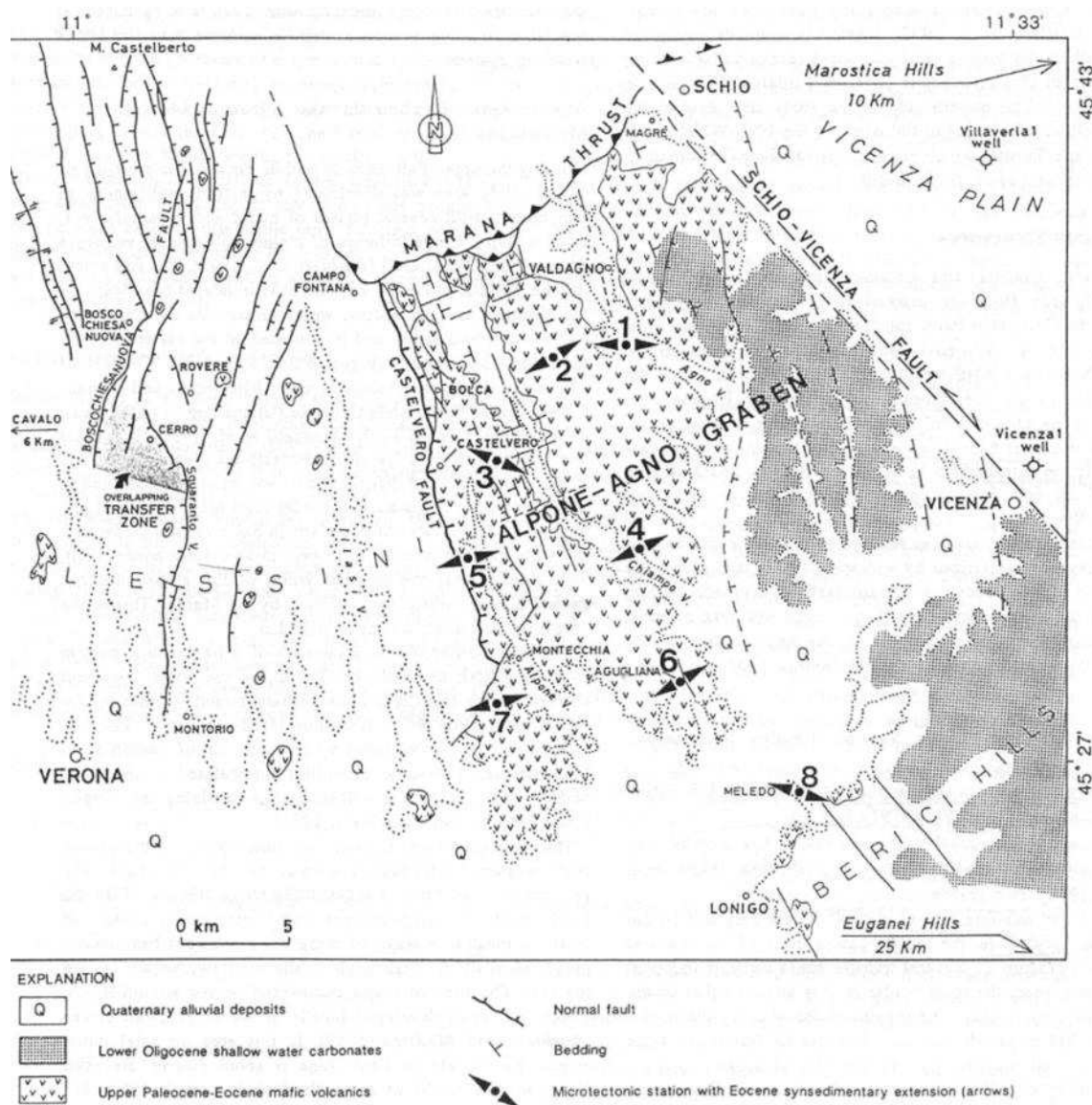
Durante la fase mesoalpina paleogenica (DOGLIONI & BOSELLINI 1987), il trend delle faglie normali cambia, assumendo una direzione N-NNW come il Graben Alpone-Agno, a est dei Lessini; questi movimenti sono paralleli alla linea Schio-Vicenza, vicino alla quale le faglie preesistenti aventi direzione N-NNE, vengono riattivate con movimento normale-obliquo sinistro (PICCOLI, 1966; ZAMPIERI, 1995). Contemporaneamente a questa deformazione, si instaura in tutto il Sudalpino un regime compressivo che porta alla formazione di pieghe con asse NNW-SSE e sovrascorrimenti ovest vergenti; tali strutture hanno origine nell'Eocene e interessano soprattutto il Sudalpino orientale e le Dolomiti (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987). Soltanto alla fine del Neogene il Sudalpino assume la caratteristica vergenza verso meridionale. Nel Miocene medio le Alpi meridionali sono soggette a sovrascorrimenti immergenti a nord e pieghe con asse circa E-W (PIERI & GROPPI, 1981) che ovviamente riutilizzano strutture già presenti in precedenza.



Lineamenti che delimitano i Monti Lessini: a NW la Linea delle Giudicarie, a NE la linea Schio-Vicenza e a S la Pianura Padana (ARTONI & REBESCO, 1990)



In particolare, le faglie N-S presenti nei monti Lessini con movimento verticale nel Paleocene-Eocene, vengono riutilizzate nel Neogene come faglie trascorrenti: le faglie con trend N-NNE assumono movimento sinistro, mentre quelle con direzione N-NNW assumono un movimento destro (ARTONI & REBESCO, 1989).



Mappa tettonica semplificata dei Monti Lessini tra Verona e Vicenza. Sul lato occidentale due sistemi di graben (NNW-SSE e NNE-SSW) sono chiaramente riconoscibili. Vicino a Cerro un'estesa zona di trasferimento accomoda il cambiamento di immersione delle faglie all'interno del sistema NNE. Sul lato orientale, un graben principale (Alpone-Agno Graben (AAG)) affiora tra la faglia normale di Castelvetro e la faglia di Schio-Vicenza. Quest'ultima tronca il bordo orientale del graben, attualmente sepolto sotto il thrust sudalpino (Marana thrust) a nord di Schio e dei Monti Berici settentrionali (ZAMPIERI, 1995).

E' durante il Miocene che i monti Lessini subiscono un importante sollevamento, tanto che nel Pliocene, la Piattaforma Lessinea è completamente emersa, e le zone costiere si trovano lungo l'attuale bordo della Pianura Padana (DONDI, 1985). È da ricordare che durante il

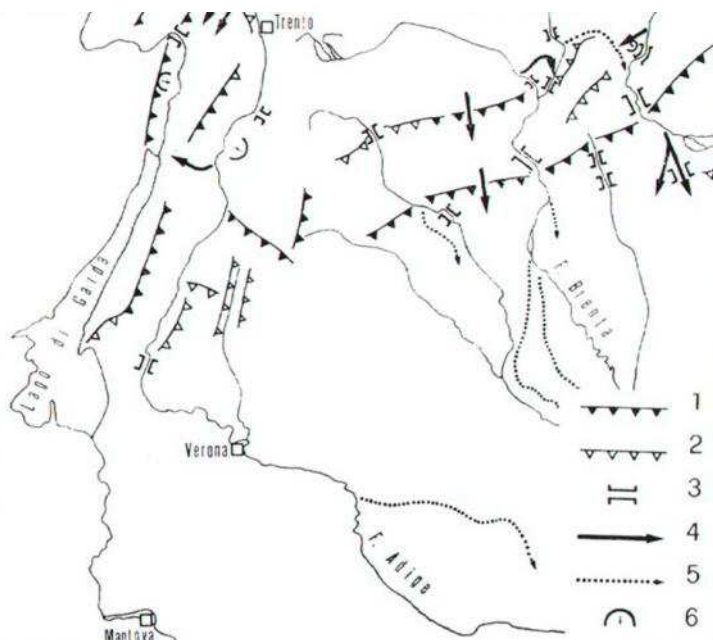


Pliocene avviene anche il *tilting* verso sud della Piattaforma Lessinea (ZANFERRARI ET AL., 1982), provocato dalla rotazione di larghi blocchi verso est; quest'ultimo movimento è da ricondurre probabilmente alle deformazioni del margine prealpino che, rispetto all'avanfossa appenninica, è una rampa di avanpaese (CASTELLARIN et al, 1982; DOGLIONI, 1993).

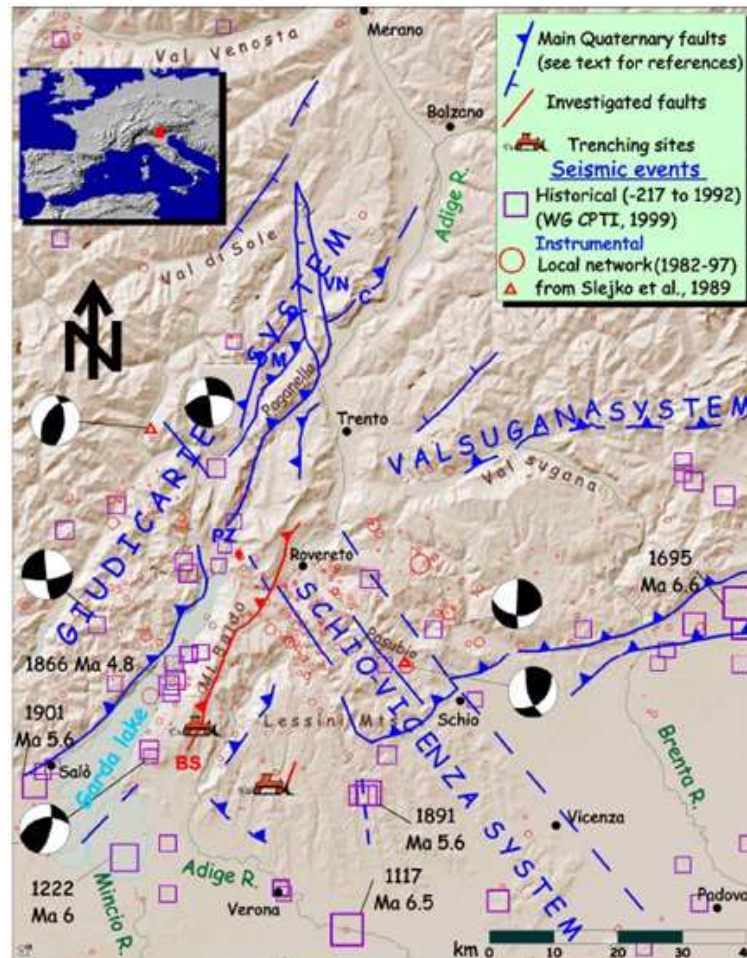
Anche nel Quaternario l'area dei monti Lessini continua ad essere soggetta a sollevanti differenziali, in linea con il trend deformativo del Sudalpino orientale: tali movimenti sono ancora in atto e hanno probabilmente provocato i forti terremoti registrati nell'area negli ultimi mille anni; a questi movimenti neotettonici possono essere connesse alcune faglie che mostrano superfici molto fresche (i.e.: scarpate tettoniche del graben di Orsara; SAURO, 1978).

3.3.1 La neotettonica

La fase deformativa neoalpina si sviluppa nel Neogene in tutta l'area del Sudalpino (DOGLIONI & BOSELLINI, 1987) ed è l'effetto della convergenza tra la placca Adria e quella Europa. Tale convergenza, legata a movimenti diretti prevalentemente verso nord della placca Adria, ha generato i *thrust* sudvergenti che caratterizzano tutta l'area Sudalpina. In questo quadro è da inserire anche il sollevamento generale che interessava l'area Sudalpina a partire dal Pliocene (ZANFERRARI et al., 1982), probabilmente ancora in atto nella parte del Sudalpino veronese. Quest'ultima area comprende la regione del Garda (Monte Baldo) e l'altopiano dei Lessini ed è caratterizzata da faglie appartenenti a due sistemi diversi: il sistema Giudicariense, con strutture transpressive aventi direzione NNE-SSW che coinvolgono il settore occidentale, e il sistema Scledense, con faglie trascorrenti destre di direzione NNW-SSE posizionate soprattutto nel settore orientale. Queste faglie, ereditate da strutture estensionali mesozoiche e paleogeniche, sono state riutilizzate nelle fasi deformative più recenti, neotettoniche, e sono parallele a lineamenti sismogenetici.



Ubicazione delle forme neotettoniche più evidenti del territorio veronese e limitrofo. Legenda: 1 = scarpate morfoneotettoniche di grandi dimensioni (500 metri); 2 = scarpate morfoneotettoniche ben conservate di medie dimensioni; 3 = fosse e/o tratti vallivi antecedenti; 4 = paleovalvei ed antiche direzioni di scorrimento; 5 = paleovalvei e deviazioni fluviali; 6 = grandi frane, legate probabilmente ad eventi sismici, in corrispondenza di strutture tettoniche. (da ZANFERRARI et al., 1982).



Strutture sismotettoniche del Sudalpino Centrale. La figura mostra le strutture definite in letteratura come attive durante il Quaternario e gli eventi sismici che hanno interessato la regione (da GALADINI et al., 2001).

Nelle rocce calcaree compatte di età giurassica si possono riconoscere alcune delle forme neotettoniche più evidenti; esse sono soprattutto:

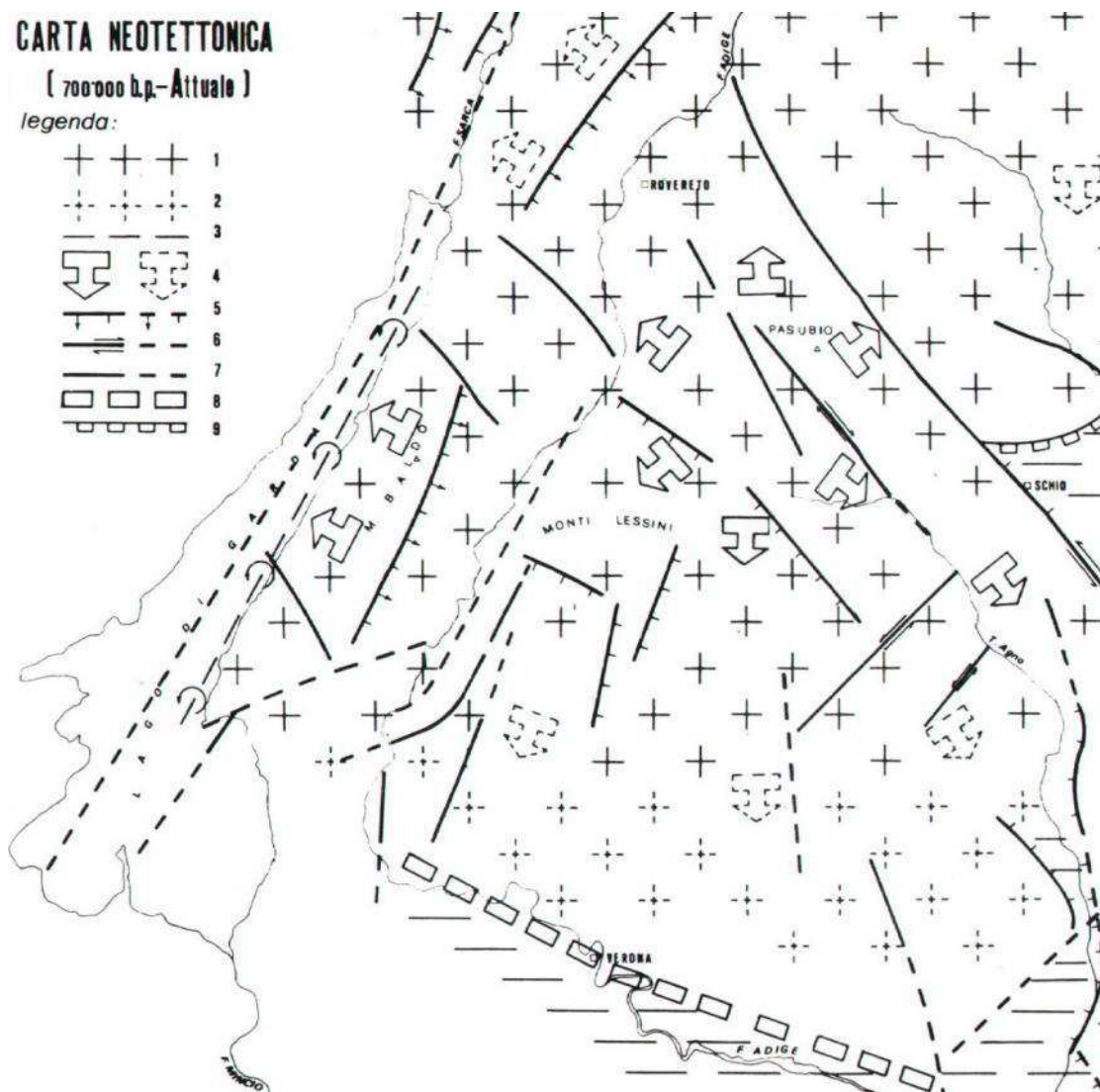
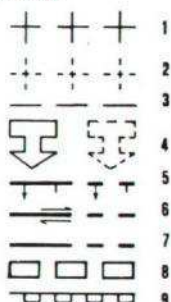
- scarpate di faglia dalle forme piuttosto fresche (BOSI et al., 1993);
- rotture della superficie topografica dovute a *surface faulting*;
- forme di erosione accelerata lungo fasce deformative attive;
- dislocazione dei depositi plio-quaternari (simile a quella osservata nei depositi di versante abruzzesi da GALADINI et al., 1991) ;
- strutture del sistema Giudicariense affette da frane.



CARTA NEOTETTONICA

(700'000 b.p. - Attuale)

legenda:



Carta Neotettonica dei monti Lessini e di zone limitrofe; intervallo rappresentato (700.000 B.P. – Attuale). Legenda: 1 = zona interessata da sollevamento certo; 2 = zona interessata da sollevamento probabile; 3 = zona interessata da abbassamento; 4 = zona interessata da sollevamento differenziato (freccia rivolta verso la parte meno sollevata); 5 = faglia a prevalente componente verticale (trattini rivolti verso la zona abbassata, freccette secondo l'immersione del piano di faglia); 6 = faglia a prevalente componente orizzontale; 7 = faglia con caratteristiche non precisabili; 8 = fascia (certa o probabile) di deformazione non meglio precisabile; 9 = flessura (rettangoli verso la parte abbassata) (da PANIZZA et al., 1981).



