



REGIONE DEL VENETO

MICROZONAZIONE SISMICA

Relazione illustrativa

Regione Veneto

Comune di Sandrigo



Regione
REGIONE VENETO

Segreteria Regionale per
l'Ambiente

Soggetto realizzatore
COMUNE DI SANDRIGO

Progettista:
Dr. Geol. Simone Barbieri

Collaboratore:
Dr. Geol. Matteo Collareda

Data
Novembre 2022

Livello 3

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

INDICE

1	INTRODUZIONE	2
2	GENERALITÀ	3
3	ASSETTO GEOLOGICO, GEOMORFOLOGICO E IDROGEOLOGICO DELL'AREA	5
3.1	Inquadramento geologico	5
3.2	Inquadramento geomorfologico	7
3.3	Inquadramento idrografico e idrogeologico	7
4	DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO	9
4.1	Inquadramento sismotettonico generale	9
4.2	Caratterizzazione sismogenetica locale	13
4.3	Sismicità storica	14
4.4	Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche	18
4.5	Zonazione sismica nazionale	22
4.6	Pericolosità sismica di riferimento	23
5	MICROZONAZIONE SISMICA. PRINCIPI FONDAMENTALI E FINALITÀ	26
5.1	Introduzione	26
5.2	La natura del problema	26
5.3	Finalità e livelli di approfondimento	28
6	DATI GEOTECNICI E GEOFISICI DA INDAGINI PREGRESSE E DI NUOVA REALIZZAZIONE.....	30
6.1	Indagini pregresse e di nuova realizzazione.....	30
6.2	Metodologia di elaborazione delle indagini eseguite	30
6.3	Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze	35
7	ELABORATI CARTOGRAFICI.....	36
7.1	Carta delle indagini	36
7.2	Carta geologico-tecnica.....	37
7.3	Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica	39
7.4	Carta delle frequenze.....	44
7.5	Carta della pericolosità sismica locale (CPSL).....	47
8	APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3	49
8.1	Analisi di riposta sismica locale	49
8.2	Verifiche alla liquefazione	61
9	PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)	65
10	REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE	67
11	BIBLIOGRAFIA	70
12	ALLEGATI FUORI TESTO	71

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

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, operare in modo preventivo riduce i costi di gestione in fase di emergenza, poiché agire sulla mitigazione del rischio diminuisce alla fonte il loro "peso" economico e sociale sull'ambiente e sulla popolazione.

Procedere in modo preventivo, quindi, significa sviluppare una serie di norme, linee guida e comportamenti operativi/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 sulla conoscenza dei fenomeni naturali del proprio territorio legati alla geologia, con l'obiettivo di attivare azioni efficaci in materia di riduzione dei rischi naturali, con particolare riguardo al rischio sismico.

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

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

2

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

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

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

2 GENERALITÀ

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

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

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

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

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

3

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

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

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

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

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

Il presente studio è stato svolto ad un Livello 3 di approfondimento, secondo le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dalla Conferenza delle Regioni e

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.i. e secondo le **DGRV 1572/2013 - DGRV 899/2019 - DGRV 1381/2021**. Inoltre, tale studio recepisce e integra quanto ottenuto nel Livello 1 di Microzonazione Sismica, condotto nell'anno 2015 e del quale si riprendono le parti generali tutt'ora valide.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica e l'informatizzazione dei dati, sono state utilizzate le indicazioni previste dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.2.

La metodologia prevede che il Livello 1 di approfondimento sia esteso a tutto il territorio comunale, ad esclusione delle zone SIC e ZPS, in sede di redazione del P.A.T. mentre il Livello superiore di approfondimento, a supporto del P.I. e PUA, dev'essere condotto sulle parti di territorio suscettibili di amplificazione sismica individuate nello studio di Livello 1 (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.

In accordo con il Comune, visti i risultati già emersi con il livello 1, la limitata estensione del territorio oggetto di analisi e la quantità di dati a disposizione, è stato deciso di estendere le analisi di approfondimento per il Livello 3, a tutto il territorio comunale, ad esclusione dell'alveo del torrente Astico il quale non riveste interesse dal punto di vista urbanistico.

Già per il livello 1, anche se non previste in quel livello di approfondimento, sono state effettuate nuove **misurazioni geofisiche su tutto il territorio comunale**, in modo da ottenere informazioni più dettagliate sulla risposta sismica locale, necessaria per definire con maggior cura lo studio di MS e per restituire, oltre a quelle richieste, carte tematiche importanti per lo sviluppo urbanistico del territorio e per gli eventuali adeguamenti sismici delle strutture.

Le indagini raccolte ed archiviate, sono state recepite dal Livello 1 e sono state integrate con nuove indagini.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

La legenda della cartografia ISPRA definisce le formazioni affioranti, descritti in ordine stratigrafico, come segue:

- Depositi Alluvionali (Quaternario): Alluvioni grossolane, ghiaiose, con livelli conglomeratici, di sovente terrazzate specialmente lungo l'Astico (Caltrano), la valle del Piave, del Tegerzo, conoide del Brenta, ecc. Alcuni livelli appartengono alla fase di aumento dell'espansione glaciale Wurmiana, altri sono posteriori.

In sintesi, le unità litostratigrafiche che costituiscono la fascia della Pianura Veneta, al quale appartiene il territorio comunale, sono attribuite, dall'alto in basso in senso stratigrafico, a:

- Età Inferiore: PLEISTOCENE
- Età Superiore: OLOCENE
- Ciclo Genetico: CONTINENTALE PLIO-QUATERNARIO
- Ambiente: DEPOSITI CONTINENTALI E PARALICI
- Genetica: ROCCE SEDIMENTARIE

Al fine di caratterizzare dal punto di vista geologico e stratigrafico i terreni di copertura è stato necessario reperire tutte le informazioni di carattere geologico in possesso all'Amministrazione Comunale.

Sulla base del materiale fornito dall'Amministrazione, è stata effettuata una selezione dei documenti tenendo conto dell'attendibilità del dato.

Nel dettaglio la successione stratigrafica è costituita dalle seguenti formazioni:

- Terreni contenenti resti di attività antropica, quali materiali alluvionali eterogenei di riporto per la formazione e/o tombamenti di fosse di cava e altri materiali antropici di discarica (rifiuti solidi urbani e/o inerti edili).
- Depositi attuali e recenti (Quaternario, Pleistocene e Olocene), differenziati a partire dai sedimenti più grossolani come segue:
 - ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia, Pleistocenici nel settore nord-orientale, Olocenici nel settore centrale e occidentale;
 - ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo del periodo Olocenico;
 - sabbie limose, miscela di sabbia e limo del periodo Olocenico;
 - argille inorganiche, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

3.2 Inquadramento geomorfologico

Il Comune di Sandrigo si trova nella pianura alluvionale ghiaiosa costituita da una serie di depositi sovrapposti. Il territorio comunale presenta un'acclività di circa 0.5-0.7% tipica della medio-alta pianura vicentina. La pianura alluvionale di Sandrigo presenta una quota media di 70 metri sul livello medio del mare, con valori massimi di 80-90 metri nella zona prevalentemente ghiaiosa settentrionale, fino a raggiungere terreni limosi argillosi misti a sabbie, con quote minime di 46 metri, nella fascia centromeridionale del comune.

Sono state individuate forme conseguenti a fenomeni di deposito ed erosione fluviale e alluvionale e testate di erosione in cui le risorgenze d'acqua determinano la formazione di piccole depressioni morfologiche.

Le previsioni degli effetti sismici sono correlate anche agli effetti di sito legati alle forme e discontinuità geomorfologiche.

Nel territorio di Sandrigo esiste una cava attiva "Astico-Mirabela" in Via Astico. Questa possiede dimensioni spaziali consistenti, approfondendosi nei depositi alluvionali, in falda, per decine di metri. Tale forma è evidenziata nella Carta Geologico Tecnica (CGT_MS) con la specifica grafia denominata "orlo di scarpata morfologica 10-20 m".

3.3 Inquadramento idrografico e idrogeologico

La rete idrografica superficiale del territorio comunale di Sandrigo è varia e complessa a causa di numerosi corsi d'acqua artificiali e naturali. I principali sono il Torrente Astico, il Torrente Laverda, il Fiume Tesina, i Fossi Palmirona e il Ghebo - Longhella. Il corpo idrico principale è l'Astico, che ha essenzialmente un comportamento torrentizio condizionato dal regime delle precipitazioni. Inoltre, tende localmente a variare i suoi caratteri idrogeologici specifici in seguito soprattutto alla costante produzione di materiali fini, fluitati dalle acque di lavaggio dei materiali litoidi coltivati nelle cave disposte lungo l'alveo; esse hanno parzialmente impermeabilizzato l'alveo a sud del ponte di passo di Riva.

A differenza dell'Astico, il Fiume Tesina si forma in una bassura di risorgenza nella zona orientale di Sandrigo, e confluisce nel Torrente Laverda. Quest'ultimo si origina nella regione montana situata a nord delle colline di Mason Vicentino e possiede carattere torrentizio.

I fossi Palmirona e il Longhella, provenienti da Longa di Schiavon, vengono perennemente alimentati da risorgenza idrica (risorgive in zona Campi Alti e Megolon).

Il T. Laverda, il F. Tesina e il T. Astico sono corsi d'acqua di 1° categoria (gestiti dal Genio Civile), gli altri scoli e torrenti principali sono sempre di proprietà demaniale, ma gestiti dai Consorzi di Bonifica Alta Pianura Veneta ex Medio Astico, Bacchiglione e Brenta ex Pedemontano Brenta, i quali hanno autorità di controllo e gestione anche su numerosi scoli privati e su canalette irrigue.

Le acque scorrenti o ospitate nel suolo possono essere divise in due categorie: acque superficiali e acque profonde. Alle prime appartengono innanzitutto il Torrente Astico, il Torrente Laverda, il Torrente Astichello ed il Fiume Tesina.

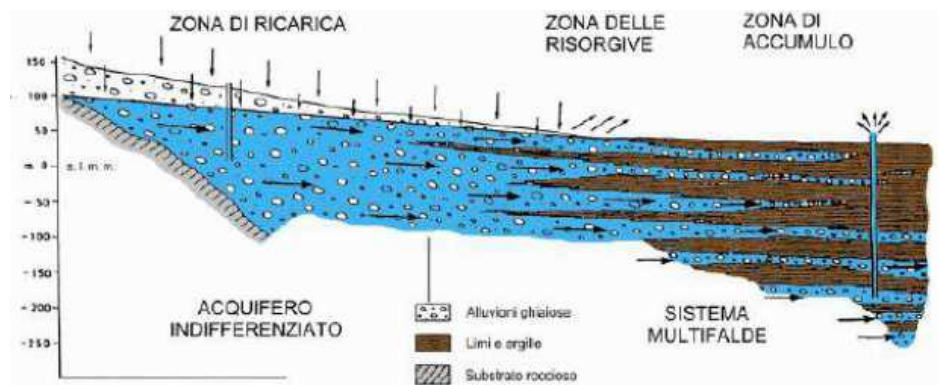
Il Torrente Astico, e il Fiume Brenta hanno influenzato profondamente la morfologia e la litologia dell'Alto Vicentino e del comune di Sandrigo: il primo nel corso del tempo ha sviluppato numerose e complesse divagazioni, costruendo la sua più recente e vastissima conoide, entro la quale il torrente ha inciso il proprio alveo attuale con le mutate condizioni climatiche che hanno ridotto considerevolmente le portate e quindi il trasporto solido. In passato, in seguito ad un fenomeno di sovralluvionamento, l'Astico fu costretto a spostare il proprio alveo verso oriente, abbandonando così il primitivo percorso in direzione di Thiene. Ciò ha comportato una sovrapposizione delle conoidi più recenti del T. Astico con i depositi abbandonati del F. Brenta. Anche quest'ultimo, in seguito ad un

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

approfondimento della depressione tettonica connessa con la faglia Schio-Vicenza, ha subito in passato una traslazione orientale di circa quindici chilometri.

La morfologia della superficie freatica nell'Alto Vicentino è strettamente legata alla presenza nel materasso Quaternario di conoidi alluvionali ghiaiose. Infatti, i corsi d'acqua montani hanno depositato bruscamente le loro alluvioni nella zona pedemontana per la diminuzione delle forze di trasporto, in seguito alla diminuzione di pendenza. Inoltre, la mancanza di un alveo stabile e definito, consentiva loro di divagare e di distribuire il materiale trasportato su aree molto vaste. Lungo il tratto pedemontano della pianura le successive conoidi di un fiume si sono sovrapposte e compenstrate lateralmente con quelle generate da corsi d'acqua adiacenti, formando un materasso alluvionale nel complesso omogeneo. La larghezza di questa fascia, definita anche alta pianura, varia da 5 a 20 km a partire dal piede dei rilievi montuosi.

L'alimentazione delle falde è garantita soprattutto dalla dispersione in alveo dei corsi d'acqua nel tratto di alta pianura.



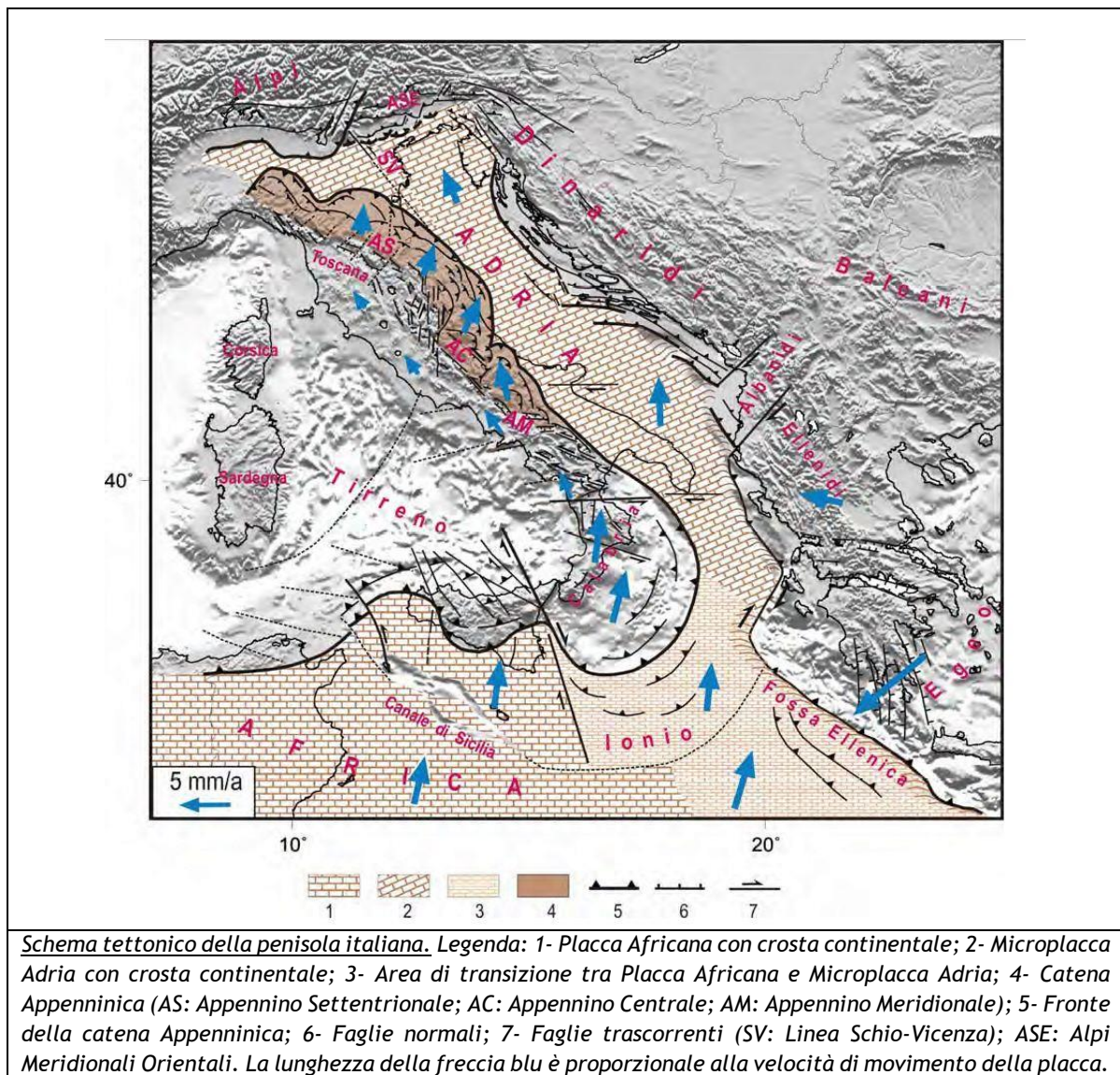
La pianura veneta, per quanto concerne i primi 300 metri dal piano campagna, è caratterizzata da conoidi alluvionali ghiaiose che, nel corso del tempo, si sono sovrapposte e compenstrate lateralmente, determinando un potente spessore di sedimenti. Seguendo la direttrice NO-SE, lo spessore dei depositi ghiaiosi si assottiglia in modo progressivo andando ad esaurirsi all'interno di livelli sabbiosi-limosi e argillosi fino a separare un acquifero libero superficiale da uno più profondo in pressione (Rinaldo et al., 2008).

Nella zona di transizione tra i due acquiferi, dove la superficie della falda freatica si interseca con il piano di campagna dando origine alla fascia delle risorgive, esiste una zona di transizione tra l'omogeneità del mezzo poroso tipico dell'alta pianura ed il progressivo passaggio a livelli impermeabili.

4 DEFINIZIONE DELLA PERICOLOSITÀ DI BASE E DEGLI EVENTI DI RIFERIMENTO

4.1 Inquadramento sismotettonico generale

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



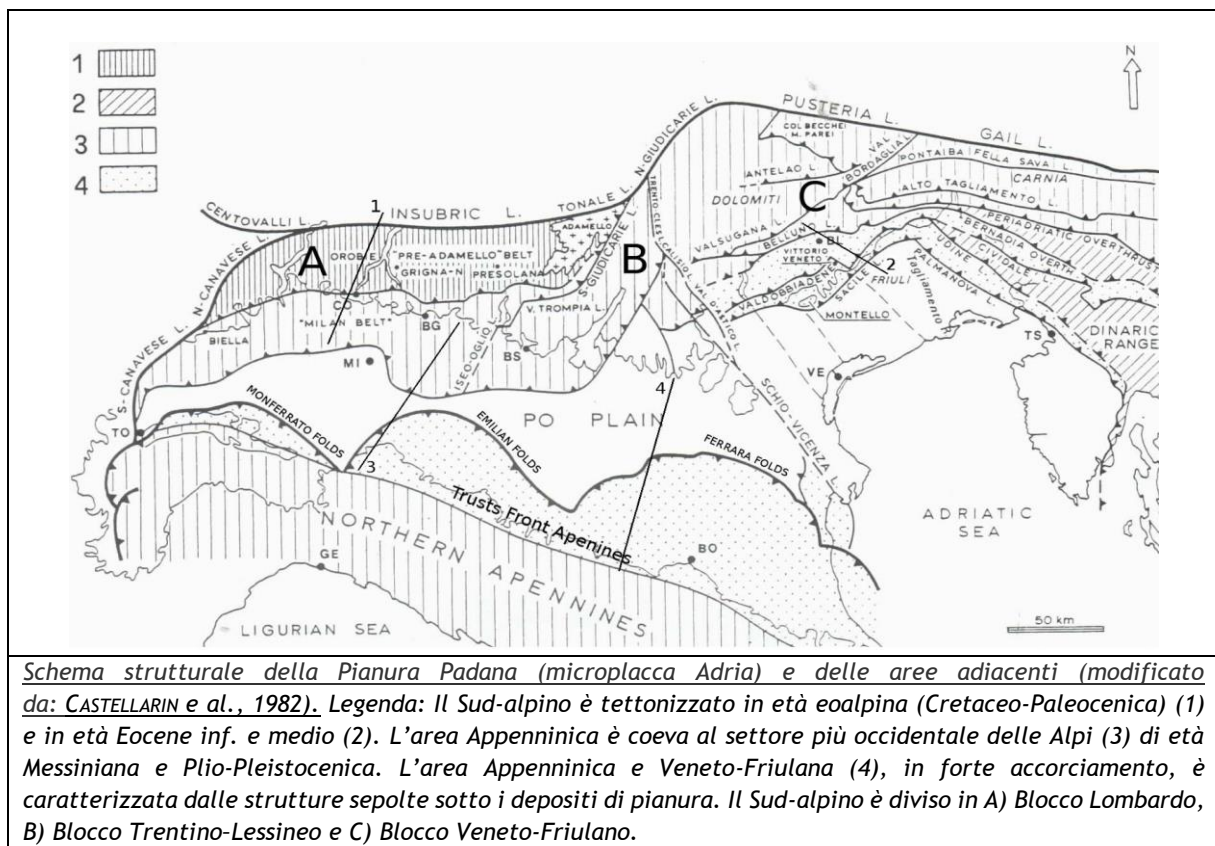
L'Adria è costituita da crosta continentale che, nella porzione più settentrionale, è rappresentata dal substrato della pianura padana interagente con il fronte della catena appenninica a sud e con il sud-alpino a nord. La collisione continentale tra la parte più settentrionale della placca Adria e quella europea ha portato alla formazione della catena alpina. La conseguente subduzione verso sud della

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

placca europea e il sovrascorrimento della placca Adria (subduzione continentale, Bally et al., 1985) ha provocato la formazione di strutture di *retro-trust*.

