



REGIONE DEL VENETO

Provincia di Treviso



Comune di Montebelluna



MICROZONAZIONE SISMICA DI LIVELLO 3

***P.U.A "Parco Imprese" in Via Montello -
Montebelluna (TV)***

D.G.R. 1572 del 3 settembre 2013

Committente: **CA.BI. S.r.l.**

Monteviale, aprile 2019

Dr. Geol. Matteo Collareda

**MATTEO COLLAREDA
GEOLOGO**

Via Biron 102/5, 36050 - Monteviale (Vicenza)
Cell. 349 0567455 web: studiosisma.com
e-mail: info@studiosisma.com

La legge sui diritti d'autore (22/04/41 n° 633) vieta la riproduzione ed utilizzazione anche parziale di questo documento, senza la preventiva autorizzazione degli autori.

1 - Introduzione

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

I rischi naturali possono essere mitigati attraverso azioni preventive, come la corretta gestione del territorio da parte delle amministrazioni competenti: attendere un evento sismico per intervenire in fase di emergenza aumenta esponenzialmente il costo di gestione degli interventi e delle successive ricostruzioni. Al contrario, agire in modo preventivo ridurrebbe i costi di gestione delle fasi successive all'evento. Procedere in modo preventivo, quindi, significa sviluppare una serie di norme, linee guida e comportamenti operativi e/o educativi finalizzati alla gestione dei rischi naturali, alla riduzione generale dei costi sociali e della loro ricaduta sulla popolazione.

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

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

Per Microzonazione Sismica (di seguito definita MS) si intende la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo. In sostanza, la MS individua e caratterizza le zone stabili, le zone stabili suscettibili di amplificazione locale del moto sismico e le zone suscettibili di instabilità. È ormai noto che lo stesso evento sismico può provocare scuotimenti decisamente differenti in dipendenza degli spessori e delle qualità dei terreni posti a copertura del *bedrock* e delle caratteristiche morfologiche del sito. È, inoltre, riconosciuto che gli effetti di un terremoto variano col variare delle condizioni geologiche in cui esso si sviluppa.

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

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

2 - Generalità

La MS è uno strumento molto utile ai fini della prevenzione sismica e della valutazione del rischio sismico, per il governo del territorio, per la progettazione e per la pianificazione per l'emergenza. La MS ha lo scopo di riconoscere a una scala sufficientemente grande (scala comunale o subcomunale) le condizioni locali che possono modificare sensibilmente le caratteristiche del moto sismico atteso o possono produrre deformazioni permanenti rilevanti per le costruzioni e le infrastrutture.

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

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

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

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

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

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

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



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

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

Il presente studio è stato svolto a un Livello 3 di approfondimento nell'ambito del Piano Urbanistico Attuativo "Parco Imprese" in via Montello, secondo le modalità riportate nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica approvate con D.G.R. 1572 del 03/09/2013 e pubblicate nel Bur n.81 del 24/09/2013.

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

La metodologia prevede che il Livello 2 e/o Livello 3 di approfondimento sia applicato in sede di P.I. e P.U.A. a tutte le parti di territorio suscettibili di amplificazione sismica e/o instabilità individuati nella precedente fase e per le quali si prevedono trasformazioni urbanistiche del territorio che comportano un incremento dei carichi urbanistico/insediativi e per il territorio compreso nel perimetro del centro abitato così come previsti dalla normativa vigente.

Ad ogni modo, i risultati del presente studio sono stati ottenuti a partire dall'analisi dello Studio di Compatibilità sismica del territorio comunale, effettuato nel 2013 e redatto dal Geol. Alessandro Fabbroni.

3 - Elementi geologici, geomorfologici e idrogeologici locali per la MS

3.1 - Premesse

Nel presente capitolo vengono illustrate le principali caratteristiche geomorfologiche, litologiche e idrogeologiche del territorio comunale, riprese dallo Studio Compatibilità Sismica e dalle principali cartografie disponibili per la Provincia di Treviso.

L'area indagata dal presente studio è ubicata in Comune di Montebelluna, collocato nella parte centrale della Provincia di Treviso, e che comprende parte della pianura del Quartier del Piave e della alta pianura trevigiana, la porzione occidentale del Colle del Montello, la gran parte del Montelletto e la stretta di Biadene.

L'area oggetto di studio è ubicata a sud est del territorio comunale, in prossimità della zona industriale.



Estratto di Ortofoto a colori

3.2 - Inquadramento geologico e idrogeologico

Il territorio comunale in esame si può così suddividere:

- a S l'alta pianura trevigiana. Il Comune si pone nella parte N, zona centrale, del grande conoide formati in età glaciale e postglaciale dal deposito delle alluvioni grossolane apportate dal fiume Piave. L'enorme dispersione di tali materiali a partire dal locale vertice di Biadene ha determinato una superficie che evidenzia limitata inclinazione verso S, SSW e SSE. Una seconda direttrice di deposizione ha come vertice il varco di Caerano San Marco e interessa marginalmente il territorio comunale;
- a NE del Comune la porzione di SW del Colle del Montello. L'ambito di interesse è la parte più occidentale del lungo pendio che va dal solco di Biadene al punto sommitale del colle (Collesel Val Dell'Acqua), subito a NW di Santa Maria della Vittoria. E' costituito da una gradinata di terrazzi. Si tratta di sei ripiani, forse sette, collocati a quote medie di: 140÷160 m s.l.m. (Broletto), circa 10 m sopra il solco di Biadene; 185÷195 m s.l.m. (Prà Grande); 250÷260

m s.l.m. (Pascoli Bassi); 270÷290 m s.l.m. (Pascoli Alti); 320÷330 m s.l.m. (Coronali). L'ultimo a quota 340÷360 m s.l.m. (Bosco Alto) è praticamente fuori del confine comunale. Non tutti appaiono facilmente riconoscibili e separati da scarpate nette ed elevate, sicuramente ben evidenti sono quelli inferiori.

Per quanto riguarda l'origine dei terrazzi e delle relative scarpate, sicuramente è legata al progressivo sollevamento tettonico del colle e, per il terrazzo inferiore, all'azione erosiva delle correnti plavensi che penetravano per il varco di Biadene. Per gli altri si può pensare ad un contributo di più fattori, sia di erosione fluviale, sia di deposito fluvioglaciale per i più bassi; più strettamente legati al motivo tettonico i più alti. Le superfici dei terrazzi sono in generale debolmente inclinate verso W, con pendenza limitata e variabile intorno al 2÷5 %. Le scarpate invece sono molto inclinate: subverticale la più bassa; con inclinazione del 20÷40 % le altre. Le doline sono variamente distribuite, meno numerose nei ripiani inferiori e con dimensioni più limitate (in particolare la profondità), più grandi e con maggiore densità in quelli più elevati (v. la Carta geomorfologica). Diffuse poi altre tipiche particolarità carsiche: doline complesse, valli secche grotte e cavità sotterranee, ecc.;

- a NW la porzione E della collina del Montelletto. Di analoga origine del Montello, è meno sviluppata, giunge ad quota massima di circa 190 m s.l.m. in corrispondenza del rialzo del Castellir. Presenta una sommità subpianeggiante, con limitati fenomeni carsici, in genere con caratteristiche giovanili. E' limitata ad E da una ripida scarpata di origine in parte strutturale ed in parte erosiva;
- a N, tra i due colli, il solco di Biadene. E' una stretta striscia di pianura compresa tra le due scarpate del Montelletto ad W e quella inferiore del Montello ad E. Ha andamento pianeggiante ed è posta a quota di 120÷140 m s.l.m. L'origine è legata all'alluvionamento superficiale di un corso del F. Piave, verificatosi in epoca geologicamente recente, probabilmente nella parte centrale della glaciazione würmiana. Il tutto impostato su una stretta depressione di origine strutturale.

Dal punto di vista litologico, il territorio del Comune è posto a cavallo del limite settentrionale della pianura veneta, formata in tempi geologicamente recenti dall'accumulo di materiali di origine glaciale e fluvioglaciale da parte delle acque correnti. I vari fiumi veneti, in uscita dalle valli montane, hanno depositato i detriti trasportati creando grandi conoidi legati gli uni agli altri (interdigitate).

In particolare, la parte meridionale del Comune è compresa entro il limite settentrionale della costruzione che il Piave ha formato in età glaciale e, limitatamente, postglaciale.

Essendo l'area collocata in corrispondenza di uno dei vertici del conoide, i materiali depositi sono generalmente grossolani e costituiti prevalentemente da ghiaie e ciottoli più o meno sabbiosi, solo localmente ed in superficie compaiono limitati spessori di termini più fini.

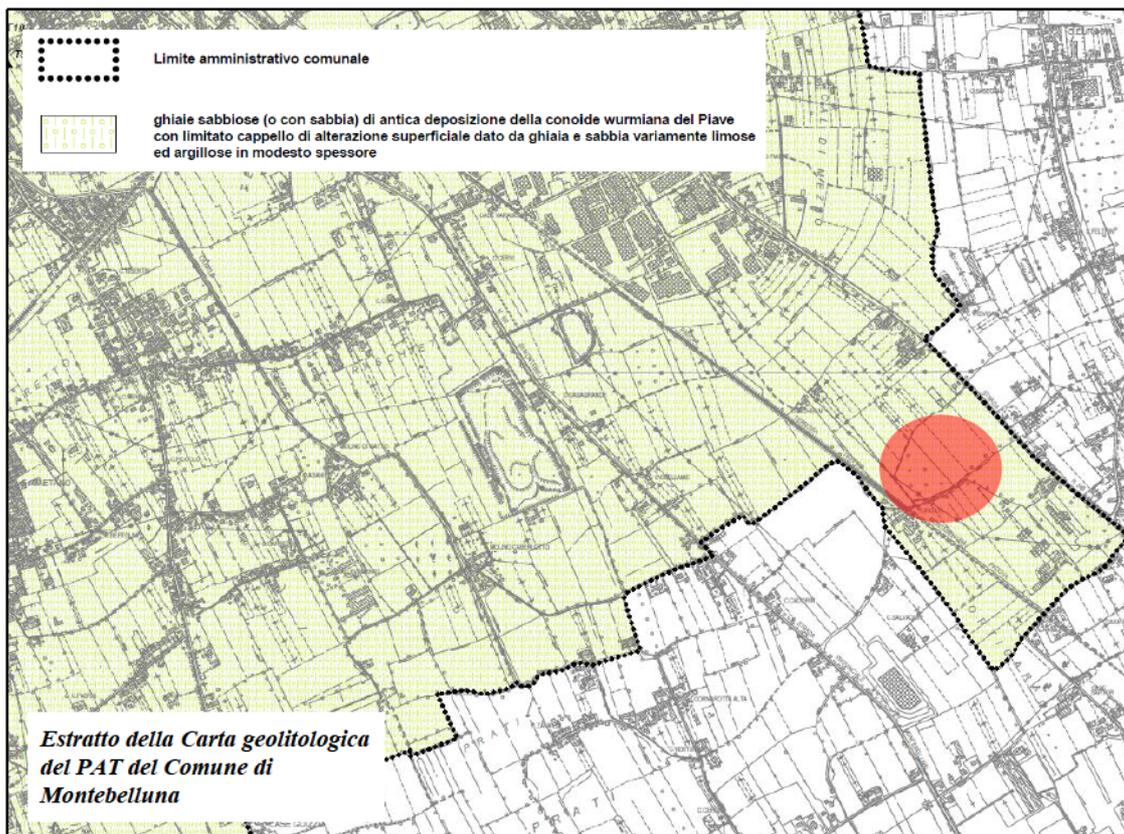
Inoltre, la storia di formazione recente di questa parte di territorio è legata a quanto verificatosi nel corso dell'ultima glaciazione e nei tempi successivi, il tutto può essere così schematizzato:

1. nel corso dell'espansione e della fase di massima intensità dell'ultima glaciazione (anaglaciale würmiano) una spessa coltre di detriti grossolani venne distribuita a ventaglio sulla pianura, formando una grande conoide con vertice presso la soglia di Biadene e secondariamente di Caerano;
2. questa costruzione alluvionale venne abbandonata in tempi tardoglaciali. Su di essa successivamente hanno divagato locali correnti di piena del Piave prima, di altri corsi minori provenienti dalle colline poi, incidendo e ridepositando sulle vecchie alluvioni ed apportando deboli spalmature di materiali a granulometria fine. I loro contributi sono man mano più importanti verso N, ai piedi del Montello e del Montelletto.

Verso N si elevano poi le colline citate, formate da rocce conglomeratiche, ben cementate, con ciottoli in prevalenza calcarei. Accompagnano il conglomerato altri litotipi, principalmente arenarie e siltiti. L'insieme è attribuibile al Pontico (Miocene superiore). L'origine di tali rocce è fluviale e deltizia. In buona parte del colle i conglomerati sono coperti da un abbondante spessore di un terreno rossastro, argilloso, costituito, in prima approssimazione da "limo e sabbia con argilla debolmente ghiaioso o ghiaioso". E' quella che genericamente viene chiamata "terra rossa" e che, in realtà, ha composizione variabile e diversa origine: in parte dall'alterazione meteorica, chimica e biochimica in posto del conglomerato, in parte morenica e fluvioglaciale.

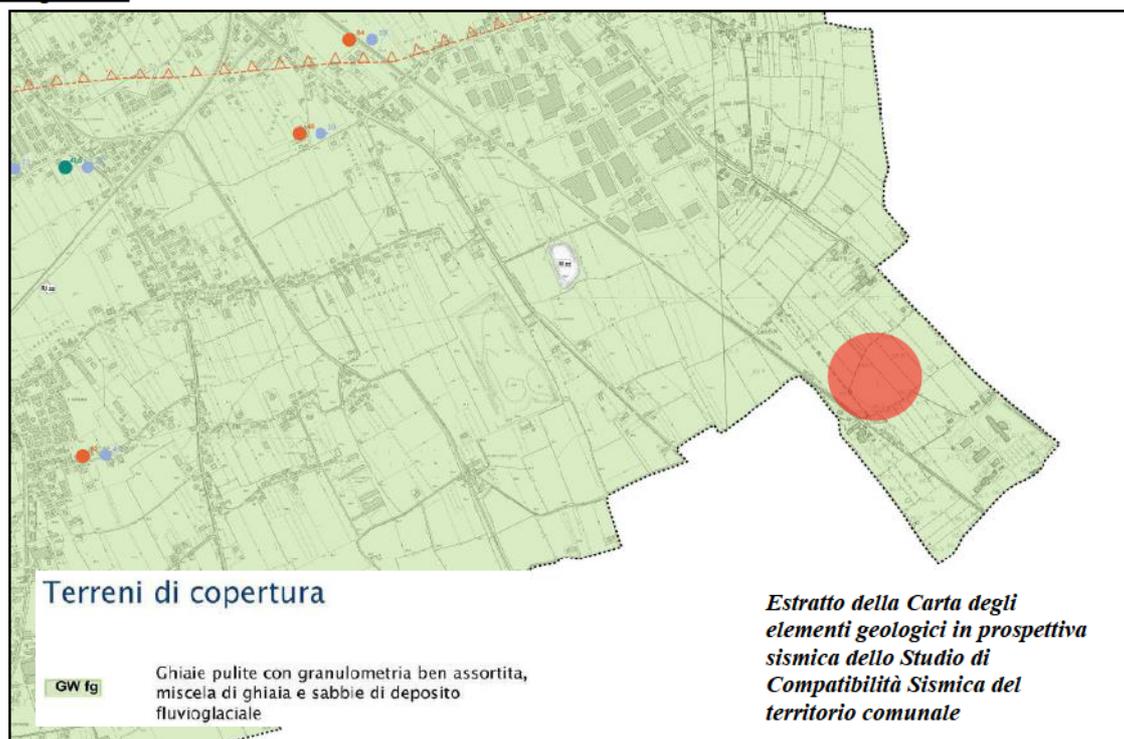
I terreni cartografati sono pertanto i seguenti (estratto da Relazione Geologica del PAT, 2006):

- ghiaie sabbiose (o con sabbia) di antica deposizione della conoide würmiana del Piave con limitato cappello di alterazione superficiale dato da ghiaia e sabbia variamente limose ed argillose in modesto spessore; costituiscono il sottosuolo della pianura.
- ghiaie sabbiose (o con sabbia) di antica deposizione della conoide würmiana del Piave con copertura di limo e sabbia con ghiaia, argilloso, in contenuto spessore e con limitato cappello di alterazione superficiale dato da ghiaia e sabbia variamente limose ed argillose; il grande materasso ghiaioso plavense è ricoperto, in piccole aree marginali alle colline, da uno spessore limitato di materiale a granulometria fine.
- argille con limo, sabbia e ghiaia, di prevalente origine colluviale, in rilevante spessore (alcuni metri), parte sulle rocce conglomeratiche e parte sulle ghiaie; è una larga fascia di terreno posta a ridosso del bordo meridionale della collina del Montelletto, dove i materiali argillosi e limosi si accumulavano, in parte legati a locale alterazione ed in parte trasportati per soliflusso ecc. dalle pendici del colle.
- argille con limo e sabbia, debolmente ghiaiose o ghiaiose, di prevalente origine eluviale, in rilevante spessore (alcuni metri), sulle rocce conglomeratiche: sul Montello e sul Montelletto si riscontra una rilevante copertura data da un suolo derivato primariamente dalla degradazione meteorica dei conglomerati.
- rocce conglomeratiche, coerenti, massicce o in grossi banchi, con subordinati livelli arenacei, a prevalenti elementi calcareo-dolomitici, affioranti o subaffioranti o con debole copertura; queste rocce formano il substrato di tutto il colle, localmente affiorano o evidenziano copertura limitata. Nella composizione prevalgono di gran lunga i conglomerati, in subordine compaiono banchi o lenti di arenaria ben cementata, più raramente piccole lenti limoso-argillose o marnose. I conglomerati sono formati da ghiaia e ciottoli di varia dimensione, a cemento calcareo, con diverse situazioni di cementazione, di solito però molto buona. I clasti sono prevalentemente di natura calcareo dolomitica, in minor percentuale compaiono termini arenacei, magmatici e metamorfici di diversa origine e composizione.