3.4 Inquadramento idrogeologico

L'assetto idrogeologico di gran parte del territorio (aree collinari e montane) risulta principalmente influenzato dal grado di permeabilità delle rocce del substrato. La permeabilità, pur essendo nel complesso elevata, è variabile in funzione del tipo di carsismo (superficiale e/o profondo), della fratturazione (talvolta pilotata dalla tettonica), dalla presenza di litotipi marnosi e da interstrati argillosi e/o marnosi e, non ultima, dall'intensa dolomitizzazione delle formazioni mesozoiche presenti nel fondovalle.

Il territorio comunale non si presenta come una tipica montagna carsica essendo disseccato da un fitto reticolo di valli e vallette. L'apparente contrasto tra una morfologia non carsica ed un'idrografia carsica si spiega con l'elevata densità delle linee di faglia e di frattura che sono in grado di drenare l'acqua meteorica in profondità. Per questi motivi il carsismo del territorio comunale e, più in generale, quello dei Monti Lessini può essere definito sia come un "fluviocarso", per il predominio delle forme fluviali, sia come un "tectocarso" per il condizionamento della tettonica e della litologia.

Tuttavia, a differenza della gran parte dell'altopiano carbonatico dei Monti Lessini Veronesi, dove è pressoché assente una idrografia superficiale degna di nota, che si attiva solo in occasione di intense e prolungate precipitazioni, la Valle dei Progni in particolare, è caratterizzata da deflussi idrici più o meno abbondanti per tutto l'arco dell'anno. Ciò può essere collegato all'importante ruolo del carsismo nelle porzioni medio alte del bacino idrografico e dall'intensa dolomitizzazione delle rocce presenti nel fondovalle che determinano una sensibile riduzione della permeabilità.

Per quanto riguarda, invece, la permeabilità dei depositi di fondovalle questa è influenzata dalla granulometria dei litotipi presenti e, nel complesso, varia da media a medio-elevata.

3.4.1 *Idrologia di superficie*

Nel territorio di Rivoli Veronese non sono molto diffusi i corsi d'acqua e quelli presenti hanno regime torrentizio; ciò è dovuto alle litologie calcaree dei Calcari Grigi di Noriglio che compongono il substrato litoide del territorio comunale, le quali sono soggette a forte carsismo, con conseguente circolazione d'acqua carsica sotterranea.

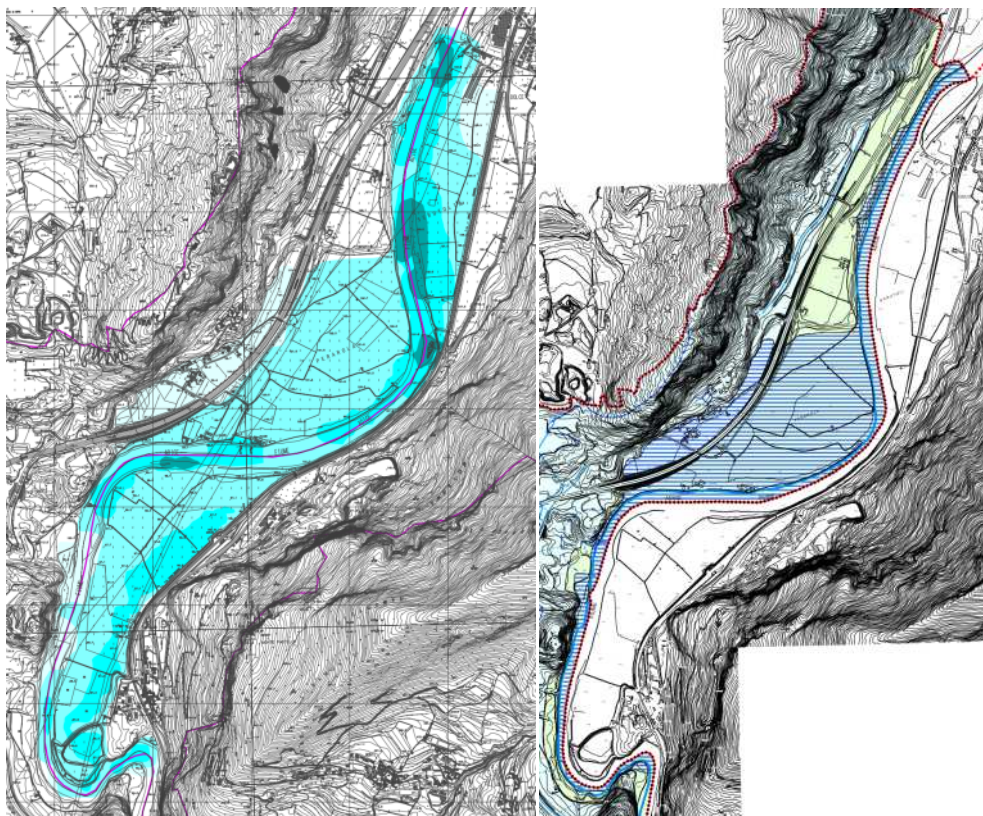
Sono invece molto diffusi i canali artificiali, soprattutto nei terreni morenici e inframorenici occupati da colture agricole.

Il corso d'acqua principale che ha dato origine ai terreni alluvionali di fondovalle è l'Adige, il secondo fiume d'Italia; che è lungo 410 Km ed ha un bacino di circa 12.000 km². Il regime è di tipo alpino con un periodo di piena in Giugno-Luglio ed un periodo di magra in Gennaio-Febbraio.

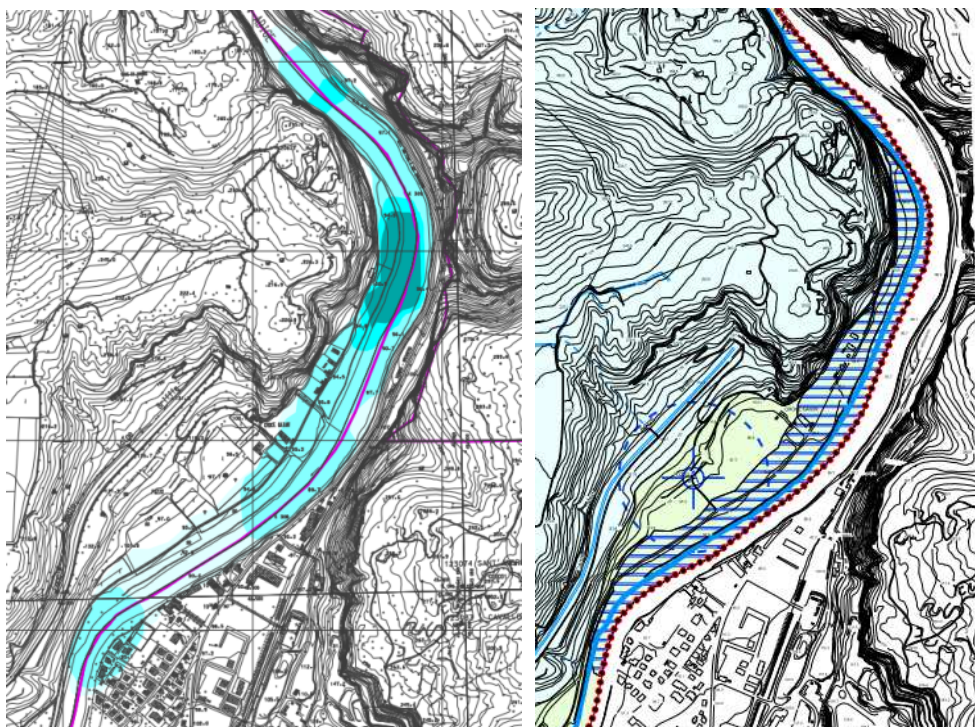


3.4.1 Aree di pericolosità e attenzione idraulica del PAI del fiume Adige

Nel territorio del comune di Rivoli Veronese sono presenti diverse aree con pericolosità idraulica P1-P2-P3-P4 nel settore orientale del comune lungo il fiume Adige. Tali aree sono state cartografate nel PATI come *aree soggette a inondazioni periodiche*. Di seguito vengono riportate le aree derivanti dal sito dell'Autorità del Bacino del fiume Adige confrontate con quelle cartografate nella Carta Idrogeologica del PAT.



Stralcio della Carta A4.24 con le aree a Pericolosità Idraulica del PAI Adige (a sinistra) e stralcio della Carta Idrogeologica del PATI di Rivoli Veronese con le stesse aree cartografate (a destra).



Stralcio della Carta A4.25 con le aree a Pericolosità Idraulica del PAI Adige (a sinistra) e stralcio della Carta Idrogeologica del PATI di Rivoli Veronese con le stesse aree cartografate (a destra).

3.4.2 Acque sotterranee

All'interno del comune in esame si possono distinguere due complessi idrogeologici con profonde interconnessioni, quello dell'Adige e quello compreso entro le successioni carbonatiche mesozoiche e terziarie.

Quest'ultimo dipende dalle caratteristiche dei calcari e dall'andamento delle precipitazioni meteoriche: le rocce calcaree e calcareo – marnose costituenti la maggior parte dei rilievi del territorio comunale sono dotate di una permeabilità "in grande" (secondaria) dovuta ai fenomeni carsici ed al loro stato di fratturazione.

Le acque meteoriche della zona del nucleo della sinclinale alimentano il reticolo idrografico (ed in parte sono assorbite nel tratto successivo calcareo-dolomitico); calcari e dolomie assorbono buona parte delle acque nel reticolo carsico. Lo spartiacque sotterraneo si colloca più ad ovest del crinale del M. Baldo.

Il reticolo idrografico superficiale non è molto accentuato e pertanto le acque meteoriche si infiltrano nel reticolo carsico per emergere nella Valle dell'Adige. Le emergenze sono ubicate per la massima parte nel subalveo alluvionale.

In questo contesto stratigrafico e geomorfologico il materasso detritico racchiuso nel talweg dell'Adige va considerato un mezzo ad elevata permeabilità, costituito da alluvioni, morene, detrito di falda (ghiaie, sabbie, limi, argille, torba) racchiudente una falda idrica alimentata dal Fiume Adige e dai torrenti che scendono alla piana. Inoltre vi è un apporto consistente di acque carsiche aventi area di ricarica sul Monte Baldo.

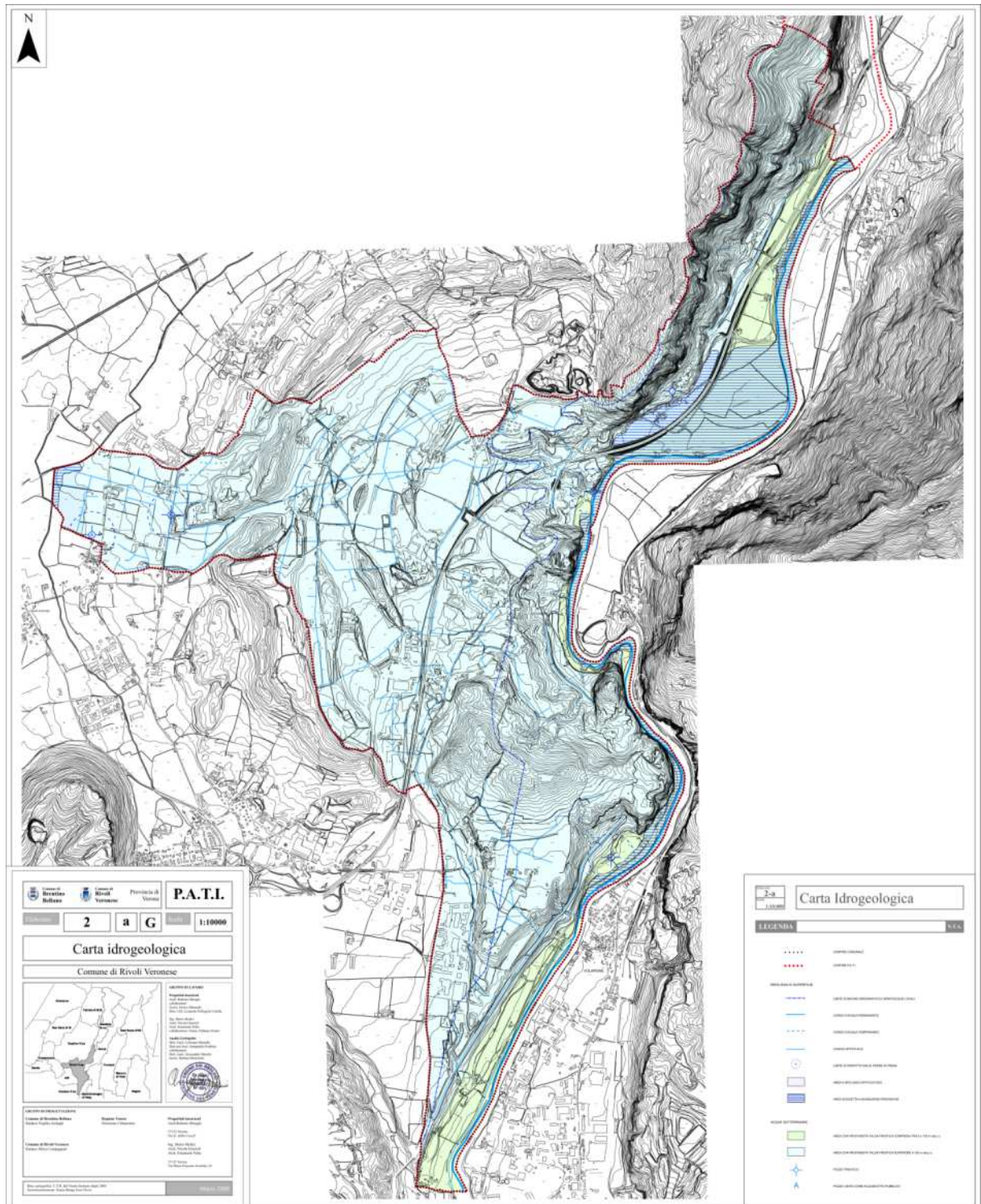
In linea di principio va tuttavia osservato che la presenza di materiale eterogeneo con ghiaie, sabbie, limi ed argille, disposto in lenti, fa sì che la ricerca d'acqua non sia così ovvia come



potrebbe sembrare e che si possono registrare insuccessi se i pozzi non sono ubicati in posizione opportuna.

Inoltre va tenuto presente il problema dell'inquinamento potenziale: nelle acque della falda dell'Adige possono essere presenti pesticidi e fertilizzanti, in quelle carsiche inquinanti organici, a causa della scarsa auto depurazione dovuta alla grande velocità di deflusso.

I punti d'acqua (sorgenti e pozzi) sia esistenti che potenziali, sono abbastanza numerosi nell'area del Comune. Tuttavia le sorgenti in quota hanno portata modesta, i pozzi esistenti hanno problemi mentre la ubicazione di nuovi pozzi richiede studi di dettaglio, perché non sempre un pozzo scavato nella piana dell'Adige può dare risultati buoni. Inoltre vi sono notevoli problemi di interferenza con le attività agricole ed industriali esistenti.



Carta Idrogeologica redatta per il PATI di Rivoli Veronese (2009)



IDROLOGIA DI SUPERFICIE



LIMITE DI BACINO IDROGRAFICO E SPARTIACQUE LOCALI



CORSO D'ACQUA PERMANENTE



CORSO D'ACQUA TEMPORANEO



CANALE ARTIFICIALE



LIMITE DI RISPETTO DALLE OPERE DI PRESA

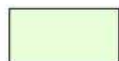


AREA A DEFLUSSO DIFFICOLTOSO



AREA SOGGETTA A INONDAZIONI PERIODICHE

ACQUE SOTTERRANEE



AREA CON PROFONDITA' Falda freatica compresa tra 0 e 100 m dal p.c.



AREA CON PROFONDITA' Falda freatica superiore a 100 m dal p.c.



POZZO FREATICO



POZZO USATO COME ACQUEDOTTO PUBBLICO

Legenda della Carta Idrogeologica redatta per il PATI di Rivoli Veronese (2009)



4. DATI GEOTECNICI E GEOFISICI

4.1 Parametri geotecnici statici e dinamici ricavati da dati pregressi

Non è stato possibile reperire alcuna indagine pregressa.

4.2 Nuove indagini

Per poter approfondire il livello di conoscenza del sottosuolo del comune di Rivoli Veronese è stata eseguita nel mese di maggio 2019 una campagna di indagine sismica durante i quali sono state effettuate 18 indagini di sismica passiva a stazione sismica (HVSr) e 7 indagini MASW.

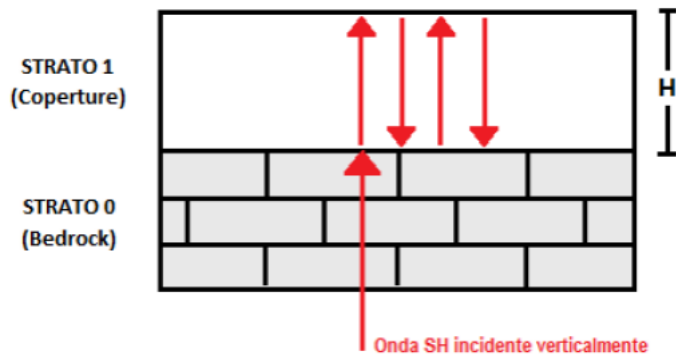
4.2.1 Indagini di sismica passiva a stazione singola (HVSr)

In un sistema costituito da uno strato tenero (copertura) adagiato da un substrato rigido (bedrock) un'onda di volume SH incidente verticalmente dal basso tenderà a rimanere intrappolata nello strato tenero per riflessioni multiple (alla superficie libera, nuovamente al bedrock e così via) e darà luogo a fenomeni di risonanza per lunghezze d'onda incidenti $\lambda = n \cdot 4H$. Le frequenze a cui si manifesta la risonanza di detta onda sono descritte dalla legge:

$$f = n \frac{V_s}{4H}$$

$$n = 1, 3, 5, \dots$$

dove n indica l'ordine del modo di vibrare (fondamentale, primo superiore ecc.), V_s è la velocità delle onde di taglio nello strato che risuona e H è lo spessore di detto strato (strato 1 in figura seguente). Nella maggior parte dei casi, a causa dell'attenuazione, il solo modo visibile è il fondamentale.