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

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



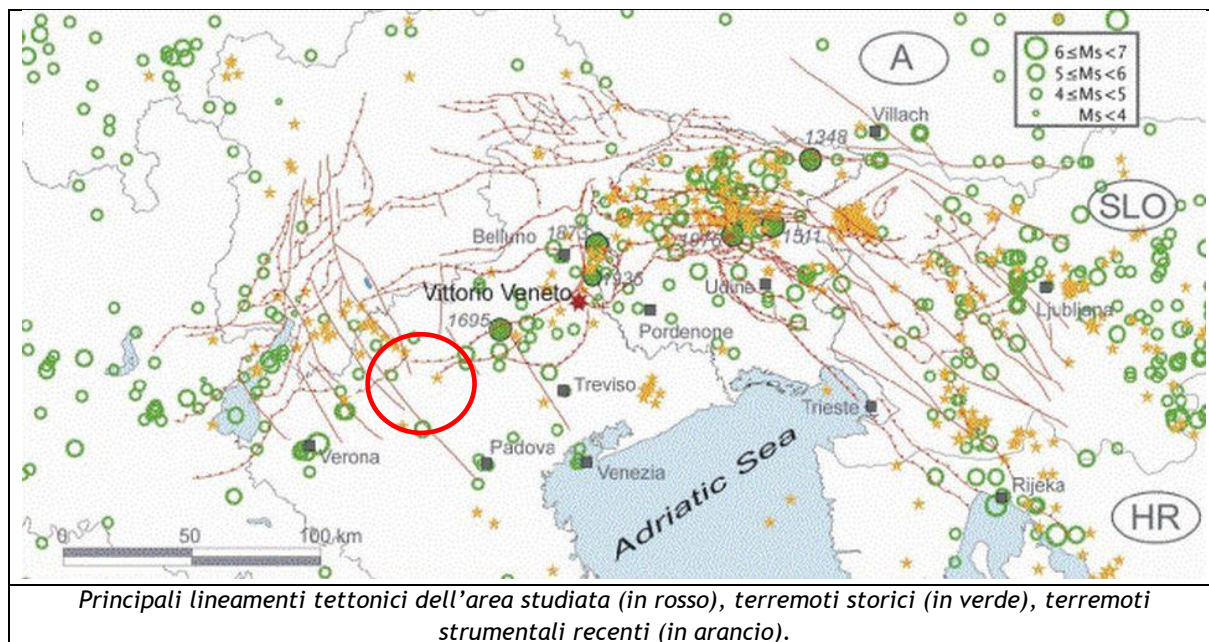
Dallo studio della distribuzione dei meccanismi focali si è ricavato l'assetto dell'ellissoide dello stress tettonico in termini di direzione di massima compressione e distensione, questo al fine di definire l'interazione tettonica attuale tra la placca europea e quella Adria, responsabile degli ultimi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

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

Il risultato finale è rappresentato da un'attività sismica nelle regioni delle Alpi orientali (Slejko et al., 1989) considerata tra le più elevate del nostro paese. Cinque terremoti con magnitudo di superficie (MS) superiore a 6 sono infatti avvenuti nell'ultimo millennio: nel 1348 a Villaco con MS 6,4 (l'epicentro sembra localizzato nell'attuale zona di confine tra Italia e Austria), nel 1511 nella zona tra Gemona e Idria con MS 6,2, nel 1695 ad Asolo con MS 6,5, nel 1873 nell'Alpago con MS 6,3 e nel 1976 a Gemona con MS 6,5. Oltre a questi, nel 1936 un terremoto di magnitudo 6,1 ha provocato

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

distruzioni nei paesi del Cansiglio. La figura seguente mostra le faglie principali rilevate nella regione e la distribuzione spaziale dei maggiori terremoti. Questi ultimi, nell'area indagata, risultano di numero molto inferiore rispetto a quelli avvenuti nel vicino Friuli: bisogna segnalare, però, che la sismicità friulana risente della coda del forte terremoto del 1976 e che le stazioni della rete sismometrica dell'Italia nord-orientale sono state ubicate, per un lungo periodo, esclusivamente sul territorio friulano.



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

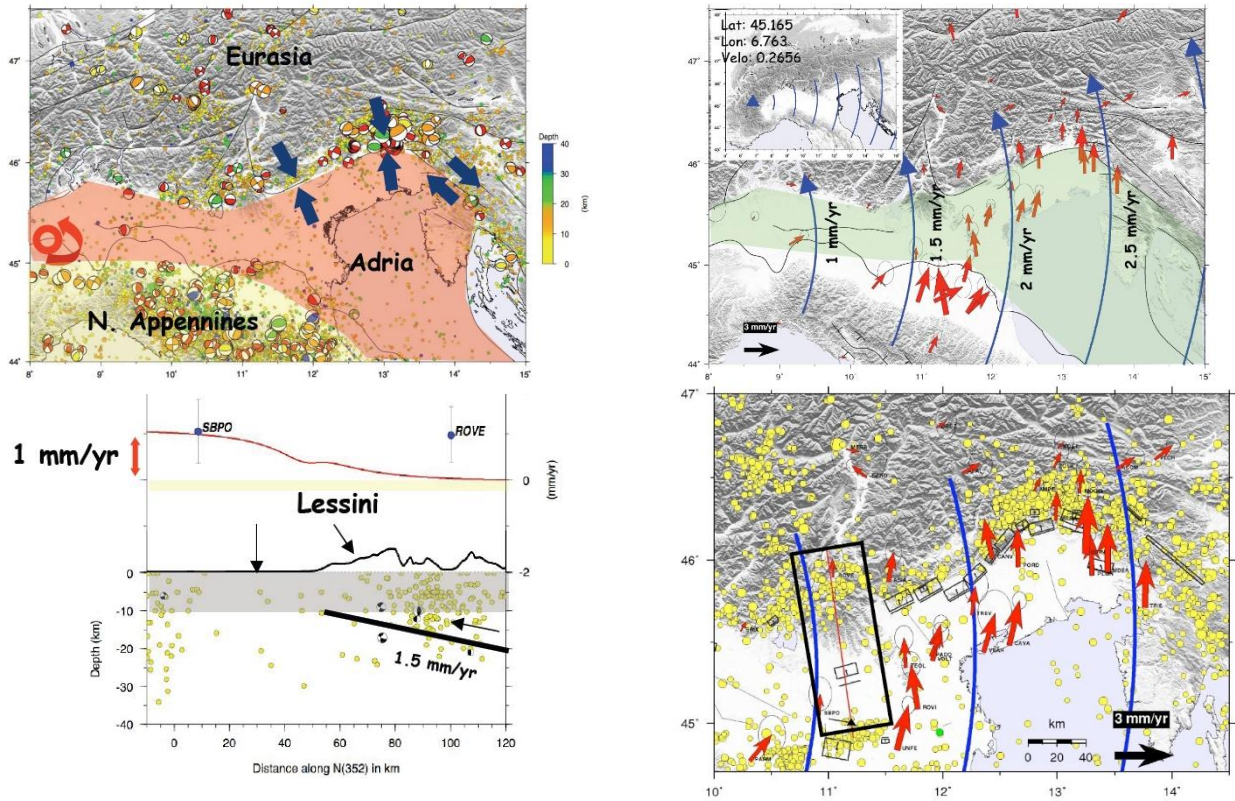
11

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

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

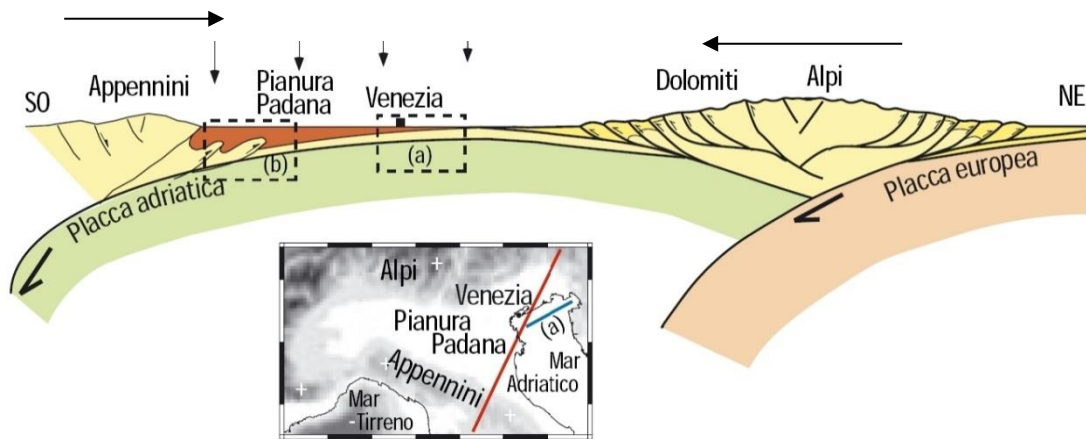
Nell'ambito della pianura padana si constata un avanzamento verso nord del margine appenninico sulla placca adriatica il cui movimento avviene secondo una rotazione antioraria la cui cerniera è localizzata in Piemonte (lat. 45,165 - long. 6,763). In corrispondenza alle Alpi meridionali l'accrescimento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

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



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

12

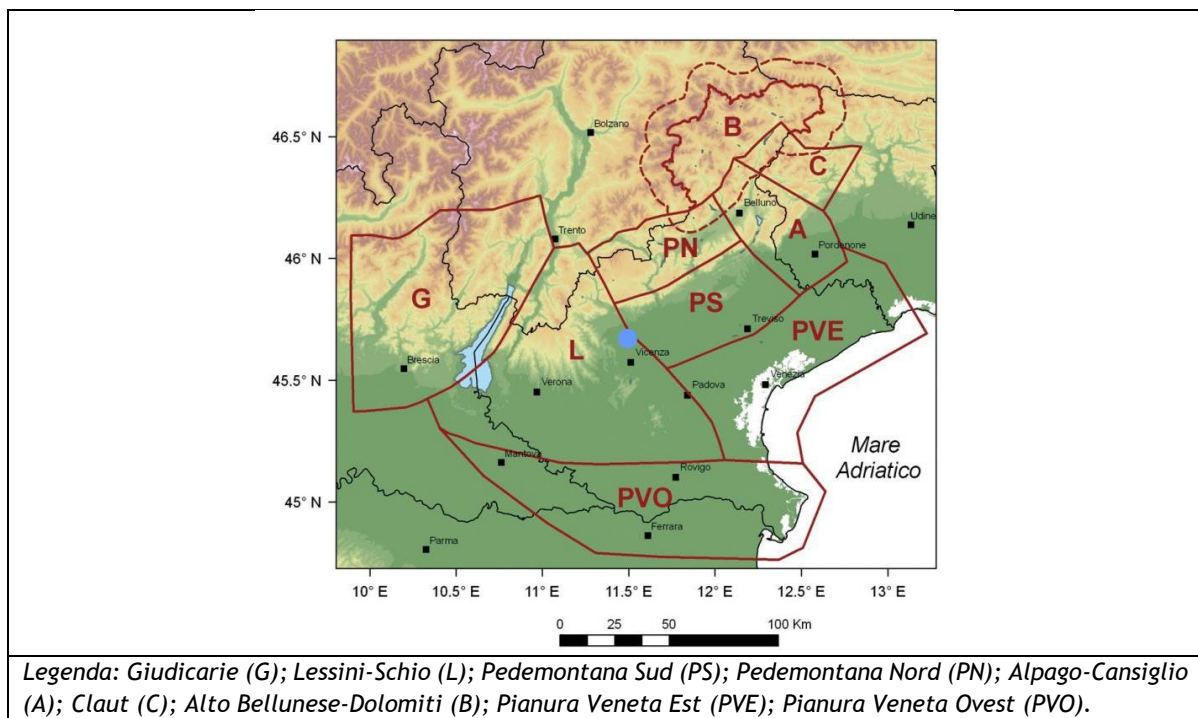


Schema tettonico dell'Italia settentrionale con evidenziati i movimenti delle placche coinvolte, tratto da Carminati et al., 2006.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

4.2 Caratterizzazione sismogenetica locale

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



Il territorio comunale di Sandrigo ricade al confine tra il distretto Lessini-Schio (L) e quello della Pedemontana sud (PS).

Il primo si estende dai fronti di accavallamento più esterni del sistema delle Giudicarie meridionali ad ovest, fino alla flessura pedemontana ad est, e comprende i monti Lessini, la fascia della linea Schio-Vicenza (SCHV), e i rilievi dei monti Berici e dei colli Euganei. La transizione dal dominio pede-alpino a quello pede-appenninico avviene nella pianura padana; il limite meridionale del poligono è stato tracciato in modo arbitrario laddove la sismicità nota risulta minima.

L'area è interessata da faglie prevalentemente trascorrenti, disposte nord ovest-sud est. Sono mappati anche alcuni elementi tettonici ad andamento ENE-OSO, quali il sovrascorrimento di Cima Marana o il *klippen* di Castel Malera. La fascia Schio-Vicenza separa le strutture plicative a est (terminazione occidentale del sistema della Valsugana e la flessura pedemontana) dai Lessini posti ad ovest. Essi rappresentano un settore meno deformato, ponte, per alcuni autori, all'avvampasse indeformato che si estende a nord-est di Venezia; in quest'area, infatti, il Pliocene non risulta piegato e immerge dolcemente verso sud nella direzione del centro bacino (p. es. Fantoni et al., 2002; Fantoni e Franciosi, 2009). L'attività recente, e talora l'esistenza stessa di diverse faglie ad andamento nord ovest-sud est e NNO-SSE che attraversano la pianura veneto-friulana, è confutata da diversi autori, e gli schemi strutturali pubblicati negli ultimi anni privilegiano la continuità laterale del fronte deformativo si vedano ad esempio i lavori di Galadini et al. (2002) e Poli et al. (2002, 2009)]. Per la Schio-Vicenza è documentata invece una significativa attività quaternaria (Pellegrini, 1988; Tosi et al., 2007a).

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

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

L'area è caratterizzata da pieghe e sovrascorrimenti ad andamento ENE-OSO, prevalentemente vergenti a sud-sud est (Poli et al., 2008). La strutturazione della attuale fascia pedemontana, estesa dal Bassanese fino al fiume Tagliamento trae le sue origini nell'evento compressivo del Messiniano-Pliocene, ampiamente propagatosi all'interno della catena entro sistemi già strutturati (Castellarin et al., 1998b). Tuttora l'area presenta un'attività tettonica rilevante, con una compressione attiva la cui velocità è stimata nell'ordine di qualche mm/a (D'Agostino et al., 2005). Negli ultimi 15 anni circa, le ipotesi cilindriche, che identificano come potenzialmente sismogenici alcuni sovrascorrimenti subparalleli, sono state riviste alla luce di nuovi dati e di più moderni criteri di segmentazione; oltre a ridurre il numero di potenziali faglie attive rispetto ai precedenti studi, le analisi geomorfologiche delle deformazioni quaternarie, in particolare, si sono dimostrate adatte per quantificare l'attività di sovrascorrimenti ciechi, o pieghe-faglie di crescita (Galadini et al., 2005). La stretta di Quero e il rilievo del Montello sono gli elementi geologici e morfologici del distretto Pedemontana Sud attorno ai quali si sono maggiormente concentrati studi per il riconoscimento di faglie attive (p. es. Benedetti et al., 2000; Ferrarese e Sauro, 2005; Anselmi et al., 2007, 2011; Burrato et al., 2009). Nonostante ciò, il potenziale sismico dell'area resta ancora piuttosto controverso, e si moltiplicano gli studi per comprendere la relativa assenza di sismicità su faglie ritenute capaci di generare forti terremoti. Per questo, si attendono i risultati di monitoraggi specifici, attualmente in corso per caratterizzare la deformazione geodetica e la microsismicità (p. es. Serpelloni e Cavaliere, 2010; OMBRA Project Group, 2011).

14

Il vulcanismo terziario diffuso dal lago di Garda al fiume Brenta, e da Trento ai colli Euganei ha giocato un ruolo determinante nella strutturazione della crosta delle Alpi meridionali orientali e nella reologia deformativa successiva; quanto esso condizioni oggi le modalità del rilascio sismico è difficile provarlo.

In conclusione, il contesto sismotettonico in cui è ubicato il Comune di Sandrigo comprende sia una parte montuosa, sia una parte collinare sia una pianeggiante. È possibile notare la flessura (o piega a ginocchio plurifagliata sud vergente) dell'altopiano di Asiago in direzione est-ovest, la faglia Schio-Vicenza, la Marana-Piovene in direzione WSW-ENE e a nord, sebbene sia al di fuori dell'area in questione, la fossa tettonica della Valsugana sviluppata in direzione parallela alla flessura.

4.3 Sismicità storica

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

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:

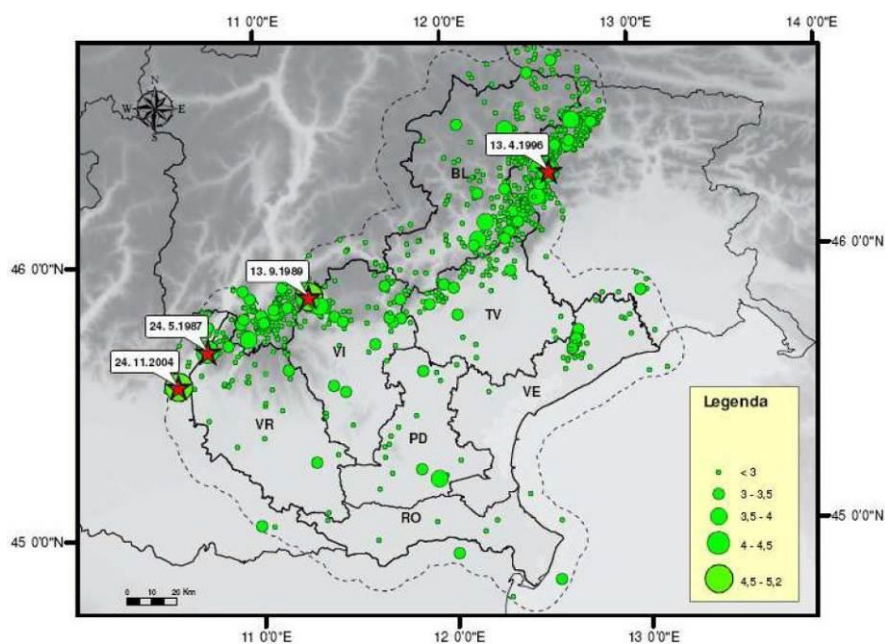
DATA	AREA EPICENTRALE	I MCS MAGNITUDO	DESCRIZIONE
03/01/1117	veronese	IX-X Mw=6.7	I danni maggiori si registrarono a Verona, ma interessarono anche la valle dell'Adige e, verso sud, il territorio fino ai primi rilievi emiliani.
04/11/1268	trevigiano	VII-VIII Mw=5.4	Colpita la provincia di Treviso. Danni 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 Castelveo, Badia Calavena, Marzemigo. Una ventina i paesi danneggiati in modo significativo (superiore o pari al VII MCS). La scossa fu risentita fino a Trieste, Auronzo, Bormio, Chiavenna, Domodossola, Torino, Asti, Genova.
19/02/1932	Monte Baldo	VII-VIII Mw=5.0	La scossa provocò danni a diverse località della sponda veronese del Lago di Garda, tra le quali Albisano, S. Zeno, Garda.
18/10/1936	Alpago - Cansiglio (BL-PN)	IX Mw=6.1	Colpita la zona di confine fra le attuali province di Belluno, Treviso e Pordenone con i massimi effetti a sud dell'altopiano del Cansiglio nei paesi di Fiaschetti, Stevenà e Villa di Villa. Gravissimi danni anche a nord del Cansiglio, nella conca d'Alpago in particolare nelle località di Puos d'Alpago, Cornei e Villa.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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.



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

I terremoti identificati con la stella rossa sono così sintetizzabili:

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

La ricostruzione storica degli eventi sismici che hanno caratterizzato il territorio comunale di Sandrigo è stata fatta utilizzando il database macrosismico italiano DBMI15 dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (a cura di Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E., Antonucci A. (2022). *Database Macrosismico Italiano (DBMI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV)*. <https://doi.org/10.13127/dbmi/dbmi15.4>) rispetto al precedente DBMI11, raccomandato nelle linee guida della Regione Veneto per la realizzazione dello studio della compatibilità sismica, il DBMI15 ne rappresenta l'integrazione e l'aggiornamento, per cui è stato consultato per estrarre le seguenti informazioni.

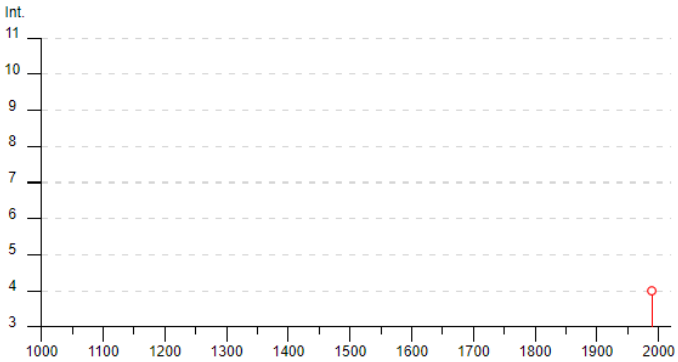
¹ La magnitudo di durata M_D è il tipo di magnitudo che si utilizza per registrare piccoli terremoti, come quelli registrati in zona vulcanica che, vicini agli strumenti, li saturano. Si basa sul logaritmo della durata dell'evento sismico.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

Il territorio comunale di Sandrigo appare 1 volta nel Database sopra citato con intensità registrata superiore o uguale a 3. Nella tabella seguente sono stati elencati i vari eventi registrati, con indicati, oltre all'intensità in scala MCS al sito in esame (I), la data (anno, mese, giorno, ora, minuto) in cui si è verificato l'evento Ax, l'intensità massima epicentrale in scala MCS (Io) e la magnitudo momento (Mw).

Sandrigo

PlaceID	IT_25244
Coordinate (lat, lon)	45.660, 11.603
Comune (ISTAT 2015)	Sandrigo
Provincia	Vicenza
Regione	Veneto
Numero di eventi riportati	2



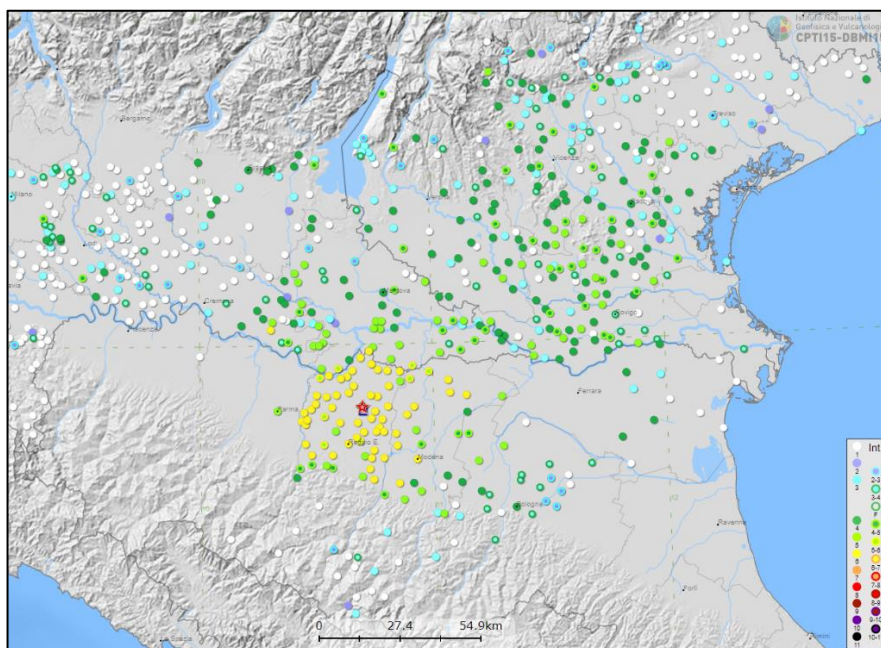
Effetti	In occasione del terremoto del									
Int.	Anno	Me	Gi	Ho	Mi	Se	Area epicentrale	NMDP	Io	Mw
4	📅 1989	09	13	21	54	0	Prealpi Vicentine	779	6-7	4.85
2-3	📅 2001	07	17	15	06	1	Val Venosta	657	5-6	4.78

Località vicine (entro 10km)

Località	EQs	Distanza (km)
Bressanvido	2	3
Montebelluna	2	3
Dueville	3	5
Schiavon	3	5
Breganze	5	6
Pozzoleone	4	6
Mason Vicentino	6	6
Bolzano Vicentino	1	7
San Pietro in Gu	3	7
Monticello Conte Otto	3	7
Crosara	1	8
Sarcedo	4	8
Tezze sul Brenta	5	8
Capovilla	1	9
Villaverla	5	9
Cresole	1	9
Carmignano di Brenta	3	9
Pianezze	4	9
Lisiera	1	9
Nove	3	9
Molvena	3	9
Caldogno	4	9
Cartigliano	3	9
Fara Vicentino	1	10
Quinto Vicentino	6	10

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

L'evento registrato il giorno 13 settembre dell'anno 1989 è stato quello di maggiore intensità rilevato nel territorio di Sandrigo. Secondo i cataloghi oggi disponibili (CPTI15, Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli, B., Gasperini P., Antonucci A., 2022. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15), versione 4.0. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).