Nell'ambito dello Studio di Compatibilità sismica del territorio comunale, l'area di interesse è rappresentata da:

GM_fg: ghiaie pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia di deposito fluvioglaciale.



Inquadramento idrogeologico

L'idrografia superficiale è caratterizzata dalla presenza di corsi d'acqua artificiali, di pertinenza esclusiva del Consorzio di Bonifica Pedemontano "Brentella di Pederobba". Assumono una valenza ambientale sostanziale i canali più rilevanti, in particolare il Canale di Caerano, che attraversa da Nord-Ovest a Sud-Est il tratto pianiziale e il Canale del Bosco, posto ai piedi del rilievo montelliano. La dotazione d'acqua e la portata sono costanti, ad esclusione del periodo in cui la manutenzione della rete irrigua ne impone l'asciutta. Ciò determina un sensibile livello di criticità, in riferimento al conseguente allontanamento delle specie acquatiche, in modo determinante se obbligate, quali le specie ittiche.

Altri elementi di criticità sono legati al degrado della qualità organolettica, chimica e biologica delle acque, dovuta all'immissione di scarichi domestici, in massima parte abusivi, e al determinarsi di effetti barriera faunistica, in riferimento alla tipologia delle sponde, in materiali artificiali (calcestruzzo in massima parte), e alla mancanza o scarsa pervietà degli attraversamenti, per presenza, ad esempio, di recinzioni o di altri ostacoli al passaggio della fauna terrestre.

L'idrografia sotterranea si caratterizza per la presenza di un unico acquifero indifferenziato freatico, conseguente all'assetto litologico del territorio, derivante dalla sovrapposizione di depositi alluvionali del Piave. La falda è poco articolata, con direzione principale di deflusso da Nord-Est a Sud-Ovest. Si tratta di un acquifero libero indifferenziato in materiale prevalentemente ghiaioso con matrice sabbiosa.

Nel territorio comunale sono presenti due pozzi freatici monitorati dall'ARPAV.

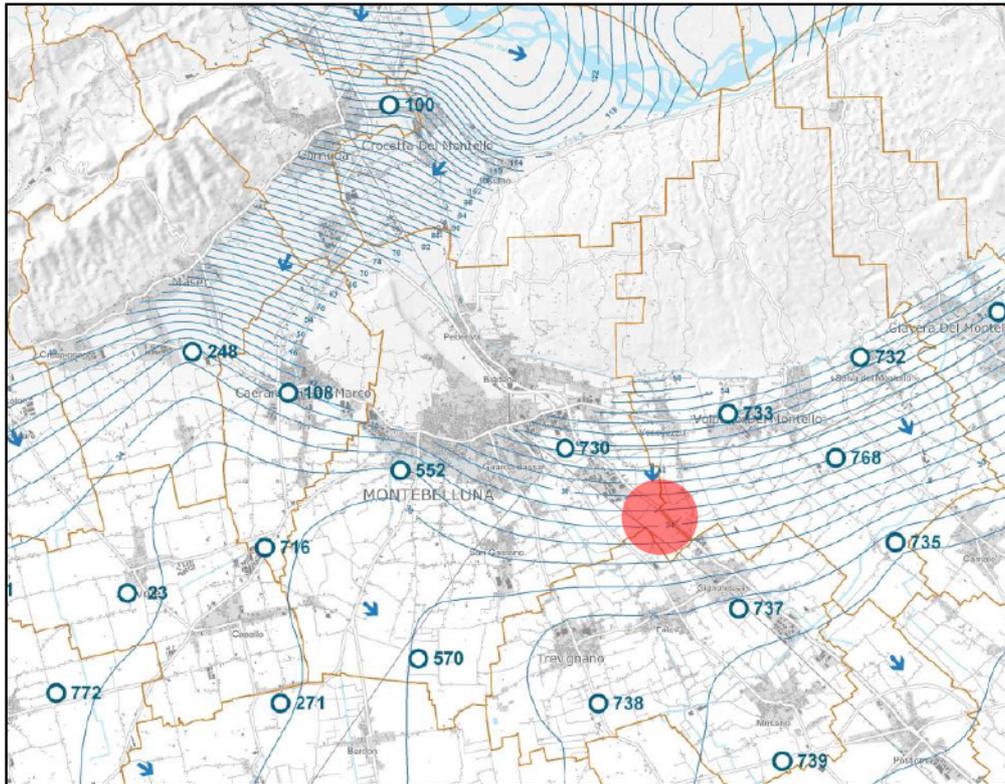
Il rischio idraulico è riferibile alla rete di bonifica e deriva da stati di crisi delle fognature bianche, in presenza di precipitazioni anche non particolarmente intense o eccezionali.

Le principali criticità derivano dalla presenza di rete fognaria che serve soltanto parzialmente il territorio, dalla presenza di aree a rischio idraulico, pur trattandosi di zone circoscritte distribuite nel territorio e derivate da locali insufficienze della rete idrografica minore.

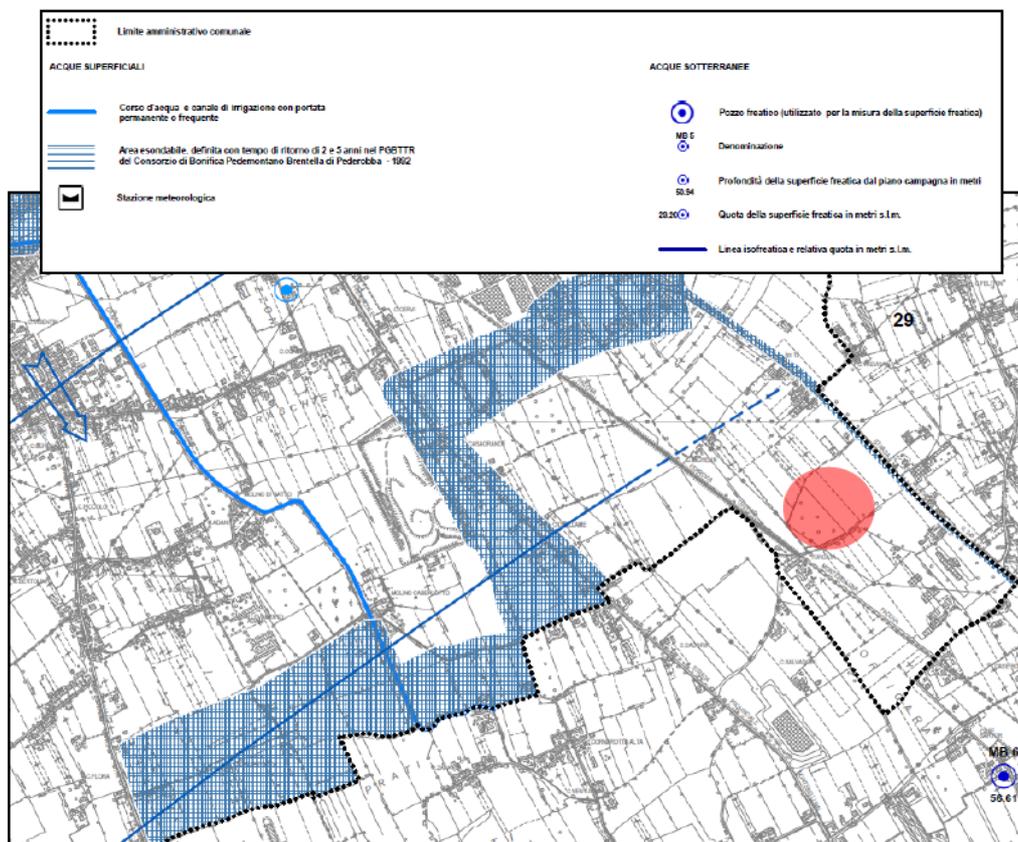
Dai dati del PAT e dalla Carta Freatimetrica della Provincia di Treviso si evince che:

- ✓ il deflusso sotterraneo, ha direzione sud est;
- ✓ le linee isofreatiche sono comprese tra quota +40 e +28 m s.l.m.;
- ✓ sono presenti estese aree nel territorio comunale esondabili, con tempo di ritorno di 2 o 5 anni nel PGBTTR del Consorzio della bonifica Pedemontano Brentella di Pederobba – 1992.

Dall'analisi delle cartografie descritte, di cui si riporta un estratto a seguire, è possibile osservare nell'area oggetto di indagine non sono presenti criticità idrauliche e le linee isofreatiche indicano una quota di circa +30 m s.l.m.



Estratto della Carta Freatimetrica della Provincia di Treviso (deflussi di magra 2002)



Estratto della Carta Idrogeologica del PAT del Comune di Montebelluna

3.3 - Inquadramento geologico strutturale generale

INQUADRAMENTO REGIONALE

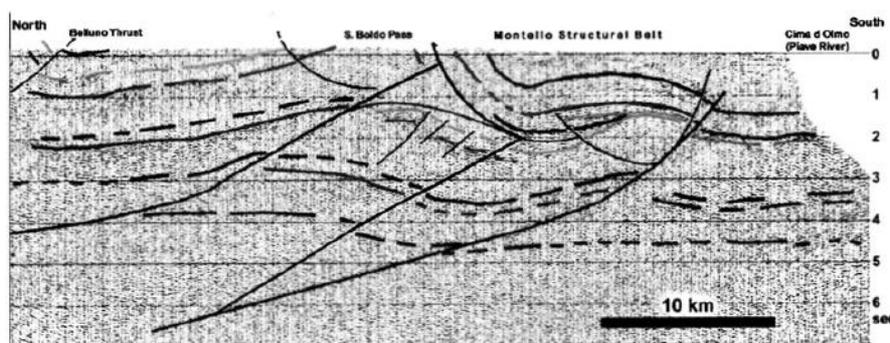
In generale il fronte prealpino delle Alpi Meridionali orientali, di cui fa parte la zona in esame, risulta una fascia ad elevato grado di sismicità (tra i più alti di tutta la catena alpina) come conseguenza del continuo movimento convergente tra la placca europea e quella africana, iniziato nel Cretacico con la formazione dell'intero arco alpino, e tutt'ora in atto. Lo "scontro" tra le due placche provoca il raccorciamento dei sovrascorrimenti frontali della catena ed un conseguente ispessimento crostale che risulta più evidente nell'area friulana.

A scala regionale, valutando i movimenti più recenti, avuti durante il Pleistocene Medio - Olocene nel modello di Slejko, 1987, 2003, l'area di studio ricade nel settore:

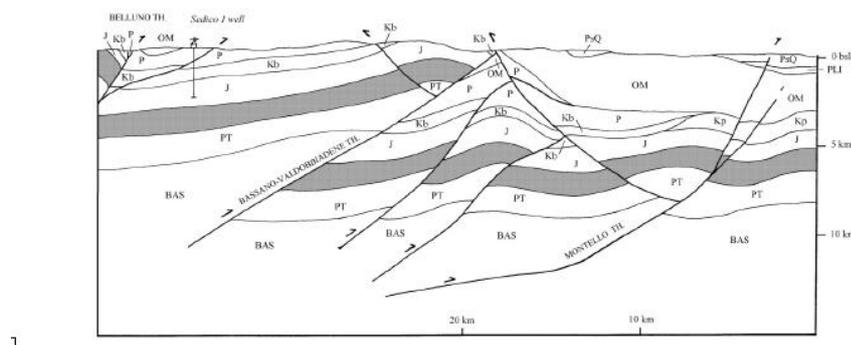
Alta pianura veneto-friulana: si tratta di una zona soggetta a movimenti tettonici variabili per direzione ed intensità. Infatti, dai dati di sottosuolo si desume un ridotto abbassamento relativo, protrattosi sino alla fine del Pleistocene superiore, cui è seguita una fase di sollevamento relativo più intensa nella fascia pedemontana. Quest'ultima fase è testimoniata dai terrazzamenti dei principali corsi d'acqua e dalle loro migrazioni e confermato dalle misure geodetiche. In questa zona risulta in evoluzione attiva il sistema scledense sia con strutture disgiuntive, dalle caratteristiche accennate al punto precedente, sia con alcune sinclinali ed anticlinali (da Slejko et alii, 1987, 2003).

Dunque, l'evoluzione tettonica del Montello, si inquadra in quella strutturale più generale dell'area delle Prealpi Venete. Nello specifico può essere suddivisa in una fase tettonica prequaternaria (orogenesi ercinica avvenuta tra il Carbonifero ed il Permiano, *rifting* giurassico ed orogenesi alpina) ed una fase tettonica Quaternaria ancora in atto. Strutturalmente sia i rilievi del Montello e del Montelletto fanno infatti parte di una serie di strutture coeve che si rintracciano lungo tutta l'area pedemontana del Veneto Orientale, sempre legate alla evoluzione tettonica del fronte prealpino sopra descritto.

Il colle del Montello, la cui struttura corrisponde ad una anticlinale molto aperta con piano assiale subverticale orientato ENE-OSO, riconosciuta in affioramento da lungo tempo (SACCO, 1899; PENCK & BRÜCKNER, 1909; DAL PIAZ, 1942; MARTINIS, 1955) è recentemente evidenziata nella sua parte profonda con tecniche di sismica a riflessione durante la realizzazione del profilo TRANSALP (Figura seguente), che si estende da Monaco a Treviso.



Interpretazione strutturale del tratto meridionale del profilo TRANSALP (da BERTELLI *et al.* 2002), in cui si evidenzia lo stile a pieghe e sovrascorrimenti della catena delle Alpi Meridionali. I principali sovrascorrimenti sono vergenti a sud. Da nord si riconoscono i sovrascorrimenti di Belluno, di Bassano (sottostante il Passo di S. Boldo) e del Montello. Il colle del Montello risulta essere la culminazione di una piega anticlinale compresa tra due faglie inverse antitetiche convergenti verso il basso.



La sezione geologica attraverso il margine meridionale delle Alpi meridionali orientali (settore veneto) mostra l'assetto strutturale di questa parte del fronte. Il sovrascorrimento del Montello forma una importante rampa frontale che deforma anche i terreni quaternari. La sezione geologica è stata ricostruita sulla base dei dati di sismica a riflessione del Progetto TRANSALP (2003 e 2006). - Tratto da FAGLIE ATTIVE AL FRONTE DELLA CATENA SUDALPINA ORIENTALE (ITALIA NE): STATO DELL'ARTE - Prof.ssa Poli, Univ. di Udine, 2008.

Dallo studio delle giaciture dei banchi conglomeratici in affioramento, dove:

- da Nervesa a Falzé, gli strati inizialmente inclinati di circa 10° verso sud passano all'orizzontalità e quindi ad una inclinazione di circa 10° verso N;
- le giaciture del rilievo collinare tra Montebelluna e Susegana verso l'estremità occidentale hanno immersioni verso OSO, mentre verso l'estremità orientale vanno verso ENE (MARTINIS, 1955),

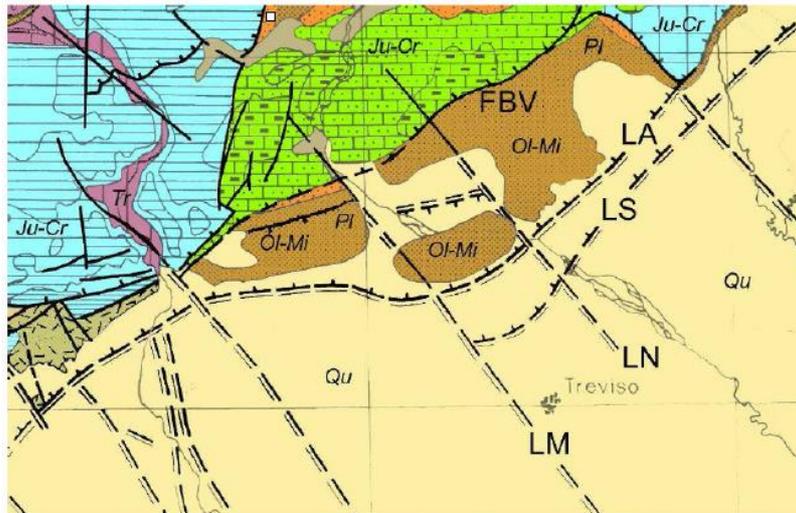
risulta che la struttura superficiale del Montello può quindi meglio definirsi una brachianticlinale, cioè una piega anticlinale che tende a chiudersi lateralmente.

Questa piega è il riflesso superficiale di una deformazione tuttora attiva prodotta dal movimento di una faglia inversa a carattere regionale (sovrascorrimento) immergente a NNO, che rappresenta la faglia più esterna della catena sud-alpina orientale (e.g. MASSARI et al. 1986). Si sta parlando del sovrascorrimento del Montello.