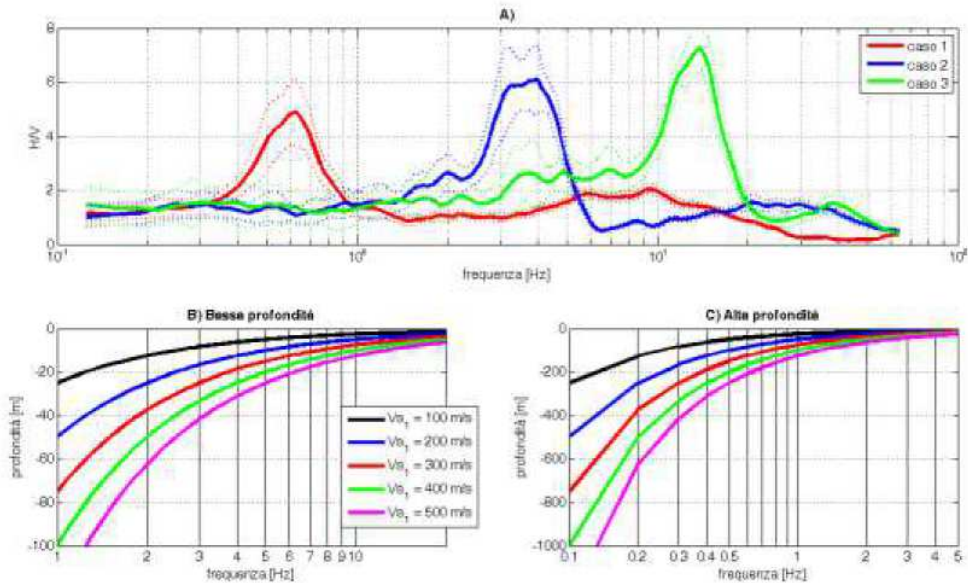


Intrappolamento e successive riflessioni di un'onda sismica SH incidente verticalmente dal basso in uno strato di copertura di spessore H sovrastanti un substrato rigido

La prova sismica a stazione singola viene di solito utilizzata per stimare queste frequenze di risonanza, ossia le frequenze alle quali viene amplificato il moto del terreno. La prova viene chiamata H/V (rapporto tra la componente spettrale orizzontale H e quella verticale V) fu applicata per la prima volta da Nogoshi e Igarashi (1970) e resa popolare da Nakamura



(1989). Essa si fonda su un segnale composto per la maggior parte da onde di superficie (Rayleigh e Love) e sfrutta la proprietà per cui la componente spettrale verticale (Rayleigh) si 'annulla' in corrispondenza delle frequenze di risonanza dell'onda SH. Questo è il motivo per cui si osserva un massimo nella curva H/V in corrispondenza di queste frequenze. La tecnica H/V non ha bisogno però di un evento sismico per poter essere effettuata, in quanto il terreno è normalmente investito da un tremore ambientale continuo. Si può inoltre notare dall'equazione riportata sopra, che la tecnica H/V può fornire dati stratigrafici, in quanto conoscendo la V_s delle coperture, attraverso la f misurata si può risalire alla profondità dei riflettori sismici principali, oppure, noto lo spessore degli strati, se ne può stimare la V_s .



A) Esempio di bedrock sismico a diverse profondità che genera risonanze a diverse frequenze. Caso 1: bedrock a 300 m di profondità, caso 2: bedrock a 20 m di profondità, caso 3: bedrock a 4 m di profondità; B) relazione V-f 0 -H alle medio-alte frequenze; C) relazione V-f 0 -H alle medio-basse frequenze.

La relazione tra frequenza di risonanza e spessore della copertura che risuona, per diversi tipi di sottosuolo, ossia per diverse V_s delle coperture, è data in Figura 53 (B e C). In A sono presentati invece tre esempi di curve H/V misurate rispettivamente su coperture con spessori dell'ordine di diverse centinaia di metri (caso 1, $f_0 = 0.6$ Hz), di qualche decina di metri (caso 2, $f_0 = 3.5$ Hz) e di pochi metri (caso 3, $f_0 = 14$ Hz).

Misure H/V effettuate su roccia sana che non amplifica daranno invece curve piatte con ampiezza circa 1 in tutto il dominio di interesse ingegneristico.

Poiché la tecnica H/V indica la frequenza di risonanza verticale locale, essa è sensibile alle variazioni stratigrafiche laterali, permettendo di discriminare geometrie 1D da geometrie 2D, entro i limiti di visibilità imposti dalla legge fisica $f = V$ (lunghezza d'onda x frequenza = •velocità).

4.2.1.1 Strumentazione

Le misure di microtremore a stazione singola a scopo di microzonazione sismica si effettuano per mezzo di sismometri o tromometri (del tipo *ECHO TROMO HVSR3* nel presente studio) tricomponenti sufficientemente sensibili nell'intervallo di frequenze di interesse ingegneristico (0.1-20 Hz, corrispondenti alle frequenze dei modi di vibrare della maggior parte delle



strutture). Per definirsi sufficientemente sensibile, lo strumento deve essere in grado di rilevare segnale anche nei punti più silenziosi della superficie terrestre. Di fatto non esistono modelli statisticamente affidabili che descrivono il minimo del rumore di fondo su roccia in questa banda di frequenze poiché si tratta un intervallo di modesto interesse sismologico, che tradizionalmente si concentra su frequenze inferiori.

4.2.1.2 *Acquisizione*

La misura di microtremore a stazione singola deve avere una durata commisurata alla frequenza di indagine di interesse. Nella già citata ipotesi che una misura di interesse ingegneristico ricada nell'intervallo 0.1-20 Hz, segue che un campionamento adeguato deve durare 12-15 min, in modo da poter analizzare il segnale su finestre di almeno 30 s di lunghezza e da avere almeno 20-30 finestre su cui effettuare una media, considerando anche che qualcuna potrà dover essere rimossa per la presenza di disturbi che alterano lo spettro medio.

La frequenza di campionamento adeguata per questo tipo di prove non deve essere inferiore a 50 Hz, in modo da permettere una ricostruzione spettrale sino ad almeno 20 Hz. Lo strumento di misura va posto a diretto contatto col terreno e reso solidale con questo senza interfacce intermedie. La misura sismica passiva va effettuata direttamente su terreno naturale e quando questo non fosse possibile è necessario tener conto degli effetti indotti dai terreni artificiali rigidi in questo tipo di misure. L'orientamento strumentale secondo il Nord geografico, sebbene si tratti di una convenzione, è stato mantenuto in tutte le prove eseguite in questa campagna di acquisizione.

4.2.1.3 *Analisi dei dati*

Nel presente studio di Microzonazione Sismica è stato utilizzato il software Grilla (2015) Rel. 7.0 per l'elaborazione e l'analisi dei dati acquisiti attraverso il tromometro.

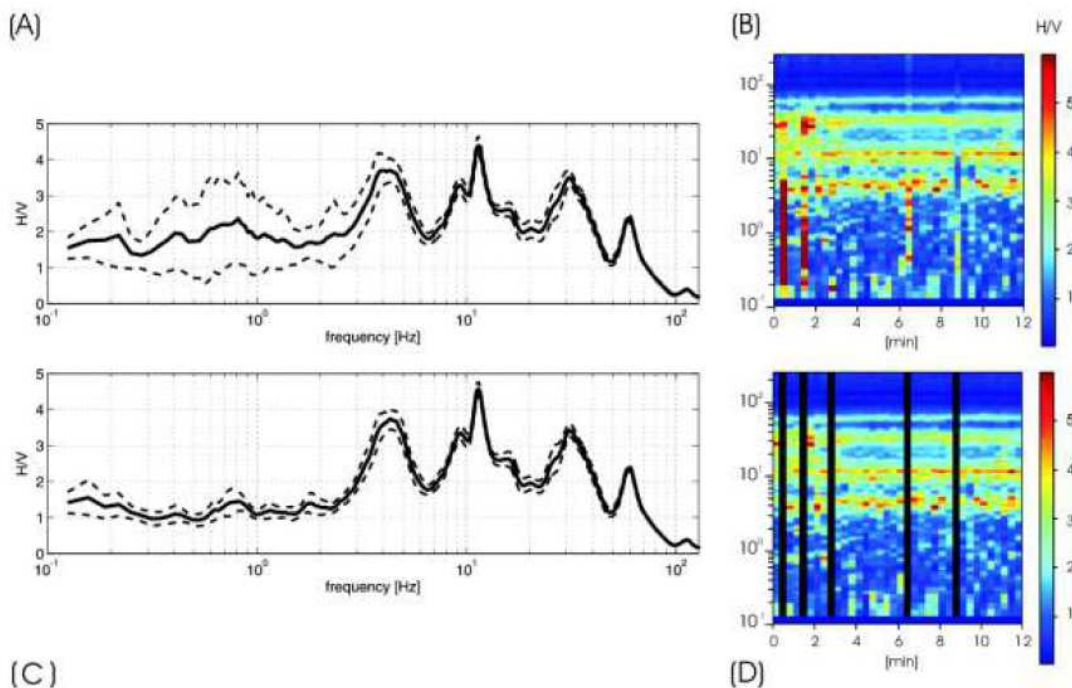
Le serie temporali registrate nelle tre componenti del moto vengono analizzate secondo procedure spettrali di vario tipo (FFT, wavelet, ecc.) fino alla produzione delle curve H/V, dove H è la media di due componenti spettrali orizzontali ortogonali. Si rimanda a SESAME (Site EffectS Assessment using AMbient Excitations, 2005) per uno dei possibili esempi di protocollo di analisi. Prima di qualsiasi interpretazione delle curve H/V sono indispensabili due accorgimenti:

- la curva H/V deve essere statisticamente significativa, ossia essere caratterizzata da una deviazione in ampiezza e in frequenza ridotta. Quando questa caratteristica non sia presente sin dall'inizio, essa va ricercata tramite una pulizia del tracciato. Esistono diversi metodi per "pulire" una curva H/V. SESAME (2005) propone la rimozione nella serie temporale di quelle finestre caratterizzate da una deviazione del segnale (STA, media a breve termine) maggiore della media a lungo termine (LTA). Tuttavia le procedure che propongono la rimozione dei disturbi sulla base della serie temporale non appaiono le più indicate quando l'obiettivo è pulire una curva che è funzione della frequenza. La pulizia deve infatti essere rivolta alla ricerca di un rapporto H/V stabile e quindi alla rimozione delle sole finestre in cui questo rapporto risulti alterato, a parità di frequenza, tra i canali H e i canali V. Questo tipicamente avviene in presenza di segnali di natura impulsiva, che presentano cioè spettri bianchi. Un esempio di pulizia del segnale nel dominio delle frequenze è dato nella figura seguente;

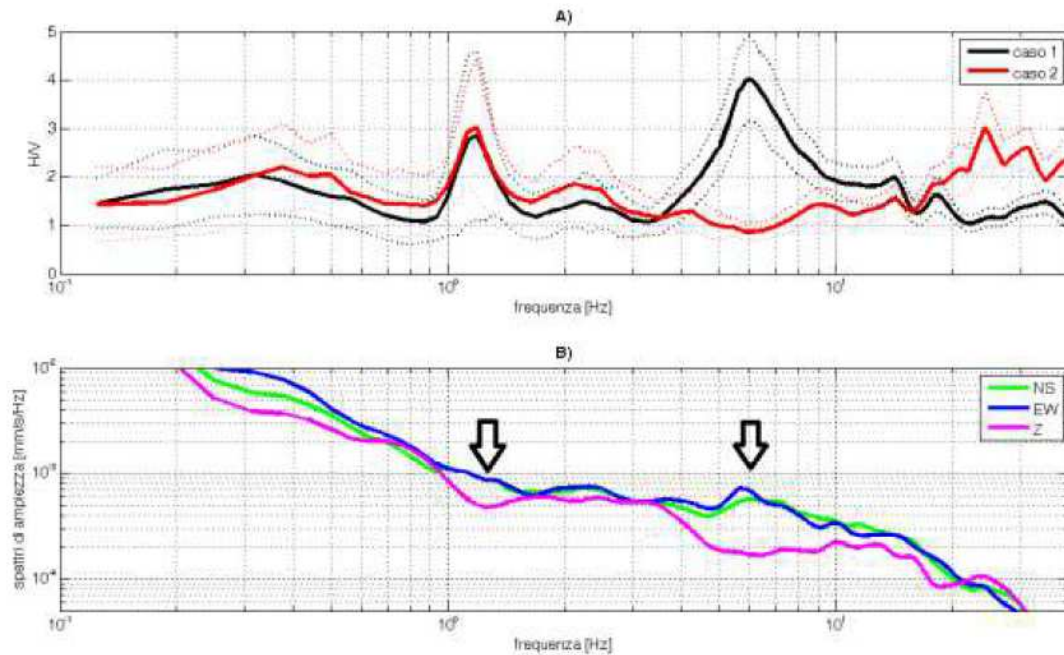


- le curve H/V non vanno mai osservate da sole ma sempre congiuntamente agli spettri delle singole componenti da cui derivano. Questo permette di discernere agevolmente i picchi di natura stratigrafica da quelli di natura antropica. In condizioni normali le componenti spettrali NS, EW e Z (verticale) hanno ampiezze simili. Alla frequenza di risonanza si genera un picco H/V legato ad un minimo locale della componente spettrale verticale che determina una forma "a occhio" o "a ogiva". Questa forma è indicativa di picchi H/V di origine stratigrafiche.

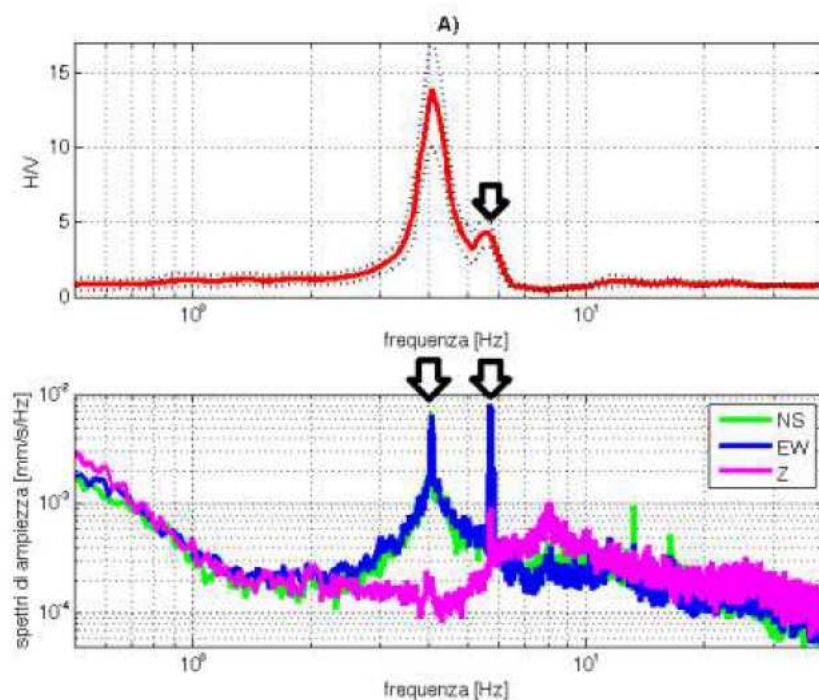
E' evidente però che in una misura di tremore entrano anche vibrazioni monofrequenziali (artefatti) indotte da macchinari o simili. Queste si traducono in picchi stretti (delta) ben definiti su tutte e tre le componenti spettrali e quando l'ampiezza sulle tre componenti non è simile, danno luogo a picchi o gole artefattuali nelle curve H/V. La differenza nei pattern spettrali tra il caso naturale e quello artefattuale rende agevole la distinzione dei picchi H/V stratigrafici da quelli antropici, in modo particolare lavorando su spettri poco lisciati.



Pulizia della curva H/V nel dominio delle frequenze. (A) curva H/V media e deviazione standard non pulita; (B) serie temporale degli H/V per ciascuna finestra di analisi della durata di 20 s (ordinata: frequenze, ascissa: tempi, colore: H/V); (C) curva H/V e deviazione standard dopo la rimozione dei disturbi; (D) serie temporale degli H/V per ciascuna finestra di analisi della durata di 20 s (ordinata: frequenze, ascissa: tempi, colore: H/V). Le bande nere verticali indicano le finestre rimosse perché caratterizzate da disturbi che alterano l'H/V medio



A) Esempi di curve H/V registrate a 40 m di distanza. Nella curva 1 emerge un picco a 6 Hz legato alla presenza di un livello di ghiaie a 12 m di profondità che è assente nella curva relativa al sito 2. Nel dominio delle medio-basse frequenze le curve sono statisticamente uguali. B) Spettri delle singole componenti del moto (NS, EW e Z) registrati nel sito 1. Le frecce evidenziano le forme "a ogiva" caratterizzate da un minimo locale della componente verticale che caratterizzano i picchi H/V di natura stratigrafica



Esempio di picco H/V stratigrafico (4 Hz) cui sono sovrapposti due artefatti (a 4 e 6 Hz) di origine antropica. La curva H/V è lisciata al 10% della frequenza centrale, gli spettri delle singole componenti non sono lisciati

Nel 2005 il progetto SESAME stabilì una serie di criteri per la valutazione della significatività statistica dei picchi H/V.



La prima parte di questi criteri, individuata la frequenza del picco H/V, verifica se la registrazione è stata effettuata per un periodo statisticamente significativo e se l'analisi è stata condotta secondo i principi base della statistica.

La seconda parte di questi analizza la geometria del picco e dice semplicemente se il picco ha una forma ben definita. Questa parte dei test SESAME va interpretata con cognizione di causa perché solo un contatto netto tra litotipi diversi dal punto di vista meccanico genera picchi netti. Al contrario, le transizioni graduali (per es. roccia fratturata su roccia sana, passaggi da limo-argilloso a sabbia-limosa, alternanze di lave con vario grado di alterazione ecc.) generano più spesso amplificazione in una banda larga di frequenze. In questo caso eventuali non superamenti dei criteri SESAME non significano che non ci siano risonanze importanti ma solo che non ci sono picchi singoli ben definiti. La seconda parte dei criteri SESAME (2005) risulta chiaramente non soddisfatta nei siti che non presentano amplificazione.

I criteri SESAME (2005) considerano significativi solo picchi con ampiezza H/V superiore a 2.

4.2.2 Metodo MASW

Il metodo MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves) è una tecnica geofisica di indagine non invasiva del sottosuolo basata sulla dispersione geometrica delle onde superficiali, in particolare delle onde Rayleigh. La dispersione delle onde Rayleigh è un fenomeno per cui differenti lunghezze d'onda si propagano con diverse velocità (velocità di fase), campionando diversi strati in profondità; in un terreno eterogeneo verticalmente quindi, la velocità di propagazione delle onde Rayleigh risulta essere strettamente dipendente dalla frequenza. Le onde con frequenze elevate (basse lunghezze d'onda) si propagano nelle porzioni meno profonde, vicino al piano campagna, e danno informazioni relative alle proprietà meccaniche di quelle zone, mentre le componenti di bassa frequenza coinvolgono gli strati più profondi.