<https://doi.org/10.13127/CPTI/CPTI15.4> la magnitudo M_w dell'evento del 1989 sarebbe stata pari a 4,85 e, a Sandrigo, si sarebbe avvertito con un'intensità MCS di 6-7.

4.4 Faglie capaci e sorgenti sismogenetiche

Per quanto riguarda il tema delle faglie capaci (faglie che si sono rotte almeno una volta negli ultimi 40.000 anni, raggiungendo la superficie e producendo una rottura del terreno) e l'inquadramento delle sorgenti sismogenetiche più prossime all'area di Sandrigo, si è fatto riferimento agli studi condotti dagli esperti scientifici e riportate nei cataloghi **ITHACA** e **DISS 3.3.0**.

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 (ITHACA Working Group (2019). ITHACA (ITaly HAZard from Capable faulting), A database of active capable faults of the Italian territory. Version December 2019. ISPRA Geological Survey of Italy. Web Portal <http://sgi2.isprambiente.it/ithacaweb/Mappatura.aspx>).

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 che il territorio comunale di Sandrigo è interessato direttamente da una faglia attiva e capace (Sandrigo - Barchisso, Cod.77522), ubicabile indicativamente come nella figura sotto riportata (immagini estratte dal sito dell'ISPRA).


ITHACA - CATALOGO DELLE FAGLIE CAPACI

ISPRA-Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia



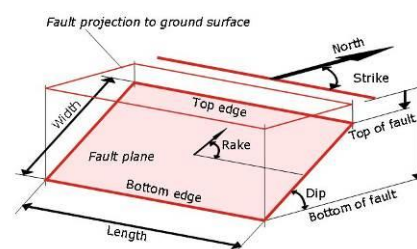
Le figure evidenziano, che il Comune di Sandrigo è interessato direttamente da una faglia (Cod. 77522) di cui sono riportate di seguito tutte le informazioni desunte dalle schede specifiche ITHACA di tale lineamento.

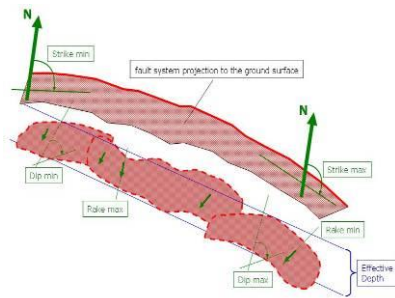
Nome faglia	Sandrigo - Barchisso
Tipo Faglia	Normale
Codice faglia	77522
Regione	Veneto
Sistema	Schio - Vicenza
Ordine	Secondaria
Direzione media (°)	145
Inclinazione (°)	Non definita
Direzione inclinazione	NE
Lunghezza (km)	24.1
Ultima attività (anni)	Pleistocene generico
Evidenze attività in superficie	ND
Qualità dello studio	Bassa

19

La mappa dell'INGV riportata di seguito, derivante dal DISS 3.3.0 (*Database of Individual Seismogenic Sources - DISS Version 3.3.0 rilasciata a dicembre 2021*), mostra tre tipologie di sorgenti sismogenetiche.

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

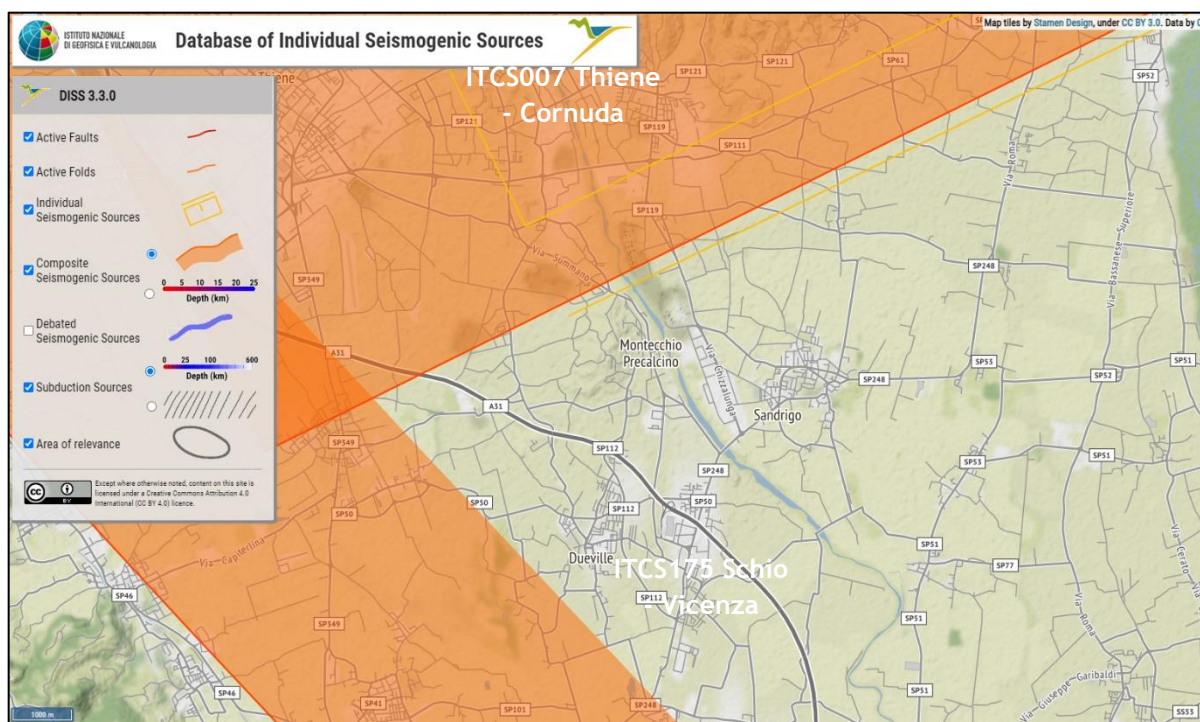




Sorgenti composite (CS): sono regioni estese contenenti un numero non specificato di sorgenti minori allineate che non è ancora conosciuto singolarmente. Le sorgenti composite non sono associate a uno specifico gruppo di terremoti storici.

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

La mappa del DISS mostra che il territorio comunale di Sandrigo è adiacente a due sorgenti composite, a nord-ovest si colloca la sorgente composita ITCS007 “Thiene-Cornuda” e a sud-ovest si colloca la sorgente composita ITCS175 “Schio-Vicenza”.



La Zona ITCS175 “Schio - Vicenza” comprende un insieme di faglie con andamento NW-SE, e immersione a NE ad alto angolo che abbassano la successione sedimentaria della pianura veneta ad est (es. Pola et al., 2014), essendo una struttura trasversale rispetto all'andamento generale del fronte di spinta delle Alpi Meridionali Orientali. La struttura principale di questo sistema di faglie è la Linea Schio-Vicenza, una faglia traslante ripida NW-SE, lunga 120 km (es. Pellegrini, 1988; Castaldini e Panizza, 1991; Zampieri et al., 2003, 2021). La Linea Schio-Vicenza è un importante tratto geomorfologico che attraversa le Alpi Meridionali e la Pianura Padana Veneta, confinando ad est con i Monti Lessini, Berici ed Euganei, frammenti di retro avanfossa alpina (Bigi et al., 1992). A sud-est, questo prominente lineamento prosegue nel sottosuolo della pianura veneta, dove è noto come faglia di Conselve-Pomposa (Pola et al., 2014).

Il sistema di faglie Schio-Vicenza ha subito diverse fasi tettoniche di attività, mostrando cinematiche diverse almeno dal Mesozoico al Quaternario (vedi Zampieri et al., 2021). La Linea Schio-Vicenza è oggi un elemento strutturale ereditato e ben sviluppato con una significativa impronta nel paesaggio, riattivato nell'attuale regime di stress. L'analisi dei profili longitudinali dei terrazzi fluviali prossimi a Schio mostra un sollevamento differenziale pleistocenico attraverso il sistema di faglie, con il blocco occidentale (muro di piedi) della Linea Schio-Vicenza sollevato rispetto alla pianura (Pellegrini, 1988).

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

Purtroppo, a parte una moderata sismicità in prossimità della sua estremità settentrionale (es. Viganò et al., 2008) e l'evidenza geologica della recente deformazione di un deposito di travertino nei pressi dei Monti Euganei. (Pola et al., 2014), nel complesso ci sono poche prove per definire la recente attività della Linea Schio-Vicenza e anche il suo ruolo nel quadro geodinamico delle Alpi meridionali è ancora oggetto di dibattito. Sebbene la sua cinematica sia ancora in gran parte sconosciuta, osserviamo che interrompe la continuità del fronte di spinta delle Alpi meridionali nel settore veneto (spinta Thiene-Cornuda), suggerendo che avesse un ruolo passivo nel controllo della geometria dei sistemi di faglie attive e la corrente distribuzione del momento sismico di rilascio.

Minima profondità (km)	1
Massima profondità (km)	15
Direzione (°)	310 - 330
Inclinazione (°)	65 - 75
Rake (°)	160 - 200
Velocità di movimento (mm/anno)	0,1 - 0,5
Magnitudo massima	7.3

Nonostante la mancanza di evidenze sismologiche storiche e strumentali, si pensa che la Linea Schio-Vicenza possa ospitare terremoti significativi. In realtà non sembra abbia generato terremoti uguali o maggiori di magnitudo 5.0 e i cataloghi storici e strumentali (es. Rovida et al., 2021) mostrano solo una distribuzione sparsa di sismicità moderata lungo questa struttura. Tuttavia, la sorgente del terremoto del 13 settembre 1989, Mw 4.9, avente una profondità di 40 km e una cinematica strike-slip destrorsa (Pondrelli et al., 2006), si trova a nord di Schio e ricade all'interno del sistema di faglie Schio - Vicenza, ed è quindi ritenuto responsabile dell'evento del 1989 (Vannoli et al., 2015). Altri terremoti strumentali si sono verificati in prossimità della parte settentrionale della struttura e hanno mostrato meccanismi focali strike-slip destro (Viganò et al., 2008; Viganò et al., 2015). Tra questi, il terremoto di Mw 3.7 del 16 giugno 2000 avvenuto nei pressi di Rovereto lungo il settore più settentrionale di questo sistema di faglie (Braunmiller et al., 2002).

21

Invece la **Zona ITCS 070 “Thiene-Cornuda”**, sintetizzata nella tabella che segue, schematizza un'area estesa contenente un numero non specificato di sorgenti minori allineate, che non sono ancora conosciute singolarmente e non sono associate ad uno specifico gruppo di terremoti storici.

Minima profondità (km)	0.5
Massima profondità (km)	6.5
Direzione (°)	240 - 245
Inclinazione (°)	30 - 40
Rake (°)	80 -100
Velocità di movimento (mm/anno)	0,68 - 0,96
Magnitudo massima	6,5

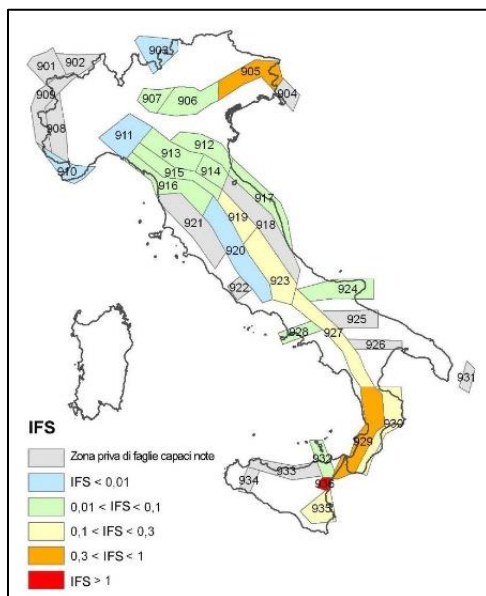
La linea Thiene-Cornuda fa parte del sistema di sovrascorrimenti pedemontani che borda la pianura veneto-friulana e che comprende tre sorgenti sismiche individuali: la linea Thiene-Bassano, la linea Monte Grappa e la linea Bassano-Cornuda.

4.5 Zonazione sismica nazionale

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

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

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



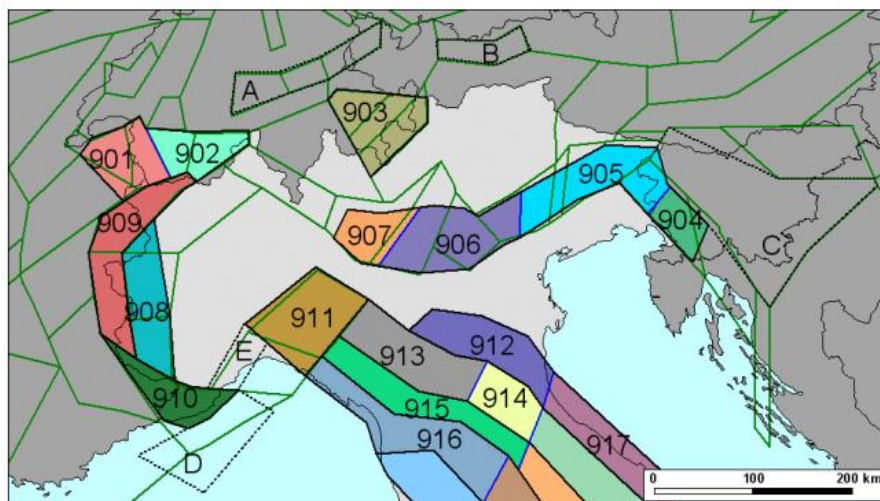
Secondo la zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004), nel Veneto ricadono le Zone Sismogenetiche n°905 "Friuli-Veneto orientale" e n°906 "Garda-veronese", che interessano rispettivamente la fascia pedemontana tra Bassano del Grappa e il confine con il Friuli Venezia Giulia e la fascia pedemontana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

Il Comune di Sandrigo si posiziona interamente all'interno della zona sismogenetica n. 906 come visibile nella figura

seguente, per cui si sviluppa all'interno dell'area di massima convergenza tra la placca adriatica ed

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda

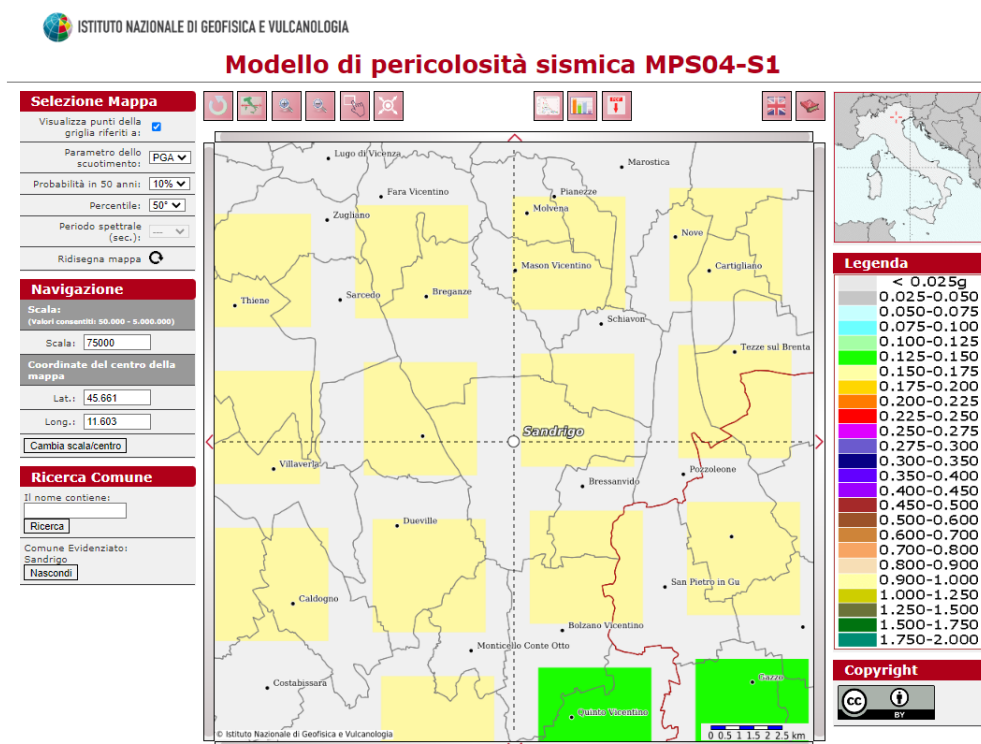
europea caratterizzata da faglie trascorrenti destre con direzione nord ovest-sud est (trend dinarico-es., Bernardis et al., 2000; Baic et al., 2001; Vrabec, 2001).



4.6 Pericolosità sismica di riferimento

La distribuzione e la caratterizzazione delle zone sismogenetiche finora riconosciute e descritte in precedenza è stata tradotta in una Carta di Pericolosità Sismica, valida su tutto il territorio nazionale ed entrata in vigore con l'O.P.C.M. n° 3519 del 28/04/2006. Nella Carta, della quale la figura seguente rappresenta l'estratto per il Comune di Sandrigo, 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 sub-pianeggianti di Categoria A.

23



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) sub-pianeggianti (categoria topografica T1 da N.T.C. 2008)

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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 oggetto dello studio di Microzonazione Sismica è inseribile interamente nella fascia distinta da un valore di accelerazione sismica orizzontale a_g riferito a suoli rigidi sub-pianeggianti caratterizzati da $V_{s,30} > 800$ m/s compreso tra 0,150g e 0,175g (valori riferiti ad una probabilità di superamento del 10% in 50 anni - mappa 50° percentile), ovvero in Zona 2, come classifica la tabella riportata sotto, estratta dall'O.P.C.M. n° 3519 stessa.

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

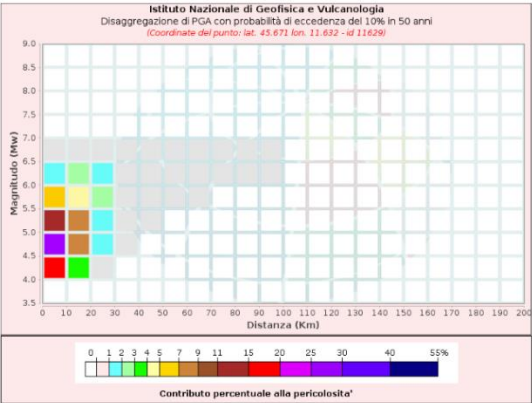
zona	accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni $[a_g]$	accelerazione orizzontale massima convenzionale di ancoraggio dello spettro di risposta elastico $[a_g]$
1	$0,25 < a_g \leq 0,35 g$	0,35 g
2	$0,15 < a_g \leq 0,25 g$	0,25 g
3	$0,05 < a_g \leq 0,15 g$	0,15 g
4	$\leq 0,05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

Con la nuova D.G.R. n.244 del 09 marzo 2021 è stato aggiornato l'elenco delle zone sismiche del Veneto, e il Comune di Sandrigo, precedentemente inserito in zona sismica 3, è stato inserito in zona sismica 2 anche per gli aspetti amministrativi.

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

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

24



Disaggregazione di PGA con probabilità di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto: lat. 45.671 lon. 11.632 - id 11629)											
Distanza (Km)	Magnitudo (Mw)										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.0000	16.1000	26.8000	12.9000	5.3800	1.9700	0.1950	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
10-20	0.0000	3.3900	8.6400	7.0600	4.5700	2.4100	0.2940	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
20-30	0.0000	0.1060	1.0300	1.8400	2.0200	1.7200	0.2820	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
30-40	0.0000	0.0000	0.0211	0.3500	0.7200	0.8680	0.1710	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
40-50	0.0000	0.0000	0.0000	0.0259	0.2380	0.4200	0.0958	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
50-60	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0477	0.1740	0.0462	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
60-70	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0037	0.0651	0.0215	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
70-80	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0190	0.0098	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
80-90	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0038	0.0040	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
90-100	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0002	0.0010	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
100-110	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
110-120	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
120-130	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
130-140	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
140-150	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
150-160	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
160-170	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
170-180	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
180-190	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
190-200	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Valori Medi											
Magnitudo		Distanza				Epsilon					
5.04		9.97				0.741					

Si fa comunque presente che, come tutte le zone sismogenetiche del territorio italiano, anche quella contrassegnata dal n°906 e precedentemente descritta viene considerata omogenea ai fini della probabilità di accadimento degli eventi sismici, ovvero si ritiene che tutti i punti in essa contenuti abbiano la stessa probabilità di essere sede di eventi sismici.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

Secondo il paragrafo 2.8 degli “Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica”, la magnitudo massima attesa nella Zona n° 906 vale $M_{wmax} = 6,60$.

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

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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.