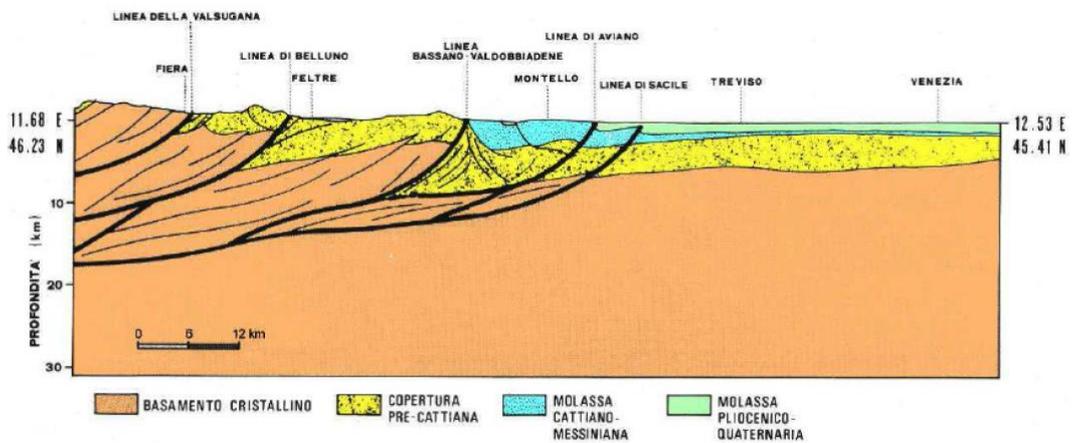
Le sue due principali espressioni più superficiali vanno con il nome di Faglia di Aviano e di Sacile, le quali in profondità si riuniscono a formare il sovrascorrimento suddetto. Il sovrascorrimento del Montello viene rappresentata nelle carte geologiche come una faglia cieca, cioè che non raggiunge la superficie arrestandosi verso l'alto a livello dei depositi alluvionali quaternari della pianura. Tale andamento è confermato anche dalle sezioni sismiche (vedi Transalp, sopra riportato), dove è evidenziata anche la presenza di faglie antitetiche coniugate, cioè con immersione a SSE, associate alla faglia del Montello. La principale di queste antitetiche emerge al piede del versante del Col Cesen tra il lago di Revine e Onigo. In sezione N-S il colle del Montello appare quindi delimitato da faglie inverse coniugate convergenti verso il basso secondo una tipica struttura di pop-up, o cuneo espulso verso l'alto.

A scala strettamente locale gli elementi tettonici principali (Figura 5 e Figura 6) presenti in vicinanza del Comune di Montebelluna ed intorno alla dorsale del Montello sono:

- Struttura anticlinale del Montello;
- Faglia di Longhere e la grande Flessura Bassano-Valdobbiadene-M.Cesen (FVB);
- Faglia del Quartier del Piave: fascio di faglie dirette attive aventi direzione OSO-ENE, localizzate appena oltre il margine settentrionale del Montello;
- Linee di Aviano (LA) e Sacile (LS): faglie inverse ad alto angolo, subparallele, sviluppate con direzione SW-NE . La faglia di Aviano, nota anche come faglia del Montello, è a carattere regionale. Essa passa in parte per la porzione meridionale del territorio comunale;
- Linea di Montebelluna (LM) e Linea di Nervesa (LN): faglie trascorrenti sinistrorse aventi direzioni NW-SE.

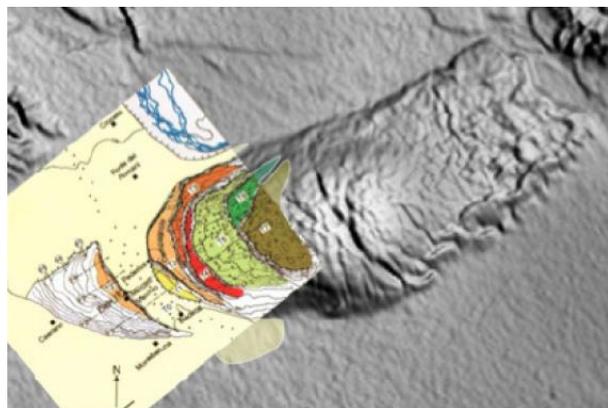


Schema strutturale della zona del Montello. Qu: Quaternario; Ol-Mi: Oligo-Miocene; Pl: Pliocene; Ju-Cr: Giurassico e Cretaceo; Tr: Trias (modificata da Slejko et al., 1987).



Profilo geo-tettonico attraverso la zona del Montello (modificata da Slejko et al., 1987).

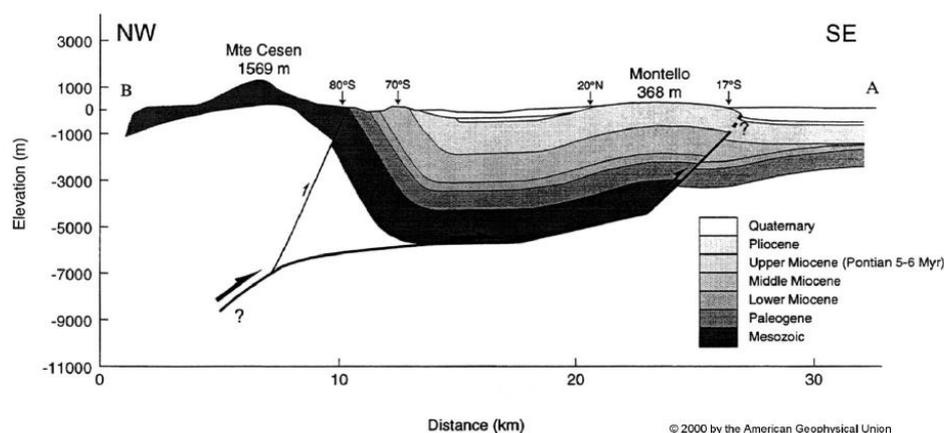
Relativamente alla sismicità collegata alla faglia del Montello, si sono potuti associare gli eventi del 1268, del 1857- 60 (BARATTA, 1901; BOSCHI et al., 1995) e con maggior incertezza il terremoto avvenuto nel 778. Dunque, negli ultimi 2000 anni la faglia sottostante l’anticlinale del Montello sembra essersi mossa almeno tre volte. La storia della crescita dell’anticlinale può essere ricostruita mediante l’esame del gruppo di terrazzi fluviali e scarpate morfologiche sollevati a diverse quote, particolarmente evidenti sul lato orientale della valle di Biadene (impostata in un graben orientato NO-SE secondo Venzo, 1977). Qui sono presenti sette terrazzi con un incremento della degradazione carsica verso l’alto, che mostra un aumento dell’età con la quota. Sul lato occidentale della valle si riconosce invece solo un terrazzo.



Terrazzi fluviali e scarpate morfologiche del Montello e del Montelletto

Essi sono stati prodotti dal paleo-Piave, prima del suo spostamento verso est. Secondo Benedetti et al. (2000), l'abbandono della valle di Biadene si realizzò tra 14.000 e 8.000 anni fa, alla fine dell'ultimo massimo glaciale, quando il riscaldamento climatico provocò la rapida fusione dei ghiacci e un imponente trasporto solido da parte del Piave (aggradazione), in grado di formare uno sbarramento al deflusso delle acque. Per analogia, anche i terrazzi più antichi secondo questi autori sarebbero dovuti ad aggradazione per riscaldamento climatico corrispondente a periodi tardoglaciali o interstadiali correlabili a oscillazioni eustatiche.

Benedetti et al. (2000) hanno calcolato un tasso costante di scorrimento della faglia del Montello di 1.8-2 mm per anno, con effetto la crescita verticale e laterale dell'anticlinale per almeno 300.000 anni, che avrebbe progressivamente spostato verso ovest il corso del Piave, prima della sua brusca deviazione verso est-nordest. Il sollevamento in corso del Montello è supportato anche dal riconoscimento di scarpate parallele alle strutture tettoniche (ENE-OSO) nei megaconoidi di Montebelluna (tardo-pleistocenico, formato dal paleo-Piave) e di Nervesa (tardo pleistocenico - olocenico, formato dal Piave attuale) che circondano verso sud il colle con apici situati rispettivamente a ovest e ad est (MOZZI, 2005).



Sezione geologica attraverso la anticlinale del Montello e la fascia meridionale delle Prealpi Venete secondo Benedetti et al. [2000]. Si ipotizza una geometria piana e di rampa per il sovrascorrimento del Montello, connessa al sovrascorrimento del Monte Cesen da un scollamento ad immersione poco profonda (da Benedetti et al. [2000]).

NEOTETTONICA LOCALE

In relazione alla fase tettonica Quaternaria ancora in atto, la zona di pianura ove sorge il comune è caratterizzata da una fase di sollevamento relativo, successiva ad una di abbassamento. La parte collinare, che forma una debole anticlinale (anticlinorio), è anch'essa in fase di sollevamento unitamente alle colline ad occidente (colline dell'Asolano). Per quanto attiene le strutture lineari coinvolte in area, si rimanda al paragrafo precedente. Tali movimenti sono in linea con il quadro neotettonico regionale conseguente all'attuale spinta data dall'accavallamento del fronte sudalpino sull'avampaese padano-adriatico, in pratica da un forte movimento di compressione tra quanto si trova a S dei primi rilievi e l'area che li comprende. A tale dinamicità è connessa la sismicità del Veneto Orientale e dell'area in esame in particolare.

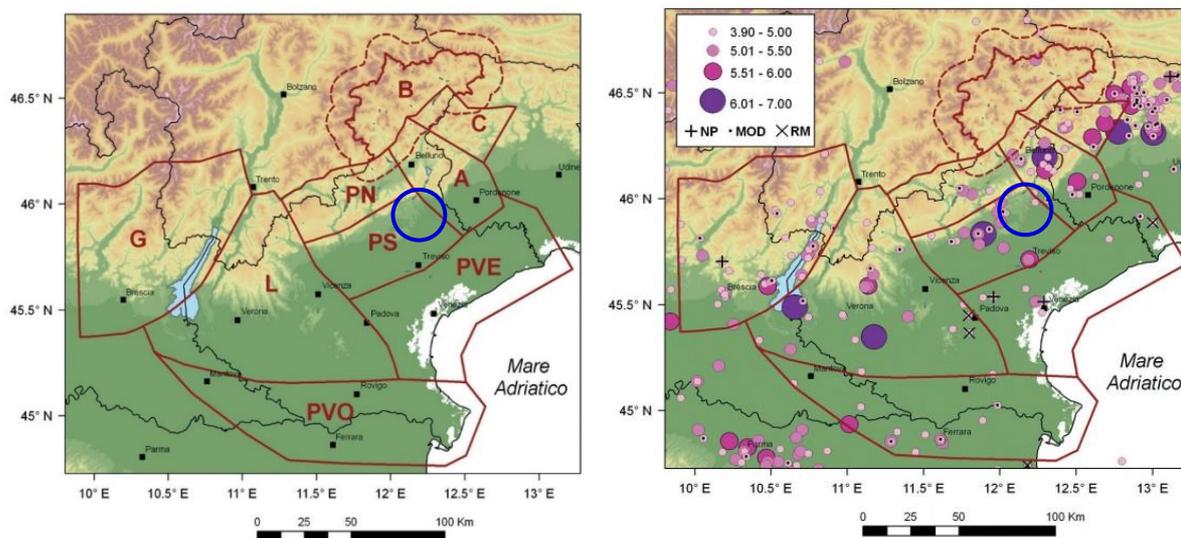
4 - Definizione della pericolosità sismica di base e degli eventi di riferimento

Nel presente capitolo verrà trattata la sismicità storica locale, le faglie capaci e le sorgenti sismogenetiche, la zonazione sismica nazionale e la pericolosità sismica di riferimento..

4.1 – Caratterizzazione sismogenetica locale

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

Il territorio comunale di Montebelluna ricade all'interno del distretto Pedemontana Sud (PS), che si estende dall'altopiano di Asiago fino alla zona pedemontana del margine del Cansiglio.



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

Mappa della sismicità storica del Veneto e aree limitrofe; fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin et al., 2008). In legenda i simboli colorati indicano la magnitudo equivalente a MW riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati 'NP', modificati 'MOD' o rimossi 'RM'.

DISTRETTO PEDEMONTANA SUD (PS)

Nel distretto Pedemontana Sud (PS), è presente la Flessura Pedemontana (FP in Figura sottostante), elemento dal quale prendono il nome sia questo distretto, sia il contiguo elemento (Pedemontana Nord)

a nord ovest; le interpretazioni recenti ritengono che le strutture verso nord abbiano raggiunto una configurazione tettonica quasi definitiva (Zanferrari et al., 1982), e individuano invece nella porzione meridionale le potenziali sorgenti di terremoti distruttivi (Galadini et al., 2005; Burrato et al., 2008, 2009; Poli et al., 2008). Il distretto Pedemontana Sud si estende a sud est rispetto alla zona di pianura, approssimativamente ad includere la fascia delle risorgive; lungo la catena, il sistema strutturale è troncato bruscamente ad ovest dagli allineamenti disposti nord ovest–sud est del Sistema Schio-Vicenza mentre verso est da elementi paleogeografici riconducibili alla strutturazione della Piattaforma Friulana (margine occidentale del massiccio del Cansiglio). I limiti scelti non includono questi elementi.

L’area è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO, prevalentemente vergenti a sud-sud est (Poli et al., 2008). La strutturazione della attuale fascia pedemontana, estesa dal Bassanese fino al fiume Tagliamento, trae le sue origini nell’evento compressivo del Messiniano-Pliocene, ampiamente propagatosi all’interno della catena entro sistemi già strutturati (Castellarin et al., 1998b). Tuttora l’area presenta un’attività tettonica rilevante, con una compressione attiva la cui velocità è stimata nell’ordine di qualche mm/a (D’Agostino et al., 2005). Il potenziale sismico dell’area resta ancora piuttosto controverso, e si moltiplicano gli studi per comprendere la relativa assenza di sismicità su faglie ritenute capaci di generare forti terremoti. Per questo, si attendono i risultati di monitoraggi specifici, attualmente in corso per caratterizzare la deformazione geodetica e la microsismicità.

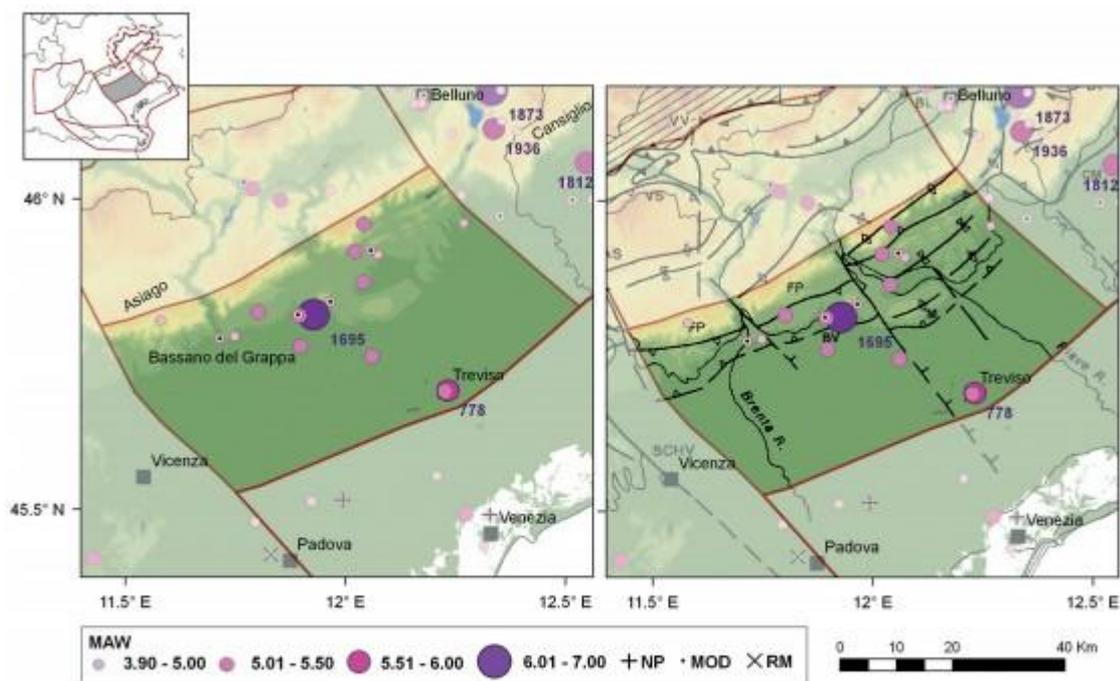


Fig. 4.11 - Mappa della sismicità storica del distretto Pedemontana Sud (PS); fonte dati CPTI04 criticamente rivisto (Molin et al., 2008). Visualizzazione su DEM in scala cromatica (sn) e su DEM integrato con modello strutturale tratto da Castellarin et al. (1998b) (dx). In legenda: *Maw* indica la magnitudo equivalente a M_W riportata in CPTI Working Group (2004); i sovrassegni indicano eventi revisionati, rispettivamente come non parametrizzati ‘NP’, modificati ‘MOD’ o rimossi ‘RM’.

Estratto “Distretti sismici del Veneto, M. Sugan, L. Peruzza, 2011”

4.2 - Sismicità storica

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

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

Tra i terremoti storici più rilevanti con epicentro in Veneto si possono ricordare quelli riportati nella tabella a fianco.