L'acquisizione dei dati inerenti alla dispersione delle onde superficiali viene effettuata per mezzo di diversi ricevitori (accelerometri o geofoni) posizionati in maniera adeguata sul piano campagna; una volta registrati i dati relativi alla propagazione delle onde nel sottosuolo, questi vengono analizzati ed elaborati attraverso complesse tecniche computazionali che permettono di ottenere l'informazione desiderata; le applicazioni principali del metodo MASW sono la ricostruzione del profilo di velocità delle onde di taglio, la classificazione dei terreni di fondazione e la determinazione della profondità del substrato.

La procedura standard per la realizzazione di un'indagine basata sulla dispersione delle onde superficiali consiste in tre fasi; la prima è l'acquisizione dei dati di campagna, la seconda è l'elaborazione del segnale registrato per ricavare la curva di dispersione sperimentale ed infine la terza fase riguarda il processo d'inversione mirato a stimare le proprietà del sito investigato.

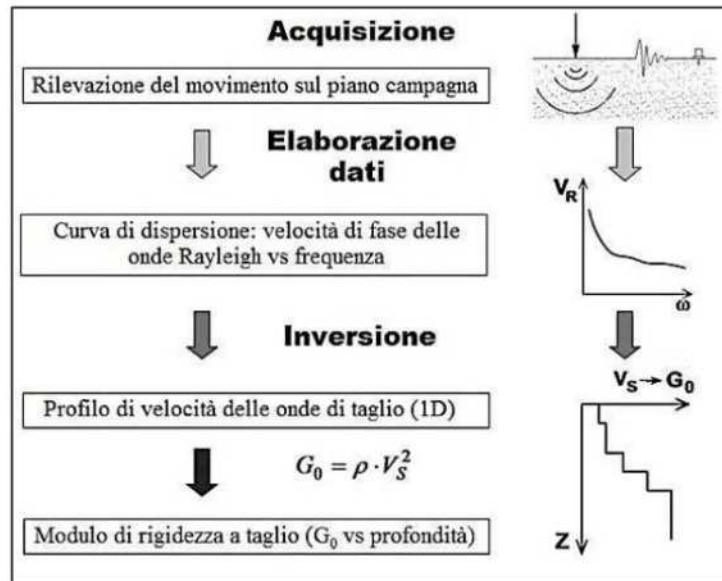


Diagramma di flusso relativo alle indagini basate sulla dispersione delle onde superficiali (da Foti, 2005).

La scelta dell'attrezzatura e della configurazione dei ricevitori, è strettamente connessa all'obiettivo dell'indagine che si vuole eseguire e alla tecnica che si utilizzerà per eseguire l'interpretazione dei dati elaborati; esistono infatti alcune indicazioni pratiche che risultano essere utili nella scelta dei parametri di acquisizione sia nel tempo che nello spazio: tra le principali si consiglia che la lunghezza dello stendimento debba essere almeno il doppio della profondità di investigazione desiderata, l'utilizzo di geofoni a bassa frequenza (4,5 Hz per indagini geotecniche) spazati di una distanza compresa tra 1 e 5 metri e che la durata della registrazione sia sufficiente per acquisire l'intero treno d'onde.

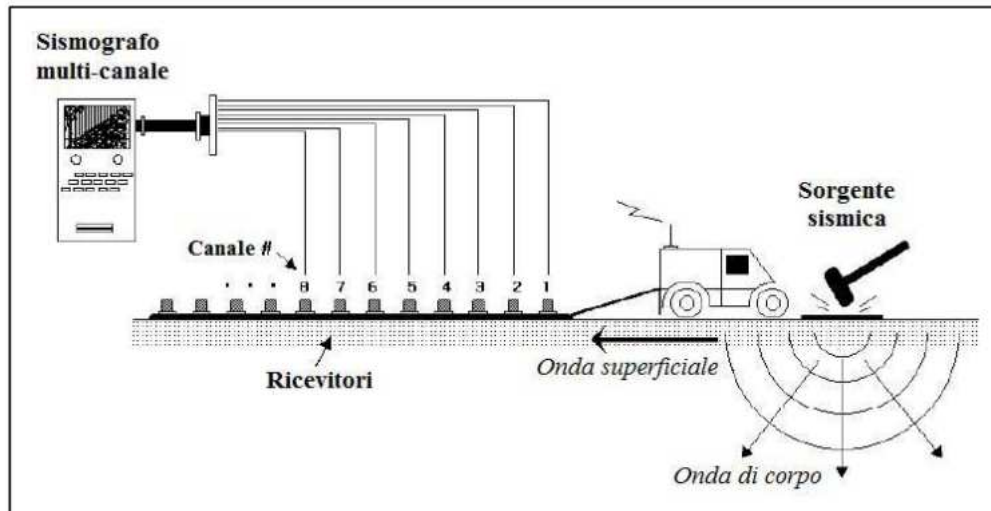
È importante ricordare che le onde Rayleigh viaggiano in una zona spessa circa una lunghezza d'onda dal piano campagna e sono informative delle caratteristiche di questa porzione di terreno; inoltre la relazione tra frequenza, lunghezza d'onda e velocità di fase comporta che l'intervallo di frequenza di interesse sia strettamente connesso ai materiali che devono essere investigati (es. in terreni soffici, una penetrazione profonda richiede componenti di bassa frequenza).

Generalmente i segnali vengono acquisiti nel dominio spazio-tempo in modo tale da poter essere reinterpretati con differenti tecniche d'elaborazione; l'informazione relativa alla propagazione delle onde superficiali è contenuta nei segnali e, come detto precedentemente, può essere estratta attraverso differenti tecniche computazionali.

4.2.2.1 Strumentazione

Nell'esecuzione di un'indagine sismica basata sulla dispersione delle onde superficiali, sono indispensabili i seguenti strumenti:

- ricevitori singoli o multipli;
- un dispositivo di acquisizione dei segnali sismici (sismografo);
- una sorgente di onde sismiche (nel caso di metodi attivi).



*Configurazione schematica della strumentazione utilizzata per eseguire un'indagine MASW
(da Park et al., 2001).*

Il metodo MASW utilizza un numero multiplo di ricevitori disposti generalmente in maniera lineare e spazati di una stessa distanza; ciascun ricevitore è collegato inoltre ad un unico dispositivo di registrazione. Il tipo di ricevitori e la loro interdistanza sono scelti solitamente in relazione con la profondità d'investigazione che si vuole raggiungere; ad esempio se si vogliono avere informazioni su strati profondi, è necessario utilizzare geofoni a bassa frequenza. Nella pratica comune si usano geofoni a 4,5 Hz che possono essere maneggiati con più facilità e che sono meno costosi rispetto ai geofoni a minor frequenza.

Il dispositivo di acquisizione può essere di diversi tipi; la sua funzione principale è digitalizzare e registrare i segnali elettrici analogici generati dai ricevitori.

Nei metodi attivi l'onda viene generata da una sorgente di onde sismiche; diversi tipi di sorgenti sismiche possono essere utilizzate a seconda del range di frequenza di interesse per l'applicazione: ad esempio facendo uso di semplici mazze si ottengono segnali ad alta frequenza (7-200 Hz) mentre aumentando la massa che genera le onde si possono avere segnali a bassa frequenza (2-40 Hz). Le sorgenti pesanti sono quindi necessarie per investigare gli strati più profondi mentre quelle più leggere sono utili per caratterizzare le porzioni più superficiali del sottosuolo.

Lo stendimento dei ricevitori utilizzato nel metodo MASW è composto da geofoni multipli collocati lungo una linea rettilinea e la sorgente è posta ad uno dei due capi dell'array.

Un'operazione molto importante da eseguire è la scelta dei parametri di campionamento sia nel tempo che nello spazio; i parametri di campionamento nel tempo vengono impostati direttamente sul dispositivo di acquisizione, mentre quelli nello spazio sono determinati dalla geometria dello stendimento e sono soggetti ad alcune restrizioni dovute ad esempio al numero di ricevitori disponibili e all'estensione del sito. Nella pratica comune si utilizza un'interdistanza costante tra i geofoni, questo perché i processi successivi di elaborazione dei dati risultano essere più semplici. È importante ricordare che una spaziatura elevata tra i ricevitori permette di rilevare ampie lunghezze d'onda e di caratterizzare quindi gli strati più profondi; allo stesso tempo però, l'attenuazione delle componenti ad alta frequenza, provoca la perdita delle informazioni contenute in queste frequenze e la conseguente diminuzione della risoluzione nella parti superficiali del terreno. Per quanto riguarda invece la scelta dei

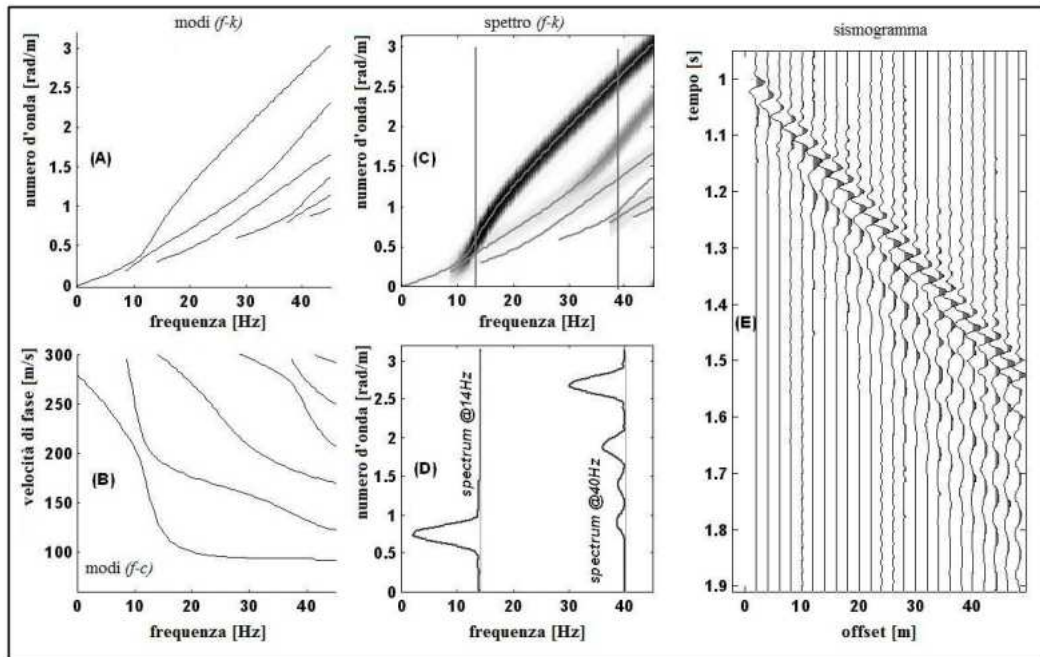


parametri di acquisizione nel tempo, essa è in relazione con il range di frequenza di interesse dell'operatore (es. 5-100 Hz per applicazioni ingegneristiche); un passo di campionamento di 2 ms (corrispondente ad una frequenza di Nyquist di 250 Hz) è solitamente sufficiente per le analisi basate sulla dispersione delle onde superficiali poiché la risoluzione nel dominio del tempo non è molto rilevante. La lunghezza totale del segnale nel tempo è in relazione all'intervallo di frequenza del segnale trasformato nel dominio della frequenza, quindi è importante avere una finestra di acquisizione di almeno 1 s (frequenza di risoluzione di 1 Hz); in ogni caso è necessario che l'intero evento venga registrato.

4.2.2.2 *Elaborazione dati*

La fase successiva all'acquisizione dei dati di campagna riguarda tutti processi relativi alla loro elaborazione. I dati vengono dunque trattati attraverso diverse procedure che permettono di stimare la cosiddetta curva di dispersione sperimentale, ovvero la relazione tra la velocità di fase e la frequenza. Tali procedure ricorrono ad una varietà di strumenti per l'analisi del segnale basati principalmente sulla trasformata di Fourier. Facendo uso dell'analisi di Fourier infatti, è possibile separare le differenti componenti della frequenza di un segnale, le quali vengono successivamente utilizzate per stimare la velocità di fase attraverso diversi approcci in relazione alle caratteristiche dell'indagine svolta e al numero di ricevitori.

I metodi di elaborazione dei dati basati sulla trasformata di Fourier sono i più utilizzati e consistono nella trasformazione dei dati sperimentali dal dominio spazio-tempo a domini differenti, nei quali la curva di dispersione viene agevolmente ricavata dai massimi spettrali. Ad esempio applicando una doppia trasformata di Fourier ai dati di campo, la curva di dispersione può essere identificata come i massimi nel grafico frequenza-velocità di fase (f-c). L'equazione che sta alla base del metodo MASW è l'equazione del movimento relativa ad un mezzo lateralmente omogeneo, assumendo un campo di deformazione piano e imponendo le condizioni al contorno relative alle onde in un semispazio con una superficie libera; dopo aver imposto la condizione di continuità dello sforzo e della deformazione alle interfacce degli strati, il risultato che si ottiene è un problema lineare differenziale di autovalori. Tale problema presenta una soluzione non nulla solamente per determinati valori del numero d'onda; questa soluzione, relativa ad un sistema stratificato, si trova stabilendo una relazione particolare tra la frequenza e il numero d'onda: l'equazione che ne risulta è conosciuta come la funzione secolare di Rayleigh. Per una determinata frequenza, può esistere una soluzione solamente per specifici valori del numero d'onda: nei sistemi verticalmente eterogenei questo fatto si traduce in una funzione polidroma della frequenza che rappresenta le curve modali. Sebbene ad una singola frequenza, gli autovalori implicino una serie di soluzioni discrete possibili, ciascuna con un massimo di energia concentrato in corrispondenza di uno specifico numero d'onda, la dispersione produce comunque dei lobi nel grafico f-k. Una volta stimati i numeri d'onda per ciascuna frequenza, questi valori vengono utilizzati per costruire la curva di dispersione sapendo che la velocità di fase è pari al rapporto tra la frequenza e il numero d'onda.



Schema della procedura comunemente adottata per ricostruire una curva di dispersione. I grafici (A) e (B) rappresentano le curve modali rispettivamente in $f-k$ e in $f-c$ mentre il grafico (C) mostra lo spettro $f-k$ nel quale il primo modo di propagazione è dominante. Il riquadro (D) evidenzia i lobi prodotti dalla dispersione nel dominio $f-k$ mentre il grafico (E) è il sismogramma di partenza (da Strobbia et al., 2004).

Nella pratica comune, per procedere con l'elaborazione dei dati, si assume che la maggior parte dell'energia sia associata al modo fondamentale di propagazione delle onde di Rayleigh.

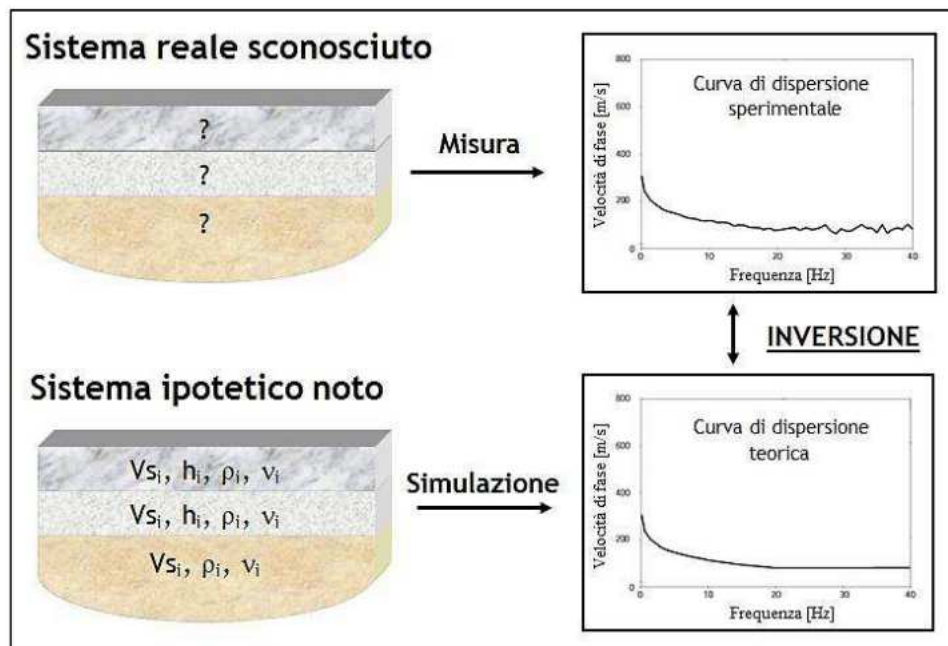
Nel presente studio di Microzonazione Sismica l'acquisizione dei dati di campagna per quanto riguarda le indagini MASW è stata eseguita tramite un array lineare totalmente digitale (modello ECHO 24/2002 Seismic Unit), costituito da 12 geofoni da 4,5 Hz. Ogni geofono è collegato, tramite un cavo sismico a 12 take-outs ciascuno spaziato a 5 metri con connettore "cannon" NK27, al sismografo, presso il quale la curva di dispersione frequenza-velocità di fase ($f-c$) viene ricostruita mediante il software "Easy MASW"; la sorgente sismica utilizzata è una mazza di 6 kg (sorgente impulsiva) posta ad una distanza di 2 metri dal primo ricevitore mentre i parametri di campionamento del segnale sono un tempo di campionamento di 0.000131 s e una finestra di acquisizione di 1 secondo. Dopo aver ricostruito la curva di dispersione sperimentale si è proceduto all'individuazione dei massimi della velocità di fase ad intervalli di frequenza regolari (picking); in queste indagini si è deciso di eseguire l'operazione di picking solamente per le frequenze superiori ai 5-6 Hz per il semplice motivo che una mazzata non riesce a generare frequenze al di sotto dei 5-6 Hz. Eliminando i dati relativi alle frequenze inferiori a 5 Hz, si diminuisce il margine di errore del modello finale aumentandone l'affidabilità. I valori individuati durante la fase di picking, sono delle coppie frequenza-velocità di fase che verranno utilizzate nel processo d'inversione finale.

4.2.2.3 Inversione

Il processo d'inversione dei dati sperimentali è l'ultimo dei passaggi da svolgere e fornisce il profilo della velocità delle onde di taglio derivante dalle caratteristiche di dispersione osservate dai dati sperimentali.

Il processo d'inversione per il trattamento dei dati MASW condotto in questo studio è stato realizzato mediante l'utilizzo del programma "Easy MASW".

Durante l'inversione il primo passaggio è correlare i parametri che derivano dalle analisi con ECHO TROMO HVSR3 e quindi fittare i dati M.A.S.W. con le curve H.V.S.R. (Horizontal to Vertical Spectral Ratio). Successivamente il programma risolve il sistema di equazioni di tutti gli strati inseriti nel modello ipotetico e restituisce per ciascuno strato, la velocità delle onde di taglio calcolata, in modo tale da ricostruire il profilo della velocità delle onde di taglio del sito investigato.



Schema riassuntivo del metodo MASW eseguito nel presente lavoro.