Turchia, agosto 1999



Emilia, maggio 2012



L'Aquila, aprile 2009



Tatsuoka, 2006

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda

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:

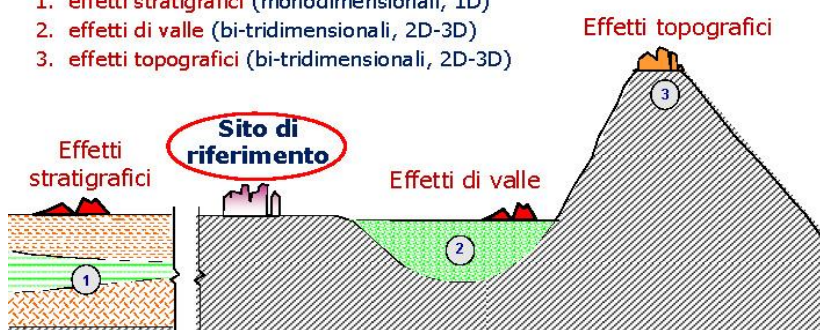
- **aree sismicamente stabili**, dove possono verificarsi o meno *effetti di sito* (stratigrafici, di valle, topografici, ecc.);

27

EFFETTI DI SITO

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

- Si distinguono 3 tipi principali di effetti:
1. **effetti stratigrafici** (monodimensionali, 1D)
 2. **effetti di valle** (bi-tridimensionali, 2D-3D)
 3. **effetti topografici** (bi-tridimensionali, 2D-3D)



- **aree sismicamente instabili**, dove possono verificarsi anche fenomeni di instabilità quali movimenti franosi, crolli di roccia, liquefazione, densificazione, subsidenza, spostamenti di faglia, crolli legati a cavità, ecc.

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

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

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

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

5.3 Finalità e livelli di approfondimento

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

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

Le principali linee guida internazionali, tra cui gli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica del Dipartimento della Protezione Civile (2008), 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.

Nel caso in esame, nel territorio comunale di **Sandrigio** è stato eseguito, in data 2015, uno studio di MS di Livello 1 secondo le modalità riportate negli "Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica" approvati dalla Conferenza delle Regioni e delle Province autonome il 13/11/2008 e s.m.i..

Tale studio di microzonazione sismica (MS) è consistito nella raccolta ed elaborazione dei dati esistenti di natura geologica, geomorfologica, idrogeologica, geotecnica e sismica al fine di pervenire ad una prima suddivisione del territorio comunale studiato in zone omogenee dal punto di vista del comportamento sismico; inoltre, sebbene non previsto, furono appositamente eseguite un numero di indagini geofisiche, proprio per una migliore definizione del modello geologico e delle aree a comportamento sismico omogeneo.

In particolare, come sarà possibile leggere nei paragrafi seguenti, nel precedente studio si evidenziò come tutto il territorio di Sandrigio sia da considerarsi suscettibile di amplificazione sismica, in quanto

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

il moto sismico di base è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante.

Pertanto, il presente studio di approfondimento operante al Livello 3 si pone come obiettivo principale di **valutare e quantificare in modo approfondito la risposta sismica locale stimando i fattori di amplificazione FA tramite modellazioni numeriche di risposta sismica locale e analizzare le potenziali instabilità sismo-indotte come la liquefazione e la fagliazione superficiale ad opera di “faglie attive e capaci”**.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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

6.1 Indagini pregresse e di nuova realizzazione

Le ricerche per la MS di livello 1, finalizzate alla raccolta di indagini pregresse, sono state condotte attraverso la consultazione del catalogo ISPRA, del P.A.T. comunale, del database personale dello scrivente e presso gli archivi dell'ufficio tecnico comunale. Al fine di caratterizzare dal punto di vista sismico i terreni del Comune di Sandrigo, erano state condotte numerose misure geofisiche in prossimità dei punti ritenuti più significativi.

Per la realizzazione del presente approfondimento di livello 3, si è provveduto ad integrare le informazioni raccolte ed informatizzate nel precedente studio di livello 1, con nuovi dati recenti provenienti dall'archivio dello scrivente e da nuove campagne di indagine.

Tutte le indagini, pregresse e di nuova realizzazione, sono state schedate, informatizzate e inserite nel DVD allegato allo studio.

Nel dettaglio, nel database aggiornato per questo studio sono state archiviate:

- n° 12 Prove Penetrometriche Statiche (CPT), n° 15 Prove Penetrometriche Dinamiche Pesanti e Super Pesanti (DP e DS), n° 11 Prove Penetrometriche Dinamiche Medie (DN) per la caratterizzazione stratigrafica e geotecnica del sottosuolo;
- n° 8 Pozzi per acqua che arrivano fino profondità comprese tra 30 e ca. 61 m dal p.c. (senza intercettare il substrato roccioso);
- n° 3 prospezioni sismiche passive con metodo ESAC-SPAC sviluppate con stendimenti a 'L' e con 21 geofoni spaziati 4 m, al fine di misurare la velocità di propagazione delle Onde S;
- n° 3 prospezioni sismiche attive con metodo MASW sulla base di 24 geofoni con spaziatura di 2 - 4 m, per ricostruire l'assetto sismo-stratigrafico locale;
- n° 45 registrazioni di rumore sismico ambientale a stazione singola con elaborazione H.V.S.R. (*Horizontal to Vertical Spectral Ratio*) per individuare le frequenze di risonanza dei depositi;
- n° 34 prospezioni sismiche con tecnica passiva Re.Mi. (*Refraction Microtremor*) sviluppate in array lineari con geofoni ad asse verticale per la ricostruzione sismo-stratigrafica del sottosuolo tramite la misura della velocità di propagazione delle onde S;
- n° 1 profilo geoelettrico 2D per misurare la resistività dei terreni al fine di valutare l'assetto stratigrafico del sottosuolo.

30

6.2 Metodologia di elaborazione delle indagini eseguite

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:

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

- la **frequenza di risonanza del sito**, che rappresenta un parametro fondamentale per il corretto dimensionamento degli edifici in termini di risposta sismica locale. Si dovranno adottare adeguate precauzioni nel costruire edifici aventi la stessa frequenza di vibrazione del terreno, per evitare l'effetto di *doppia risonanza*, estremamente pericoloso per la stabilità degli stessi;
- la **frequenza fondamentale di risonanza di un edificio**, qualora la misura venga effettuata all'interno dello stesso. In seguito, sarà possibile confrontarla con quella caratteristica del sito (*free field*) e capire se, in caso di sisma, la struttura potrà essere o meno a rischio;
- la **velocità media delle onde di taglio V_s** calcolata tramite un apposito codice di calcolo. È necessario, per l'affidabilità del risultato, conoscere la profondità di un riflettore noto dalla stratigrafia (prova penetrometrica, sondaggio, ecc.) e riconoscibile nella curva H/V. Sarà quindi possibile calcolare la $V_{s,30}$ e la relativa categoria di sottosuolo come esplicitamente richiesto dalle Norme Tecniche per le Costruzioni del 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.

31

Possiamo scrivere questo come:

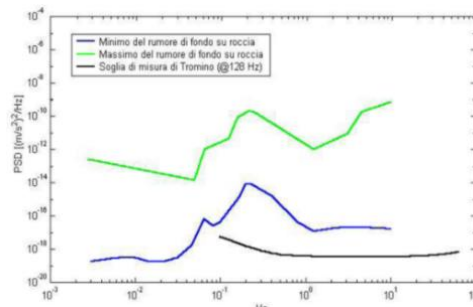
segnale registrazione al sito x = sorgente * effetti di percorso * funzione trasferimento strumento

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.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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



Le frequenze fondamentali di risonanza del terreno fanno parte degli *effetti di sito* che, assieme all'instabilità per azione sismica, caratterizzano la vulnerabilità del territorio quale elemento indispensabile per la stima del rischio sismico. In linea di principio, visto che il suolo è assimilabile ad un corpo viscoelastico, è possibile misurarne le frequenze proprie di oscillazione in ogni punto: infatti, le frequenze sono determinate dalle proprietà meccaniche e, in maniera secondaria, dalla morfologia attorno al punto di misura.

Analizzando la Carta delle Frequenze e la Carta delle Indagini successivamente descritte, si vede come sia stato indagato integralmente il territorio previsto dall'incarico e come le n° 18 misure H.V.S.R. eseguite siano state distribuite in modo da interessare completamente il Comune di Sandrigo: questo è stato fatto per vedere le modalità di risposta dei vari ambienti geomorfologici alle sollecitazioni sismiche.

Nella tabella seguente è riportata esclusivamente la sintesi dei risultati delle misure H.V.S.R. eseguite dallo scrivente appositamente per il livello 3 mediante Tromino® mentre in allegato fuori testo sono riportate le schede riassuntive dei risultati di tali prove. Le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, che risulta essere quella di normale interesse ingegneristico-strutturale.

32

Codice Prova	Frequenza di risonanza (Hz) (intervallo 0,1-20 Hz)	Condizione di amplificazione (intervallo 0,1-20 Hz)
P54	5.16	Si
P55	0	No
P56	4.69	Si
P57	6.5	Si
P58	0.84	Si
P59	8.13	Si
P60	0	No
P61	17.5	Si
P62	7	Si
P63	1.1	Si
P64	0	No
P65	0.5	Si
P66	1.47	Si
P67	5.22	Si
P68	1.53	Si
P69	5.44	Si
P70	19.9	Si
P71	0.94	Si

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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

È noto che la propagazione delle onde, nel caso di mezzi stratificati e trasversalmente isotropi, avviene in maniera diversa rispetto al caso di mezzi omogenei; non esiste più un'unica velocità, ma ogni frequenza è caratterizzata da una diversa velocità di propagazione a sua volta legata alle varie lunghezze d'onda. Queste lunghezze d'onda interessano il terreno a diverse profondità e risultano influenzate dalle caratteristiche elastiche che sono variabili, appunto, con la profondità. Questo comportamento viene definito *dispersione in frequenza* ed è fondamentale nello sviluppo dei metodi sismici che utilizzano le onde di superficie. Ovviamente, le lunghezze d'onda più grandi corrispondono alle frequenze più basse e vanno ad interessare il terreno più in profondità; al contrario, le lunghezze d'onda più piccole, poiché sono associate alle frequenze più alte, rimangono nelle immediate vicinanze della superficie. I metodi di prospezione sismica che utilizzano le onde di superficie si basano su modelli fisico-matematici nei quali il sottosuolo viene schematizzato come una serie di strati con caratteristiche elastiche lineari.

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

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

33

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.9.7.0 release 2021](#). 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

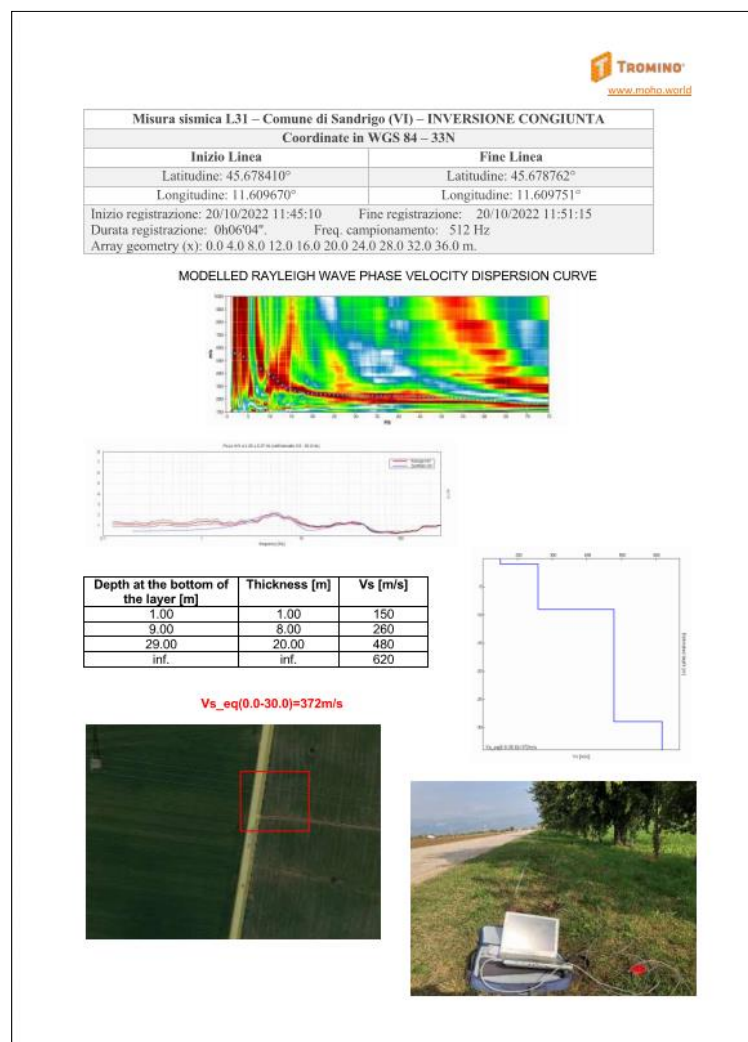
Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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.



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

Di seguito viene presentata come esempio una scheda con l'ubicazione degli *array* e il profilo verticale delle onde di taglio (V_s). anche in questo caso per la lettura completa delle schede con i risultati di tali prove, si rimanda alla documentazione archiviata all'interno della cartella "Documenti", nella struttura di archiviazione prevista dagli Standard di archiviazione e rappresentazione.



Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

6.3 Modello geosismico del sottosuolo. Interpretazione e incertezze

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

Le misurazioni effettuate hanno permesso di ricostruire modelli sismo-stratigrafici accurati e precisi, in quanto i segnali si presentano quasi sempre privi di artefatti e con una elevata coerenza. Inoltre, la presenza di un rumore di fondo caratterizzato da un ricco spettro alle medie-basse frequenze ha permesso di ottenere un'elevata profondità d'investigazione, per quanto riguarda le misure in Re.Mi. e H.V.S.R..

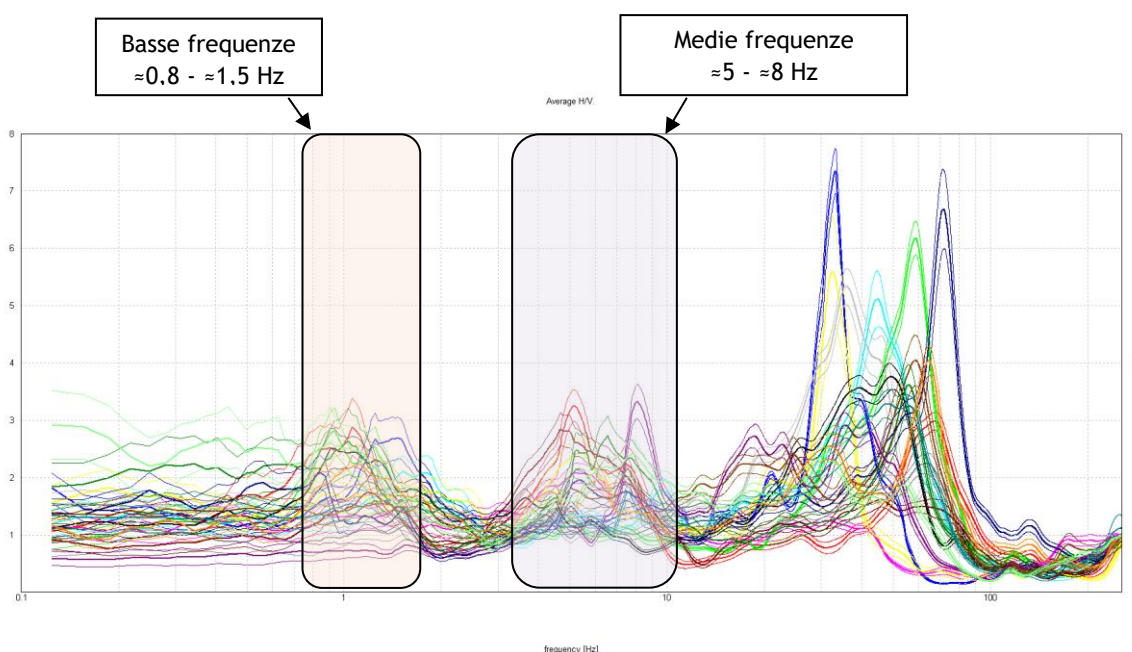
I risultati hanno evidenziato un modello geologico del sottosuolo abbastanza regolare, soprattutto per quanto riguarda la copertura più superficiale che, come ben noto, contribuisce in maniera determinante nella valutazione della risposta sismica locale, amplificando gli effetti in modo considerevole. Tali amplificazioni saranno tanto più marcate quanto più elevati sono i contrasti di rigidità tra i vari sismostrati.

Le misure effettuate nella zona più settentrionale del territorio comunale hanno evidenziato la presenza di un materiale abbastanza rigido già nell'immediato sottosuolo. La zona centrale presenta una copertura più fine, con spessore variabile di qualche metro, sovrastante i terreni di copertura ghiaiosa limosa.

Le misure effettuate nella pozione meridionale, invece, hanno rilevato una ridotta velocità di propagazione delle onde S, verosimilmente associabile alla copertura superficiale prevalentemente sabbiosa argillosa.

In sostanza, sovrapponendo buona parte delle misure H.V.S.R. effettuate (figura seguente) è possibile individuare due *marker* stratigrafici, uno a circa 1 Hz, generato dal contatto stratigrafico tra la copertura ghiaiosa e la sottostante formazione rocciosa / bedrock sismico (conglomerato ghiaioso compatto); il *marker* stratigrafico presente alle medie frequenze, per alcune misure, è generato dal contrasto di impedenza generato tra la copertura sabbioso-argillosa e le sottostanti coperture ghiaiose.

Quindi, un evento sismico che verrà registrato nel territorio di Sandrigo, con buona probabilità, sarà caratterizzato da una frequenza predominante di circa 1 Hz e con periodi di oscillazione secondari alle medie frequenze.

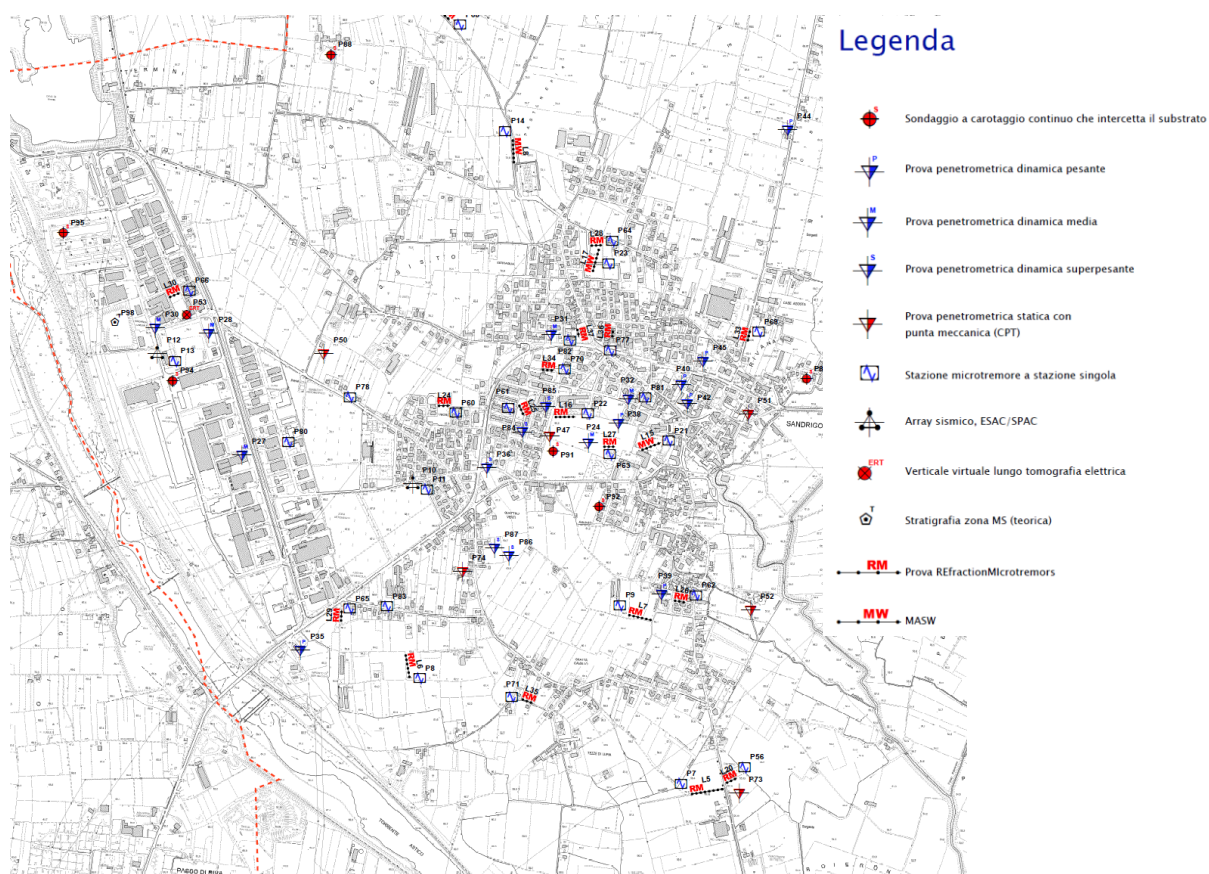


7 ELABORATI CARTOGRAFICI

Nel presente capitolo si riportano le descrizioni degli elaborati cartografici prodotti a seguito delle analisi effettuate; nel caso delle carte già presentate per il Livello 1 di Microzonazione sismica, queste sono state **aggiornate** e, dove necessario, **modificate**, in virtù dei risultati delle nuove indagini reperite e delle analisi di approfondimento condotte per la realizzazione del presente lavoro.

7.1 Carta delle indagini

Si tratta della cartografia elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10.000, con ubicate le indagini eseguite espressamente per le analisi di MS e quelle recuperate da lavori pregressi eseguiti nel Comune di Sandrigo (di seguito è riportato un estratto).



In particolare, sono state ubicate le indagini provenienti da:

- Microzonazione sismica di Livello 1
- Catalogo ISPRA
- Indagini pregresse dall'archivio dello scrivente;
- Indagini realizzate per la Microzonazione di Livello 3.

Nella figura precedente è riportato un estratto della “Carta delle indagini” prodotta per il presente lavoro che evidenzia l’elevata densità di indagini raccolte su tutto il territorio comunale; i rapporti delle indagini raccolte per questo livello di approfondimento, insieme a quelle selezionate e/o realizzate espressamente per il livello 3 di MS, sono stati schedati, informatizzati e inserite nel supporto informatico allegato, all’interno della cartella “Indagini \ Documenti”.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

7.2 Carta geologico-tecnica

La “Carta geologico-tecnica” (CGT) per la microzonazione sismica permette di rappresentare gli elementi geologici individuati che, in prospettiva sismica, potrebbero assumere un ruolo rilevante nell’esaltazione degli effetti di un terremoto.

Questa carta, elaborata sulla base della Carta Tecnica Regionale alla scala 1: 10.000, riprende la medesima tavola redatta per il livello 1 di MS, a sua volta elaborata tramite l’integrazione e la rivisitazione in chiave sismologica degli elementi geolitologici, geomorfologici e idrogeologici contenuti nel P.A.T. comunale. Sono stati comunque eseguiti rilievi geologici di superficie che hanno permesso di verificare i dati e, dove si è ritenuto necessario, di integrare e modificare i contenuti del P.A.T. stesso, alla luce anche dei risultati ottenuti dalle prove geognostiche effettuate per il presente lavoro.