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



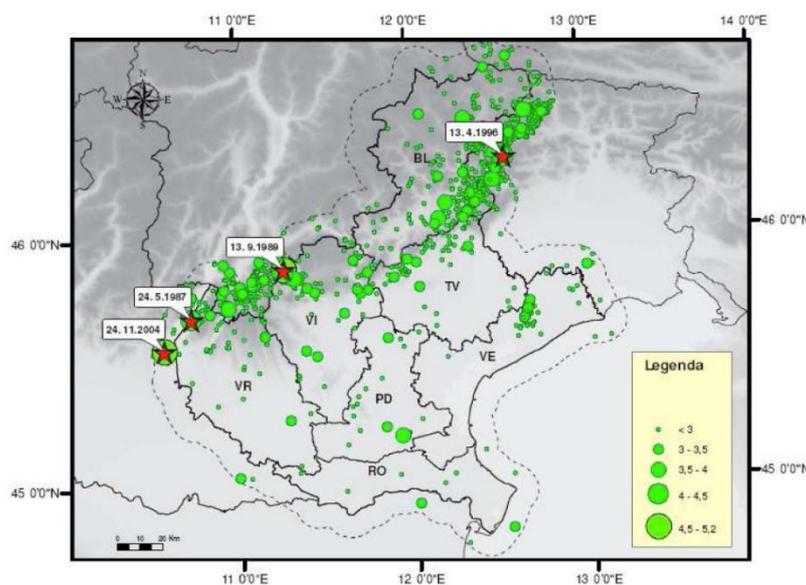
Nel periodo 1977–2006, la rete gestita dall’OGS (Osservatorio Geofisico Sperimentale di Trieste) ha registrato in Veneto quasi 1200 eventi sismici con magnitudo compresa tra 2,0 e 3,0.

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

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

I terremoti identificati con la stella rossa sono così sintetizzabili:

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



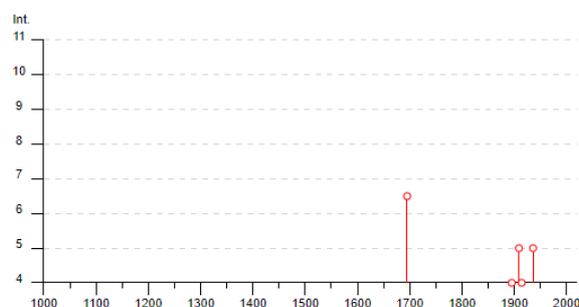
Distribuzione di tutti i terremoti recenti registrati dalla rete sismometrica gestita da OGS in Veneto nel periodo 1977 – 2006 (Priolo, 2008)

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Montebelluna è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di Andrea Rovida, Mario Locati, Romano Camassi, Barbara Lolli, Paolo Gasperini, DBMI15 release v1.5 del Database Macrosismico Italiano del 2016, [http://http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/description_CPTI15.htm](http://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/description_CPTI15.htm)): rispetto al precedente DBMI04-11, raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto, il DBMI15 ne rappresenta l’integrazione e l’aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

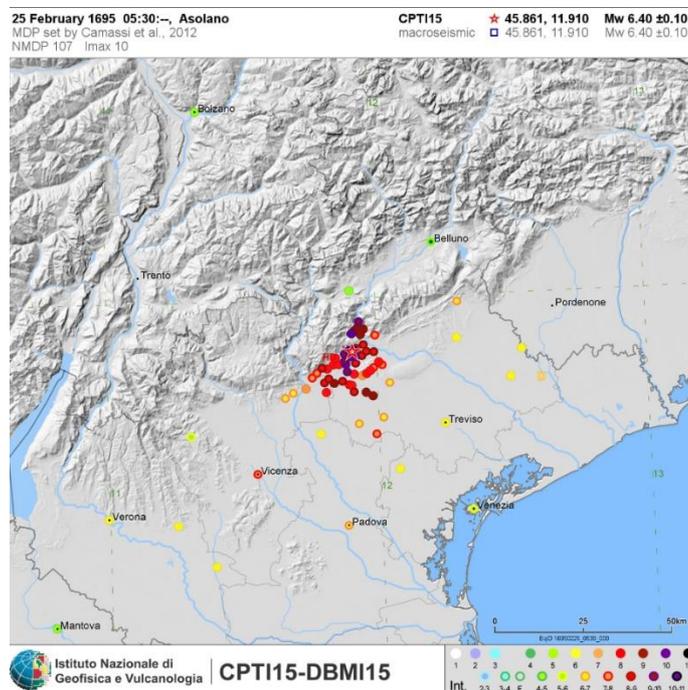
¹ La magnitudo di durata M_D è il tipo di magnitudo che si utilizza per registrare piccoli terremoti, come quelli registrati in zona vulcanica che, vicini agli strumenti, li saturano. Si basa sul logaritmo della durata dell’evento sismico

Nello specifico, il comune di Montebelluna appare 5 volte, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (Is), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Ix) e la magnitudo momento (Mw).

Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
6-7	1695	02	25	05	30		Asolano	107	10	6.40
NF	1892	06	23	23	20		Dolomiti Friulane	71	5-6	4.58
3	1894	02	09	12	48	0	Valle d'Illasi	116	6	4.74
NF	1895	02	27	15	38		Dolomiti Friulane	31	5	4.31
4	1895	06	10	01	47		Prealpi Trevigiane	73	6	4.85
3	1904	03	10	04	23	0	Slovenia nord-occidentale	57		
5	1909	01	13	00	45		Emilia Romagna orientale	867	6-7	5.36
4	1914	10	27	09	22		Lucchesia	660	7	5.63
NF	1915	01	13	06	52	4	Marsica	1041	11	7.08
3	1924	12	12	03	29		Carnia	78	7	5.42
5	1936	10	18	03	10		Alpago Cansiglio	269	9	6.06
3	1952	01	18	01	36		Pordenonese	108	5	4.44
2	1954	04	25	22	17	1	Carnia	57	5-6	4.54
NF	1983	11	09	16	29	5	Parmense	850	6-7	5.04
NF	1987	05	02	20	43	5	Reggiano	802	6	4.71
3-4	1989	09	13	21	54	0	Prealpi Vicentine	779	6-7	4.85
NF	2002	11	13	10	48	0	Franciacorta	768	5	4.21
3-4	2004	12	04	22	20	5	Prealpi Trevigiane	108	4-5	3.86



L'evento registrato il giorno 25 febbraio dell'anno 1695 è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Montebelluna. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI15) la magnitudo M_w del 1695 sarebbe stata pari a circa 6,4 e a Montebelluna, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 6,5.



Per maggior completezza si riporta anche la ricostruzione storica degli eventi che hanno caratterizzato il vicino comune di Vittorio Veneto; nello specifico, il comune appare 9 volte, con intensità registrata superiore o uguale a 4. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (Is), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Ix) e la magnitudo momento (Mw).

Storia sismica di Vittorio Veneto [Vittorio] [45.982, 12.305]

Numero di eventi: 29

Effetti	In occasione del terremoto del:			
	I[MCS]	Data	Ax	Io Mw
7	1695 02 25 05:30	Asolano	82	10 6.48 ±0.18
7	1873 06 29 03:58	Bellunese	199	9-10 6.32 ±0.11
3-4	1873 09 17	LIGURIA ORIENTALE	67	6-7 5.43 ±0.15
6	1885 12 29	VITTORIO VENETO	47	6 5.18 ±0.19
2	1887 02 23 05:21	Liguria occidentale	1516	6.97 ±0.15
5	1890 03 26 20:10	CADORE	48	6 4.96 ±0.38
F	1891 06 07 01:06	Valle d'Illasi	403	8-9 5.86 ±0.06
F	1892 08 09 07:58	Valle d'Alpone	160	6-7 4.91 ±0.11
NF	1894 02 09 12:48	Valle d'Illasi	116	6 4.77 ±0.15
NF	1907 04 25 04:52	Veronese	122	6 4.91 ±0.15
5	1909 01 13 00:45	BASSA FADANA	799	6-7 5.53 ±0.09
NF	1913 11 25 20:55	Val di Taro	73	4-5 4.84 ±0.20
NF	1930 10 30 07:13	SENIGALLIA	263	8 5.81 ±0.09
3	1934 05 04 13:56	Carnia	80	6 4.85 ±0.19
3	1934 06 08 03:16	CLAUT	21	5-6 4.94 ±0.24
4	1934 11 30 02:58	Alto Adriatico	51	5.34 ±0.17
8	1936 10 18 03:10	BOSCO CANSIGLIO	267	9 6.12 ±0.09
6	1943 07 24 01:43	VALDOBBIADENE	29	7 5.20 ±0.23
3	1951 05 15 22:54	LODIGIANO	154	6-7 5.39 ±0.14
4-5	1952 01 18 01:36	POLCENIGO	108	5 4.57 ±0.18
6	1976 05 06 20:00	Friuli	770	9-10 6.46 ±0.09
2-3	1983 11 09 16:29	Parmense	850	6-7 5.06 ±0.09
3	1994 04 20 21:25	CADORE	159	5-6 4.15 ±0.09
3	1996 02 27 11:13	Barcis	150	5 4.48 ±0.11
NF	1996 04 13 13:00	CLAUT-BARCIS	164	5-6 4.62 ±0.10
3-4	1998 04 12 10:55	Slovenia	227	5.66 ±0.09
NF	2001 07 17 15:06	Merano	663	6 4.84 ±0.09
4	2004 07 12 13:04	Alpi Giulie	366	5.19 ±0.09
2	2004 12 04 22:20	Valle del Fiemme	115	5 4.18 ±0.14

4.3 - Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Montebelluna, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi ITHACA e DISS 3.2.0.

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

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

Il progetto si occupa in modo particolare delle faglie capaci, definite come faglie che potenzialmente possono creare deformazione in superficie: dalla sua consultazione è stato possibile individuare nel territorio comunale ma **non in corrispondenza dell'area in esame**, la presenza di una faglia capace: la Linea Montello (Cod. 70300) - immagini estratte dal sito dell'ISPRA.





Nelle tabelle sottostanti, sono riportate le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA per tale lineamento.

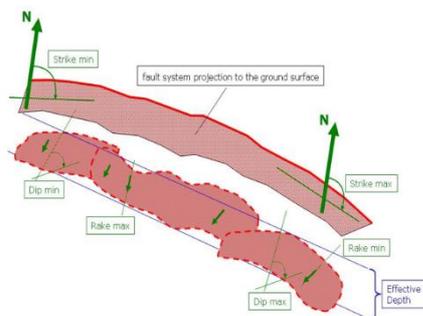
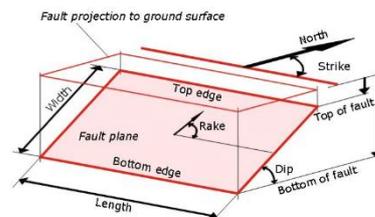
GENERAL IDENTIFICATION

FaultCode	70300
FaultName	Montello Line
RegionName	Veneto
SystemName	Montello Line
Synopsis	
Rank	PRIMARY

GEOMETRY AND KINEMATICS

GeologicalSetting	
TectonicEnvironment	ND
Segmentation	No
AverageStrike	
Dip	
DipDirection	N
FaultLength	0,00000000
Geometry	
LocationReliability	25000
FaultDepth	0,00000000
Kinematics	

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



Sorgenti

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

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

La mappa del DISS pone il territorio di Montebelluna nei pressi delle seguenti regioni:

- Sorgente composita (CS) ITCS 060 “Montebelluna – Montereale”;
- Sorgente individuale (IS) ITIS 101 “Montello”.

Sorgente composita (CS) ITCS 060 “Montebelluna – Montereale”

Questa è un’area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

Questa zona passa lungo la fascia pedemontana veneto-friulana, a metà strada tra le città di Belluno e Pordenone e appartiene al sistema di *thrust* della catena sud-alpina orientale; si tratta di un sistema di faglie vergente verso sud-est, associato alla convergenza tra il continente africano (microplacca Adria) e quello europeo. I cataloghi storici mostrano una sismicità media associata a questa zona con eventi distruttivi concentrati nel settore orientale della faglia; tra questi si ricordano il terremoto di Pordenone del 1812 (Mw 5,7), quello dell’area Bellunese del 1873 (Mw 6,3) e quello del Bosco del Cansiglio del 1936 (Mw 6,1). Quest’ultimo è il medesimo evento sismico sopraccitato tra quelli con intensità registrata superiore o uguale a 4 nel Comune di Vittorio Veneto.

Minima profondità (km)	1
Massima profondità (km)	9
Direzione (°)	210 - 245
Inclinazione (°)	30 - 50
Rake (°)	60 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,24 – 0,91
Magnitudo massima	6.5

Sorgente individuale (IS) ITIS 101 "Montello"

La zona è caratterizzata dalla presenza del *thrust* di Montello–Conegliano, la più importante struttura della catena sud-alpina orientale; i dati strutturali e le evidenze geologiche di superficie mostrano che il *thrust* del Montello–Conegliano continua a est con il *thrust* del Cansiglio. La direzione della faglia è circa parallela all'asse delle anticlinali del Montello e del Cansiglio e la magnitudo massima associata (Mw 6,5) è quella relativa al massimo evento rilevato.

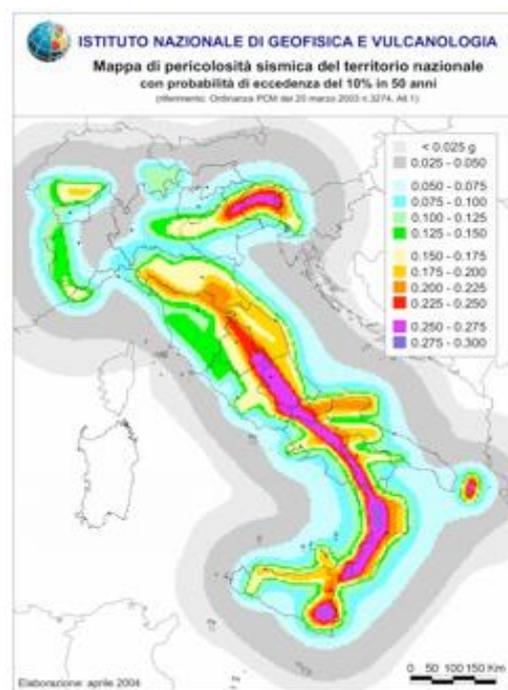
Nella tabella a seguire sono riportati i dettagli relativi a questa particolare sorgente individuale sismogenetica.

Lunghezza (km)	22
Larghezza (km)	11,2
Minima profondità (km)	1
Massima profondità (km)	8,2
Direzione (°)	242
Inclinazione (°)	40
Rake (°)	80
Velocità di movimento (mm/anno)	0,47 – 1,56
Tempo di ritorno (anni)	513 – 1702
Magnitudo massima	6,5



4.4 - Zonazione sismica nazionale

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



All’interno della ricerca eseguita per tale redazione, è stata elaborata una nuova zonazione sismogenetica, denominata ZS9 che divide tutto il territorio italiano in 36 zone. Tale zonazione è stata condotta tramite l’analisi cinematica degli elementi geologici

(cenozoici e quaternari) coinvolti nella dinamica delle strutture litosferiche profonde e della crosta superficiale; essa, pur basandosi ampiamente sull’impianto generale e sul *background* informativo della precedente zonazione ZS4 (Scandone e Stucchi, 1996), rappresenta un suo sostanziale ripensamento, alla luce delle evidenze di tettonica attiva, delle valutazioni sul potenziale sismogenetico acquisite nei primi anni del decennio (con i fondamentali contributi del *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), che, combinando dati geologici, storici e strumentali, censisce le sorgenti in grado di produrre

terremoti di magnitudo 5.5 e superiore) e del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (all’epoca della redazione della mappa CPTI2, ora arrivato alla versione CPTI15). Il confronto tra le informazioni che hanno condotto alla costruzione del modello geodinamico e la sismicità osservata ha permesso di costruire la Carta delle Zone Sismogenetiche del territorio nazionale.

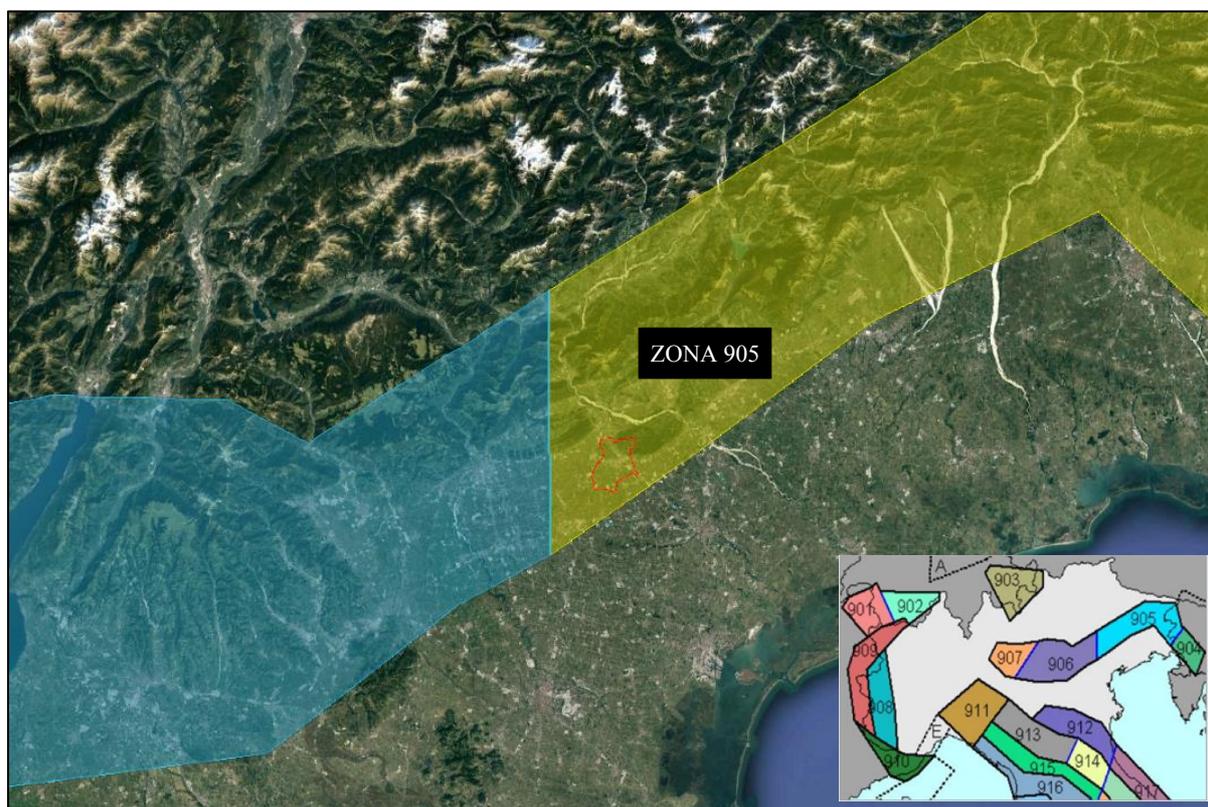
Ogni zonizzazione sismogenetica è caratterizzata da un definito modello cinematico il quale sfrutta una serie di relazioni di attenuazione stimate sulla base di misurazioni accelerometriche effettuate sia sul territorio nazionale che europeo.

Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n°905 “Friuli–Veneto orientale” e n°906 “Garda–veronese”, che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana che da Bassano prosegue fino



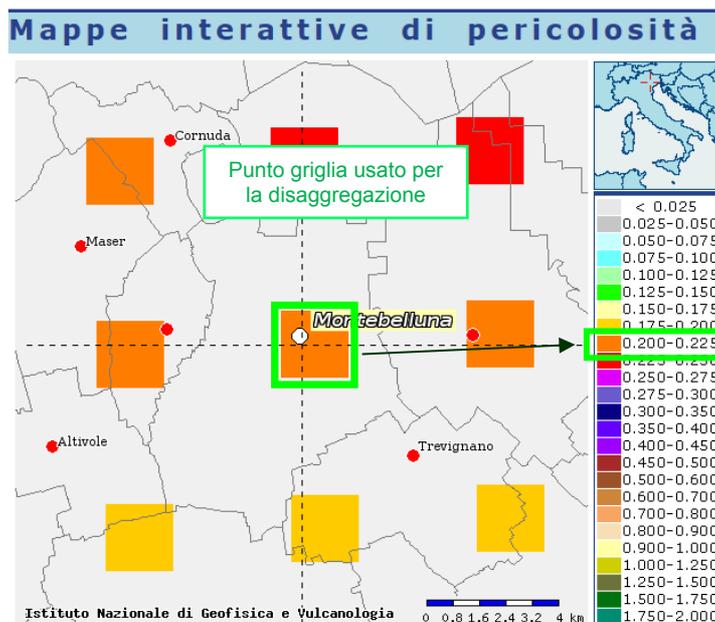
al lago di Garda. Il meccanismo di fagliazione responsabile dei terremoti che si sono verificati in entrambe le zone è di tipo faglia inversa, con una profondità ipocentrale media stimata di 8 km. Entrambe le zone sono legate all'interazione Adria-Europa ma presentano una sismicità differente.

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



4.5 - Pericolosità sismica di riferimento

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



Carta di pericolosità sismica espressa in termini di accelerazione massima del suolo a_g con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni riferita a suoli di Categoria A ($V_{s,30} > 800$ m/s) subpianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2018)

Pertanto, secondo l’O.P.C.M. n°3519 del 28/04/2006, la cui applicazione è stata definita dalla Regione Veneto con D.G.R.V. n°71 del 22/01/2008 e considerata nell’emanazione del D.M. 17/01/2018, il territorio di Montebelluna è inseribile nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi subpianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso **tra 0,200g e 0,225g** (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni – mappa 50° percentile), ovvero nella Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall’O.P.C.M. n°3519 stessa.

Per gli aspetti amministrativi, Montebelluna rientra nella Zona 2, come classificato nell’elenco (allegato I) della Delibera di Consiglio regionale n.67/03 (cfr. DGRV 71 del 22.01.2008).

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

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

Si fa infine presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n°905 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici.

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

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

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

5 - Microzonazione sismica: principi fondamentali e finalità

5.1 - Introduzione

I recenti terremoti che hanno interessato il nostro paese hanno ampiamente dimostrato che la variabilità spaziale del danno rilevato trova molto spesso la sua causa principale nei cosiddetti effetti locali o **effetti di sito**, ossia nelle differenti risposte del sito alle azioni sismiche, a causa delle diverse condizioni geologiche, geomorfologiche e geotecniche.

Una efficace cultura di difesa dai terremoti non può che presupporre una valutazione della pericolosità locale a scala urbana, più ampia di quella della singola costruzione, e deve potersi basare su un'operazione tecnico-scientifica che sia autorizzata a rientrare a pieno titolo nelle valutazioni urbanistiche di riduzione del rischio e nelle politiche di pianificazione del territorio.

Tale operazione è, appunto, la Microzonazione Sismica: la MS è l'operazione di suddivisione di un dato territorio in zone omogenee sotto il profilo della risposta a un terremoto di riferimento, valutata tenendo conto delle interazioni tra le onde sismiche e le condizioni proprie di ogni zona individuata (**pericolosità sismica locale**).

5.2 - La natura del problema

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



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

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

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

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

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

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



5.3 - Finalità e livelli di approfondimento

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

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

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

In sintesi:

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

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

Nel caso in esame, è possibile affermare che lo studio di MS eseguito soddisfa il Livello 3 come previsto nella D.G.R. 1572 del 3 settembre 2013 e dalle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica, nell'ambito del P.U.A. "Parco Imprese" in via Montello nel comune di Montebelluna (TV).

Sono state condotte alcune misure sperimentali di tipo sismico e geotecnico per quantificare correttamente il grado di rigidità del sottosuolo e le frequenze di risonanza del sito al fine di ottenere il fattore di amplificazione tramite una modellazione numerica avanzata di riposta sismica locale.



6 - Dati geotecnici e geofisici da indagini di nuova realizzazione

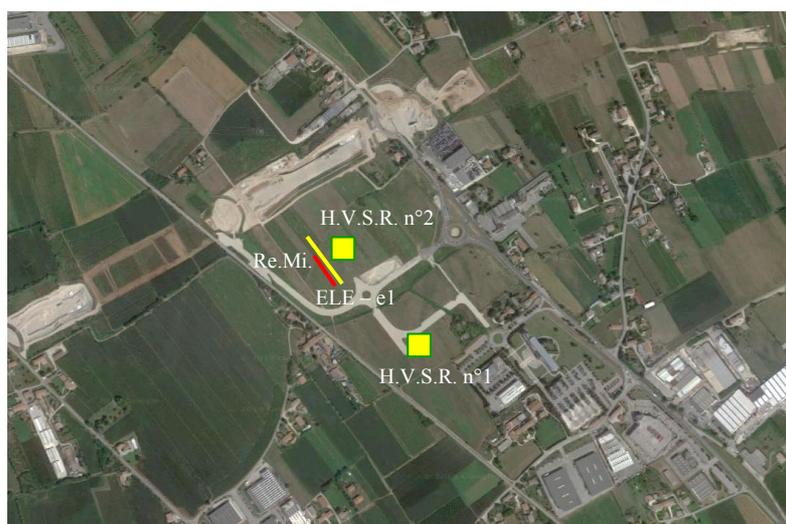
6.1 - Indagini di nuova realizzazione

Al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni dell'area indagata, sono state condotte alcune misure geonostiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi. In particolare, sono state effettuate:

- **n.2 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*)** per individuare le frequenze di risonanza dei depositi (quadrati nella foto sotto riportata);
- **n.1 prospezione sismica con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*)** sviluppata in un *array* lineare con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S (linea rossa nella foto sotto riportata);
- **n°1 profilo geoelettrico 2D in configurazione Wenner** con 24 elettrodi (lunghezza 115 m) per misurare la resistività dei terreni al fine di valutare l'assetto stratigrafico del sottosuolo (linea gialla nella foto sotto riportata).

L'ubicazione dell'area è stata ottenuta, secondo i Datum WGS 84 e ED 50, utilizzando un posizionatore GPS: le coordinate ottenute sono specificate nella tabella sottostante. Nella figura seguente sono invece riportate, in dettaglio, le posizioni di ogni misura effettuata.

Latitudine	Longitudine
45.757139°N (WGS 84)	12.090055°E (WGS 84)
45.758040°N (ED 50)	12.091052°E (ED 50)



Ubicazione indagini





Indagine H.V.S.R. n°2



Indagine Re.Mi.



Linea elettrica ELE 1

6.2 - Metodologia di elaborazione e risultati delle nuove indagini

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

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

- la **frequenza caratteristica di risonanza del sito**, che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di *doppia risonanza*, estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;
- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella

- caratteristica del sito (*free field*) e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** , calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà quindi possibile calcolare la $V_{s,eq}$ e la relativa Categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 17/01/2018;
 - la **stratigrafia del sottosuolo** con un *range* di indagine compreso tra 0,5 m e 700 m di profondità anche se il dettaglio maggiore si ha nei primi 100 m. Il principio su cui si basa la presente tecnica, in termini di stratigrafia del sottosuolo, è rappresentato dalla definizione di strato inteso come unità distinta da quelle sopra e sottostante per un contrasto d'impedenza, ossia per il rapporto tra i prodotti di velocità delle onde sismiche nel mezzo e la densità del mezzo stesso.

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

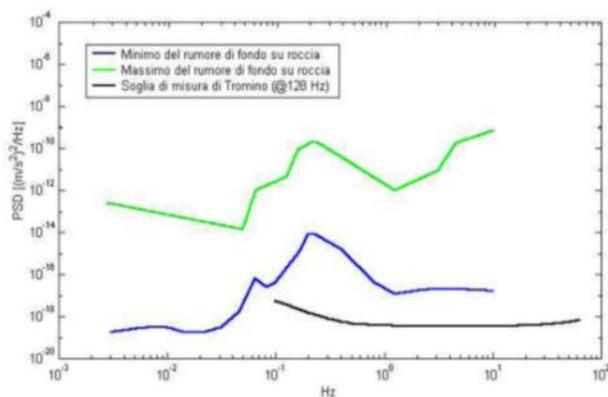
- dalla forma dell'onda prodotta dalla sorgente s ;
- dal percorso dell'onda dalla sorgente s al sito x (attenuazioni, riflessioni, rifrazioni, incanalamenti per guide d'onda);
- dalla risposta dello strumento.

Possiamo scrivere questo come:

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

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

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



6.2.1.1 Sintesi dei risultati

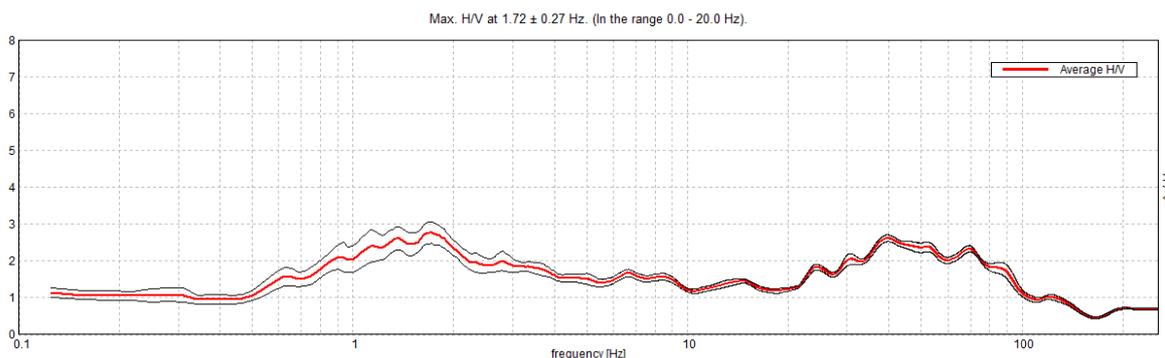
Le frequenze fondamentali di risonanza del terreno fanno parte degli *effetti di sito* che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico.

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

Misura HVSR n°1

La misura n°1 condotta ha evidenziato la presenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni rilevanti del moto ad una frequenza di circa 1,7 Hz:

Misura sismica a stazione singola H.V.S.R.



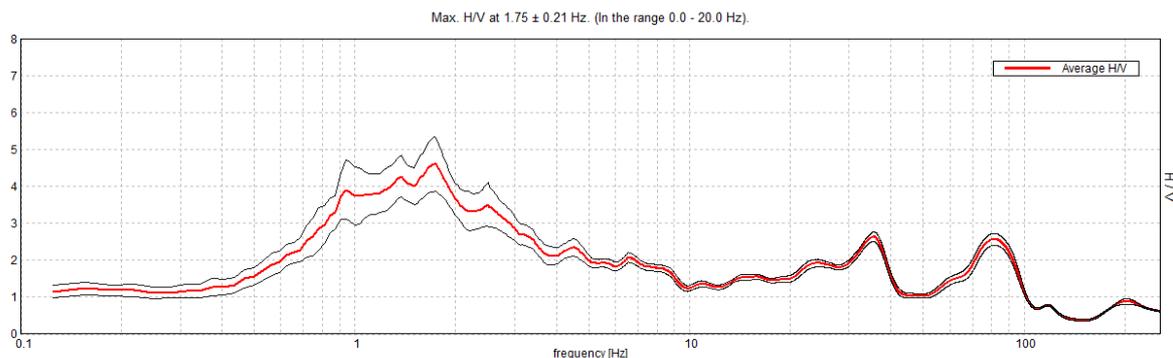
Frequenza caratteristica di sito

1.72 ± 0.27 Hz

Misura HVSR n°2

La misura n°2 condotta ha evidenziato la presenza di contrasti sismici nel sottosuolo tali da generare amplificazioni rilevanti del moto ad una frequenza di circa 1,75 Hz:

Misura sismica a stazione singola H.V.S.R.



Frequenza caratteristica di sito

1.75 ± 0.21 Hz

6.2.2. - Indagini sismica passiva in array (Re.Mi.)

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

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

La procedura Re.Mi. è un metodo di prospezione sismica sviluppato presso l'Università di Reno in Nevada (Louie, 2001) e viene classificata come metodo passivo in quanto utilizza il rumore ambientale. I vantaggi derivanti da questo metodo sono molteplici poiché è veloce e semplice da usare in fase di acquisizione, raggiunge una buona profondità e risoluzione d'indagine ma, soprattutto, permette di ottenere migliori risultati in ambienti particolarmente urbanizzati. La fase di acquisizione deve essere effettuata con una serie di accorgimenti e precauzioni da adottare in sito e nella pianificazione della

registrazione. Tutto è finalizzato alla registrazione di dati contenenti la miglior informazione possibile riguardo alla propagazione delle onde di Rayleigh con buon rapporto segnale-rumore.

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

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

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

La scelta di questi valori, denominata picking, è condizionata da alcune indicazioni ma è imprescindibile dall'abilità e dall'esperienza dell'interprete anche in base ad altre conoscenze in merito al sito in esame. Per ottenere un elevato dettaglio del segnale, il sampling rate utilizzato è stato di 512 Hz. La durata (lunghezza temporale) del segnale registrato per ogni misura è stato di circa 6 minuti. Il software utilizzato per l'analisi spettrale è Grilla v.7 – 2016.

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

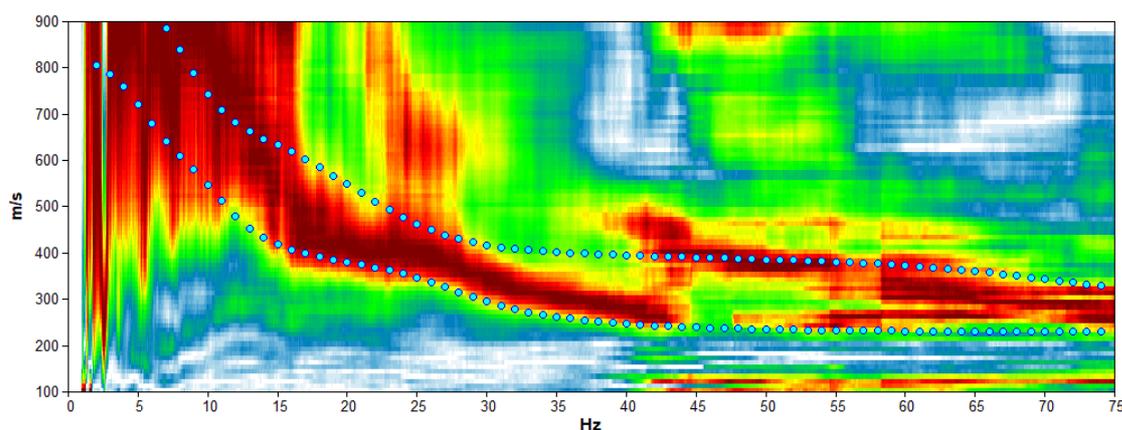


6.2.2.1 - Sintesi dei risultati

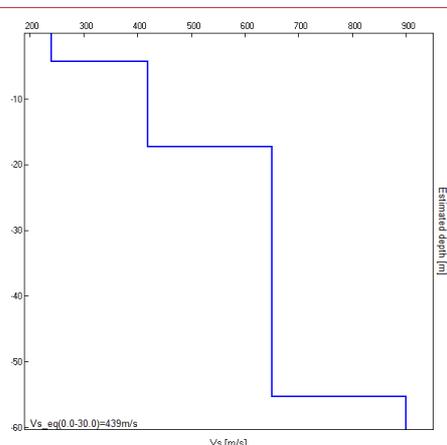
In questo paragrafo è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati ottenuti dall'analisi congiunta dell'array sismico e delle misure H.V.S.R. accoppiate ad esse.

Nelle figure seguenti viene riportato il profilo verticale delle onde di taglio (V_s) e la curva di dispersione associata.