Le indagini MASW eseguite nel presente lavoro hanno permesso di caratterizzare con un buon grado di dettaglio i primi 10 metri di sottosuolo dal punto di vista sismico, fornendo inoltre informazioni utili nell'elaborazione e nell'interpretazione di alcune misure HVSR effettuate in siti che richiedevano ulteriori approfondimenti geologici.



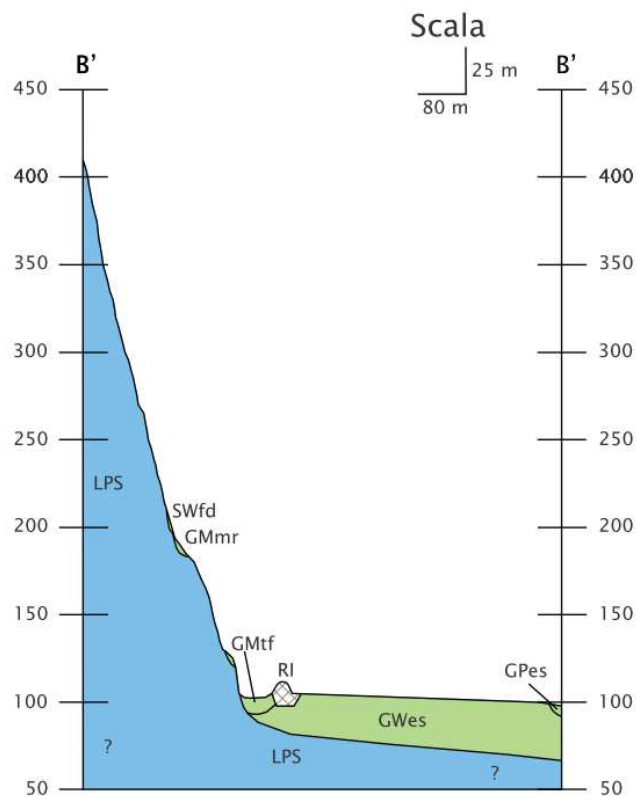
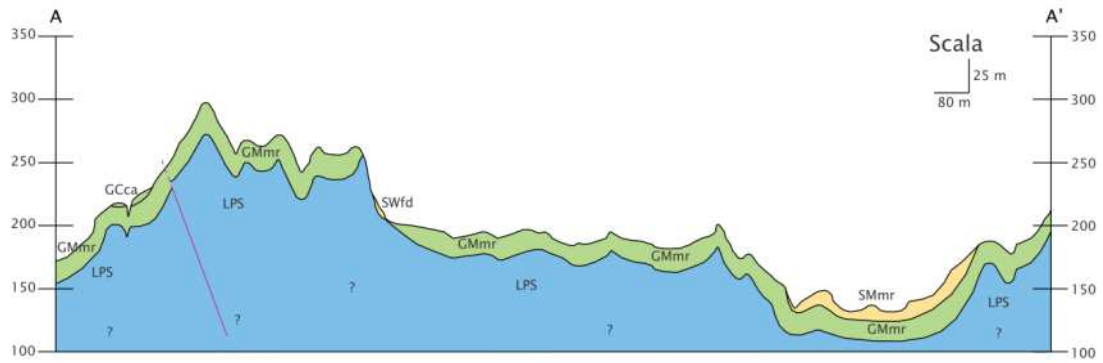
5. MODELLO DEL SOTTOSUOLO

Grazie ai dati raccolti attraverso i sopralluoghi, alle indagini geotecniche puntuali e alle indagini effettuate ex novo si è potuto ricostruire un primo modello geologico del sottosuolo.

Tale modello è rappresentato da due sezioni che raggiungono una profondità di 30 metri dal piano campagna e che sono contenute nella Carta Geologico-Tecnica. Le forme dei depositi sono state ipotizzate in base ai dati geofisici e geotecnici acquisiti e in base all'origine alluvionale del territorio pianeggiante di Rivoli Veronese. Per aumentare il dettaglio delle sezioni e mostrare la forma dei depositi si è scelto di esagerare la dimensione verticale, aumentandola di circa 4 volte rispetto l'orizzontale nella sezione A-A' e nella sezione B-B'.

Riguardo il sottosuolo di Rivoli Veronese si possono fare le seguenti considerazioni:

- L'area centro orientale del territorio comunale è costituita da depositi morenici e inframorenici che tappezzano l'ossatura calcarea presente nel sottosuolo. Tali depositi divengono localmente più sabbiosi in una piccola area centrale in prossimità della Val d'Adige (sezione A-A');
- La parte settentrionale è dominata dalle litologie calcaree, che compogono un versante molto inclinato verso SE. Le forti pendenze di questa porzione montuosa non permettono il depositarsi di depositi eluvio-colluviali ma si trovano invece depositi di falda detritica e coni detritici ghiaiosi, derivanti dall'erosione delle litologie calcaree del versante. Sul fondovalle vi è invece una spessa coltre alluvionale ghiaiosa depositata dal Fiume Adige (sezione B-B').



Sezione A-A' (in alto) e sezione B-B' (in basso)



6. INTERPRETAZIONI E INCERTEZZE

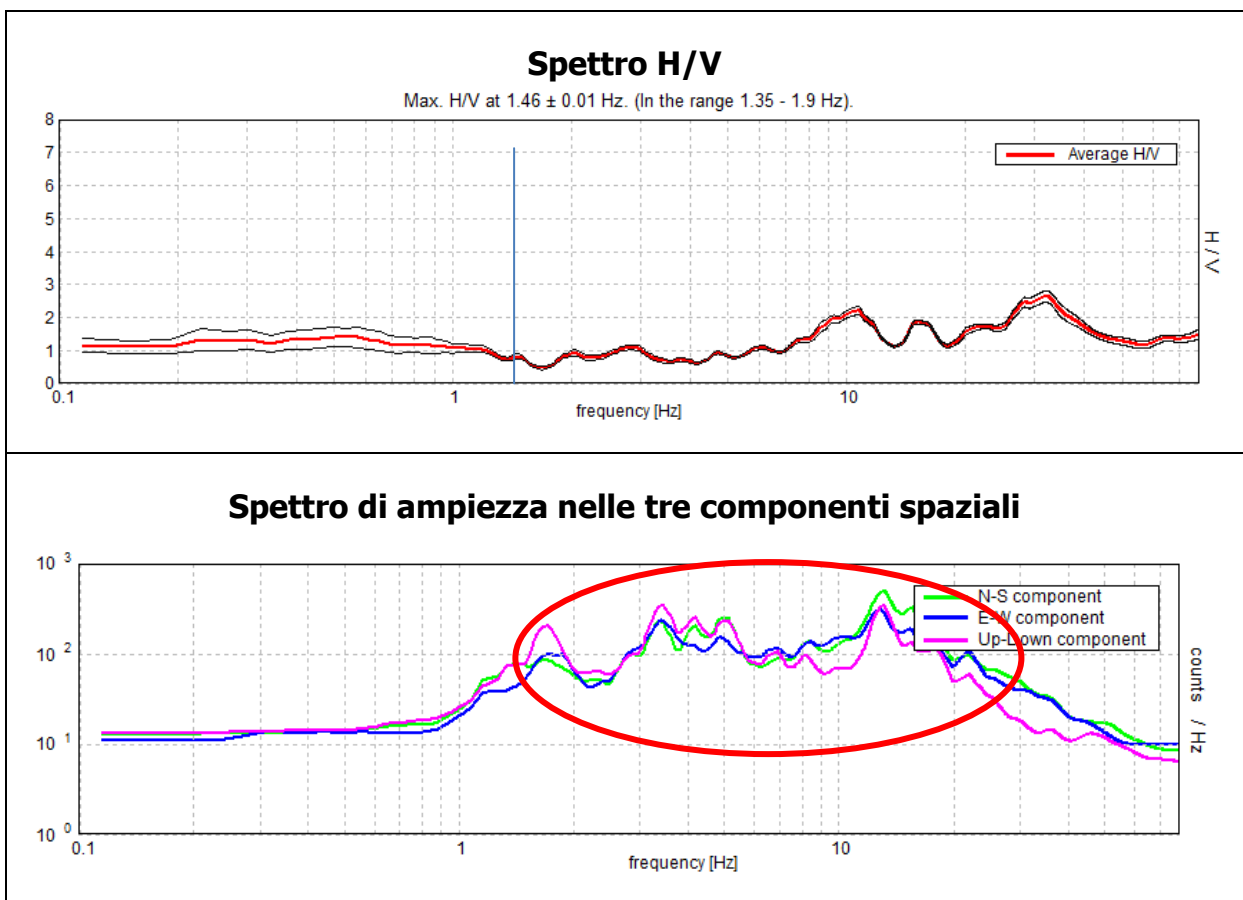
6.1 Identificazione e rappresentatività dei dati raccolti

I dati geologici, idrogeologici e geomorfologici emergono da rilevamenti di dettaglio effettuati nel territorio comunale e da indagini precedenti fornite dagli archivi comunali. Tali dati rappresentano la componente geologica più superficiale del territorio che deve essere sviluppata in maniera più dettagliata nei livelli di microzonazione successivi.

Per quanto riguarda le indagini di sismica passiva a stazione singola, si sono riscontrati alcuni problemi, legati a particolari situazioni geologiche o a disturbi ambientali che hanno perturbato la buona riuscita dell'indagine o ne hanno resa difficoltosa l'analisi.

Per quanto riguarda le indagini HVSR si sono riscontrati i seguenti dubbi:

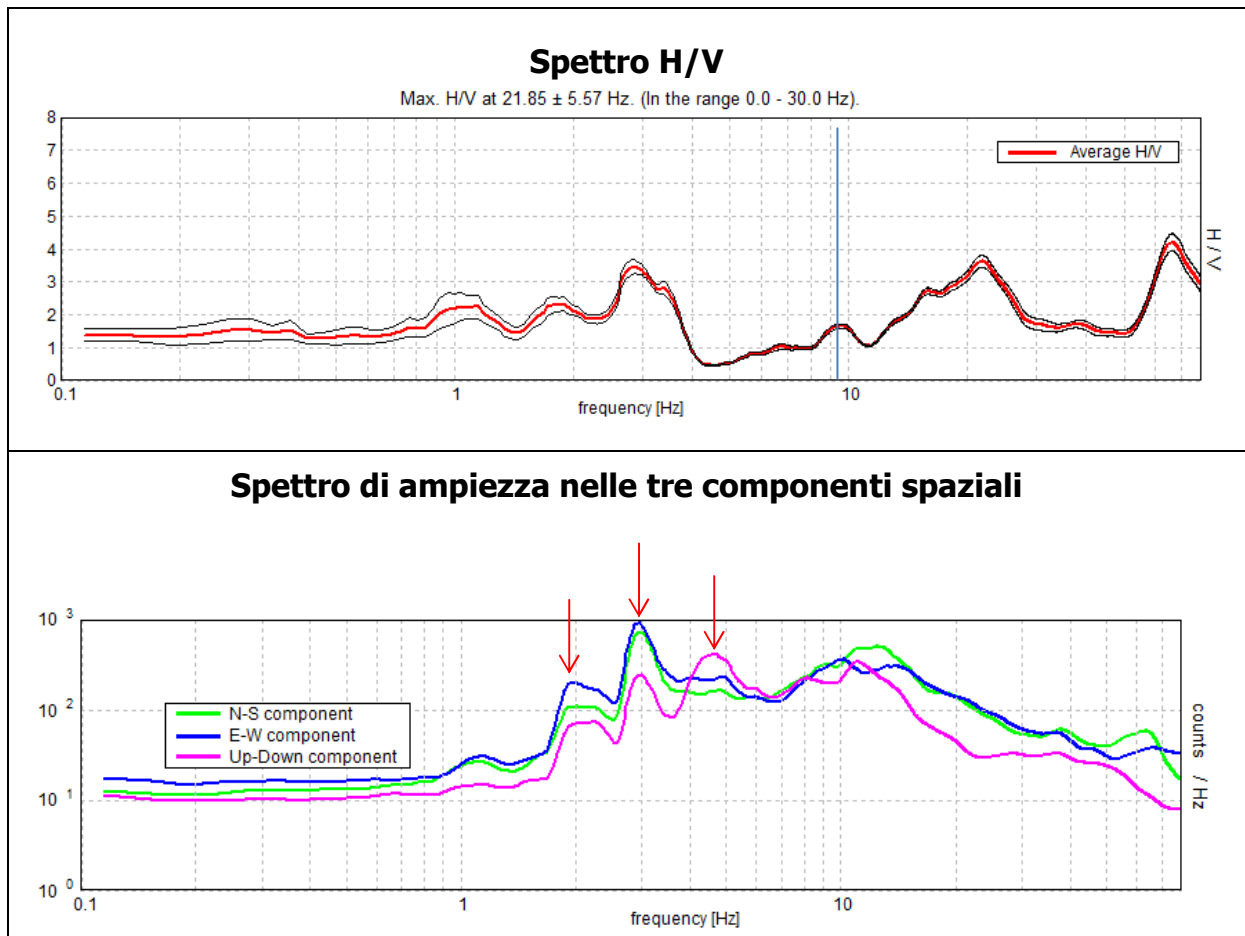
RI02:



Sii è deciso di considerare valido il picco a 1.46 Hz (linea blu), nonostante esso abbia un rapporto H/V inferiore a 2. Ciò è dovuto ad un segnale molto disturbato, come si nota a frequenze più alte, dove le tre componenti sono spesso in fase (cerchio rosso).



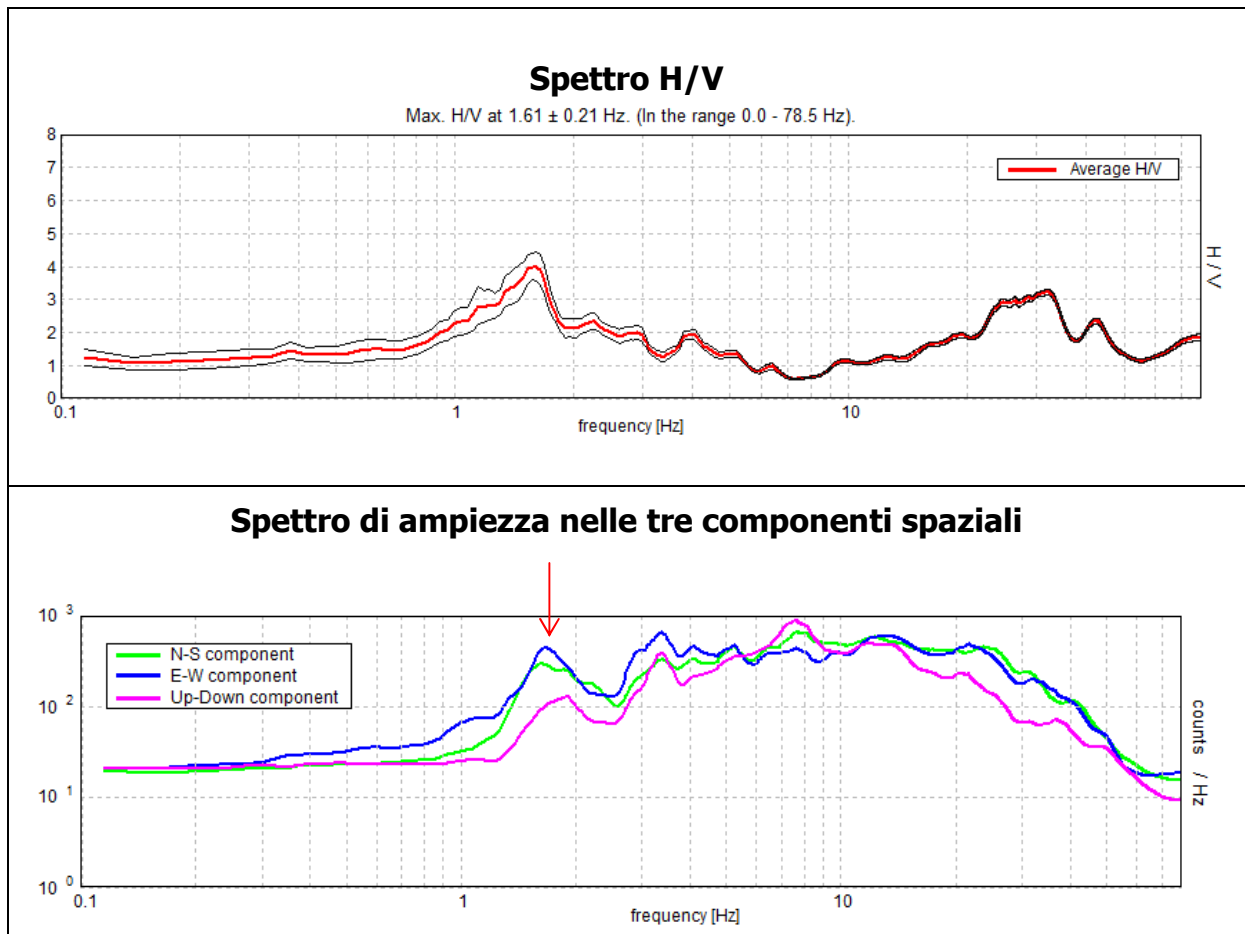
RI04:



Dallo spettro del rapporto H/V è ben visibile la presenza più picchi. Si è deciso di considerare valido il secondo picco a 9.77 Hz (linea blu), perché quelli a frequenze più basse sono parzialmente generati da rumore di origine antropica come si può notare dalla presenza delle componenti in fase nello spettro delle ampiezze (freccie rosse).