Per l’elaborazione della CGT sono state quindi analizzate le informazioni di carattere geologico disponibili e, sulla base delle caratteristiche meccaniche e degli ambienti genetico-deposizionali dei terreni, le varie unità litologiche individuate nel P.A.T. sono state accorpate in modo da rappresentare, in ottica sismica, i depositi presenti nel Comune di Sandrigo.

Alla fine, essendo il substrato geologico non affiorante, è stata creata solo una unità principale (“**Terreni di copertura**”) che contiene una serie di unità litologico - tecniche derivate dalla selezione e, talora, dall’accorpamento delle litologie locali.

Visto che le definizioni previste dagli Standard di Rappresentazione e Archiviazione Informatica non riportano l’ambiente *fluviale* in senso stretto, le litologie riferibili a tale ambiente deposizionale sono state inserite tra quelle di origine *fluvioglaciale*.

Per evidenziare i possibili effetti di amplificazione stratigrafica (contrasto di impedenza tra mezzi geologici differenti, ovvero effetti litologico-stratigrafici), sulla base delle carte litologiche del P.A.T. associate alla consultazione della cartografia geologica generale, sono stati individuati i contatti tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica e, in particolare, sono stati separati i depositi prevalentemente ghiaiosi presenti nella parte centro-settentrionale da quelli sabbioso-argillosi situati nella parte meridionale del territorio investigato.

37

Le principali unità litologico - tecniche identificate sono le seguenti:

Terreni di copertura

	Rlzz	Terreni contenenti resti di attività antropica di altra origine
	CLfg	Argille inorganiche di medio-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre di deposito fluvio glaciale
	SMfg	Sabbie limose, miscela di sabbia e limo di deposito fluvio glaciale
	GMfg	Ghiaie limose, miscela di ghiaia, sabbia e limo di deposito fluvio glaciale
	GPfg	Ghiaie pulite con granulometria poco assortita, miscela di ghiaia e sabbia di deposito fluvio glaciale

Facendo riferimento alle descrizioni litologiche del paragrafo 3.1, le unità riportate nella tabella precedente individuano e accorpano i seguenti terreni rilevati nel P.A.T.:

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

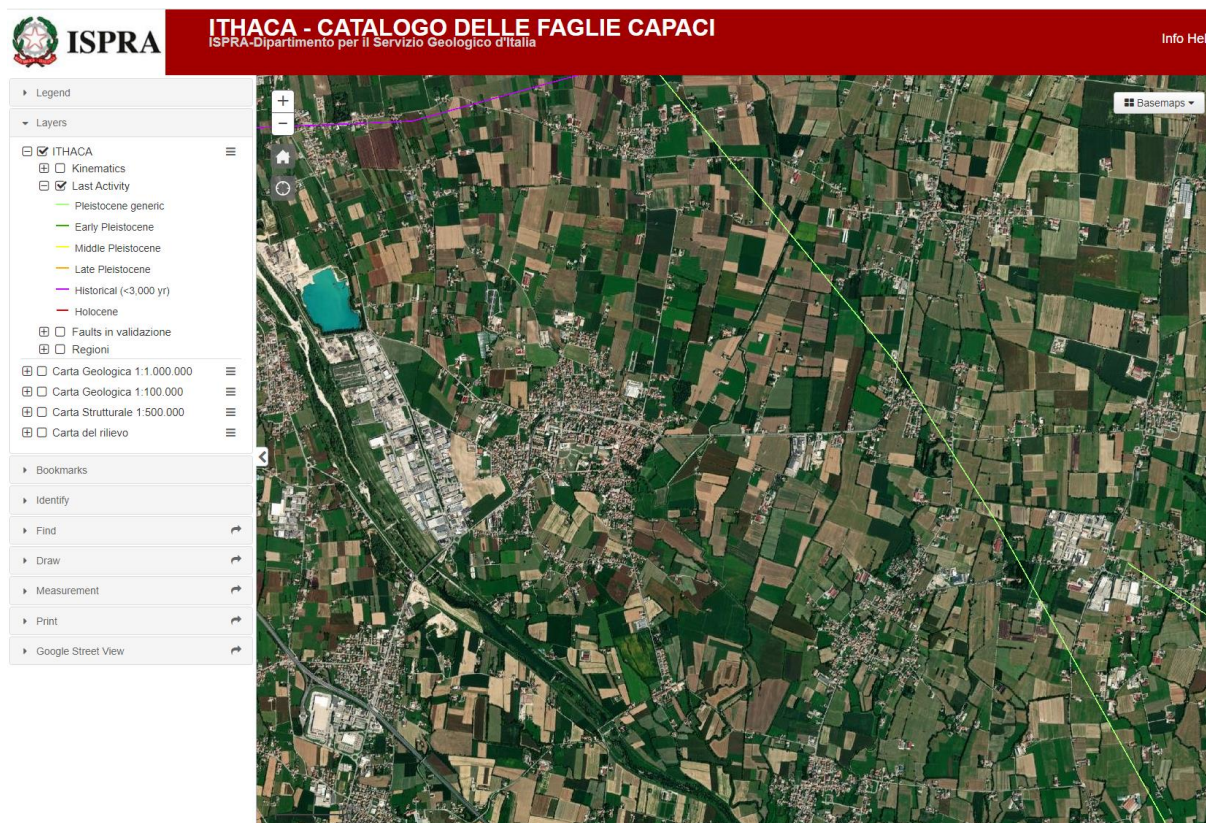
<i>Carta Geologico-Tecnica per la Microzonazione Sismica</i>	<i>Descrizione litologica</i>
RI	Materiali di riporto, terreni contenenti resti di attività antropica di altra origine
CL(fg)	Materiali argillosi di media-bassa plasticità, argille ghiaiose o sabbiose, argille limose, argille magre di deposito fluvio glaciale
SM(fg)	Materiali alluvionali, fluvioglaciali, morenici o lacustri a tessitura prevalentemente sabbiosa
GM(fg)	Materiali granulari più o meno addensati di origine fluviali e/o fluvioglaciale antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa/sabbiosa/limosa
GP(fg)	Materiali granulari più o meno addensati di origine fluviali e/o fluvioglaciale antichi a tessitura prevalentemente ghiaiosa o sabbiosa

In tutto il territorio indagato non risultano presenti forme di superficie e/o sepolte che potrebbero produrre particolari amplificazioni sismiche se non gli orli di scarpata morfologica ubicati a ridosso delle vecchie cave di ghiaia oramai dismesse posizionate a nord-ovest del territorio comunale. In linea generale sono stati quindi esclusi i fenomeni di amplificazione sismica dovuti a *effetti topografici*.

In ultima, è stata rilevata, tramite le informazioni derivanti dai pozzi dell'ISPRA, dalle indagini e dai pozzi del P.A.T., la falda acquifera a una profondità compresa tra pochi metri a oltre 10 m dal piano campagna locale, nella zona più a nord.

Relativamente ai lineamenti tettonico-strutturali, la consultazione del catalogo ITHACA ha permesso di ubicare all'interno del territorio comunale una faglia attiva e capace, datata al Pleistocene generico e disposta indicativamente come nella figura riportata a seguire.

38



L'esatta ubicazione della faglia risulta alquanto incerta poiché, non sono presenti, in superficie, indicatori morfologici in grado di accertarne la presenza.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

In accordo con quanto stabilito negli ICMS (Gruppo di lavoro MS, 2008), è considerata attiva una faglia che si è movimentata almeno una volta negli ultimi 40.000 anni (parte alta del Pleistocene superiore-Olocene) ed è considerata capace una faglia attiva che raggiunge la superficie topografica, producendo una frattura/dislocazione del terreno; questa definizione si riferisce al piano di rottura principale della faglia (piano su cui avviene la maggiore dislocazione).

Le condizioni preliminari affinché si debbano eseguire studi di dettaglio sulle faglie attive e capaci sono:

- l'area oggetto di studi di MS ricade in area epicentrale di terremoti storici con $M_w > 5.5$;
- la letteratura scientifica disponibile già riporta la presenza di faglie all'interno di formazioni tardo-pleistoceniche-oloceniche;
- evidenze di attività recente delle faglie rilevate sul campo da geologi, durante i rilievi geologico-tecnici per la stesura delle carte di MS.

Gli elementi generalmente indicativi dell'attività recente di una faglia sono di ordine sia geomorfologico (anomalie nelle forme del paesaggio, diversione di corsi d'acqua o di altri elementi lineari, scarpate di faglia) sia, ovviamente, tettonico (faglie che dislocano terreni tardo pleistocenici-olocenici).

Nel caso di Sandrigo, i primi due indicatori sono confermati mentre non ci sono indizi superficiali della recente attività sismica né dalla consultazione di ortofoto né da rilievi sul campo effettuati dallo scrivente.

Dalle considerazioni sopra riportate, non è possibile, ad oggi, accertare ma soprattutto localizzare con precisione la presenza di faglie attive e capaci di creare dislocazioni in superficie all'interno del territorio comunale di Sandrigo.

Infine, il fatto che ITACHA abbia attribuito l'ultima attività databile al Pleistocene generico, che rappresenta un intervallo di tempo estremamente lungo rispetto ai 40.000 richiesti negli ICMS, si è deciso di cartografare la faglia, come **non attiva e incerta**.

39

7.3 Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica

La "Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica" (MOPS), prodotta per il Livello 1, è stata rivisitata con il presente lavoro in virtù dei risultati ottenuti dalle prove geognostiche condotte ed ha come finalità la suddivisione del territorio comunale nelle seguenti aree:

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

Inoltre, in essa sono rappresentate le seguenti informazioni:

- misure di rumore ambientale H.V.S.R.;
- elementi morfologici superficiali;
- elementi tettonico strutturali.

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

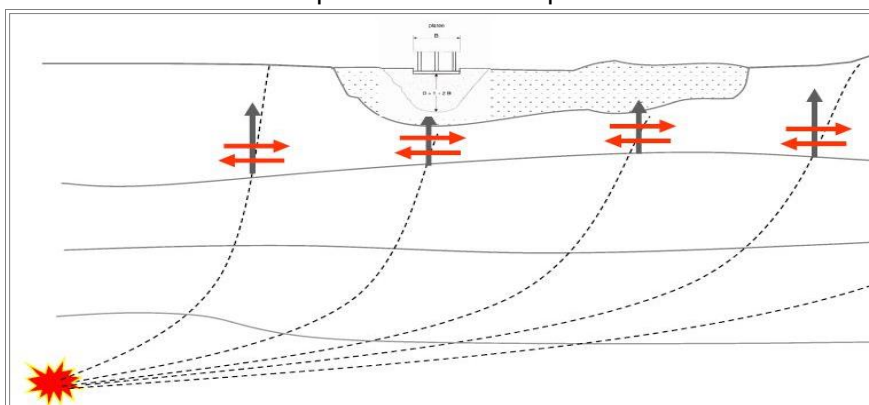
Alla conclusione dello studio di MS di Livello 1 è stato appurato che per tutto il territorio comunale il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

Tale ipotesi è stata verificata negli approfondimenti svolti nel presente lavoro; inoltre, sono state condotte delle verifiche alla liquefazione, anche se tale fenomeno era stato escluso al Livello 1, in virtù dei risultati ottenuti dalle nuove indagini e degli studi di MS condotti nei comuni limitrofi che inseriscono i depositi al confine comunale come potenzialmente liquefacibili (Dueville, Monticello Conte Otto e Bolzano Vicentino).

Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

Nel Comune di Sandrigo tutti i depositi risultano suscettibili di amplificazioni locali per **stratigrafia e caratteristiche dei litotipi**; come evidenziato nella “Carta geologico-tecnica” e nelle considerazioni fin qui esposte, è stato accertato che sono presenti differenti risposte sismiche variabili in relazione alla profondità del contrasto tra le coperture fini e quelle più grossolane ed al contatto tra le coperture ed il bedrock sismico che si ripercuotono sull’amplificazione sismica del sito;



Pertanto, sulla base di quanto finora esposto, sono state create 4 zone suscettibili di amplificazioni, ordinate dalla Zona 1 alla Zona 4, considerando le caratteristiche litologiche e genetiche dei terreni della “Carta geologico-tecnica” e le potenziali risposte sismiche locali dal punto di vista stratigrafico; alla Zona 1 e alla Zona 2 sono state assegnate le coperture ghiaiose più o meno pulite mentre nella Zona 3 sono stati inglobati i depositi più fini, di spessore metrico, poste a copertura delle ghiaia. Alla Zona 4 sono stati assegnati i terreni contenenti resti di attività antropica. Non sono state inserite le aree corrispondenti all'alveo recente del fiume Astico, poco significative ai fini dello studio di MS.

Ad ogni zona è stata assegnata una stratigrafia sintetica, come visibile nella tabella sottostante.

Zona 2001 - Ghiaie pulite poco assortite, miscele di ghiaia e sabbia (GPfg).	2001
Zona 2002 - Ghiaie limose, miscela di ghiaia e limo (GMfg) sovrastate da un materiale fine di spessore limitato (4-7 m).	2002
Zona 2003 - Sabbie limose (SMfg) e argille limose sabbiose (CLfg) di spessore variabile (7-10 m) sovrastanti ghiaie limose.	2003
Zona 2004 - Terreni contenenti resti di attività antropica (RIzz con spessore >20m) seguite da ghiaie pulite e miscele di ghiaia e sabbia.	2004

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

Zone di attenzione per instabilità

Per quanto riguarda le Zone di Attenzione per Instabilità per liquefazione, è stata posta particolare attenzione alla verifica della loro reale pericolosità, attraverso analisi di dettaglio.

Il fenomeno della “liquefazione” dei terreni interessa in genere i depositi non coesi (limi sabbiosi, sabbie, sabbie limose, sabbie ghiaiose, sabbie argillose e ghiaie sabbiose, come riportato nelle “Linee guida per la gestione del territorio in aree interessate da liquefazione” redatte dalla Protezione Civile a supporto degli studi di MS) sciolti sotto falda, a granulometria uniforme, normalmente consolidati e saturi. La liquefazione rientra tra gli effetti di sito, ovvero tra quel tipo di effetti dovuti all’interazione tra le onde sismiche e le condizioni geologiche locali. Le principali manifestazioni della liquefazione sono “oscillazioni e rotture del terreno”, “abbassamenti e sollevamenti del terreno”, “movimenti orizzontali del terreno”, “movimento di masse fluide / collasso in pendii naturali o artificiali”, “perdita di capacità portante delle fondazioni”, “collasso di opere di sostegno e banchine”.

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

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

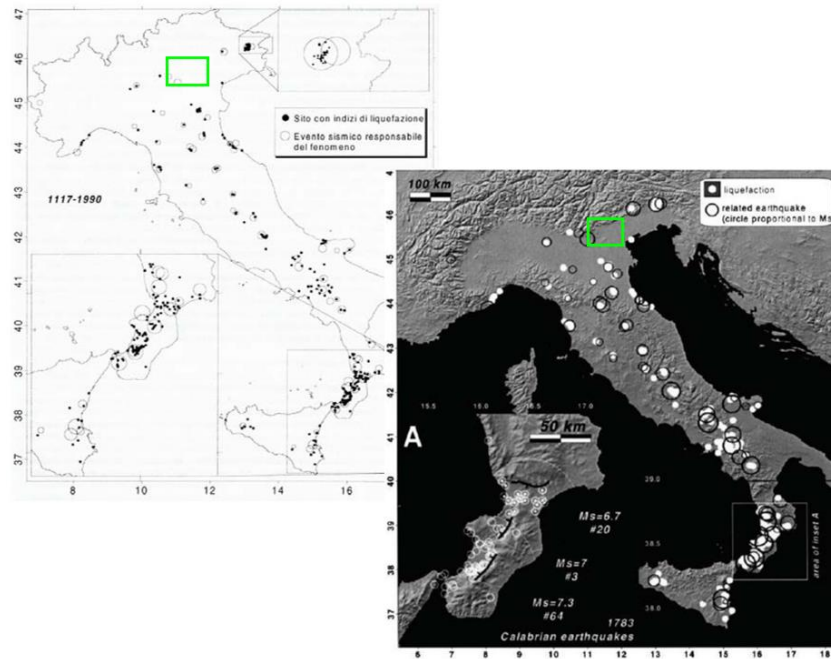
41

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

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

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

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



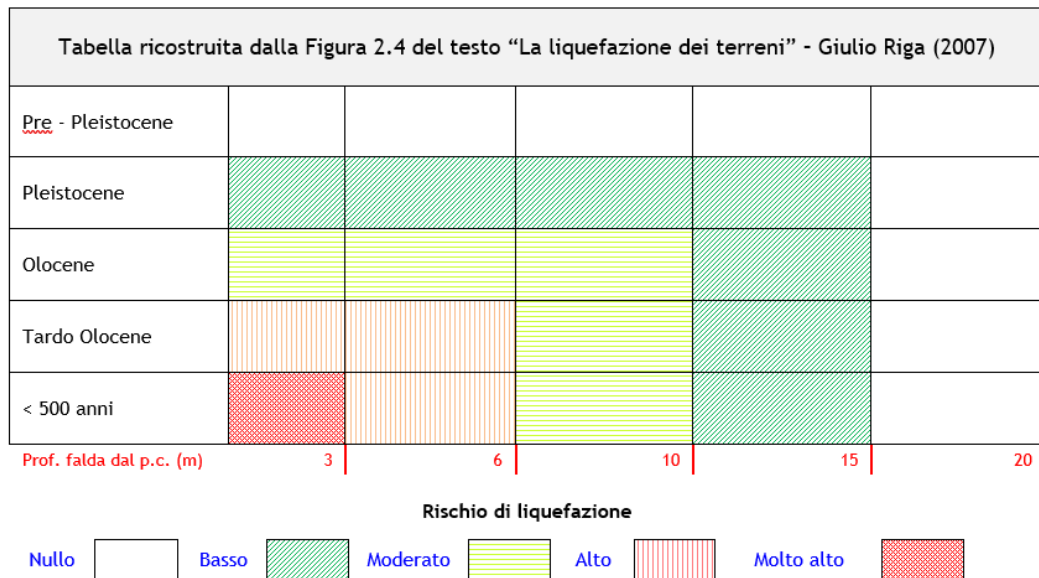
Si noti come i siti con indizi di liquefazione siano esterni all'area in esame: la foto a sinistra è stata estratta da alcuni corsi di aggiornamento che non citavano la fonte mentre, quella a destra, che sostanzialmente riproduce le stesse informazioni, è tratta da *"New empirical relationships between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

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

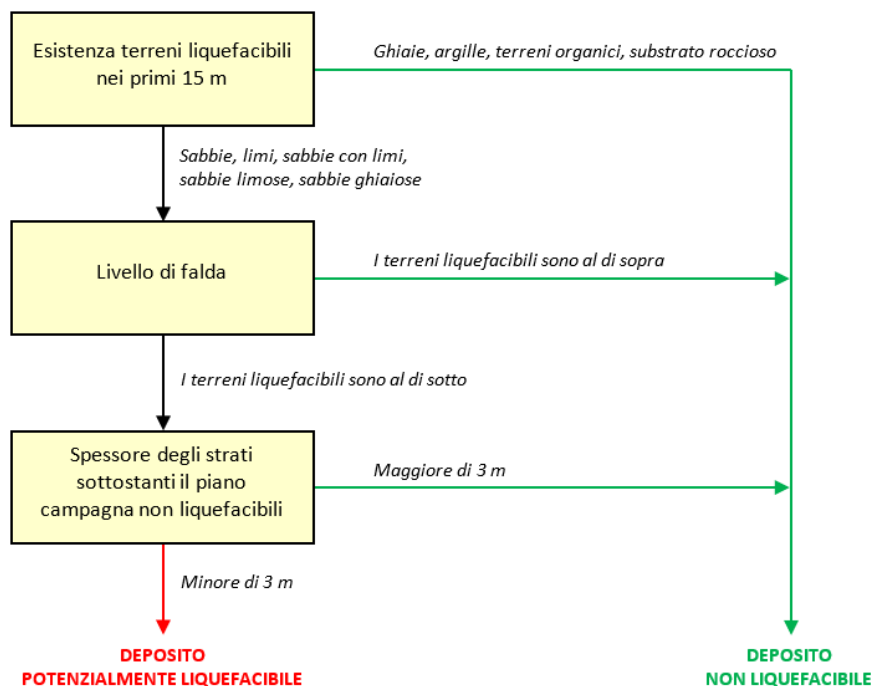
Criterio di Iwasaky et al. (1982)		
Classe	Unità geomorfologica	Potenziale di liquefazione
A	Letti di fiumi recenti, paleoalvei, paludi, zone bonificate, zone interdunari	Probabile
B	Conoidi, argini naturali, dune di sabbia, pianure di esondazione, spiagge, altre pianure	Possibile
C	Terrazzi, colline,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

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda



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

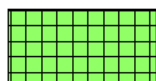


Da queste considerazioni non è possibile escludere a priori la potenzialità dei depositi alla liquefazione. Quindi, in questo livello di approfondimento si sono indagate nel dettaglio le aree dove sono presenti materiali più fine e falda prossima al p.c. locale come quelle poste nella porzione più meridionale del comune. Innanzitutto, è stato caratterizzato in modo puntuale il terreno dal punto di vista stratigrafico/sismico (riconoscendo quindi livelli costituiti da sabbie, sabbie con limi, sabbie limose, sabbie ghiaiose potenzialmente suscettibili di liquefazione) e misurato il livello di falda. Successivamente sono state eseguite delle verifiche a liquefazione, svolte attraverso relazioni empiriche a partire da una stima delle Vs, con le modalità illustrate al Par 8.2. Tali analisi hanno

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

portato ad individuare una porzione del territorio soggetta ad una potenziale instabilità per liquefazione, la cui rappresentazione è un retino nero sovrapposto al colore della Zona Stabile Suscettibile di Amplificazione di appartenenza: questa raffigurazione permette di conservare le informazioni sulla litostratigrafia della microzona.

Zone di attenzione per instabilità



ZA_{LQ} – Zona di Attenzione per Liquefazione –
Zona 2



ZA_{LQ} – Zona di Attenzione per Liquefazione –
Zona 3

Tuttavia, data la variabilità litologica laterale dei depositi analizzati (alternanza di ghiaie, sabbie e livelli argillosi), non è possibile escludere la presenza di falde acquifere sospese in livelli sabbiosi, condizione particolarmente sfavorevole per la liquefazione.

Pertanto, come da indicazione da NTC2018, in previsione di interventi costruttivi sarà compito del progettista verificare che il sito, presso il quale è ubicato il manufatto, sia stabile nei confronti della liquefazione.