Misura sismica Re.Mi. con inversione congiunta all'H.V.S.R.



Profondità (m)	Velocità onde di taglio (m/s)
0.0 – 4.3	240
4.3 – ≈ 17	420
≈ 17 – ≈ 55	650
> ≈ 55	900



La ricostruzione sismo - stratigrafica di sito ha evidenziato la presenza di un materiale moderatamente addensato fino a circa 4,3 m dal p.c. locale caratterizzato da una $V_s \approx 240$ m/s mentre per valori di profondità maggiori il grado di rigidità diventa più elevato ($V_s \approx 420$ m/s). A ≈ 17 si registra un ulteriore aumento della velocità delle onde di taglio che raggiungono valori di circa 650 m/s.

Il *bedrock* geofisico ($V_s=900$ m/s), inteso come quel materiale con $V_s >$ di 800 m/s, è collocato a circa 55 m dal p.c. locale.

6.2.3. – Indagine geoelettrica con inversione tomografica

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

L'unità di misura è costituita da un georesistivimetro assistito da un computer che, mediante un software dedicato, gestisce la configurazione geometrica e la sequenza del grande numero di letture che vengono effettuate. Gli elettrodi da controllare sono molte decine, spesso qualche centinaio, e i vari cavi impiegati vengono tra loro connessi e collegati all'unità di misura.

Le caratteristiche tecniche principali del sistema di misurazione utilizzato (georesistivimetro modello *ELECTRA* della MoHo S.r.l.) sono riportate nel box seguente.

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

Le misure sono ciclicamente ripetute fino a un massimo di 4-6 volte, qualora non si raggiungesse prima una stabilizzazione della lettura (indicata da un basso scarto percentuale compreso tra il 2% e il 6 %). Le misure non soddisfacenti, comunque salvate nel *data set*,

potranno essere eliminate in sede di analisi. Per ottenere una densità di valori idonea alla costruzione di una pseudosezione di resistività, è necessario che il passo di misura non superi la distanza interelettrodo.

Il primo risultato dell'analisi è costituito da una pseudosezione che è solo rappresentativa della sezione reale. Infatti, essa ritrae l'andamento della resistività apparente calcolata con semplici considerazioni geometriche: ogni misura viene posta convenzionalmente al centro del quadripolo attivo e alla pseudopropfondità che gli compete.

I dati acquisiti in campagna e rappresentati secondo pseudosezioni (2D) o pseudopiani (3D) vengono successivamente elaborati per risalire alla elettrostratigrafia reale (resistività vera) del volume indagato, che si ottiene utilizzando una tecnica di inversione. Il sistema è interfacciato a un PC su cui è installato un software dedicato che lavora su piattaforma Windows, per gestire sia l'attivazione successiva e programmata di 2 elettrodi di immissione, sia i rimanenti elettrodi di ricezione.

Le misure vengono effettuate in corrente alternata con periodo di misura che può essere compreso tra 0,8 s e 0,12 s con cicli di alcuni secondi; i voltaggi variano da un minimo di 0,2 mV ad un massimo di 400 V picco-picco, mentre l'intensità di corrente varia da minimi di 0,005 mA a massimi di 200 mA. Nelle indagini geoelettriche è possibile scegliere diversi tipi di configurazioni in base a criteri che considerano, ad esempio, il tipo di *target* da individuare, la profondità massima da raggiungere o la sensibilità delle misurazioni condotte. Le configurazioni si distinguono in base alla distribuzione geometrica della programmazione di attivazione delle coppie di elettrodi attivati per l'acquisizione.

ALCUNE CARATTERISTICHE TECNICHE	
ALIMENTAZIONE	batteria interna, inclusa nell'unità centrale 12 V, ricaricabile
CONVERSIONE A/D	sincrona su tutti i moduli di energizzazione e misura
NUM. MAX CANALI	255 (nominali) a gruppi di 24 o 32
UNITA' CENTRALE	
DIMENSIONI	24 x 20 x 8 cm, peso 2,3 kg
FORMA D'ONDA	convertitore D/A dalla continua all'alternata, con controllo continuo di corrente e voltaggio (feedback)
CORRENTE	±200 mA valori d'uso in condizioni tipiche ±10 mA
FREQ. IMPOSTABILI	1-32 Hz
OUTPUT	selezionabile su 4 porte o su cavo
TENSIONI DI USCITA	regolazione automatica fino a 400 V p.p.
MODULI DI MISURA	
DIMENSIONI	5 x 6 x 2 cm
INGRESSO	commutabile automaticamente tra 4 diverse funzioni (stimolo positivo e negativo, riferimento, ingresso)
IMPEDENZA DI INGRESSO	100 MΩ su 6 V di dinamica 100 KΩ su 12 V di dinamica
CAMPIONAMENTO	sincrono su tutti i moduli a 256-512 Hz
TRASMISSIONE	continua e in tempo reale dei dati di conversione al modulo centrale e PC



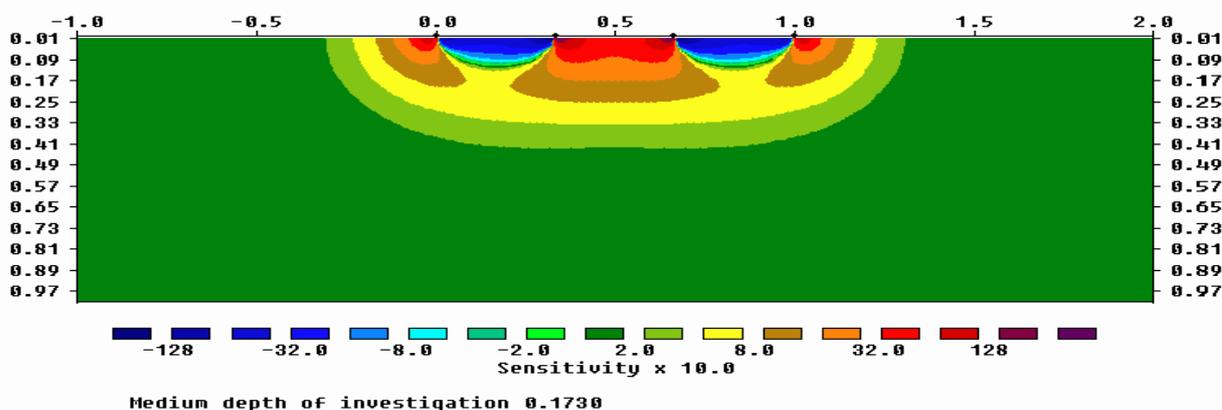
Nel caso in questione è stata utilizzata una configurazione Wenner e con il seguente *array* geometrico:

Linea	Lunghezza [m]	N° elettrodi	Interdistanza degli elettrodi [m]
E1	115 m	24	5 m

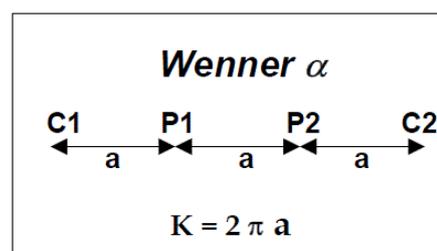
Questo tipo di arrangiamento è caratterizzato dal fatto che gli elettrodi di potenziale sono posti al centro degli elettrodi di corrente e la distanza tra i vari elettrodi (distanza interelettrodica) è sempre la stessa ed è pari ad *a*.

Il valore del fattore geometrico relativo a tale dispositivo è pari a $2\pi a$ e quindi il fattore geometrico del Wenner risulta essere il più basso tra i dispositivi più comunemente utilizzati. Pertanto è il tipo di array che consente di ottenere la massima intensità del segnale e i dati che si misurano con questo dispositivo risultano essere poco rumorosi.

La funzione sensitivity per un dispositivo Wenner presenta un andamento quasi orizzontale al di sotto del centro del dispositivo (figura seguente); ne consegue che questa tipologia di array è relativamente sensibile ai cambiamenti verticali di resistività al di sotto del centro dello stendimento, ma è meno sensibile alle variazioni orizzontali della resistività.



La pseudo-sezione di resistività (o tomografia di prima specie) fornisce un'immagine approssimativa e immediata della distribuzione di resistività lungo la sezione verticale di sottosuolo sottesa al profilo di misura; può essere quindi considerata come un'immagine sfocata della configurazione elettrica del sottosuolo. La tomografia geoelettrica vera e propria si ottiene mettendo a fuoco l'immagine di resistività apparente in modo da definire meglio le geometrie dei corpi sepolti. È possibile risolvere questo problema (cioè passare da una pseudo-sezione a una tomografia) applicando la tecnica d'inversione di Loke e Barker implementata nel software Res2Dinv v4.01 prodotto dalla Geotomo (Malesia) e impiegato nel presente lavoro.



Di seguito viene esposto il procedimento utilizzato comunemente per l'analisi.

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

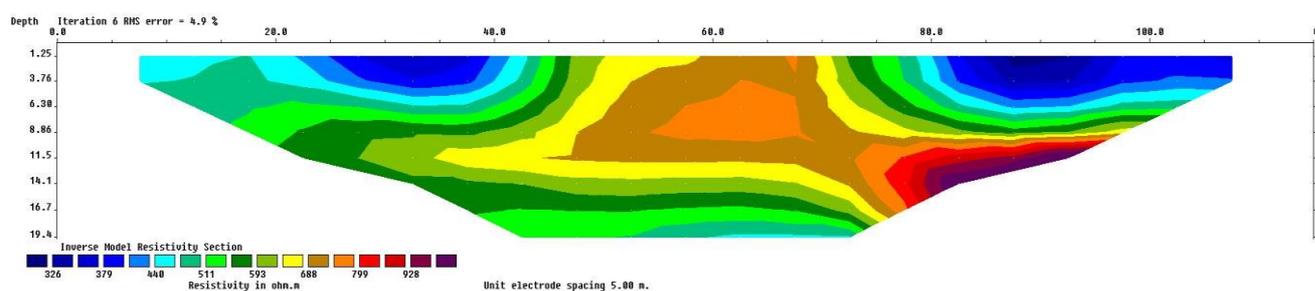
2. Il modello iniziale viene quindi sottoposto ad un processo di inversione che utilizza una routine conosciuta con il nome di smoothness-constrained least-square method (De Groot-Hedlin e Constable 1990, Sasaki 1992) implementata con una tecnica di ottimizzazione quasi-newtoniana (Loke e Barker 1996) che la velocizza notevolmente. Le elaborazioni considerano in blocco tutti i dati acquisiti e ottimizzano un modello a celle di resistività. Questo modello è meno viziato dalla assunzione di una elettrostratigrafia piana valida per il monodimensionale e risulta, quindi, più adattabile alle complesse geometrie che si incontrano nella realtà.
3. L'inversione ha termine nel momento in cui si ottiene una buona coincidenza, in senso statistico (scarto quadratico medio), tra i dati sperimentali e quelli teorici (confronto tra pseudosezioni misurate e calcolate).
4. Disponendo di una taratura (sondaggio meccanico o dati desunti da scavi) il modello geoelettrico del sottosuolo proposto al termine dell'analisi può essere ricondotto a quello geolitologico.

6.2.3.1 - Sintesi dei risultati

La sezione tomografica (riportata nella figura seguente) espone l'andamento della resistività nel sottosuolo attraverso una scala cromatica di colori che parte dal blu e incrementa verso il viola. Lo spessore delle unità geoelettriche può essere stimato attraverso la scala metrica posta sulle ordinate del grafico.

La stabilità della misura e, quindi, la sua qualità, si presenta buona poiché è stato possibile mantenere scarti decisamente inferiori al 5%.

Dai risultati ottenuti è possibile osservare una zona maggiormente conduttiva nei primi 4 m circa dal p.c. campagna locale, soprattutto in corrispondenza dell'inizio e della fine della linea. Inoltre, nel complesso, i valori di conducibilità ottenuti sono del tutto conformi a quelli di un materiale ghiaioso anidro, in accordo con gli aspetti geolitologici che caratterizzano l'area in esame.



7 - Categoria di sottosuolo di fondazione secondo le Norme Tecniche sulle Costruzioni – D.M. 17 gennaio 2018

Ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare l'effetto della risposta sismica locale mediante specifiche analisi o in rapporto ad un approccio semplificato che si basa sull'individuazione di Categorie di Sottosuolo di riferimento.

Per definire le Categorie, il D.M. 17 gennaio 2018 prevede il calcolo del parametro $V_{s,eq}$, ovvero della velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio V_s dei terreni posti al di sopra del substrato di riferimento ($V_{s,30}$ per depositi con profondità del substrato superiore a 30 m). La profondità del substrato è riferita al piano di posa delle fondazioni superficiali, alla testa dei pali per fondazioni indirette, al piano di imposta delle fondazioni per muri di sostegno di terrapieni o alla testa delle opere di sostegno di terreni naturali.

Tab. 3.2.II – Categorie di sottosuolo che permettono l'utilizzo dell'approccio semplificato.

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	Anniassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.
B	Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.
C	Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.
D	Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.
E	Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D, con profondità del substrato non superiore a 30 m.

Dall'assetto sismostratigrafico desunto dalle indagini sismiche effettuate, è possibile constatare la presenza del *bedrock* geofisico (substrato di riferimento) a profondità superiori a 30 m. Pertanto, come espressamente richiesto dalla normativa vigente (Norme Tecniche sulle Costruzioni – D.M. 17/01/2018), si è calcolata la velocità media di propagazione delle onde di taglio fino a 30 m dal piano di posa delle fondazioni ($V_{s,30}$), a partire da varie profondità dal piano campagna:

Profondità piano di posa delle fondazioni	$V_{s,30}$
0 m dal p.c.	$V_s(0 - 30) \approx 455$ m/s
1 m dal p.c.	$V_s(1 - 31) \approx 475$ m/s
2 m dal p.c.	$V_s(2 - 32) \approx 496$ m/s
3 m dal p.c.	$V_s(3 - 33) \approx 519$ m/s

Dalla ricostruzione del quadro geofisico emerso dal presente studio e dalle indicazioni normative si prevede l'inserimento del sito d'indagine nella **Categoria di Sottosuolo denominata B**, così definita:

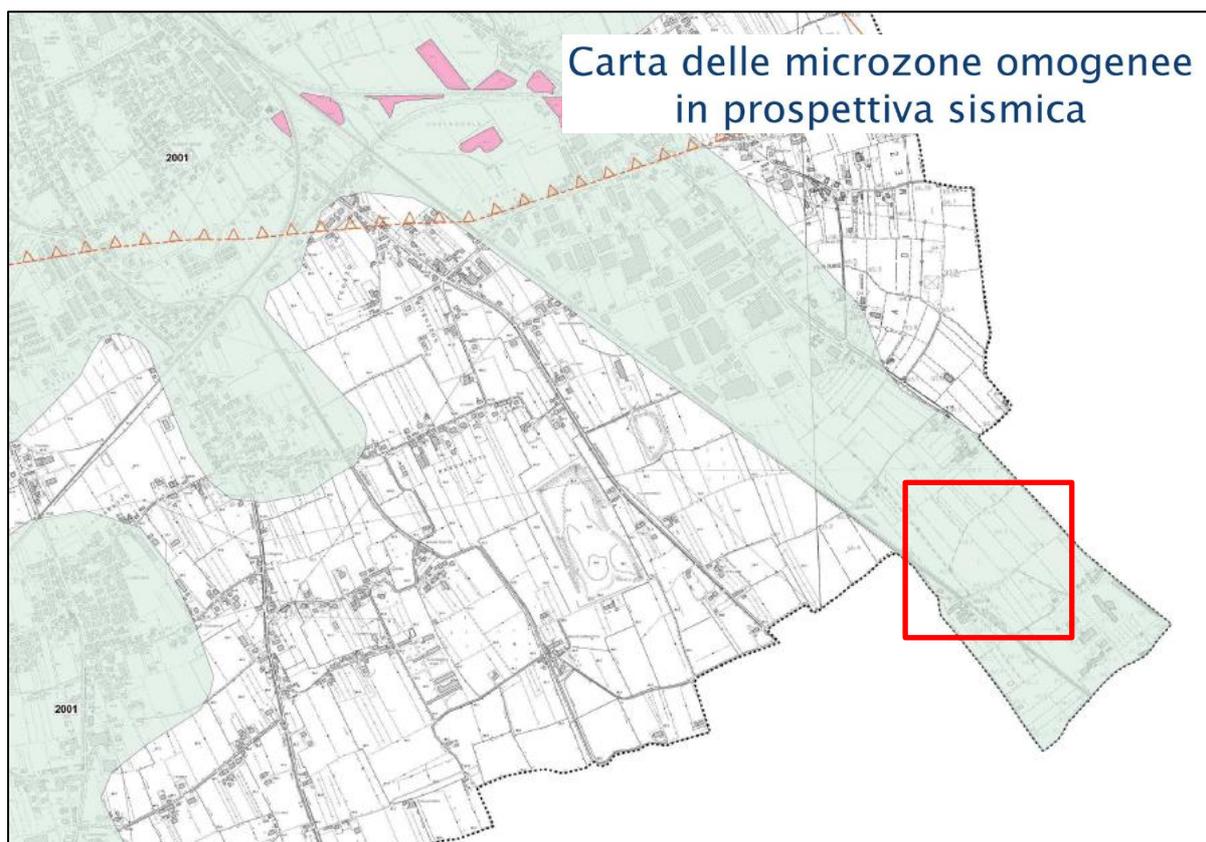
Categoria B – Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fine molto consistenti, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.