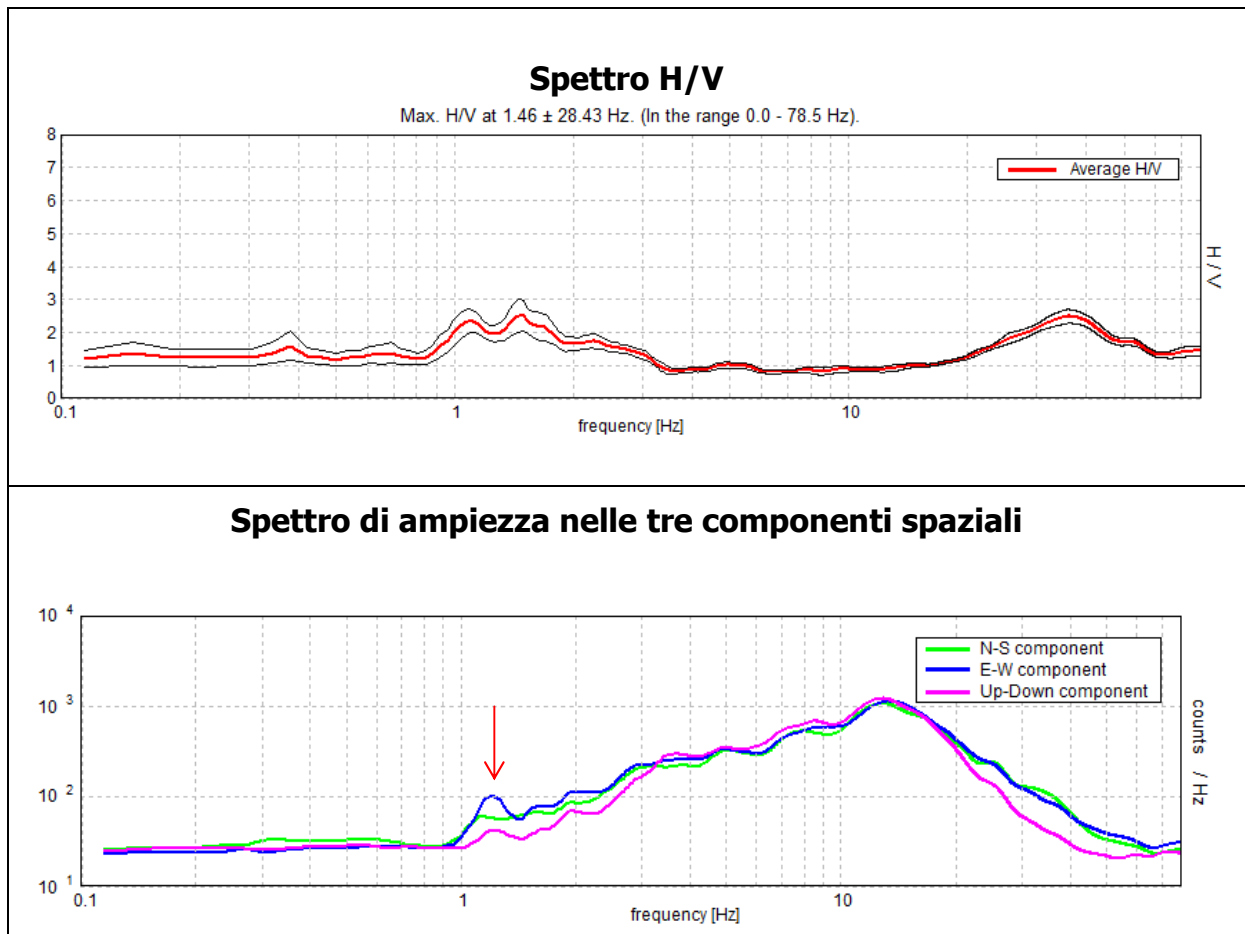
RI05:



Dallo spettro del rapporto H/V è ben visibile la presenza di un picco a 1.8 Hz. Si è deciso di non considerarlo valido in quanto è parzialmente generato da rumore di origine antropica come si può notare dalla presenza delle componenti in fase nello spettro delle ampiezze (freccia rossa).



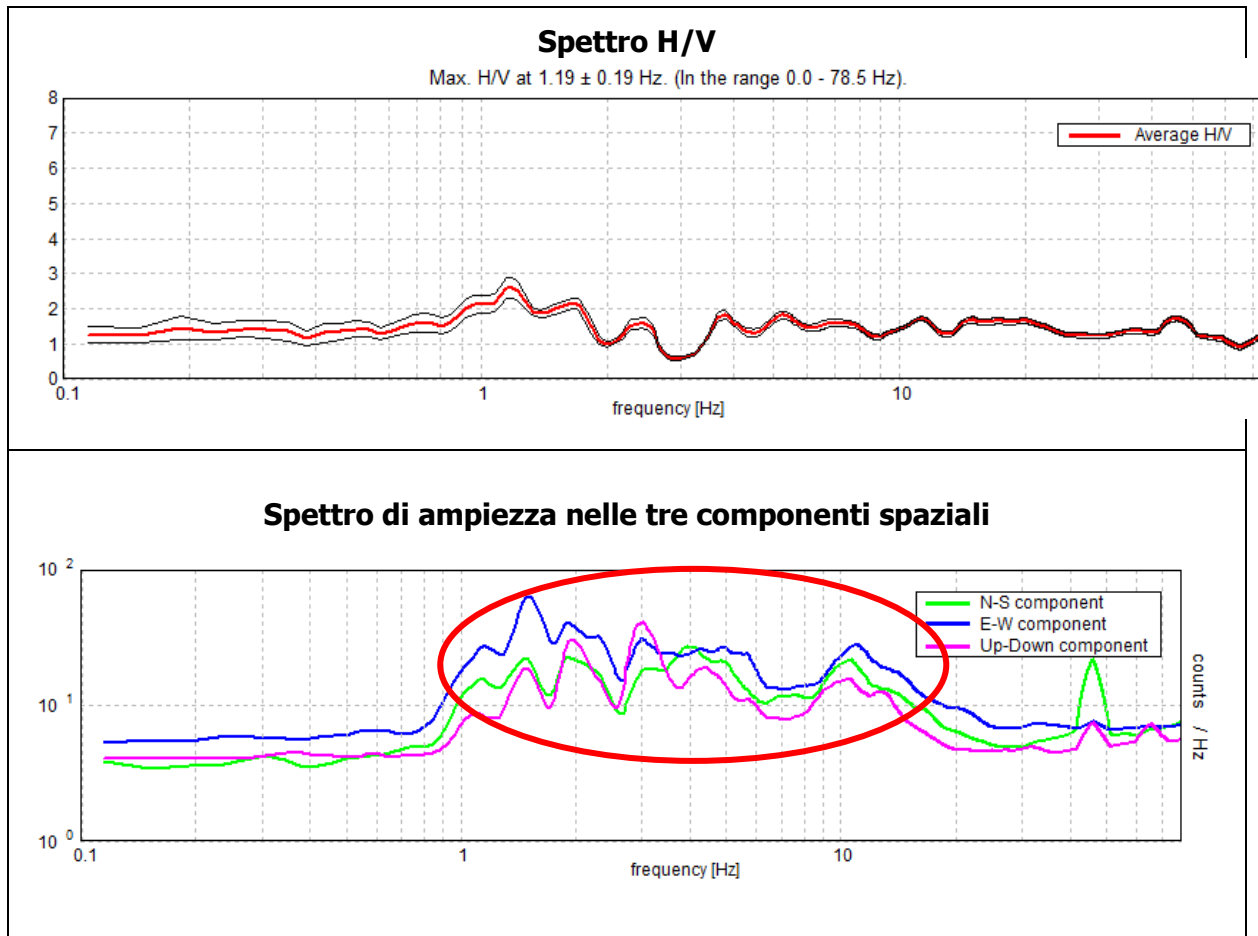
RI09:



Dallo spettro del rapporto H/V è ben visibile la presenza di un picco a 1.46 Hz. Si è deciso di non considerarlo valido in quanto è parzialmente generato da rumore di origine antropica come si può notare dalla presenza delle componenti in fase nello spettro delle ampiezze (freccia rossa).



RI10:



Dallo spettro del rapporto H/V è ben visibile la presenza di diversi picchi. Si è deciso di non considerare valido nessuno di questi picchi in quanto sono generati da rumore di origine antropica come si può notare dalla presenza delle componenti in fase nello spettro delle ampiezze (cerchio rosso).



7. METODOLOGIE DI ELABORAZIONE E RISULTATI

Di seguito verranno illustrate la modalità di elaborazione dei dati geologici, idrogeologici e geomorfologici utilizzati per effettuare la zonazione di primo livello del Comune di Rivoli Veronese:

Zone suscettibili di amplificazione locale, cioè una riclassificazione delle litologie presenti in chiave sismica e in generale:

- *Zona 1:* Si tratta di rocce carbonatiche stratificate riferibili alle Formazioni della Successione Trentina affioranti nei monti Lessini (Calcari Grigi di Noriglio e Gruppo di San Vigilio) che affiorano nella parte montuosa di Rivoli. Tali litologie, pur avendo presumibilmente una Vs maggiore di 800 m/s compongono pendii con pendenza superiore a 15°;
- *Zona 2:* si tratta di ghiaie limose di origine alluvionale che costituiscono i depositi fluviali del fiume Adige lungo il confine occidentale del territorio comunale. Lo spessore di questi depositi è maggiore di 30 m ;
- *Zona 3:* si tratta di ghiaie sabbiose di origine glaciale o fluvioglaciale che ricoprono buona parte della porzione montuosa occidentale del territorio di Rivoli. Questi depositi ghiaiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m;
- *Zona 4:* si tratta di depositi di falda detritica prevalentemente ghiaiosi, localizzati lungo i versanti rocciosi nella porzione settentrionale del territorio comunale. Questi depositi ghiaiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m;
- *Zona 5:* si tratta di depositi di falda detritica prevalentemente sabbiosi, localizzati lungo i versanti rocciosi nella porzione settentrionale e in una piccola area nella zona montuosa occidentale del territorio comunale. Questi depositi sabbiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m;
- *Zona 6:* si tratta di depositi alluvionali recenti e attuali a tessitura ghiaiosa, sovrapposti a depositi prevalentemente ghiaiosi di origine alluvionale. Questi depositi ghiaiosi hanno spessori variabili da 4 a 10 m e occupano le aree contigue al fiume Adige lungo il confine occidentale del territorio comunale;
- *Zona 7:* si tratta di terrazzi fluviali ghiaiosi sovrapposti a depositi antichi prevalentemente ghiaiosi di origine o alluvionale o a depositi morenici ghiaiosi. Questi depositi ghiaiosi hanno spessori variabili da 3 a 15 m e occupano le aree tra il fiume Adige e i versantimontuosi lungo il confine occidentale del territorio comunale;
- *Zona 8:* si tratta di depositi a tessitura prevalentemente ghiaiosa o ciottolosa, derivati dall'erosione delle Formazioni calcaree. Lo spessore di tali depositi varia da 3 a 10 metri circa depositi di conoide a tessitura prevalentemente ghiaiosa, derivati dall'erosione delle Formazioni calcaree che compongono la zona montuosa di Rivoli. Lo spessore di tali depositi varia da 3 a 10 metri circa;
- *Zona 9:* si tratta di depositi morenici a tessitura limo-sabbiosa, sovrapposti a depositi prevalentemente ghiaiosi di origine glaciale che ricoprono le Formazioni rocciose della porzione montuosa del territorio comunale. Questi depositi limo-sabbiosi hanno spessori variabili da 3 a 10 m e sono localizzati nella zona centrale del territorio comunale;
- *Zona 10:* si tratta di depositi di origine antropica a granulometria eterogenea con spessori superiori ai 10 metri.

Zone suscettibili di instabilità:

- *ZAfr - Zona di attenzione per instabilità di versante - Zona 1 - Rocce stratificate con pendenza > 15°:* si tratta di frane di crollo attivo su litologie calcaree;
- *ZAfr - Zona di attenzione per instabilità di versante - Zona 2:* si tratta di frane di scorrimento non attivo su ghiaie;



- *ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 3:* si tratta di frane di scorrimento non attivo su depositi morenici;
- *ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 5:* si tratta di frane di crollo ribaltamento su falde detritiche sabbiose.

8. ELABORATI CARTOGRAFICI

Per la produzione delle seguenti cartografie sono stati selezionati ed analizzati i dati geologici, geomorfologici e idrogeologici derivanti dalle cartografie del PATI e studi posteriori ad esso, oltre che ulteriori informazioni prodotte tratte in seguito. Sono state inoltre effettuate alcune indagini sismiche passive a stazione singola (HVSRe indagini MASW).

8.1 La Carta delle Indagini

Il primo elaborato della microzonazione sismica di I livello ha lo scopo di raccogliere le indagini (sia pregresse che realizzate ex novo), in modo da avere alcuni dati di partenza da cui elaborare e delimitare le diverse zone stabili, suscettibili di amplificazioni locali o suscettibili di instabilità.

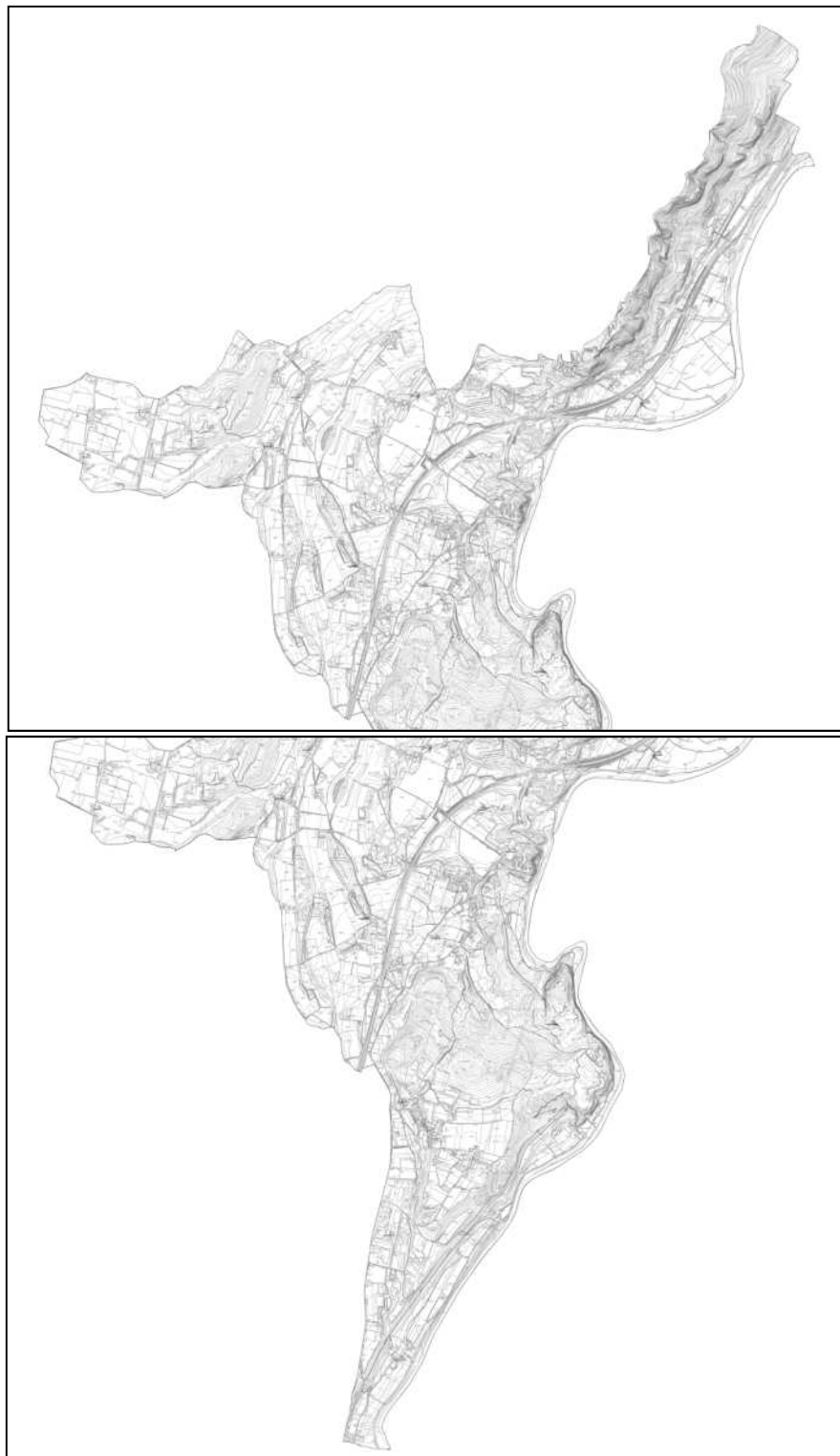
Nella Carta delle Indagini sono state segnalate le diverse geofisiche effettuate all'interno del Comune di Rivoli Veronese.

Queste indagini sono state inoltre codificate come dettato dagli Standard di Rappresentazione Informatica ver. 4.1 all'interno di sei tipologie di tabelle (estratte dai relativi DB):



- **Sito_puntuale:** per ogni punto sulla carta esiste una tabella con la sua localizzazione geografica e la data in cui è stata eseguita la prova;
- **Indagini_puntuali:** Per ogni indagine puntuale vengono descritte la tipologia delle indagini e la profondità totale indagata;
- **Parametri_puntuali:** per ogni singolo strato geotecnico di ogni singola indagine vengono descritte le caratteristiche litologiche, il parametro geotecnico o il parametro geofisico acquisito e lo spessore di tale strato;
- **Sito_lineare:** per ogni sito lineare sulla carta esiste una tabella con la localizzazione geografica dei suoi vertici e la data in cui è stata eseguita la prova;
- **Indagini_lineari:** Per ogni indagine lineare vengono descritte la tipologia dell'indagine;
- **Parametri_lineari:** per ogni singolo strato geotecnico di ogni singola indagine vengono descritte le caratteristiche litologiche, il parametro geotecnico o il parametro geofisico acquisito e lo spessore di tale strato.

Nella carta sono presenti:

- Indagini di microtremori a stazione singola HVSRe indagini ex novo);
- Indagini MASW (indagini ex novo).



Legenda

-  Stazione microtremore a stazione singola
-  MASW

Carta delle Indagini N (in alto) e S (in basso) (2019)




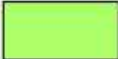







8.2 La Carta geologico-tecnica

Il secondo elaborato di questo studio di microzonazione contiene i dati geologici e geomorfologici utilizzati per produrre la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica. Tutti gli elementi presenti in questa carta sono stati codificati in base agli Standard di Rappresentazione Informatica ver. 4.1.