7.4 Carta delle frequenze

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

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

L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratio* (H.V.S.R.) consente di mettere in luce fenomeni di risonanza sismica e di stimare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (frequenza fondamentale di risonanza del terreno, F_0). Il metodo consente inoltre di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ampiezza del picco H.V.S.R. alla frequenza F_0) - anche se l'ampiezza del picco H.V.S.R. è una grandezza da interpretare con cautela - e di fornire una stima indicativa sulla profondità del contrasto di impedenza che causa la risonanza sismica. I risultati delle indagini H.V.S.R. da microtremori hanno consentito di realizzare la Carte delle Frequenze e hanno fornito informazioni utili a definire e delineare la Carta delle microzone omogenee in prospettiva sismica (MOPS), hanno dato informazioni su locali criticità e sono stati utili nella pianificazione delle indagini lineari.

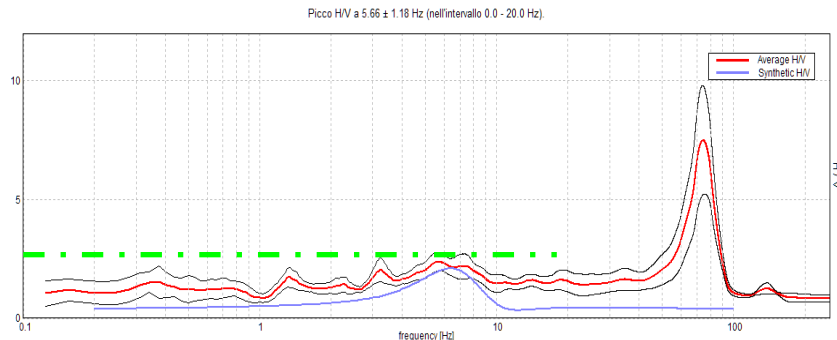
I siti selezionati per le indagini sismologiche sono stati distribuiti in corrispondenza delle differenti unità litologiche presenti nell'area, al fine di verificare e valutare l'influenza dei litotipi e delle loro geometrie, sulla risposta sismica locale. In allegato fuori testo sono riportate le schede di sintesi dei risultati di tali prove.

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

Tutte le valutazioni sulle condizioni di amplificazione di sito sono state effettuate considerando la finestra frequenziale di 0,1-20 Hz, in quanto tali frequenze risultano essere quelle di normale

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda

interesse ingegneristico-strutturale. Inoltre, le amplificazioni sismiche considerate nella curva H/V sono state quelle con un rapporto superiore a 2: infatti, in base al progetto [SESAME](#), che di fatto fornisce le linee guida per misure sismiche H.V.S.R., il rapporto sotto il quale non si devono considerare le amplificazioni sismiche dovute ad effetti locali è fissato a 2 (linea tratteggiata nella figura sotto).



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

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

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

45

In sostanza, questa carta, elaborata sulla base della C.T.R. alla scala 1:10.000, evidenzia come la frequenza caratteristica di risonanza di un sito sia molto variabile e condizionata dai rapporti litostratigrafici che si sviluppano con la profondità.

Osservando la Carta delle Frequenze, realizzata per la maggior parte tramite le misure di rumore ambientale a stazione singola eseguite per lo studio di livello 1 integrate dalle nuove indagini eseguite per lo studio di livello 3, è possibile formulare alcune interessanti osservazioni:

- il Comune di Sandrigo non presenta una frequenza di risonanza predominante, ma possiamo distinguere due *range* principali (1 Hz e 5-8 Hz) con valori H/V, in generale, abbastanza elevati, per cui risulta possibile ipotizzare importanti amplificazioni del moto sismico in superficie;
- la risonanza fondamentale (circa 1 Hz) è generata dal contatto stratigrafico tra la copertura ghiaiosa e il bedrock sismico sottostante associabile o al substrato roccioso o ad una copertura ghiaiosa cementata rigida;
- invece, la risonanza a circa 5-8 Hz, collocata ad una profondità di circa 10 m, risulta generata da un contatto stratigrafico all'interno della copertura, al passaggio tra il materiale fine superficiale e quello più grossolano sottostante.

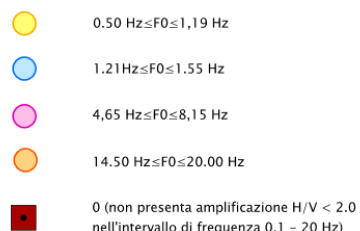
Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

Si fa presente che le misure H.V.S.R. quantificano l'amplificazione sismica locale in termini di frequenza e ampiezza in base al solo contributo stratigrafico. Non viene considerata l'amplificazione dovuta agli effetti topografici e alle morfologie complesse sepolte.

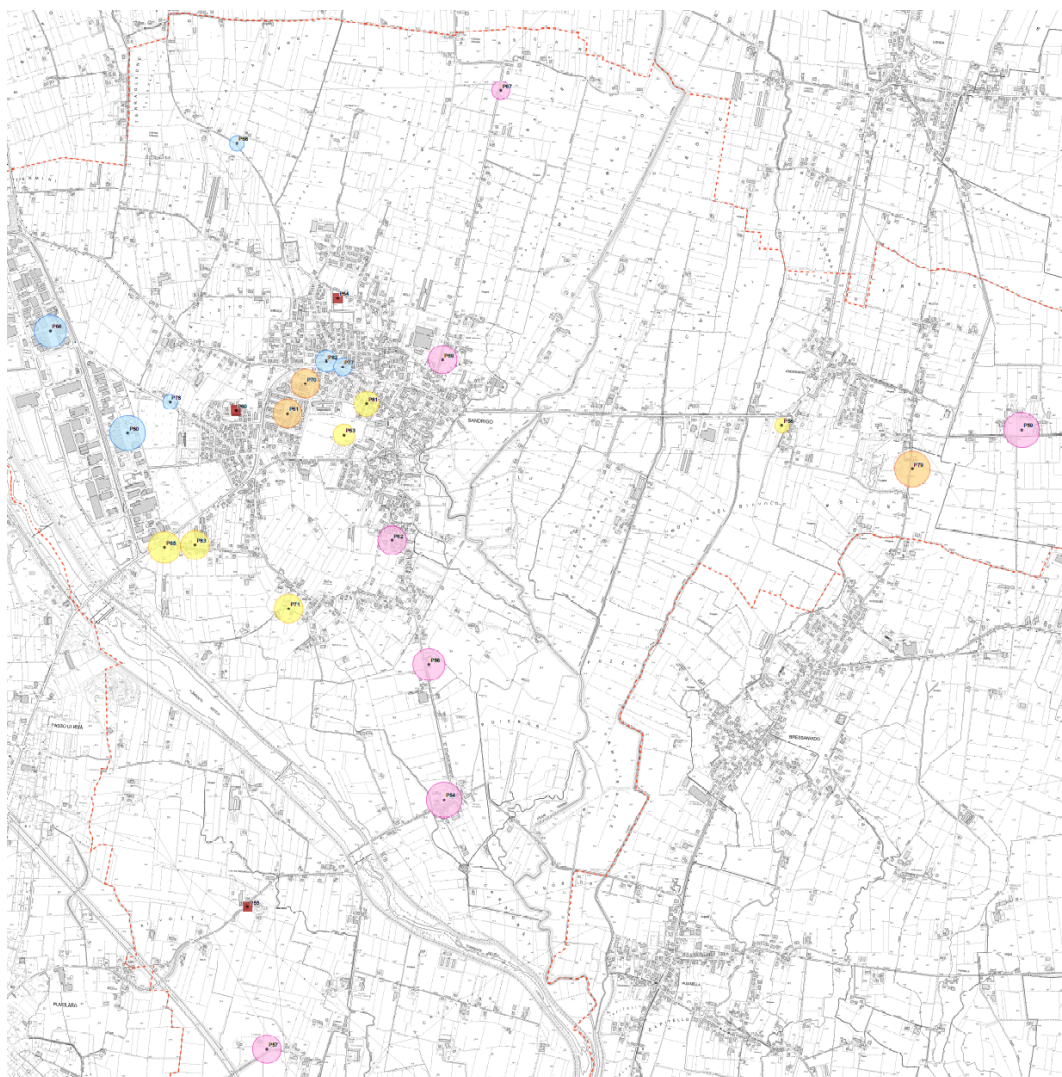
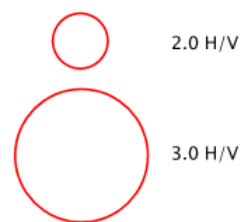
In conclusione, i risultati delle analisi sono stati cartografati tramite dei cerchi di diverso colore in base ai valori di frequenza F_0 (4 classi) e con un diametro proporzionale all'ampiezza del picco. Le misure caratterizzate da una doppia frequenza di risonanza sono contraddistinte da due cerchi concentrici: quello più grande rappresenta la frequenza fondamentale mentre l'altro quella secondaria.

Legenda

Frequenza (F_0)



Ampiezza del picco



Estratti dalla Carta delle frequenza

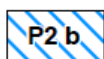
Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

7.5 Carta della pericolosità sismica locale (CPSL)

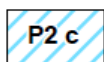
Le Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica prevedono la realizzazione della “Carta di pericolosità sismica locale” (CPSL), nella quale vengono indicate le maggiori criticità del territorio e individuate le aree che richiedono approfondimenti per particolari tematiche e/o assetti stratigrafici-tettonici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

SCENARIO DI PERICOLOSITA' SISMICA LOCALE

P2 : Zone suscettibili a liquefazione e cedimenti

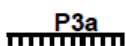


Zona con depositi granulari fini saturi



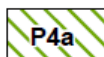
Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici

P3 : Zone suscettibili ad amplificazioni topografiche



Zona di ciglio $H > 10$ m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...)

P4 : Zone suscettibili ad amplificazioni litologiche e geometriche



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

In particolare, la zona **P4a** è stata associata a tutti i materiali sciolti presenti nel comune come depositi alluvionali e fluvio-glaciali granulari e/o coesivi di fondovalle mentre la zona **P2b** è stata associata solo ai terreni che alla luce delle analisi di approfondimento effettuate, sono risultati suscettibili alla liquefazione; la zona **P2c** è stata assegnata a quelle limitate aree caratterizzate da spessori in superficie di coltri di terreno di riporto, individuate nella zona settentrionale del territorio comunale.

Sono state riportate, infine, le irregolarità morfologiche dovute alle Zone di ciglio $H > 10$ m (scarpata, bordo di cava, nicchia di distacco, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica...) indicate con il codice **P3a**.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda

Facendo riferimento alla tabella relativa alla procedura per la MS con i differenti livelli di approfondimento e per i differenti scenari di pericolosità sismica locale (fig. 2 nelle Linee Guida Regionali per la microzonazione sismica) si costata che **l'analisi di Livello 3 appare appropriata per il territorio comunale di Sandrigo** per quanto riguarda la stima dei fattori di amplificazione che saranno calcolati tramite modelli numerici monodimensionali e per la stima del potenziale a liquefazione dei terreni.

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.* Cedimenti 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.* Liquificazione Eventuale verifica	PREV.URBAN.*	Liquificazione
P2c	Zona caratterizzata da coltri di terreno di riporto o che hanno subito riempimenti antropici	zona 4 pga>0,100 zona 3 pga<0,100	pga di sito >0,125		raccolta dati - cartografia	ABITATI PREV.URBAN.* Cedimenti	PREV.URBAN.*	Cedimenti
P3a	Linea di ciglio H>10 m (scarpata, bordo di cava, nicchia di cava, orlo di terrazzo fluviale o di natura antropica, ecc...)				H=10 m; a>15°	Effetti topografici		
P3b	Zona di cresta e/o cocuzzolo: appuntita - arrotondata				h=1/3H; a e a2>15°	Effetti topografici		
P4a	Zona di fondovalle ampie e di pianura con presenza di depositi alluvionali e/o fluvio-glaciali granulari e/o coesivi				Vs30<800m/s; C<0,25 Vs30<800m/s; C<0,25	Effetti litologici	h/l>0,65/(Cv-1)	Effetti lito-geometrici
P4b	Zona di fondovalle stretta (C>0,25) od in presenza di forme geometriche sepolte tali da non permettere di considerare il modello geologico monodimensionale				Vs30<800m/s- C>0,25			Effetti lito-geometrici
P4c	Zona pedemontana di falda di detrito, conoide alluvionale e conoide dellizio-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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

8 APPROFONDIMENTI DI LIVELLO 3

Come già indicato in precedenza, nel territorio comunale di Sandrigo è stato eseguito, in data 2015, uno studio di MS di Livello 1.

I risultati di quello studio indicavano che il territorio comunale è da considerarsi suscettibile di amplificazione; infatti, era stato verificato che il moto sismico è modificabile rispetto a quello atteso in condizioni ideali di roccia rigida e pianeggiante, a causa delle caratteristiche litostratigrafiche locali.

Inoltre, si ritenne necessario considerare potenzialmente liquefacibile parte del territorio comunale, essendo caratterizzato da spessori non trascurabili di terreni superficiali fini saturi e in cui si verificano le condizioni predisponenti illustrate al par. 7.3.

L'obiettivo generale del presente lavoro è quindi di compensare le incertezze del Livello 1 con approfondimenti conoscitivi e di fornire quantificazioni numeriche della modificazione locale del moto sismico in superficie a causa degli assetti litologico - stratigrafici riscontrati e dei fenomeni di liquefazione. Pertanto, gli obiettivi principali del presente studio di MS3 sviluppati nei seguenti capitoli, sono:

1. condurre analisi di risposta sismica locale per la quantificazione numerica dell'effetto amplificativo del moto sismico di base stimando i fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) negli intervalli 0.1-0,5s - 0.4-0.8s e 0.7-1.1s. A tale scopo sono state utilizzate le indagini sismiche effettuate per il livello 1 e la curva G/G0 e D/D0 fornite dagli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica;
2. valutazione quantitativa del potenziale di liquefazione dei depositi nelle zone MOPS caratterizzate da tale instabilità; le verifiche sono state condotte in corrispondenza delle indagini geognostiche geofisiche eseguite e/o reperite, utilizzando l'accelerazione orizzontale attesa al suolo (ag) ricavata dalle risposte sismiche locali condotte.

49

8.1 Analisi di risposta sismica locale

Le quantificazioni della risposta sismica di sito sono state condotte effettuando delle modellazioni numeriche lungo profili stratigrafici monodimensionali rappresentativi del Comune di Sandrigo. Tali valutazioni sono state realizzate in corrispondenza delle varie aree omogenee individuate, in modo da caratterizzare l'intero territorio comunale.

In particolare, considerando tutte le sismo-stratigrafie ricavate dall'elaborazione delle indagini sismiche realizzate, si sono ottenuti **n° 3 modelli sismo-stratigrafici** rappresentativi in termini di frequenza e di velocità delle onde di taglio, di ognuna delle MOPS individuate e con i quali si sono effettuate le modellazioni numeriche (MOPS 2001, MOPS 2002 e MOPS 2003). Si segnala la MOPS n.4 è stata esclusa dell'approfondimento di Livello 3, essendo costituita da limitate porzioni di territorio in cui sono stati depositati materiali di riporto per spessori superiori a 20 m.

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.

La quantificazione numerica degli effetti sarà rappresentata dai fattori amplificativi FA (fattore di amplificazione in termini di accelerazione) nell'intervallo 0.1-0,5s - 0.4-0.8s e 0.7-1.1s.

A partire dai risultati di tali modellazioni e interpolando i valori ottenuti, è stata prodotta una "Carta dei fattori di amplificazione FA (0,1-0,5s)" una "Carta dei fattori di amplificazione FA (0,4-0,8s)" e una "Carta dei fattori di amplificazione FA (0,7-1,1s).

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

8.1.1 Descrizione del metodo

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

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

dove:

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

Il comportamento meccanico dei materiali è espresso dalla legge costitutiva:

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

50

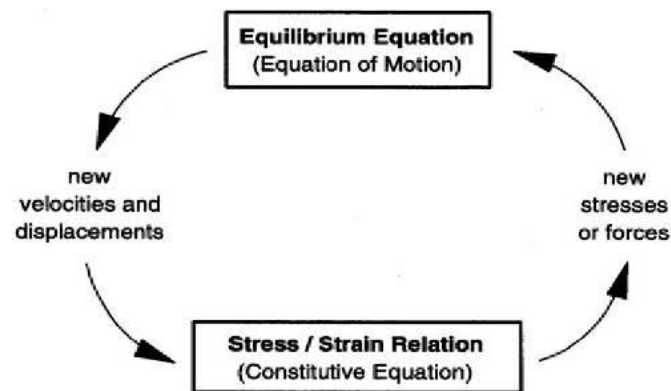
dove k è un parametro che tiene conto della storia di carico, M un funzionale ed $\dot{\epsilon}_{ij}$ il tensore velocità di deformazione espresso dalla:

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

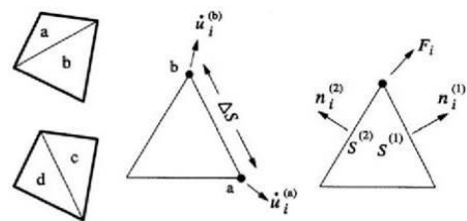
I materiali vengono rappresentati da elementi quadrilateri, o zone, che formano una griglia (*mesh*) che può essere configurata dall'utente in modo da modellare contatti stratigrafici e morfologie superficiali, anche complesse e irregolari. A ciascuna zona si assegnano le proprietà fisiche e meccaniche che ne caratterizzano il comportamento nell'analisi. I vertici di ogni zona costituiscono i nodi della griglia.

I metodi alle differenze finite come quelli agli elementi finiti traducono un sistema di equazioni differenziali come la (8.1) in un sistema di equazioni algebriche. Se i metodi agli elementi finiti hanno come punto centrale la definizione delle funzioni di forma, che descrivono la variazione delle grandezze che interessano il problema (tensioni, deformazioni) attraverso ciascun elemento, nei metodi alle differenze finite si prescinde da questa definizione della funzione di forma, e le equazioni algebriche vengono scritte direttamente in termini di variabili di campo (tensioni, spostamenti) definite nei nodi della *mesh*. In sintesi, l'algoritmo risolutivo dell'approccio esplicito si articola secondo il ciclo indicato nella seguente figura.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda



Ad ogni nuovo passo di calcolo (*step*), vengono risolte le equazioni di equilibrio dinamico, per cui dalle tensioni e dalle forze si ottengono i valori corrispondenti delle velocità di deformazione e degli spostamenti; successivamente, dalle velocità di deformazione e attraverso le equazioni dei legami costitutivi, si giunge a valori aggiornati delle tensioni. L'ipotesi base dell'approccio esplicito consiste nel fatto che, durante ciascuna fase, le grandezze vengono ricavate da altre grandezze i cui valori sono assunti costanti durante l'operazione. Ad esempio, attraverso le leggi costitutive, i valori delle velocità di deformazione sono considerati fissi durante l'operazione di calcolo delle tensioni: in altre parole, i nuovi valori calcolati delle tensioni non influenzano le velocità. Questo può apparire poco accettabile dal punto di vista fisico, poiché se c'è una variazione di tensione in un punto, questa necessariamente influenza i punti vicini alterandone le velocità di deformazione. Tuttavia, se l'intervallo di tempo 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:

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

in cui:

- $\mathbf{n}$ è il versore normale al contorno S del dominio triangolare
- $\mathbf{f}$ la funzione generica (scalare, vettore o tensore)
- A la superficie del dominio triangolare di contorno S
- d_s la lunghezza incrementale lungo il contorno S .

Sostituendo ad $\mathbf{f}$ un valore medio del vettore velocità, la relazione precedente consente di scrivere:

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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

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

$$F_i = \frac{1}{2} \tau_{ji} \left(n_i^{(1)} S^{(1)} + n_i^{(2)} S^{(2)} \right) \quad (8.6)$$

Infine, per ciascun nodo vengono sommate tutte le forze dovute ai triangoli convergenti nel nodo stesso, le forze dovute a eventuali carichi esterni applicati e le forze di volume dovute alla gravità. In tal modo viene determinata la forza nodale netta 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 (8.1) espressa in termini incrementali:

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

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

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

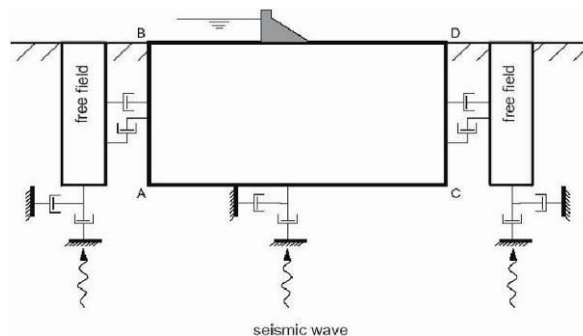
$$\Delta t_{cr} = \min \left\{ \frac{A}{V_p \Delta x_{max}} \right\} \quad (8.8)$$

dove A è la superficie del subelemento triangolare, Δx_{max} la dimensione massima della zona (in genere la diagonale) e V_p la velocità delle onde di compressione. La funzione minimo è presa su tutte le zone. Il *timestep* critico è tanto più piccolo (e i tempi di calcolo quindi tanto più elevati) quanto più la rigidità del materiale è elevata e quanto più piccolo è l'elemento. Il Δt di calcolo viene determinato internamente da FLAC, applicando un coefficiente di sicurezza pari a 2 al valore fornito dalla (8.8). Particolare attenzione va posta nella scelta delle dimensioni degli elementi della *mesh*, in quanto queste condizionano in maniera fondamentale l'accuratezza numerica della trasmissione delle onde. In particolare, per un'accurata modellazione viene consigliato di scegliere una altezza degli elementi h almeno pari ad un valore compreso tra un decimo e un ottavo della minima lunghezza d'onda di interesse λ_{min} :

$$h \leq \frac{\lambda_{min}}{10} \quad (8.9)$$

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

La $\lambda_{\min}$ 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 viscose (*quiet boundaries*). La definizione delle condizioni al contorno è strettamente correlata all'applicazione della sollecitazione dinamica, come discusso in seguito.



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

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

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

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

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

- storia temporale di accelerazioni;
- storia temporale di velocità;

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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

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

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

$$\sigma_n = 2(\rho V_P) v_n \quad \sigma_s = 2(\rho V_S) v_s \quad (8.10)$$

dove:

- ρ è la densità;
- σ_n , σ_s rispettivamente tensione applicata in direzione normale e tangenziale al contorno;
- V_P , V_S rispettivamente velocità delle onde di compressione e di taglio del materiale che viene simulato al di sotto del contorno inferiore (costituente la base elastica);
- v_n , v_s rispettivamente la velocità di input normale e tangente al contorno.