8 - Microzonazione sismica di Livello 3

La MS di Livello 3 si applica a tutte le parti del territorio suscettibili di amplificazione sismica e di instabilità individuate nella precedente fase (Livello 1) e per le quali si prevedono trasformazioni urbanistiche del territorio o incremento dei carichi urbanistici, e per il territorio compreso nel perimetro del centro abitato e lungo le fasce delle nuove reti infrastrutturali, così come previsto dalla normativa vigente. In particolare, lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 1 definisce la zona d'indagine come interessata da **ghiaia pulite con granulometria ben assortita, miscela di ghiaia e sabbia di origine fluvio-glaciale (GWfg).**

Invece, per quanto riguarda l'individuazione delle aree omogenee dal punto di vista sismico il sito d'indagine è stato inserito in una **zona stabile suscettibile di amplificazione** così descritta nello Studio di Compatibilità sismica:

ZSA 2001 Ghiaie a matrice da argillosa (superficiale) a sabbiosa, in spessore decametrico, da mediamente a molto addensate, localmente cementate. Substrato granulare cementato, variamente fratturato, presente a profondità >25m dal p.c (25m <conglomerato<100m).



Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

- ZSA 2001 Ghiaie a matrice da argillosa (superficiale) a sabbiosa, in spessore decametrico, da mediamente a molto addensate, localmente cementate. Substrato granulare cementato, ± fratturato, presente a profondità >25m dal p.c (25m <tetto conglomerato<100m)

Le Linee Guida Regionali per la Microzonazione Sismica prevedono la realizzazione, al Livello 1 di approfondimento, della Carta di Pericolosità Sismica Locale (CPSL), nella quale vengono indicate le maggiori criticità del territorio e individuate le aree che richiedono approfondimenti per particolari tematiche e/o assetti stratigrafici-tettonici complessi.

Anche se tale carta non è stata realizzata, è possibile attribuire all'area d'indagine una pericolosità **P4a** (Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e o coesivi) date le caratteristiche geo-litologiche precedentemente definite e il contesto geomorfologico in cui è inserita l'area di studio.

Facendo riferimento alla tabella relativa alla procedura per la MS con i differenti livelli di approfondimento e per i differenti scenari di pericolosità sismica locale (fig. 2 nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica) si costata che l'analisi di Livello 3 per l'area d'indagine sarà finalizzata esclusivamente a quantificare gli effetti amplificati del moto sismico in sito.

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

9 - Modellazione numerica di Livello 3

Per quantificare correttamente la risposta sismica di sito, in virtù del fatto che la procedura semplificata tramite abachi nazionali risulta, a volte, poco attendibile essendo stata creata tramite modelli generici che difficilmente riescono a riprodurre il comportamento dinamico di tutti gli ambienti deposizioni presenti sul territorio nazionale, è stata condotta una modellazione numerica monodimensionale, propria del Livello 3 di approfondimento.

La simulazione ha considerato solo gli effetti amplificativi del moto sismico dovuti alla stratigrafia, in quanto si sono escluse quelle topografiche (territorio pianeggiante) e anche quelle derivanti da morfologie sepolte.

La tecnica di risoluzione numerica adoperata è quella alle differenze finite (FDM) implementata nel codice di calcolo FLAC 8.0 (ITASCA, 2018), operante nel dominio del tempo. Il codice effettua un'analisi lagrangiana del continuo risolto mediante uno schema di avanzamento temporale di tipo esplicito.

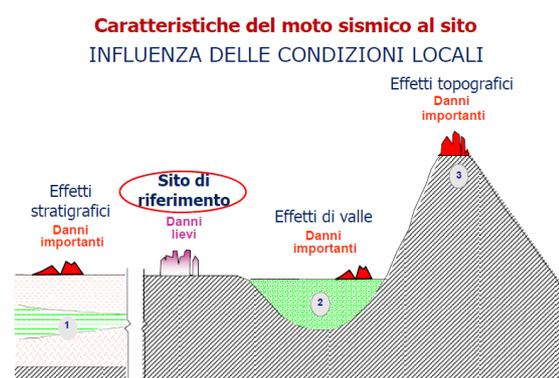
Il risultato finale è rappresentato in una storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine e plottata in uno spettro di risposta elastico.

9.1 - Descrizione del metodo

Analisi della Risposta Sismica Locale - RSL

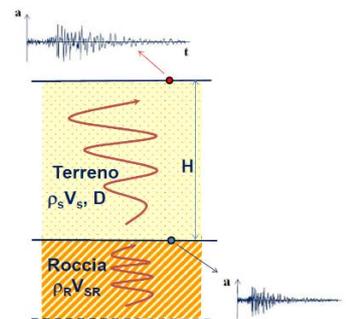
Le caratteristiche del moto sismico in superficie (*free-field*) sono il risultato di un insieme di fenomeni legati in generale al meccanismo di sorgente e al cammino di propagazione, tuttavia numerose osservazioni dirette hanno evidenziato che ciò che maggiormente influenza il moto sono le cosiddette “**condizioni locali**” del sito, ovvero le *caratteristiche geologiche, morfologiche e geotecniche dei depositi e degli ammassi rocciosi superficiali*.

Gli “**Effetti di Sito**” o “**Risposta Sismica Locale**” che si possono riassumere nelle modifiche in termini di ampiezza, durata e contenuto in frequenza che il moto sismico subisce rispetto al moto di riferimento su affioramento rigido pianeggiante, sono legati a tre tipi principali di effetti: *effetti stratigrafici monodimensionali (1D)*, effetti di valle (2D – 3D) ed effetti topografici (2D – 3D).



Nel sito oggetto di indagine, data la conformazione topografica superficiale nonché le condizioni stratigrafiche e morfologiche del sottosuolo **è possibile stimare che la Risposta Sismica Locale sia legata sostanzialmente ad effetti stratigrafici monodimensionali (1D)**.

Gli effetti stratigrafici 1D sono legati alla interazione tra onde sismiche e caratteristiche geotecniche dei terreni (in particolare al **rapporto di impedenza sismica** $I = \rho_R V_{SR} / \rho_S V_S$ e al **rapporto di smorzamento del terreno D**), nonché ai fenomeni di risonanza tra moto sismico e deposito che si verificano quando il periodo fondamentale del deposito coincide con quello del moto sismico.



Ipotesi, generalmente assunte, nella modellazione della RSL, sono inoltre le seguenti: gli **effetti indotti dalle onde P sono trascurabili**, il moto sismico orizzontale è indotto da **onde S che si propagano in direzione verticale** e il moto sismico è rappresentabile mediante un accelerogramma (dominio del **tempo**) o uno spettro di Fourier (dominio delle **frequenze**).

L'analisi della RSL, avviene attraverso al calcolo della **funzione di trasferimento**, che descrive la trasformazione, nel dominio delle frequenze, del moto in superficie rispetto a quello della formazione rocciosa di base o affiorante; mentre al variare della scala di indagine variano i metodi di valutazione degli effetti amplificativi utilizzati.

I **metodi numerici**, che in base alla dimensionalità del problema si dividono in 1D, 2D e 3D, consentono di analizzare in maniera accurata la RSL ma richiedono la definizione e la conoscenza di tutti gli elementi che intervengono nella RSL, ovvero:

- Il moto sismico di riferimento (accelerogramma) in corrispondenza della formazione rocciosa (alla base o affiorante);
- Modello geometrico del sottosuolo (stratigrafia e morfologia sepolta)
- Caratteristiche geotecniche dei terreni.

Per il sito in esame, è stato realizzato un modello di rigidità del sottosuolo utilizzando la sismostratigrafia e i valori di rigidità ottenuti dalle indagini sismiche. Tale modello è stato successivamente utilizzato per effettuare **modellazioni numeriche monodimensionali (1D)** finalizzate alla quantificazione dell'azione sismica in superficie.

Codice di calcolo utilizzato – FLAC 2D

Il codice di calcolo FLAC 2D v.8.0 (Fast Lagrangian Analysis of Continua) della Itasca (2016) è basato sul metodo delle differenze finite con un procedimento di tipo esplicito. La flessibilità nella modellazione della geometria del problema, la disponibilità di elementi strutturali, l'elevato numero di modelli costitutivi implementati e la possibilità di svilupparne nuovi, rendono FLAC idoneo allo studio di praticamente tutti i problemi riguardanti il comportamento meccanico di mezzi continui (terreni, rocce, ecc.) e di strutture interagenti. Sviluppato inizialmente per le applicazioni di ingegneria geotecnica e ingegneria mineraria in campo statico ha trovato successivamente, con l'introduzione del modulo dinamico, largo impiego anche per la soluzione di problemi di risposta sismica locale. Il codice di calcolo FLAC, anche per i problemi in campo statico, risolve le equazioni di equilibrio dinamico di un mezzo continuo:

$$\rho \cdot \frac{\partial \dot{u}_i}{\partial t} = \sum_j \frac{\partial \tau_{ji}}{\partial x_j} + \rho g_i \tag{9.1}$$

dove:

- ρ è la densità
- x_i la componente i -esima del vettore posizione
- \dot{u}_i la componente i -esima del vettore velocità
- g_i la componente dell'accelerazione di gravità (forze di volume) lungo la direzione i
- τ_{ji} la generica componente del tensore degli sforzi.

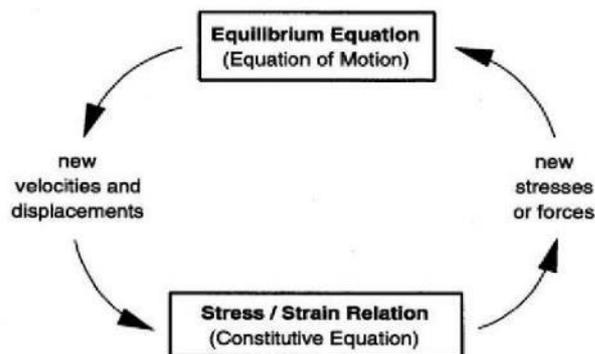
Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

$$\tau_{ji} = M(\tau_{ji} ; \dot{\epsilon}_{ij} ; k) \tag{9.2}$$

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

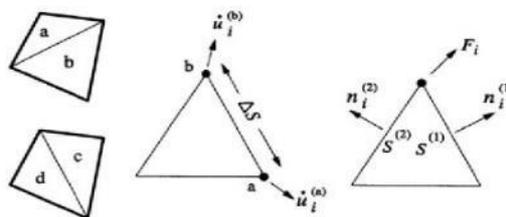
$$\dot{\epsilon}_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \dot{u}_j}{\partial x_i} \right) \tag{9.3}$$

I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (mesh) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia. I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come le (3.10) in un sistema di equazioni algebriche. Se i metodi agli elementi finiti hanno come punto centrale la definizione delle funzioni di forma che descrivono la variazione delle grandezze che interessano il problema (tensioni, deformazioni) attraverso ciascun elemento, nei metodi alle differenze finite si prescinde da questa definizione della funzioni di forma, e le equazioni algebriche vengono scritte direttamente in termini di variabili di campo (tensioni, spostamenti) definite nei nodi della mesh. In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.



Ad ogni nuovo passo di calcolo (step), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente dalle velocità di deformazione, attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, i valori delle velocità di deformazione sono

considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni mediante le leggi costitutive; in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia se l'intervallo di tempo Δt (timestep) corrispondente al singolo ciclo di calcolo è sufficientemente piccolo, tale alterazione non può propagarsi da un elemento all'altro in tale intervallo. Tale approccio si è dimostrato particolarmente efficiente nella modellazione di problemi non lineari in presenza di grandi deformazioni. Per contro, essendo il Δt richiesto generalmente molto piccolo, sono necessari un gran numero di passi di integrazione cui corrispondono tempi di calcolo molto elevati. Gli elementi quadrangolari della griglia vengono automaticamente suddivisi dal programma in due set sovrapposti di triangoli a deformazioni costanti. Le equazioni alle differenze finite per ogni triangolo si ottengono dalla forma generalizzata del teorema della divergenza di Gauss:



$$\int_S \mathbf{f} \cdot \hat{\mathbf{n}} \cdot d\mathbf{s} = \int_A \text{div } \mathbf{f} \cdot dA \tag{9.4}$$

in cui:

\mathbf{n} è il versore normale al contorno S del dominio triangolare

f la funzione generica (scalare, vettore o tensore)

A la superficie del dominio triangolare di contorno S

ds la lunghezza incrementale lungo il contorno S .

Sostituendo ad f un valore medio del vettore velocità la relazione precedente consente di scrivere:

$$\frac{\partial \dot{u}_i}{\partial x_i} \cong \frac{1}{2A} \sum_s (\dot{u}_i^{(a)} + \dot{u}_i^{(b)}) n_j \Delta s \tag{9.5}$$

dove (a) e (b) sono due nodi consecutivi sul generico lato del triangolo. Attraverso la (9.1) e la (9.3) è quindi possibile calcolare tutte le componenti del tensore velocità di deformazione. La legge costitutiva è poi utilizzata per calcolare un nuovo valore del tensore delle tensioni. Calcolate le tensioni vengono calcolate le forze equivalenti applicate ai nodi. Le tensioni agiscono in ciascun triangolo come trazioni sui lati del triangolo stesso; ogni trazione è considerata equivalente a due forze agenti sui due nodi all'estremità del lato. Su ogni nodo del triangolo quindi agiscono due forze relative ai due lati convergenti nel nodo stesso:

$$\mathbf{F}_i = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)} \right) \tag{9.6}$$

Infine per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta ΣF_i ; se $\Sigma F_i=0$ il nodo è in equilibrio altrimenti subirà

un'accelerazione espressa dalla seconda legge di Newton, nient'altro che la (9.1) espressa in termini incrementali:

$$\dot{u}_i^{(t+\frac{\Delta t}{2})} = \dot{u}_i^{(t-\frac{\Delta t}{2})} + \left[\sum F_i^{(t)} \right] \frac{\Delta t}{m} \quad (9.7)$$

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

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

$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (9.8)$$

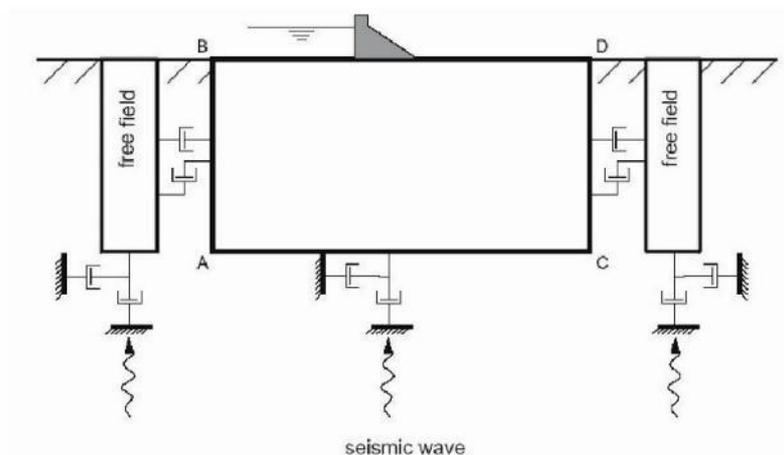
dove A è la superficie del sub-elemento triangolare, Δx_{max} la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e V_p la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il timestep critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidità del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC applicando un coefficiente di sicurezza due al valore fornito dalla (9.8).

Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della mesh in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo ed un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (9.9)$$

La λ_{min} è la lunghezza d'onda che corrisponde alla massima frequenza di interesse ed è legata ad essa dalla velocità di propagazione delle onde di taglio. I metodi alle differenze finite, così come quelli agli elementi finiti, si basano sulla discretizzazione, tramite una mesh di nodi, di una porzione finita dello spazio per cui appropriate condizioni al contorno vanno imposte ai confini artificiali di tale regione. In ogni problema di propagazione di onde sismiche, parte dell'energia si allontana indefinitamente dalla regione di interesse verso il semispazio circostante per fenomeni di diffrazione e riflessione dando luogo ad una "perdita" di energia indicata come smorzamento di radiazione. Al fine di modellare correttamente questo fenomeno, FLAC consente di minimizzare la riflessione delle onde sui contorni della mesh imponendo su questi condizioni di campo libero (free field boundaries) o viscosi (quiet boundaries). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.

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



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

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

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

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

Nell'applicare la sollecitazione dinamica, bisogna però tenere conto di alcune limitazioni che derivano da particolari incompatibilità tra forme di applicazione dell'input e delle condizioni al contorno. Se, ad esempio, queste sono rappresentate da quiet boundaries (come avviene solitamente per il bordo inferiore della mesh) il loro effetto viene annullato se si applica un accelerogramma o una storia di velocità. In questo caso quindi la base è modellata come rigida cioè perfettamente riflettente dando luogo a irrealistiche sovrastime del moto sismico. Per simulare correttamente una base elastica occorre

applicare ai quiet boundaries alla base della mesh una storia temporale di tensioni. A tal fine, un accelerogramma di input deve essere integrato per ottenere una storia temporale di velocità e questa viene infine convertita in tensioni tramite le seguenti relazioni:

$$\sigma_n = 2(\rho V_P) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_S) v_s \quad (9.10)$$

dove:

ρ è la densità

σ_n , σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno

V_P , V_S rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica)

v_n , v_s rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

In definitiva quindi un input costituito da onde SV sarà applicato come una storia temporale di tensioni tangenziali mentre le onde P tramite una storia temporale di tensioni normali al contorno. Entrambe le sollecitazioni sono applicate con incidenza verticale.

La non linearità e le proprietà dissipative dei terreni possono essere modellate in FLAC secondo differenti modalità: attraverso l'adozione di un legame costitutivo propriamente non lineare o, a partire dalla versione 5.0 (Itasca, 2005), tramite semplici modelli di smorzamento isteretico. Le proprietà dissipative possono altresì essere modellate attraverso la formulazione di Rayleigh.