8.2.1 Unità litologiche

Le unità litologiche presenti in carta sono state create riclassificando le unità litologiche presenti nel PATI previa approfondita verifica e si suddividono in:

Terreni di copertura:

	Rlzz – Terreni contenenti resti di attività antropica
	GWtf – Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie di terrazzo fluviale
	GWes – Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie di argine/barre/canali
	GCca – Ghiaie argillose, miscela di ghiaia sabbie e argilla di conoide alluvionale
	GMmr – Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo di morena
	GMfd – Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo di falda detritica
	GPes – Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia di argine/barre/canali
	SWfd – Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose di falda detritica
	SMmr – Sabbie limose, miscela di sabbia e limo di morena

Litologia	Genesi
RI, Terreni contenenti resti di attività antropica: si tratta di depositi sciolti di riporto antropico aventi granulometria piuttosto eterogenea	zz (altro)
GWtf, Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie: si tratta di ghiaie sabbiose che compongono i terrazzi fluviali	tf (terrazzo fluviale)
GWes, Ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaie e sabbie: si tratta di depositi sciolti con granulometria prevalentemente ghiaiosa che compongono i depositi alluvionali recenti del fiume Adige	es (argine/barre/canali)
GCca, Ghiaie argillose, miscela di ghiaia sabbie e argilla: si tratta di depositi con granulometria grossolana e matrice più fine che compongono i conoidi alluvionali	ca (conoide alluvionale)
GMmr, Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo: si tratta di depositi morenici ghiaiosi con matrice limo-sabbiosa	mr (morena)



GMfd, Ghiaie limose, miscela di ghiaia sabbia e limo: si tratta di ghiaie limo-sabbiose che compongono le falde detritiche	fd (falda detritica)
GPes, Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia: si tratta di depositi alluvionali prevalentemente ghiaiosi	es (argine/barre/canali)
SWfd, Sabbie pulite e ben assortite, sabbie ghiaiose: si tratta di falde detritiche prevalentemente sabbiose-ghiaiose	fd (falda detritica)
SMmr, Sabbie limose, miscela di sabbia e limo: si tratta di sabbie limose di depositi morenici	mr (morena)

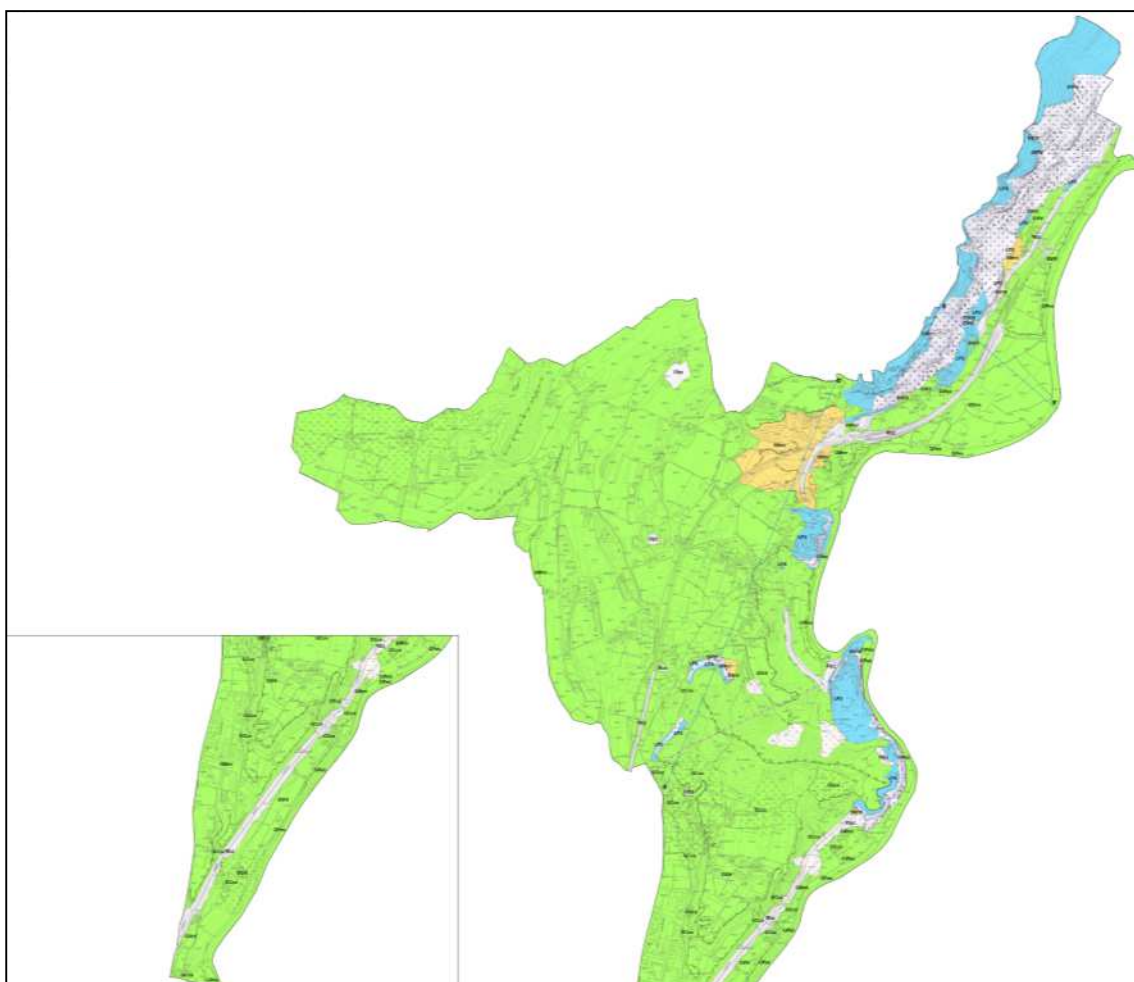
Substrato geologico



LPSzz - Substrato geologico lapideo, stratificato

Litologia

LPS - Substrato geologico lapideo stratificato: rocce carbonatiche stratificate riferibili alle Formazioni dei Calcarei Grigi di Noriglio e del Gruppo di S. Vigilio



Carta geologico-tecnica (2019)



8.2.2 *Forme di superficie e sepolte*



Conoide alluvionale



Falda detritica



Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20m)



Cresta

Gli elementi geomorfologici che possono avere valenza sismica sono:

- **Conoide alluvionale:** possono presentare variazioni laterali e verticali nelle litologie che li compongono e ciò può portare alla genesi di effetti di amplificazione di tipo stratigrafico;
- **Falda detritica:** materiali e a tessitura prevalentemente grossolana generati dalla degradazione delle litologie che compongono la porzione montuosa;
- **Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20 m):** si tratta di scarpate morfologiche naturali con altezze comprese tra 10 e 20 m, che possono indurre effetti di amplificazione sismica di tipo topografico;
- **Cresta:** si tratta di creste morfologiche in roccia che possono indurre effetti di amplificazione sismica di tipo topografico.

8.2.3 *Elementi tettonico strutturali*



Faglia inversa potenzialmente attiva e capace - incerta



Faglia potenzialmente attiva e capace trascorrente - incerta

Si tratta di una faglia inversa e una faglia trascorrente potenzialmente attive e capaci derivante dal progetto ITHACA. Essendo incerte le tracce e la reale attività delle faglie **non sono state considerate come faglie realmente attive e capaci, pertanto non sono state inserite nella Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica.**

8.2.4 *Instabilità di versante*



3011 - crollo/ribaltamento - attiva



3032 - scorrimento - inattiva

Sono stati presi in considerazione tutti i dissesti franosi presenti nel territorio comunale:

- **Frana di crollo o ribaltamento attiva;**
- **Frana di scorrimento inattiva.**

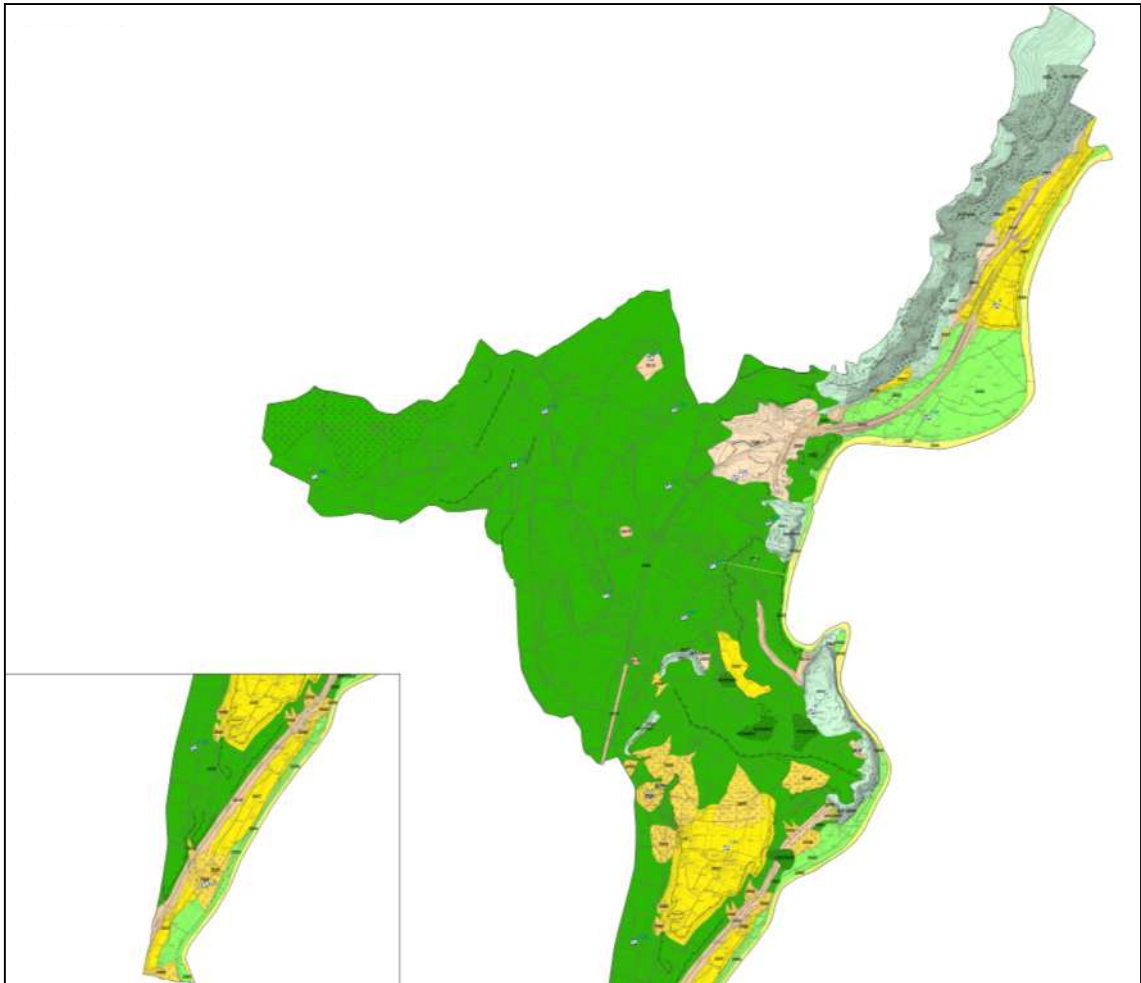


8.2.5 Traccia di sezione geologica rappresentativa del modello del sottosuolo

— Traccia di sezione geologica rappresentativa del modello del sottosuolo

All'interno della Carta Geologica Tecnica sono tracciate 2 sezioni (A-A'; B-B') che permettono di ricostruire il modello di sottosuolo di Rivoli Veronese. Le sezioni sono riportate nella Carta Geologico Tecnica.

8.3 Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica



Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (2019)



Il terzo elaborato previsto per il primo livello è la Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS). La carta individua le microzone ove, sulla base di osservazioni geologiche, geomorfologiche e della valutazione dei dati litostratigrafici (si sottolinea che si tratta di dati pregressi, già disponibili per l'area) e sismici (analisi dei picchi delle prove HVSR) è prevedibile l'occorrenza di diversi tipi di effetti prodotti dall'azione sismica (amplificazioni, liquefazioni...).

Le informazioni utilizzabili, oltre alla cartografia di base disponibile, sono state:

- Carta delle Indagini redatta per questo studio;
- Carta geologico-tecnica prodotta per questo studio;
- Carte geologiche, geomorfologiche e idrogeologiche del PATI.

Questa carta identifica le geometrie di microzone potenzialmente caratterizzate da specifici effetti sismici. Non è previsto l'utilizzo di un input sismico, né la quantificazione numerica dei diversi effetti. Si è scelto di circoscrivere l'area in cui studiare le microzone nelle zone su cui sussistono centri abitati o nelle quali l'amministrazione comunale ha previsto edificazioni.

Le microzone della carta sono classificate in due categorie:

- **zone stabili suscettibili di amplificazioni locali**, nelle quali sono attese amplificazioni del moto, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale (le zone da 1 a 10 sono state definite in base alle diverse componenti litologiche in quanto come suddetto queste variazioni possono creare effetti di amplificazioni);
- **zone suscettibili di instabilità**, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio (non sono necessariamente esclusi per queste zone anche fenomeni di amplificazione del moto). I tipi di instabilità individuate sono **zone di attenzione per frane attive di crollo/ribaltamento o per frane non attive di scorrimento**.

Nella Carta delle MOPS sono inoltre contenuti alcuni elementi morfologici ritenuti significativi e i punti di misura di rumore ambientale (già contenuti nella Carta delle Indagini come Stazione microtremore a stazione singola).

Tutti gli elementi presenti in questa carta sono stati codificati in base agli Standard di Rappresentazione Informatica ver. 4.1.

Con la cartografia prodotta sarà possibile:

- la programmazione di indagini di approfondimento, sulla base delle diverse tipologie di effetti attesi;
- l'individuazione delle aree per le quali sono necessari ulteriori livelli di approfondimento.

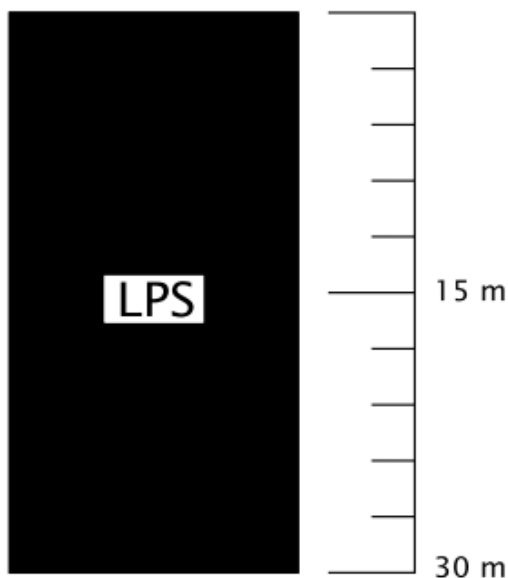


8.3.1 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

In tali aree sono attese amplificazioni locali del moto sismico a causa dell'assetto litostratigrafico e morfologico delle aree stesse. Valutando tali criteri di amplificazione è stato possibile suddividere le aree suscettibili ad amplificazioni locali in 10 zone differenti, qui di seguito descritte.

2001	Zona 1 – Rocce stratificate con pendenza > 15°
2002	Zona 2 – Ghiaie alluvionali
2003	Zona 3 – Depositi morenici grossolani
2004	Zona 4 – Falde detritiche ghiaiose
2005	Zona 5 – Falde detritiche sabbiose
2006	Zona 6 – Depositi alluvionali recenti
2007	Zona 7 – Depositi ghiaiosi dei terrazzi fluviali
2008	Zona 8 – Depositi ghiaiosi di conoide
2009	Zona 9 – Depositi morenici limo-sabbiosi
2010	Zona 10 – Depositi antropici a granulometria eterogenea

8.3.1.1 Zona 1 - Rocce stratificate con pendenza > 15°

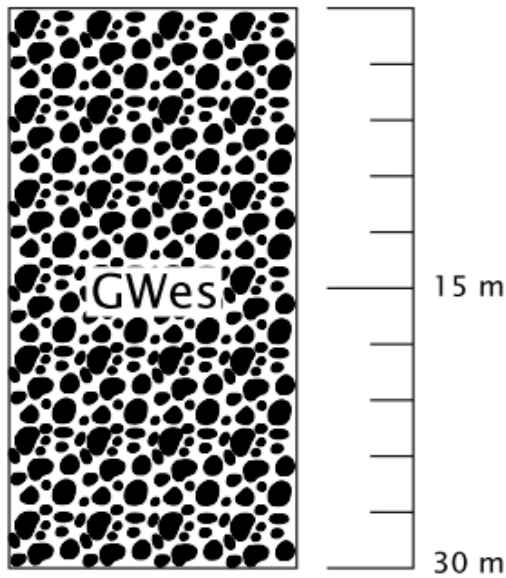


Si tratta di rocce carbonatiche stratificate riferibili alle Formazioni della Successione Trentina affioranti nei monti Lessini (Calcarei Grigi di Noriglio e Gruppo di San Vigilio) che affiorano nella parte montuosa di Rivoli.

Tali litologie, pur avendo presumibilmente una Vs maggiore di 800 m/s compongono pendii con pendenza superiore a 15°, pertanto è possibile un effetto di amplificazione di tipo topografico.

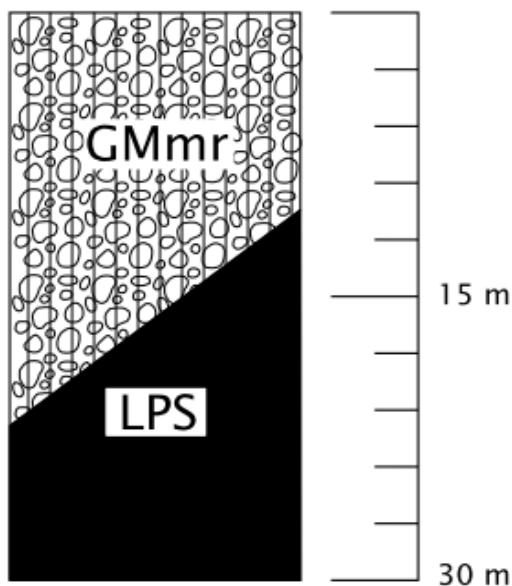


8.3.1.2 Zona 2 – Ghiaie alluvionali



Tale zona è costituita da di ghiaie limose di origine alluvionale che costituiscono i depositi fluviali del fiume Adige lungo il confine occidentale del territorio comunale. Lo spessore di questi depositi è maggiore di 30 m e in essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

8.3.1.3 Zona 3 – Depositi morenici grossolani

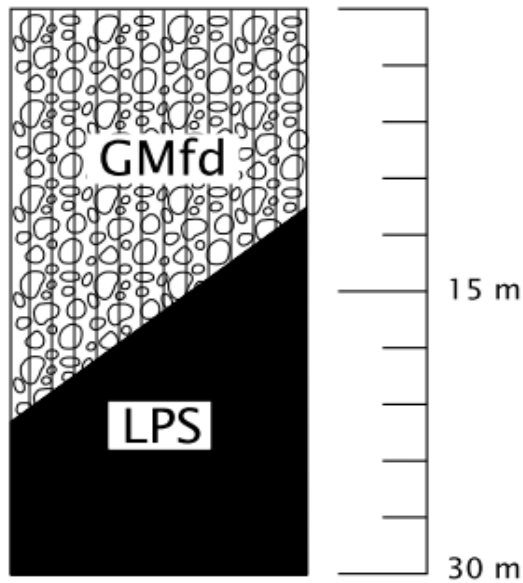


Tale zona è costituita ghiaie sabbiose di origine glaciale o fluvioglaciale che ricoprono buona parte della porzione montuosa occidentale del territorio di Rivoli.

Questi depositi ghiaiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m. In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.