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

54

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

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

La complessità dei modelli non lineari e la comodità di un utilizzo diretto delle curve di tipo G / G0 e D / D0, generalmente fornite dalle prove di laboratorio e dalle correlazioni empiriche, ha portato all'introduzione di semplici modelli di *smorzamento isteretico* (*hysteretic damping*) nella recente versione 5.0 del codice.

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

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

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 $\mathbf{C}$ proporzionale alla matrice di massa $\mathbf{M}$ e a quella di rigidezza $\mathbf{K}$:

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

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

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

dove ω_j è la frequenza circolare relativa al modo j .

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

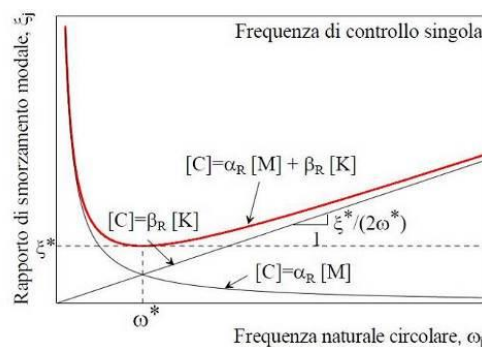
$$\alpha_R = \xi^* \omega^*, \quad \beta_R = \frac{\xi^*}{\omega^*} \quad (8.13)$$

55

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

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

riportata nella figura seguente, nella quale si nota come ξ_j assuma un minimo (pari al valore imposto ξ^*) in corrispondenza della frequenza di controllo ω^* , mentre sia sovrastimato nel campo dei valori maggiori e minori di ω^* .



Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

La formulazione di Rayleigh viene applicata a livello del singolo elemento della *mesh* per cui, tra i dati di input, occorre specificare per ciascun elemento il valore del rapporto di smorzamento del materiale che lo costituisce ξ^* e la frequenza di controllo ω^* (o meglio il valore f^*). La scelta di f^* è cruciale per fissare il campo di frequenza in corrispondenza del quale lo smorzamento mostra variazioni contenute rispetto a ξ^* .

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

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

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

8.1.2 Analisi numeriche condotte

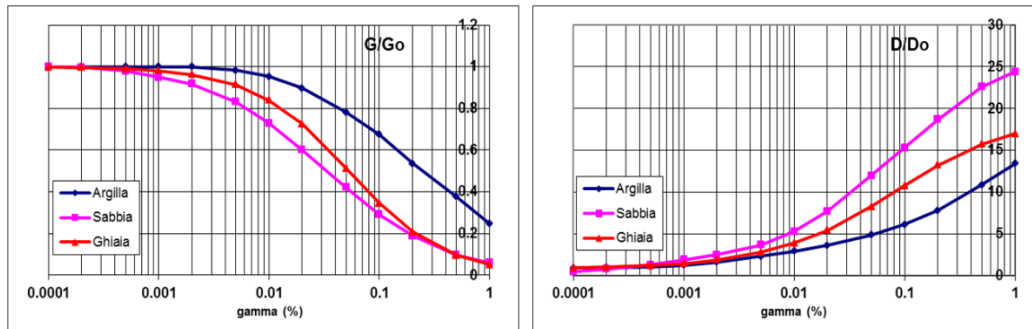
56

Per quantificare l'azione sismica in superficie, in funzione dell'assetto stratigrafico locale, sono state ricostruite delle sismo-stratigrafie del sottosuolo sulle quali sono state successivamente condotte le modellazioni numeriche, come precedentemente spiegato.

Il modello geometrico è stato discretizzato con una maglia ad elementi quadrangolari, le dimensioni dei quali sono state stabilite in funzione delle lunghezze d'onda minime caratterizzanti il fenomeno di propagazione sismica, determinabili con la relazione di Kuhlemeyer & Lysmer ($h_{\max} < V_s / 10 * f_{\max}$) in funzione delle velocità delle onde di taglio nei diversi terreni del modello e della frequenza massima di interesse dei segnali accelerometrici selezionati ($f_{\max}=10$ Hz).

Lungo le frontiere laterali dei modelli sono stati introdotti particolari elementi assorbenti (*free - field boundaries*) che, oltre ad evitare la riflessione delle onde in maniera analoga agli smorzatori viscosi introdotti da Lysmer & Kuhlemeyer (1969), forzano i nodi delle frontiere laterali a riprodurre il moto di *free - field*, essenziale per le analisi di risposta sismica locale bidimensionale.

Per limitare la riflessione delle onde in corrispondenza della frontiera inferiore del modello, sono stati utilizzati degli smorzatori viscosi (*quiet boundaries*), mentre le proprietà dissipative dei materiali sono state ottenute attraverso la formulazione di Rayleigh per quanto riguarda il *substrato geologico* (smorzamento 0,02%); per i materiali di copertura è stato utilizzato lo *smorzamento isteretico* tramite le curve G/G_0 e D/D_0 indicate negli Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica e sotto riportate.



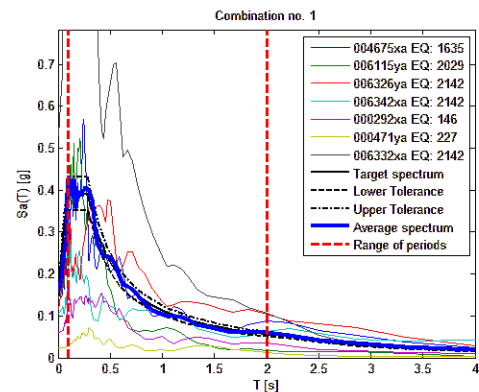
Nel rispetto della normativa vigente - D.M. 17/01/2018 - è stata assunta una severità dell'azione sismica con la probabilità di superamento (P) e con il periodo di ritorno (T_r) relativi allo stato limite considerato. In particolare, è stata considerata una vita nominale della costruzione (V_n) di 50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

Gli *input* sismici utilizzati sono rappresentati da una settupla di storie accelerometriche applicate alla base del modello per lo stato limite considerato e riferite agli spettri di normativa calcolati per il sito in esame, considerando un sottosuolo di roccia affiorante (classe A) con topografia sub-orizzontale (T1) e correttamente deconvoluto (v. Dynamic Analysis della ITASCA, 2018).

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

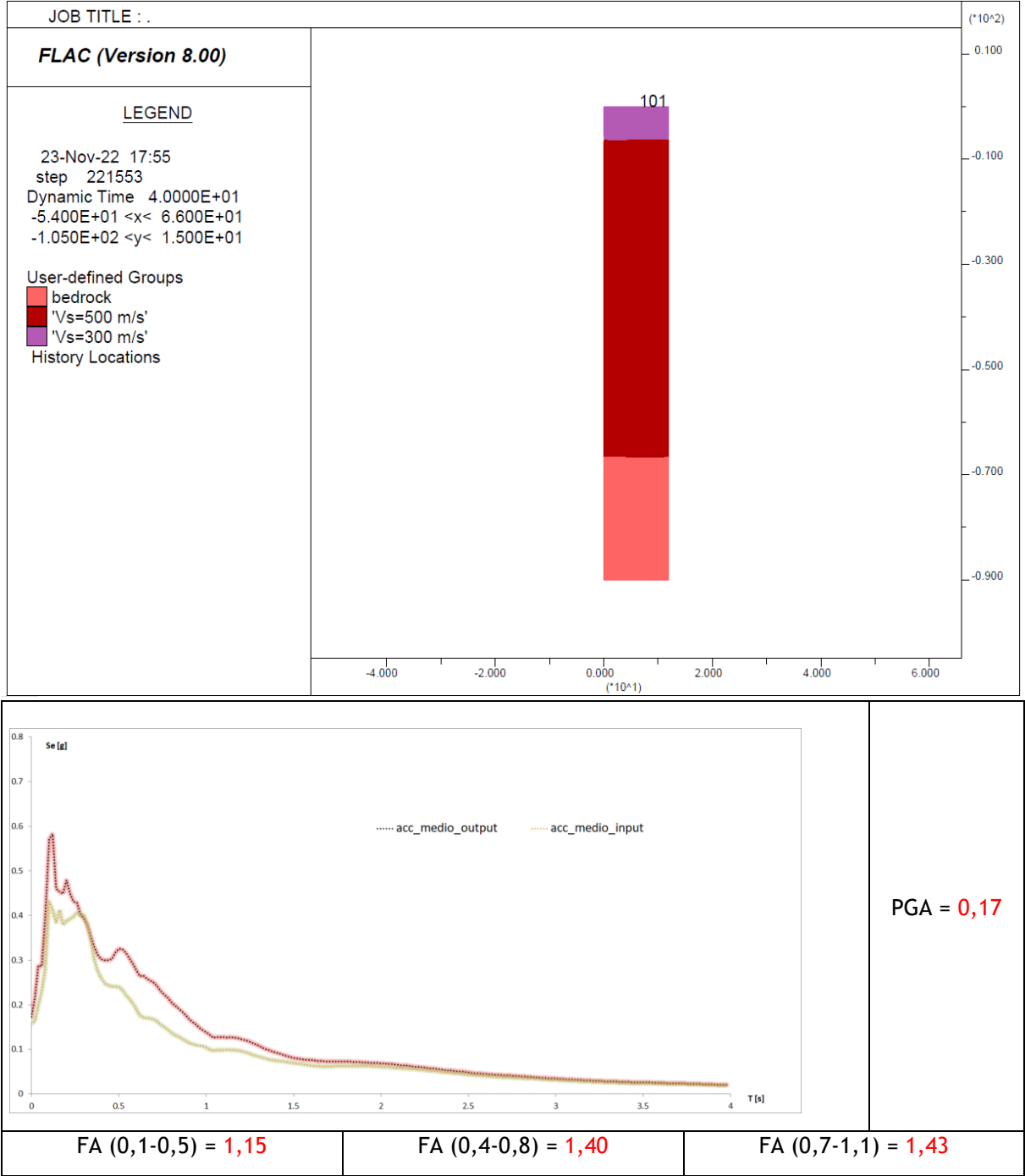
La *history* (storia temporale) ricavata al tetto del modello (per ogni input sismico applicato) rappresenta la storia accelerometrica orizzontale attesa nel sito d'indagine: ogni *history* è stata successivamente plottata in uno spettro di risposta elastico e mediata in una curva rappresentativa (accelerogramma medio).

Di seguito si riporta, per ogni MOPS analizzata, il modello sismo - stratigrafico utilizzato per le analisi, lo spettro di risposta sismica ottenuto e i relativi fattori di amplificazione.

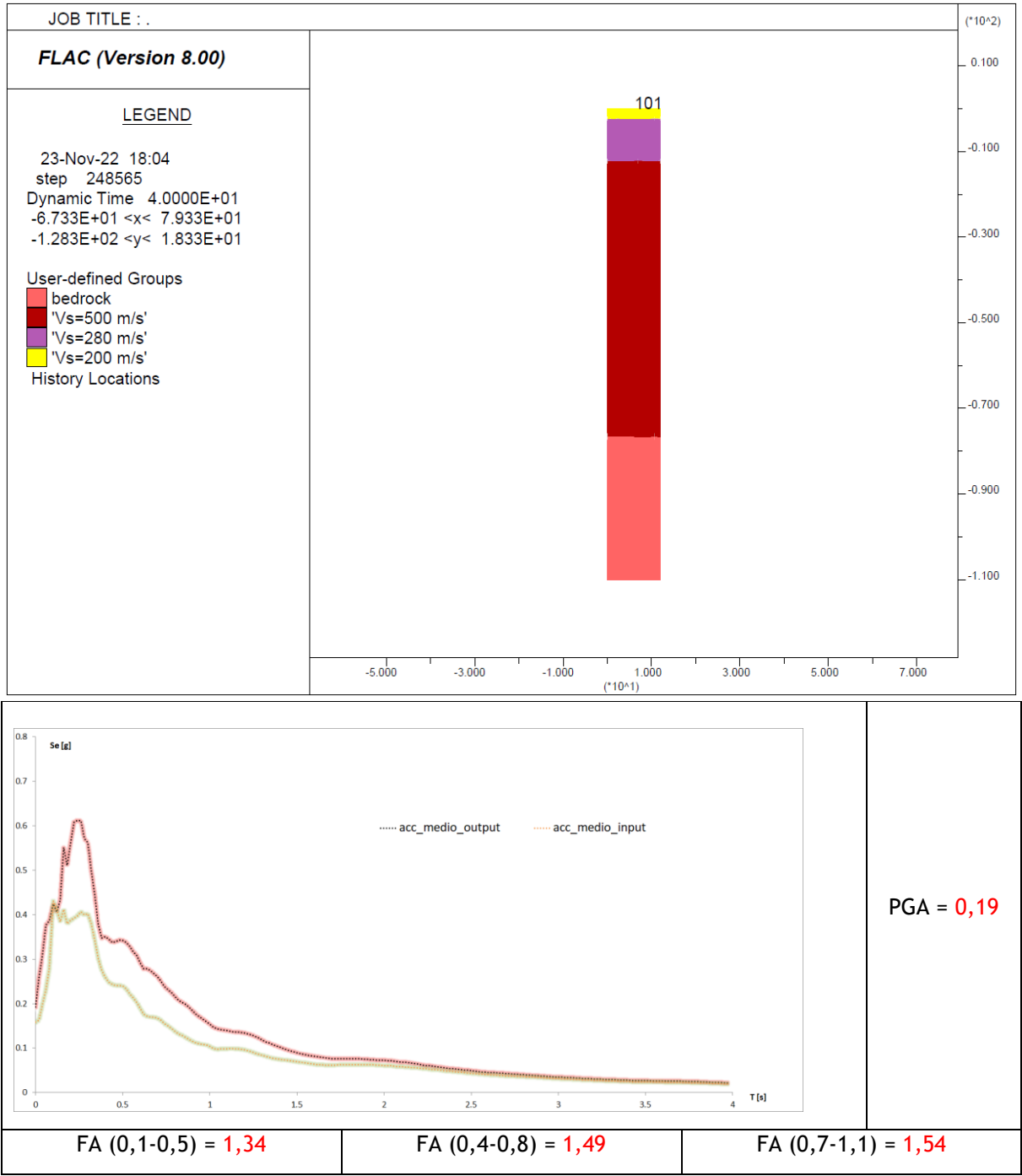


Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

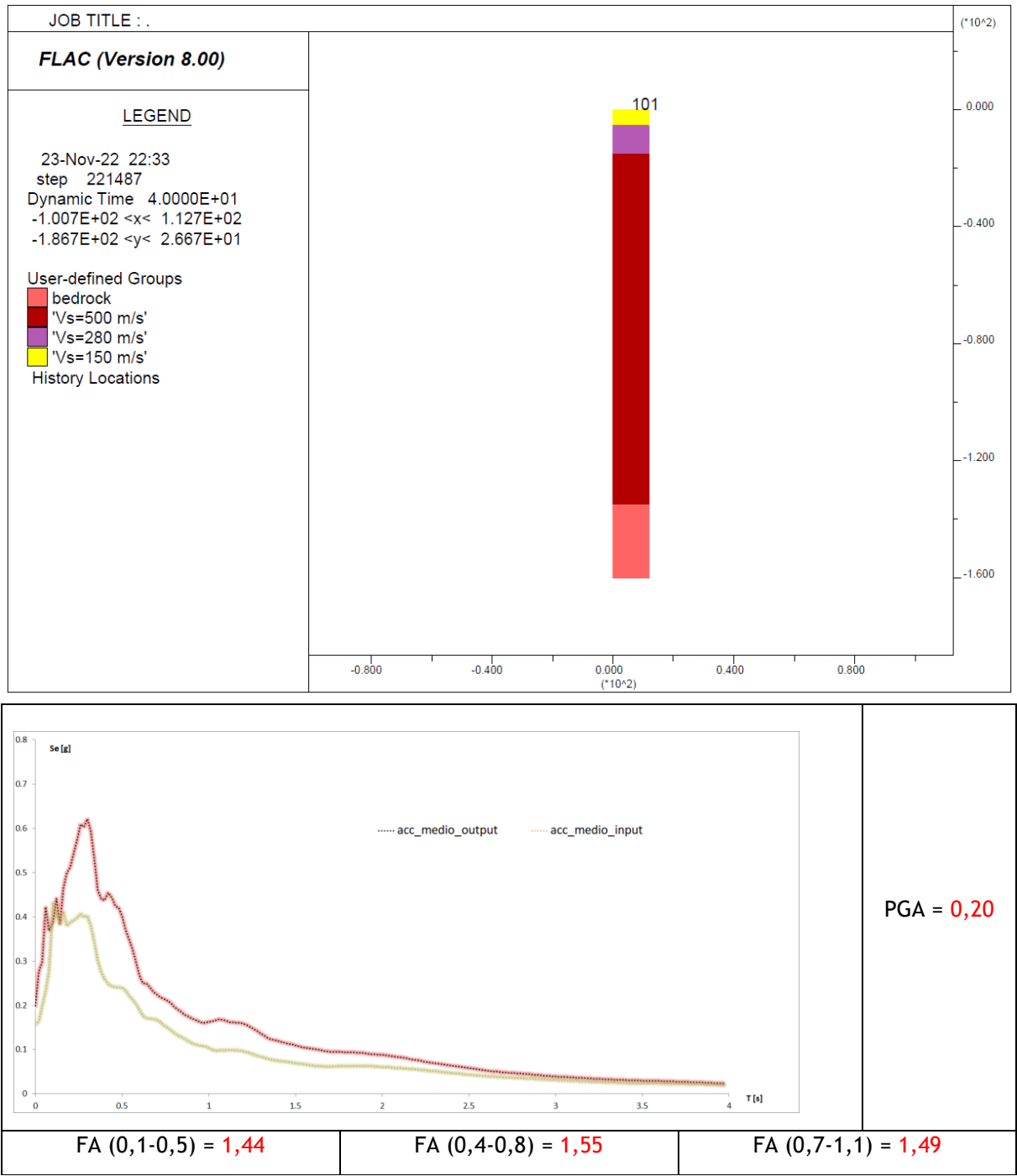
MODELLAZIONE N° 1 in corrispondenza della MOPS 2001



MODELLAZIONE N° 2 in corrispondenza della MOPS 2002



MODELLAZIONE N° 3 in corrispondenza della MOPS 2003



A partire dai risultati ottenuti e sopra illustrati è stato possibile ottenere le **Carte di Microzonazione Sismica**, riportanti i fattori di amplificazione nei tre periodi previsti dagli Standard (0,1-0,5s - 0,4-0,8s - 0,7-1,1s).

Dall’osservazione degli elaborati si evince che:

- il Comune di Sandrigo è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,1 a 1,55;
- I fattori di amplificazione variano, nelle diverse MOPS, nel range 0,1-0,5s mentre per nei restanti periodi (0,4-0,8s e 0,7-1,1s) non si registrano sostanziali differenze. Questo aspetto trova una

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

buona coerenza con le stratigrafie locali in cui le differenze principali si riscontrano nei primi 20 m di sottosuolo;

- La zona che presenta le maggiori amplificazioni è la MOPS 2003 caratterizzata da materiali più fini e meno rigidi, localizzati nella parte meridionale del territorio comunale.

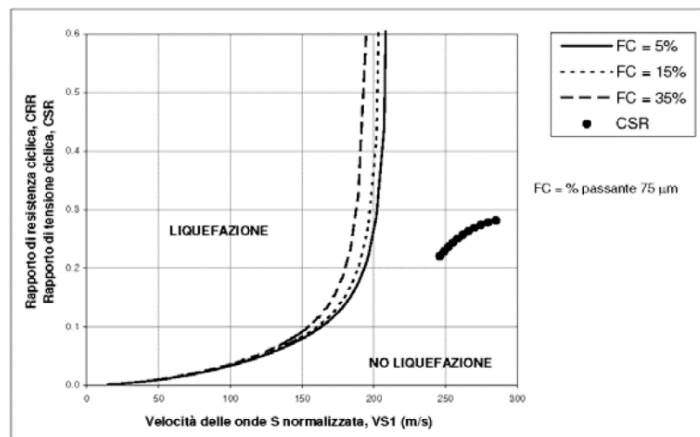
8.2 Verifiche alla liquefazione

Il pericolo di liquefazione è stato ampiamente indagato valutando la contemporanea presenza sia dei fattori scatenanti (caratteristiche dei terremoti attesi) sia predisponenti (suscettibilità dei terreni), come illustrato nel Cap. 7.3. Si ritiene importante precisare che tale instabilità è stata esclusa nel Livello 1 di MS, avendo condotte delle verifiche puntuali tramite prove SPT. Alla luce delle nuove indagini condotte e dei risultati emersi negli studi di MS condotti nei comuni limitrofi (Dueville, Monticello Conte Otto e Bolzano Vicentino), si è deciso di predisporre delle ulteriori verifiche alla liquefazione.

Il potenziale di liquefazione di un sottosuolo viene tradizionalmente stimato attraverso i metodi propri della geotecnica, quali l'analisi delle curve di distribuzione granulometrica delle prove CPT e SPT. Questi ultimi si basano sostanzialmente sul calcolo del rapporto tra lo sforzo ciclico (CSR) indotto dal terremoto alla profondità dello strato potenzialmente liquefacibile e la resistenza opposta dallo stesso strato. Recentemente sono state sviluppati degli approcci geofisici che consentono di ricavare il potenziale di liquefazione attraverso relazioni empiriche a partire da una stima di Vs.

Nelle zone del Comune di Sandrigo dove le tradizionali prove geotecniche più accreditate, come ad esempio la CPT, risultano difficilmente eseguibili fino ad una profondità di 15-20m a causa dei terreni prevalentemente granulari grossolani, il potenziale di liquefazione è stato valutato utilizzando la velocità di propagazione delle onde di taglio (Vs). Inoltre, tali verifiche sono state condotte per le MOPS 2002 e 2003 e non nella 2001 poiché in quest'ultima la profondità della falda e la litologia prevalentemente ghiaiosa ne esclude la potenziale instabilità.

Le prime relazioni tra valori di Vs e potenziale di liquefazione dei sottosuoli descritte in letteratura erano basate su misure di laboratorio o in foro. Tentativi più recenti, come il citato Kayen et al. (2013), hanno introdotto le stime di Vs da analisi spettrali di onde di superficie (SASW) per il calcolo della capacità di resistenza del sottosuolo alla sollecitazione ciclica indotta da un terremoto (denominata Vs1). Tale valore, insieme alla quantificazione della domanda sismica corretta per la durata dello scuotimento (cyclic stress ratio, CSR*), costituisce il parametro di ingresso in grafici come quello riportato accanto, in cui lo spazio è separato in aree di liquefazione e non liquefazione da curve che rappresentano diversi livelli di probabilità.