L'adozione di una legge sforzi-deformazione non lineare rappresenta, teoricamente, il modo più efficace per tenere conto della degradazione di rigidità al procedere della deformazione e della dissipazione di energia per isteresi. Questi modelli possono essere accoppiati con modelli di filtrazione per simulare la generazione e dissipazione di eccessi di pressioni neutre e/o fenomeni di liquefazione e consentono inoltre la valutazione delle deformazioni permanenti. Dal punto di vista pratico però spesso i modelli non lineari sono complessi e richiedono la definizione di molti parametri e lunghi processi di calibrazione.

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve $G/G_0-\gamma$ e $D-\gamma$ generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche ha portato all'introduzione di semplici modelli di smorzamento isteretico (hysteretic damping) nella recente versione 5.0 del codice. Durante ciascun step di calcolo, in funzione del valore medio del tensore di velocità di deformazione, viene restituito un fattore moltiplicativo da usarsi nel legame costitutivo in modo da correggere il valore del modulo tangente di taglio associato a ciascun elemento. Il modello isteretico implementato utilizza solo curve continue che esprimono la variazione del modulo di taglio con la deformazione tangenziale, quindi i parametri da fornire in input, che definiscono la forma di tali curve, vanno ricavati attraverso regressione dei dati sperimentali. Analisi di calibrazione dello smorzamento isteretico sono necessarie prima di un suo uso nella pratica corrente.

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

strutturali ed è espresso in forma matriciale attraverso la definizione di una matrice di smorzamento C proporzionale alla matrice di massa M e a quella di rigidità K :

$$C = \alpha_R M + \beta_R K \tag{9.11}$$

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

$$\xi_j = \frac{1}{2} \left(\frac{\alpha_R}{\omega_j} + \beta_R \omega_j \right) \tag{9.12}$$

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

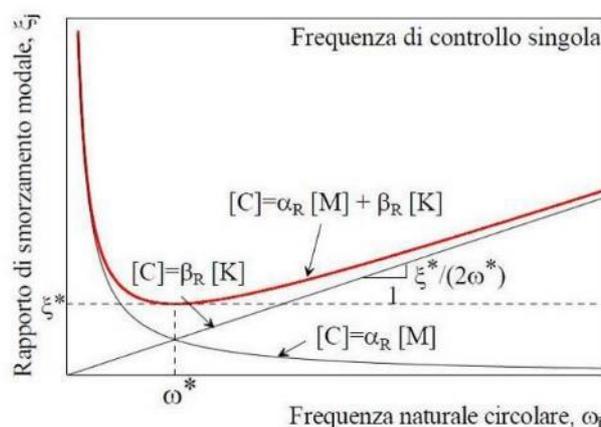
I coefficienti di Rayleigh vengono comunemente determinati attraverso due procedure, a seconda che si fissi il valore dello smorzamento modale in corrispondenza di una o due frequenze naturali opportunamente selezionate (dette frequenze di controllo). Il codice FLAC adotta la prima procedura in accordo alla quale i coefficienti di Rayleigh sono espressi dalle:

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

avendo fissato lo smorzamento modale al valore ξ in corrispondenza della singola frequenza ω . Per ciascun elemento della mesh occorre specificare il rapporto di smorzamento ξ^* del materiale e la frequenza ω^* . A titolo di esempio, nel caso di smorzamento ξ^* e frequenza ω^* costante per tutto il deposito, è possibile dimostrare che un'analisi lineare eseguita con FLAC fornisce gli stessi risultati di un'analisi modale con rapporto di smorzamento modale dell'intero sistema variabile con la frequenza circolare naturale ω_j secondo la:

$$\xi_j = \frac{\xi^*}{2} \left(\frac{\omega^*}{\omega_j} + \frac{\omega_j}{\omega^*} \right) \tag{9.13}$$

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come ξ_j assuma un minimo (pari al valore imposto ξ^*) in corrispondenza della frequenza di controllo ω^* mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di ω^* . La formulazione di Rayleigh viene applicata a livello del singolo elemento della mesh per cui, tra i dati di input, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce ξ^* e la frequenza di controllo ω^* (o meglio il valore f^*). La scelta di f^* è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute



rispetto a ξ^* . In generale, f^* deve essere scelta nel campo di frequenza significativo per il problema in esame sia in termini di frequenze naturali del sistema che di frequenze predominanti dell'input. In prima approssimazione si può collocare f^* tra la frequenza fondamentale del sistema e la frequenza predominante dell'input (frequenza corrispondente al massimo dello spettro di Fourier o di risposta). Se questi valori sono distanti è comunque opportuno esaminare con analisi parametriche l'influenza sui risultati delle diverse scelte di f^* .

In definitiva occorre quindi fornire in input, per ciascun materiale, i seguenti parametri:

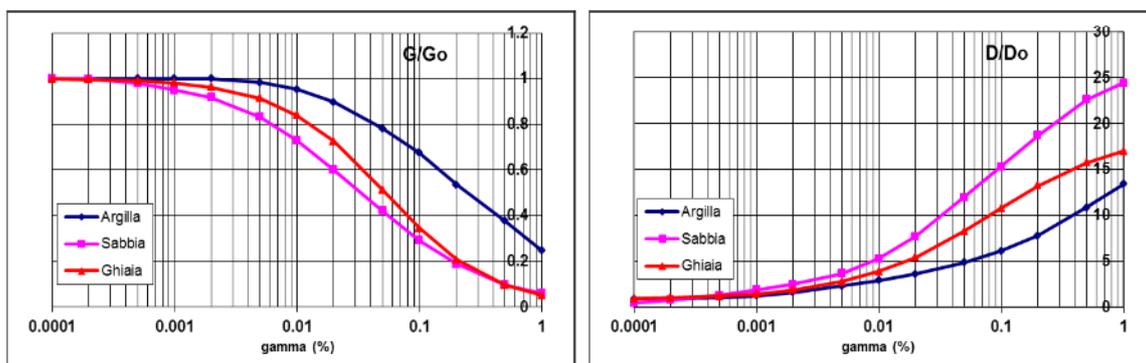
- peso dell'unità di volume
- nel caso di analisi lineari modulo di taglio (G_0) e di elasticità volumetrico (k), o, in alternativa modulo di Young (E) e coefficiente di Poisson (ν); nel caso di analisi non lineari occorre fornire i parametri caratteristici del modello adottato
- rapporto di smorzamento (ξ^*) e frequenza di controllo (f^*) se si adotta la formulazione di Rayleigh.

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

9.2 - Risultati ottenuti dall'analisi condotta

Per quantificare l'azione sismica in superficie in corrispondenza dell'area in esame e valutare il fattore di amplificazione è stato realizzato un modello monodimensionale sul quale sono state successivamente condotte le simulazioni numeriche.

Le sismostratigrafie e i valori di rigidità utilizzati sono quelli ottenuti dalle indagini sismiche eseguite appositamente e precedentemente descritte, mentre per i materiali di copertura è stato utilizzato lo smorzamento isteretico tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.

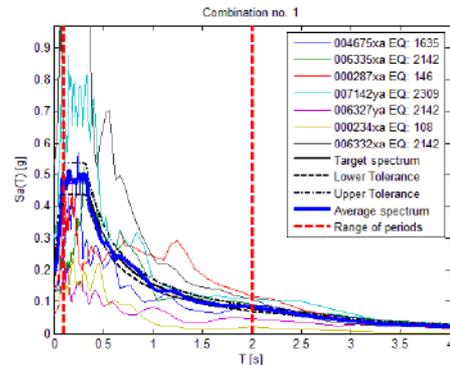


Nel rispetto della normativa vigente – D.M. 17/01/2018 – è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50 anni, un

coefficiente d'uso (C_u) pari a II e quindi una vita di riferimento $V_r = 50$ anni. A partire da queste indicazioni, si è determinato un periodo di ritorno dell'azione sismica di 475 anni corrispondente ad una probabilità di superamento del 10% allo stato limite ultimo di salvaguardia della vita (SLV).

L' *input* sismico utilizzato è rappresentato da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. *Dynamic Analysis* della Itasca, 2011).

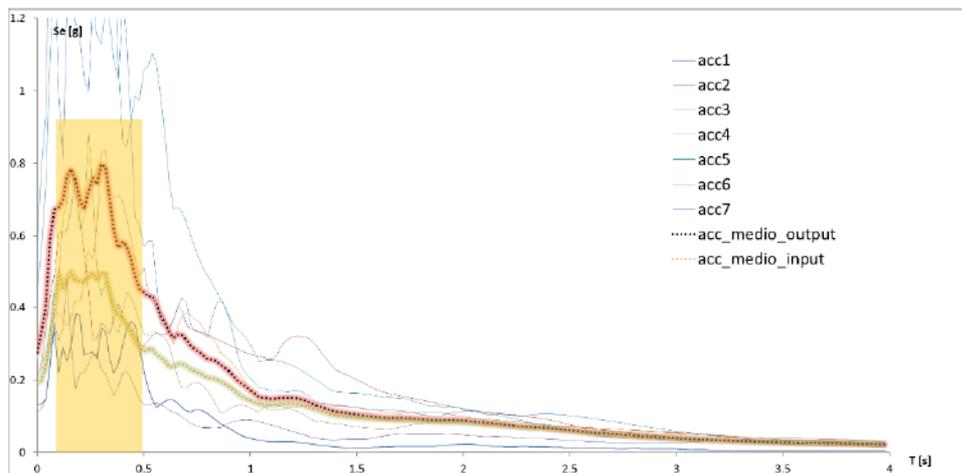
In particolare, gli accelerogrammi sono stati ricavati tramite l'utilizzo del software REXEL - *computer aided record selection for code-based seismic structural analysis*.



La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni *input* sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio). Infine, per calcolare il Fattore di Amplificazione (FA - FV) si è confrontato lo spettro medio in ingresso con quello in uscita, calcolando il rapporto dell'intensità di Housner per periodi compresi tra 0,1 s e 0,5 s (FA - massimo valore in termini di accelerazione) e tra 0,5 s e 1,5 s (FV - massimo valore in termini di velocità).

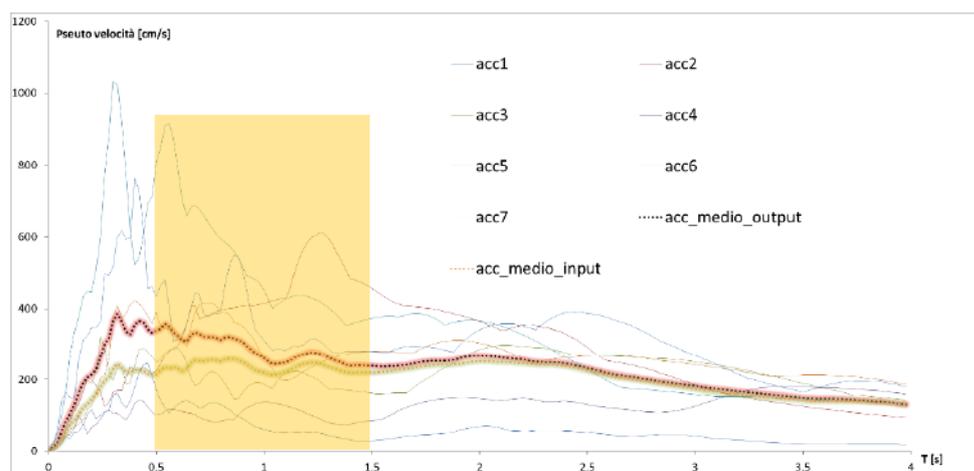
Modellazione numerica

Spettro di risposta in accelerazione



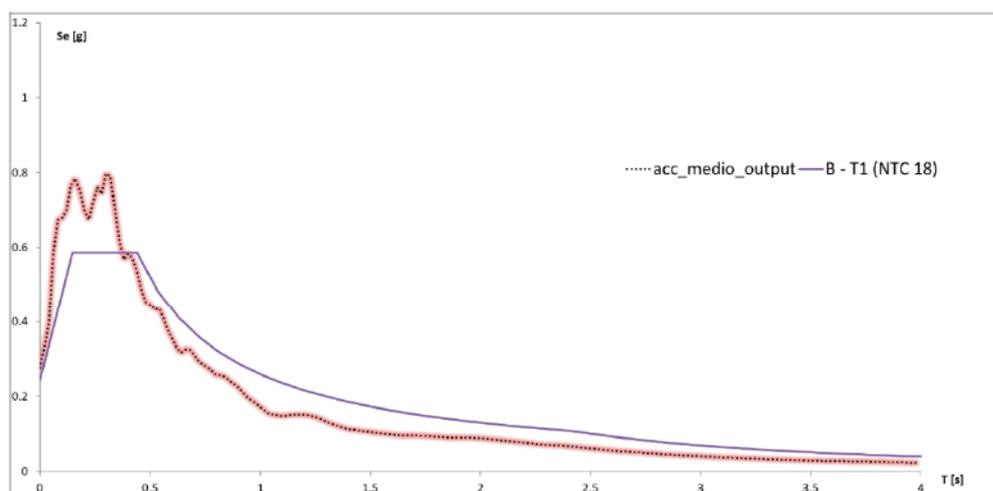
$FA_{0,1-0,5} = 1,54$

Spettro di risposta in pseudo-velocità



$FV_{0,5-1,5} = 1,21$

Confronto con spettri semplificati – Categorie di sottosuolo (NTC2018)



Il sito presenta un'amplificazione ai bassi periodi (0,08 s-0,44 s) con valori di Se_{max} pari a 0,8 ag/g. **Il fattore di amplificazione in termini di accelerazione in corrispondenza dell'intervallo 0.1-0.5s (FA) è risultato di circa 1,54 mentre il fattore di amplificazione in termini di velocità in corrispondenza dell'intervallo 0.5 – 1.5s (FV) è risultato di circa 1,21.**

Si evidenzia che, lo spettro di risposta elastico con approccio semplificato a cui il sito appartiene (Categoria B + T1) non riesce a modellizzare la risposta sismica locale calcolata tramite la modellazione numerica condotta, sottostimando la spinta sismica da utilizzare in fase di progettazione.

11 - Bibliografia

1. A. Viganò, G. Bressan, G. Ranalli, S. Martin (2008) – Focal mechanism inversion in the Giudicarie – Lessini seismotectonic region (Southern Alps, Italy): Insight on tectonic stress and strain
2. Autorità di Bacino dei fiumi Isonzo, Tagliamento, Livenza, Piave, Brenta – Bacchiglione. Piano stralcio per l'Assetto Idrogeologico del bacino idrografico del fiume Brenta – Bacchiglione.
3. Brammerini F., Di Pasquale G., Naso G., Severino M. (2008) – Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica – Parti I e II – Gruppo di lavoro “Indirizzi e criteri generali per la microzonazione sismica” del Dipartimento della Protezione Civile
4. Castellaro S., Albarello D. (2011). Tecniche sismiche passive: indagini a stazione singola. *Ingegneria sismica*, pp. 32 – 62
5. Castellaro S., Mulargia F., Bianconi L. (2005). Passive Seismic Stratigraphy: A new efficient, fast and economic technique. *Geologia tecnica e ambiente*, pp. 77 – 102
6. CERI Centro di ricerca “Previsione, Prevenzione e Controllo dei Rischi Geologici” (2004) – La microzonazione sismica. Metodi, esperienze e normativa
7. Chopra L. (1995). *Dynamic of Structures: theory and applications to earthquake engineering*. Prentice Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics. Prentice – Hall
8. Facciorusso J. et al. (2012) – Microzonazione Sismica – Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio – L’esperienza della Regione Emilia – Romagna – a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia – Romagna
9. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 23(8), 691–704
10. Gruppo di lavoro MPS (2004) – Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall’OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano – Roma
11. Itasca (2011). *FLAC Fast Lagrangian Analysis of Continua*. v.7.0. User’s Manual
12. Kuhlmeier R. L.; Lysmer J. (1969). Finite Element Method Accuracy for Wave Propagation Problems. *J. Soil Mech. and Found. Div., ASCE*, 99(5), 421–427
13. Lanzo G., Pagliaroli A., D’Elia B. (2003). Numerical study on the frequency-dependent viscous damping in dynamic response analyses of ground. In Latini e Brebbia (eds), *Earthquake Resistant Engineering Structures*, WIT Press, Southampton, Boston, pp. 315-324
14. Lanzo G., Pagliaroli A., D’Elia B. (2004a). Influenza della modellazione di Rayleigh dello smorzamento viscoso nelle analisi di risposta sismica locale. *Atti XI Congresso Nazionale “L’Ingegneria Sismica in Italia”*, Genova, Italia, 25 - 29 Gennaio
15. Lanzo G., Silvestri F. (1999) – *Risposta Sismica Locale*. Hevelius Ed.
16. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91, 347–364
17. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
18. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) – A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique – *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 42, P. 255 – 266
19. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) – Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy – *Conf. Eartq. Eng. And Seismol.*, Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
20. Mucciarelli M (2011) – Tecniche speditive per la stima dell’amplificazione sismica e della dinamica degli edifici – Progetto ricerca 2007PTRC4C – Aracne editrice
21. SESAME Project (2005) – “Site Effects Assessment Using Ambient Excitations”
22. Slejko D. et al (1987) – Modello sismotettonico dell’Italia Nord – Orientale. CNR
23. Spallarossa D. e Barani S. (2007) – Report, Disaggregazione della Pericolosità Sismica in Termini di M - R - ϵ – Progetto DPC-INGV S1, <http://esse1.mi.ingv.it/d14.html>

Responsabile di Progetto	Autori	Collaboratori
Matteo Collareda	M. Collareda, L. Guerra	Laura Guerra