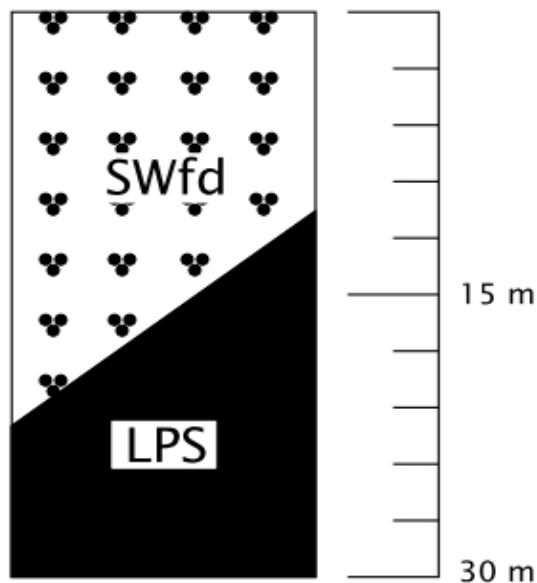
8.3.1.4 Zona 4 – Falde detritiche ghiaiose



Tale zona è costituita da depositi di falda detritica prevalentemente ghiaiosi, localizzati lungo i versanti rocciosi nella porzione settentrionale del territorio comunale.

Questi depositi ghiaiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m. In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

8.3.1.5 Zona 5 - Falde detritiche sabbiose

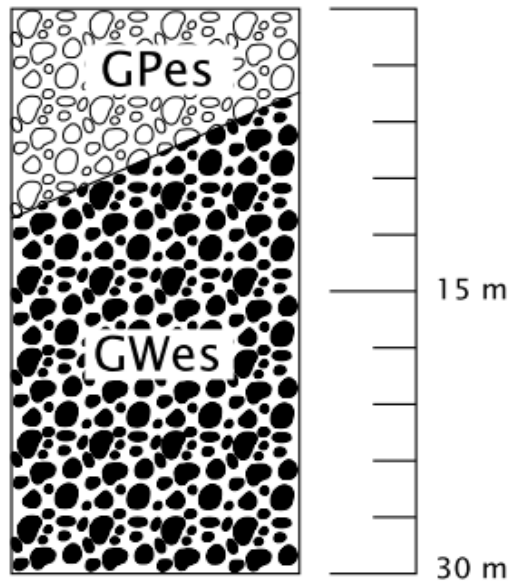


Tale zona è costituita da depositi di falda detritica prevalentemente sabbiosi, localizzati lungo i versanti rocciosi nella porzione settentrionale e in una piccola area nella zona montuosa occidentale del territorio comunale.

Questi depositi sabbiosi ricoprono le Formazioni litoidi e hanno spessori variabili tra 10 e 20 m. In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.



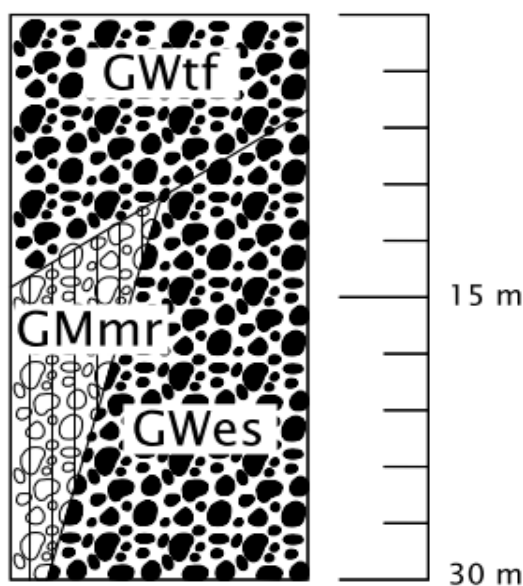
8.3.1.6 *Zona 6 – Depositi alluvionali recenti*



Tale zona è costituita da depositi alluvionali recenti e attuali a tessitura ghiaiosa, sovrapposti a depositi prevalentemente ghiaiosi di origine alluvionale. Questi depositi ghiaiosi hanno spessori variabili da 4 a 10 m e occupano le aree contigue al fiume Adige lungo il confine occidentale del territorio comunale.

In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

8.3.1.7 *Zona 7 - Depositi ghiaiosi dei terrazzi fluviali*

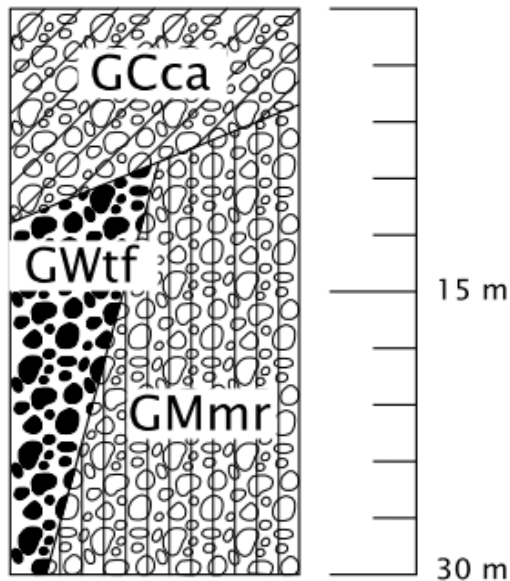


Tale zona è costituita dai terrazzi fluviali ghiaiosi sovrapposti a depositi antichi prevalentemente ghiaiosi di origine o alluvionale o a depositi morenici ghiaiosi. Questi depositi ghiaiosi hanno spessori variabili da 3 a 15 m e occupano le aree tra il fiume Adige e i versanti montuosi lungo il confine occidentale del territorio comunale.

In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

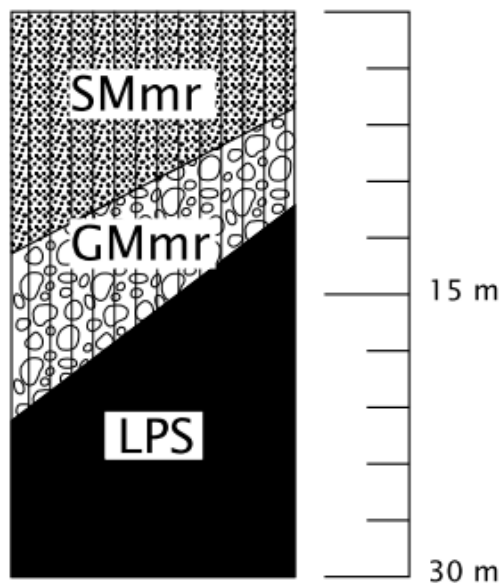


8.3.1.8 Zona 8 - Depositi ghiaiosi di conoide



Tale zona è costituita da depositi di conoide a tessitura prevalentemente ghiaiosa, derivati dall'erosione delle Formazioni calcaree che compongono la zona montuosa di Rivoli. Lo spessore di tali depositi varia da 3 a 10 metri circa. In tale zona si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

8.3.1.9 Zona 9 – Depositi morenici limo-sabbiosi

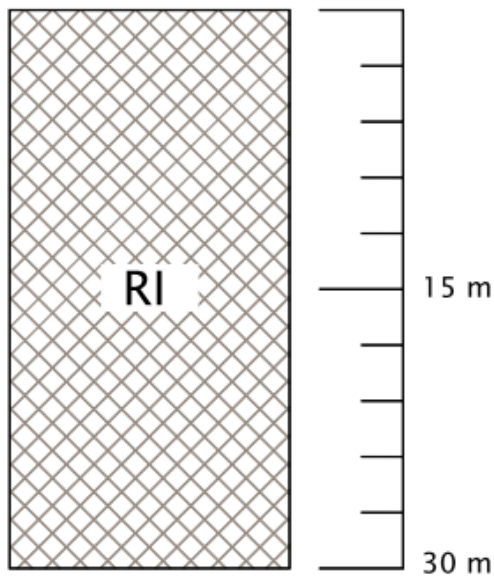


Tale zona è costituita da depositi morenici a tessitura limo-sabbiosa, sovrapposti a depositi prevalentemente ghiaiosi di origine glaciale che ricoprono le Formazioni rocciose della porzione montuosa del territorio comunale. Questi depositi limo-sabbiosi hanno spessori variabili da 3 a 10 m e sono localizzati nella zona centrale del territorio comunale.

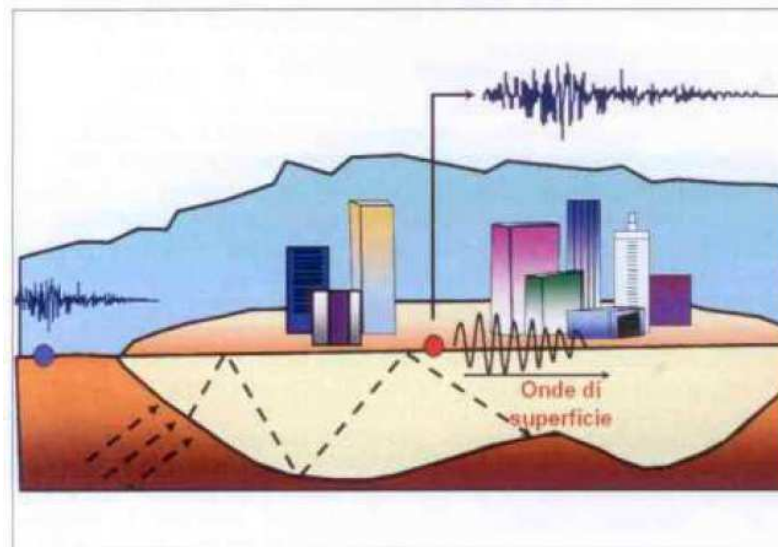
In essi si possono produrre effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico.



8.3.1.10 Zona 10 - Depositi antropici a granulometria eterogenea



Tale zona è costituita da depositi di origine antropica a granulometria eterogenea con spessori superiori ai 10 metri. Questi depositi possono dare luogo ad amplificazione sismica di tipo stratigrafico.

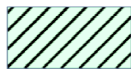


Effetti di amplificazione sismica di tipo stratigrafico



8.3.2 Zone suscettibili di instabilità

8.3.2.1 Zone di attenzione per instabilità di versante attiva



ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 1 – Rocce stratificate con pendenza > 15°



ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 2 – Ghiaie alluvionali



ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 3 – Depositi morenici grossolani



ZAfr – Zona di attenzione per instabilità di versante – Zona 5 – Falde detritiche sabbiose

Sono presenti Scivolamenti non attivi (Zona 2 – Zona 3) e Crolli/Ribaltamenti attivi (Zona 1 - Zona 5) considerati zone instabili in quanto la sollecitazione sismica può causare l'aggravamento del fenomeno o la sua riattivazione, andando modificare gli equilibri tra le tensioni presenti tra i vari elementi (pressioni interstiziali, tensioni efficaci...).

8.3.3 Altri elementi morfologici



Conoide alluvionale



Falda detritica



Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20m)



Cresta

All'interno della Carta delle MOPS sono stati riportati:

- **Conoide alluvionale:** possono presentare variazioni laterali e verticali nelle litologie che li compongono e ciò può portare alla genesi di effetti di amplificazione di tipo stratigrafico;
- **Falda detritica:** materiali e a tessitura prevalentemente grossolana generati dalla degradazione delle litologie che compongono la porzione montuosa;
- **Orlo di scarpata morfologica naturale o artificiale (10-20 m):** si tratta di scarpate morfologiche naturali con altezze comprese tra 10 e 20 m, che possono indurre effetti di amplificazione sismica di tipo topografico;
- **Cresta:** si tratta di creste morfologiche in roccia che possono indurre effetti di amplificazione sismica di tipo topografico.



8.3.4 *Punti di misura di rumore ambientale*

Punti di misura di rumore ambientale



Punto di misura di rumore ambientale con indicazione del valore di f0

Nella Carta delle MOPS sono stati inseriti anche i punti di misura ambientale, ovvero i punti delle indagini HVSR effettuate per questo Studio. In carta sono presenti anche le frequenze di picco misurate in ciascun punto.

8.3.5 *Traccia per gli approfondimenti delle amplificazioni topografiche*

— Traccia per gli approfondimenti delle amplificazioni topografiche

Nella Carta delle MOPS è stata inserita una traccia per un futuro approfondimento delle amplificazioni topografiche in prossimità dell'abitato di Rivoli Veronese.



9. PRESCRIZIONI URBANISTICHE A SEGUITO DELLO STUDIO DI MICROZONAZIONE SISMICA DI I LIVELLO

A seguito dei risultati illustrati in tale studio e nelle Carte ad esso allegate emergono alcune problematiche di tipo sismico che necessitano di un approfondimento, in modo da poter diminuire la vulnerabilità sismica delle future edificazioni prevenendo tali problematiche.

Di seguito vengono date alcune prescrizioni sulle Zone suscettibili di amplificazioni locali e sulle Zone suscettibili instabilità presenti nella Carta della Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica:

9.1 Zone Suscettibili di Amplificazioni Locali

In tali Zone interessate da probabili effetti di amplificazione di tipo stratigrafico sono necessari **approfondimenti di II livello di Microzonazione Sismica in sede di PI e/o PUA** per stimare i valori di amplificazione attraverso la quantificazione dei fattori FA (fattore di amplificazione a bassi periodi) e FV (fattore di amplificazione a alti periodi) come indicato negli ICMS (2008).

In tutte le microzone (1÷10) evidenziate nella carta delle MOPS è necessario valutare, per mezzo di metodi semplificati (abachi e leggi empiriche), l'entità delle amplificazioni di tipo topografico e di tipo litostratigrafico. Gli approfondimenti dovranno derivare da opportune indagini geofisiche attive/passive da ubicare preferibilmente negli ambiti interessati da previsioni urbanistiche.

9.2 Zone Suscettibili di Instabilità

Per quanto riguarda le Zone di attenzione per instabilità di versante attiva è necessario un **approfondimento di III livello in sede di PI/PUA**, nel quale verranno effettuate:

1. indagini geotecniche e/o geofisiche necessarie a valutare lo stato di attività del dissesto, la sua geometria e le sue condizioni morfologiche, litologiche e idrogeologiche;
2. quantificazione del fattore di massimo spostamento delle frane in terra (FRT, in centimetri) o massimo spostamento dei blocchi nelle frane in roccia (FRR, in metri) come indicato negli ICMS (2008).

9.3 Orli di scarpate morfologiche e picchi isolati

Per quanto riguarda le scarpate morfologiche presenti nella Carta Geologico Tecnica e riportate nella Carta delle MOPS, **è necessario valutare l'entità delle amplificazioni di tipo topografico attraverso il II livello di Microzonazione sismica** dove verranno effettuate modellazioni numeriche ed opportune indagini sismiche per stimarne l'effetto di amplificazione.



10. BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. CNR (1983), *Neotectonic map of Italy, scale 1:500.000*. P.F. Geodinamica, Quad. Ric. Scient., 114 CNR (1983)
- AA.VV. ENEL (1981), *Elementi di neotettonica del territorio italiano*. 3,1-94. Milano. 1981
- ARTONI A., REBESCO M. (1990) – *Deformazione per thrusting nei Lessini nord-occidentali (Verona - Italia settentrionale)*. Studi Geologici Camerti, volume speciale BARONI C. (1985), Note sulla paleogeografia della costa occidentale del lago di Garda. Geogr. Fis. Dinam. Quat., 8, 49-61. 1985
- CARTON A. & CASTALDINI D. (1985), *Approfondimenti di morfoneotettonica tra il lago di Garda ed il torrente Alpone (provincia di Verona)*. Boll. Mus. Civ. St. Nat. Verona, 12, 461-491. 1985
- CASTALDINI D. & PANIZZA M. (1991), *Inventario delle faglie attive tra i fiumi Po e Piave ed il lago di Como (Italia settentrionale)*. Il Quaternario, 4(2), 333-410. 1991
- CASTELLARIN A. (1982) – *Lineamenti ancestrali sudalpini*. In Castellarin A., Vai G. B.: *Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale*. Guide geol. reg. S.G.I., pagg 41-55.
- DOGLIONI C, BOSELLINI A. (1987) – *Eoalpine e mesoalpine tectonics in the Southern Alps*. Geol. Rundsch., **76**, pagg 735-754.
- PANIZZA M., SLEJKO D., BARTOLOMEI G., CARTON A., CASTALDINI D., DEMARTIN M., NICOLICH R., SAURO U., SEMENZA E. & SORBINI L. (1981), *Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda ed il Monte Grappa*. Rend. Soc. Geol. It., 3, 587-603. 1981
- SARTI M., BOSELLINI A., WINTERER E.L. (1992) – *Basin geometry and architecture of a Tethyan passive margin (Southern Alps, Italy): implications for rifting mechanisms*. In: WATKINS J.S., ZHIQIANG F., McMILLEN F. - Eds, *Geology and Geophysics of Continental Margins*. AAPG Memoir, **53**, pagg. 241-258.
- SAURO U. & MENEGHEL M. (1980) *Dati preliminari sulla neotettonica dei fogli 21 (Trento) (p.p.), 35 (Riva) (p.p.), 36 (Schio) (p.p.), 49 (Verona) (p.p.)*. CNR (1980) - Contributi alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia, P.F. Geodinamica, Pubbl. 356, 331-357. 1980
- SLEJKO D., CARRARO F., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., DOGLIONI C., ILICETO V., NICOLICH R., REBEZ A., SEMENZA E., ZANFERRARI A. & ZANOLLA C. (1987), *Modello sismotettonico dell'Italia nord-orientale*. CNR, GNDT, Rend. 1, 82 pp. 1987
- ZANFERRARI A., BOLLETTINARI G., CAROBENE L., CARTON A., CARULLI G.B., CASTALDINI D., CAVALLIN A., PANIZZA M., PELLEGRINI G.B., PIANETTI F. & SAURO U. (1982), *Evoluzione neotettonica dell'Italia Nord-Orientale*. Mem. Soc. Geol., 35, 355-376, Padova. 1982
- <https://idt2.regione.veneto.it/idt/downloader/download> (per dati cartografici e geologici regionali);
- http://mapserver.iuav.it/website/foto_aeree/ (per la consultazione delle foto aeree);
- <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/viewer/> catalogo nazionale delle faglie capaci – Progetto ITHACA);
- <http://cnt.rm.ingv.it> (Catalogo ISIDe per i terremoti recenti)
- <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/> (Database Macrosismico Italiano)



<http://www.bacino-adige.it> (PAI del fiume Adige)

Indagini geologiche per il PATI del comune di Rivoli Veronese anno 2009.

Indirizzi e Criteri per la microzonazione sismica approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome (13.11.2008).

Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica – Specifiche tecniche per la redazione degli elaborati cartografici della microzonazione sismica – Versione 4.1;
Commissione tecnica per la microzonazione sismica.