La stima dei parametri suddetti avviene attraverso le seguenti relazioni empiriche:

- Stima della Vs1: $V_{s1} = C_v \cdot V_s = V_s \cdot (p_a / \sigma'_{v0})^{0.25}$
- Stima del rapporto tensionale ciclico: $CSR = \tau_{media} / \sigma' = 0.65 \cdot (a_{max} / g) \cdot (\sigma'_v / \sigma'_v) \cdot r_d$

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

Stima del rapporto di resistenza ciclica (riferita a $M=7.5$): $CRR_{7.5} = 0.022x(V_{s1}/100)^2 + 2.8x(1/(V'_{s1}-V_{s1}) - 1/V'_{s1})$

- Stima del Fattore di Sicurezza: $F_s = CRR_{7.5}/CSR_{7.5}$

dove a_{max} è l'accelerazione di picco al piano campagna, g è l'accelerazione di gravità e σ_v e σ'_v sono le tensioni totali ed efficaci nel sottosuolo.

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

Nel caso specifico la verifica alla liquefazione è stata effettuata sui livelli totalmente o parzialmente incoerenti intercettati fino ad un massimo di 20 m, solitamente più suscettibili a fenomeni di liquefazione, considerando un livello di falda, durante l'evento sismico, prossimo a quello misurato. Per quanto riguarda i dati sismici di *input*, oltre al valore della magnitudo massima attesa propria della zona sismogenetica in cui ricade il Comune di Sandrigo (M_w pari a 6.6), è stato assegnato il valore di a_g (PGA) medio calcolato tramite gli studi di risposta sismica locale condotti per valutare l'amplificazione del moto sismico di base.

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

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

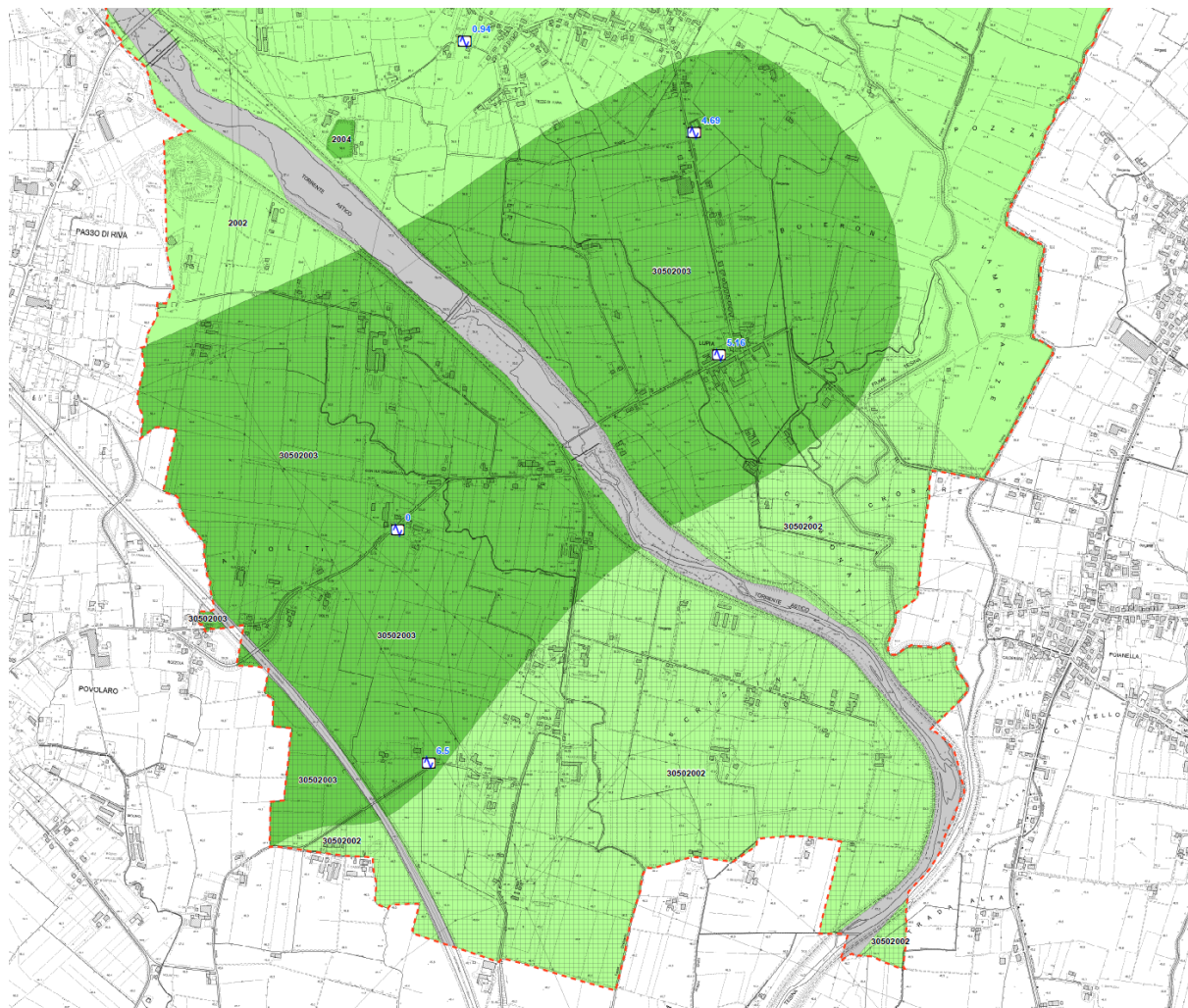
Le verifiche condotte sono state effettuate in corrispondenza delle indagini sismiche condotte per il presente lavoro la cui ubicazione è osservabile nella Carta delle Indagini, allegata al presente elaborato.

62

MOPS 2002			MOPS 2003		
N° prova e zona	Potenziale liquefazione	Rischio	N° prova e zona	Potenziale liquefazione	Rischio
Lineare - L22	2.0	Nulla	Lineare - L18	3.0	Moderato
Lineare - L23	0.0	Nulla	Lineare - L19	0.0	Nulla
Lineare - L25	0.0	Nulla	Lineare - L20	3.6	Moderato
Lineare - L26	0.0	Nulla	Lineare - L21	4.2	Moderato
Lineare - L27	0.0	Nulla			
Lineare - L29	0.0	Nulla			
Lineare - L33	0.0	Nulla			
Lineare - L35	0.0	Nulla			

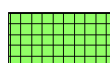
I risultati ottenuti hanno confermato la potenziale instabilità per liquefazione dei depositi più fini appartenenti alla MOPS 2003 e caratterizzati da argille e sabbie. Si è inoltre deciso di inserire come liquefacibile anche una modesta porzione della zona MOPS 2002, adiacente alla MOPS 2003, in quanto la falda acquifera si colloca prossima al p.c. locale e i comuni limitrofi, caratterizzati dalle medesime proprietà dei terreni, presentano tale instabilità come evidenziato nei relativi studi di microzonazione sismica.

A seguire uno stralcio della Carta MOPS dalla quale si evince la distribuzione dei depositi classificati come potenzialmente liquefacibili:



63

Zone di attenzione per instabilità



ZA_{LQ} – Zona di Attenzione per Liquefazione –
Zona 2



ZA_{LQ} – Zona di Attenzione per Liquefazione –
Zona 3

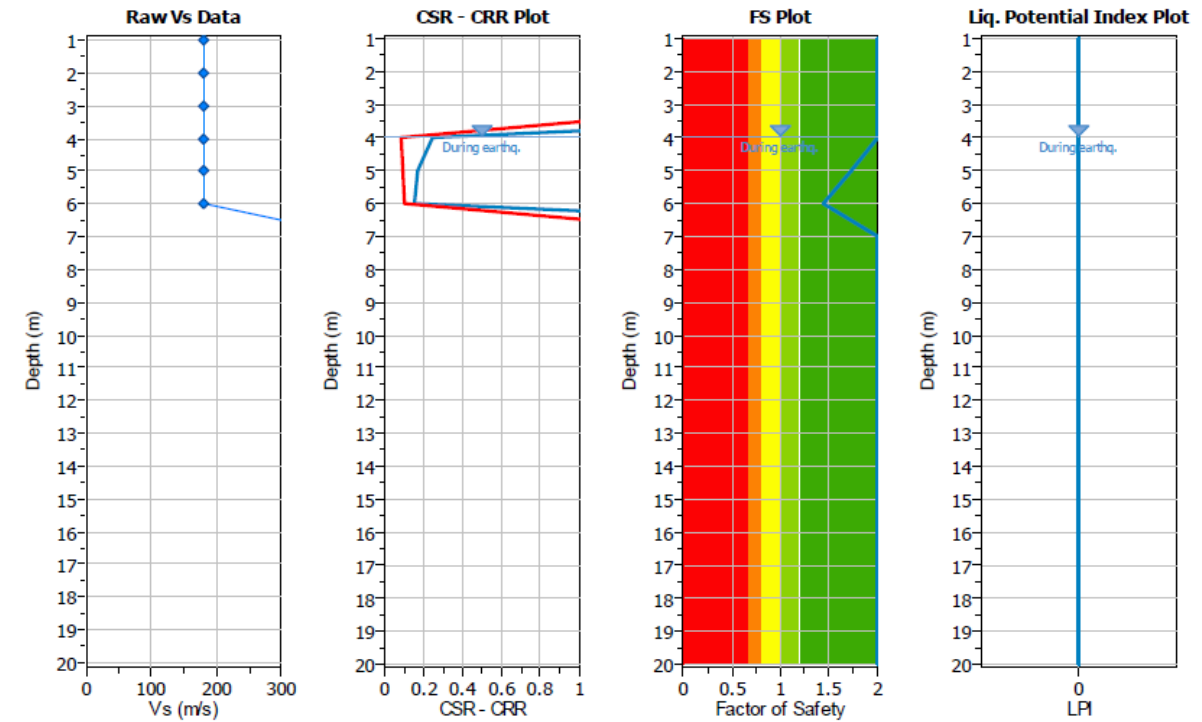
In allegato vengono riportate le verifiche condotte mentre a seguire un esempio di analisi prodotta.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

Zona 2002 - L

Risultati ottenuti dalle verifiche condotte sui dati della prova geofisica lineare REMI13

V _s BASED LIQUEFACTION ANALYSIS REPORT	
Project title :	V _s Name: L23
Location :	
:: Input parameters and analysis properties ::	
Analysis method:	NCEER 1998 (Youd et al. 2001)
G.W.T. (in-situ):	5.00 m
G.W.T. (earthq.):	4.00 m
Earthquake magnitude M _w :	6.60
Peak ground acceleration:	0.19 g
Eq. external load:	0.00 kPa



Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	

9 PROPOSTA PER LE NORME TECNICHE OPERATIVE (NTO)

Nel presente capitolo viene proposta una norma di riferimento da inserire all'interno delle "Norme Tecniche Operative - NTO" del Comune di Sandrigo, al fine di recepire e rendere operativo lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3.

Art. X Riduzione del rischio sismico

Lavoro di riferimento: Studio di Microzonazione Sismica di Livello 3.

Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 identifica vari scenari di pericolosità sismica locale che concorrono alla definizione delle scelte di Piano.

Lo studio è parte integrante dello strumento urbanistico comunale, ma nel caso di esecuzione di opere o di interventi nel territorio non potrà in alcun modo sostituire le indagini e le elaborazioni puntuali, esplicitamente previste dalle vigenti Norme Tecniche sulle Costruzioni, con le successive modifiche e integrazioni.

Lo studio di Microzonazione Sismica di Livello 3 ha chiaramente evidenziato le criticità sismiche del territorio comunale per quanto riguarda l'amplificazione sismica locale, a causa di un assetto tettonico-strutturale complesso, dei contatti sismo-stratigrafici tra litologie che possono rispondere in modo differente alla sollecitazione sismica e delle condizioni di instabilità per liquefazione. In particolare, lo studio ha mostrato che:

- il Comune di Sandrigo è caratterizzato da valori amplificati del moto sismico di base che variano da 1,1 a 1,55;
- I fattori di amplificazione variano, nelle diverse MOPS, nel range 0,1-0,5s mentre per nei restanti periodi (0,4-0,8s e 0,7-1,1s) non si registrano sostanziali differenze. Questo aspetto trova una buona coerenza con le stratigrafie locali in cui le differenze principali si riscontrano nei primi 20 m di sottosuolo;
- La zona che presenta le maggiori amplificazioni è la MOPS 2003 caratterizzata da materiali più fini e meno rigidi, localizzati nella parte meridionale del territorio comunale.

Inoltre, l'analisi dei microtremori attraverso la tecnica Horizontal to Vertical Spectral Ratio (H.V.S.R.) ha consentito di stimare le frequenze di risonanza dei depositi, che dal punto di vista ingegneristico-strutturale rappresentano un parametro fondamentale per una corretta progettazione sismica delle strutture (cfr. Carta delle frequenze).

Per questo, in fase di progettazione, attraverso la consultazione delle cartografie dello studio di MS, si dovranno valutare le condizioni di amplificabilità / risonanza del sito al fine di valutare la metodologia più appropriata per determinare l'azione sismica:

- modellazioni numeriche di Risposta Sismica Locale;
- approccio semplificato da Categoria di Sottosuolo e Categoria Topografica.

La determinazione della velocità delle onde di taglio V_s , indispensabili per la ricostruzione del modello sismo-stratigrafico, dovrà essere fatta utilizzando appropriate indagini sismiche, in foro (cross-hole, down-hole, cono sismico) o in superficie (MASW, Re.Mi., ESAC, sismica a rifrazione).

Per gli interventi che ricadono nelle aree suscettibili di instabilità per liquefazione si dovranno condurre le opportune verifiche, secondo quanto previsto nelle norme vigenti in materia di costruzione, per determinare puntualmente il Potenziale di Liquefazione.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

Anche in questo caso, si richiede un'attenta valutazione sulla metodologia più appropriata (approccio semplificato o modellazione numerica di RSL) per determinare l'accelerazione orizzontale al suolo (a_g), da utilizzare nelle fasi di verifica.

Alla luce di quanto sopra indicato si ritiene opportuno che in fase di progettazione si tengano in debita considerazione gli spettri di risposta sismica locale elaborati per questo studio per le varie microzone; il progettista attraverso il confronto tra gli spettri proposti e quelli derivanti dall'utilizzo delle categorie di sottosuolo delle NTC18, valuterà se sia necessario o meno svolgere una analisi di RSL per l'intervento di progetto.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	
con la collaborazione di:	Dott. Geol. Matteo Collareda

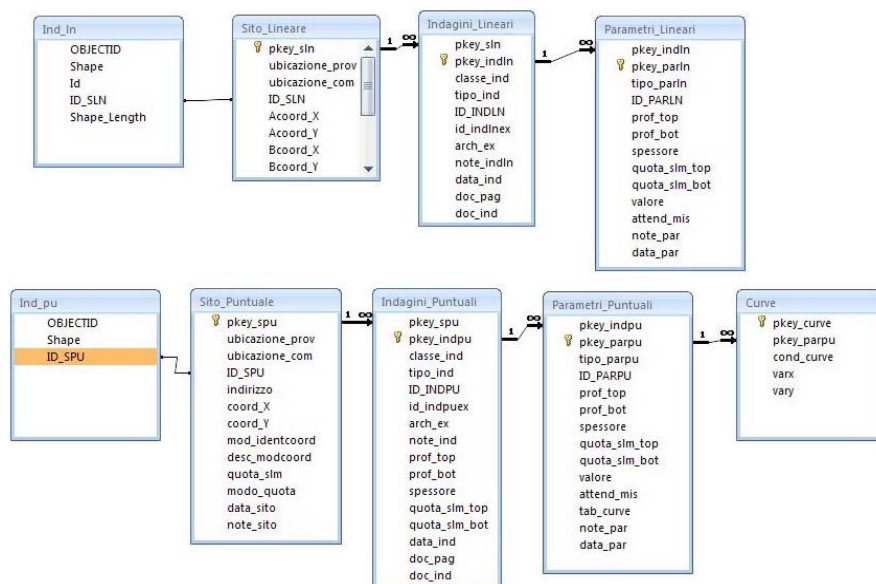
10 REDAZIONE CARTOGRAFICA E CREAZIONE BASI INFORMATIVE

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

I *layers* informativi prodotti sono stati organizzati secondo la banca dati geografica definita dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.2 - emanati dalla "Commissione tecnica per il monitoraggio degli studi di Microzonazione Sismica". Gli Standard sopracitati definiscono le specifiche tecniche per la redazione in ambiente GIS degli elaborati cartografici della MS.

Per quanto riguarda la rappresentazione cartografica, anch'essa è stata realizzata utilizzando le vestiture previste dagli "Standard di rappresentazione e Archiviazione Informatica" - versione 4.2.

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



67

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

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

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

Lo *shapefile* Ind_ln costituisce la primitiva lineare che posiziona spazialmente le indagini lineari, identificati univocamente nel campo ID_SLN; quest'ultimo rappresenta la chiave di collegamento alla tabella **Sito_Lineare**, nella quale vengono archiviate le codifiche del tracciato. La tabella **Indagini_Lineari** definisce la tipologia d'indagine eseguita e le informazioni necessarie alla sua tracciabilità, tramite un collegamento esterno con documentazione corrispondente, in formato pdf. Infine, la tabella **Parametri_Lineari** contiene i parametri definiti dalle prove descritte nella tabella Indagini_Lineari.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

Il contenuto informativo riportato nella “Carta delle frequenze” è definito dal campo VALORE della tabella Parametri_Puntuali, dove viene specificato il valore della frequenza fondamentale di risonanza espresso in Hertz (Hz) nell’intervallo compreso tra 0,1 Hz e 20,0 Hz. La restituzione grafica dei valori di frequenza si riferisce a quanto proposto per la “Carta delle frequenze” di risonanza negli “Standard di rappresentazione cartografica e archiviazione informatica - versione 4.2.

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

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

La cartella **GeoTec** contiene i seguenti *layers* informativi.

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

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

Nome file	Tipo shapefile	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale
Instab	Poligonale	Zone instabili

Nella cartella **MS23** sono contenuti i seguenti *shapefile*

Nome file	Tipo shapefile	Descrizione
Stab	Poligonale	Zone stabili suscettibili di amplificazione locale
Instab	Poligonale	Zone instabili

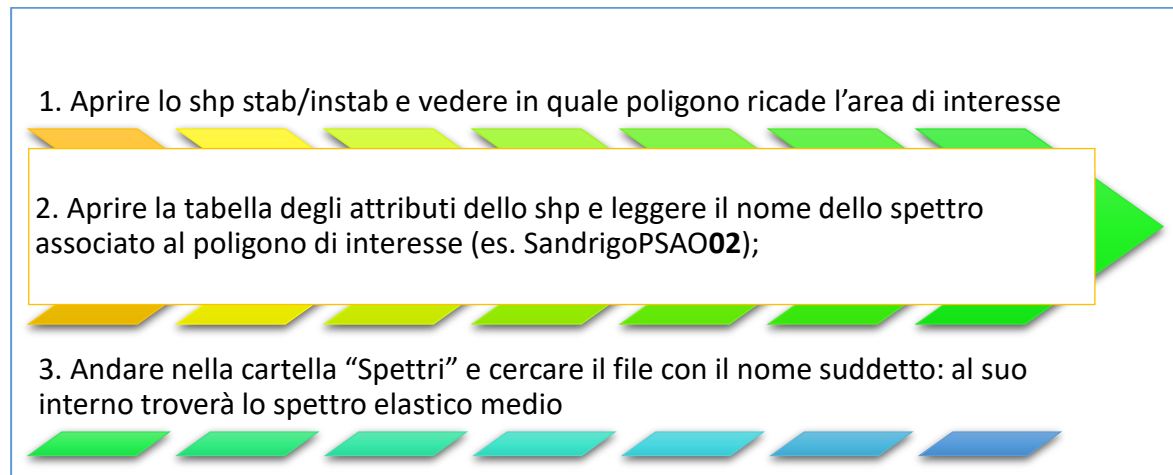
Tutti gli spetti di risposta elastici calcolati sono stati salvati nella cartella “MS23/Spettri” della struttura di archiviazione dei file. In particolare, secondo gli Standard, è necessario fornire, per ogni terna di fattori di amplificazione, lo spettro medio risultante.

Pertanto, nella cartella “MS23/Spettri”, si riportano n° 3 file .txt contenenti gli spettri medi ottenuti dall’elaborazione numerica dei n.7 accelerogrammi di input nominati con un codice progressivo (SandrigoPSAO01.txt, SandrigoPSAO02.txt).

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

Quindi, dal punto di vista operativo, un professionista che necessita di recuperare lo spettro relativo ad una determinata area del comune di Sandrigo dovrà:

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
con la collaborazione di:	



Le coordinate riportate nelle tabelle del database (.mdb) e gli *shapefiles* allegati al progetto sono nel formato **WGS84 UTM33N**.

Infine, secondo quanto riportato nella Versione degli Standard 4.2, è stato necessario inserire, nella Carta delle Indagini, una serie di punti baricentrici dei poligoni riportati nello shp Stab, indicanti la stratigrafia rappresentativa della zona Mops di appartenenza. Ogni punto, inoltre, è stato archiviato nel software SoftMS e vi è stato associato un file pdf riportante una descrizione dettagliata delle aree omogenee dal punto di vista sismico che costituiscono il comune di Isola Vicentina.

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

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. Dey A. and Morrison H.F. (1979) - Resistivity modelling for arbitrary shaped two-dimensional structures. Geophysical Prospecting, 27, 1020-1036
9. F. Galadini, P. Galli, A. Cittadini, B. Gioaccio (2001) - Late Quaternary fault movements in the Mt. Baldo - Lessini Mts. Sector of the Southalpine area (northern Italy)
10. Facciorusso J. et al. (2012) - Microzonazione Sismica - Uno strumento consolidato per la riduzione del rischio - L'esperienza della Regione Emilia - Romagna - a cura del Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia - Romagna
11. Geotomo Software, Res2DinvX64 ver. 4.01 (2012) - Rapid 2-D Resistivity e IP inversion using the least-squares method
12. Ghosh B.; Madabhushi S. P. G. (2003). A numerical investigation into effects of single and multiple frequency earthquake input motion. Soil Dyn. Earthquake Eng., 23(8), 691-704
13. Gruppo di lavoro MPS (2004) - Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'OPCM 3274 del 20 Marzo 2003. Rapporto conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile, INGV, Milano - Roma
14. Loke M.H., Barker R.D. (1996) - Rapid lest-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method., Geophysical Prospecting, 44, pp. 131-152
15. Loke M.H. and Barker R.D. (1996) - Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting, 44, pp. 499-523
16. 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
17. Lanzo G., Silvestri F. (1999) - Risposta Sismica Locale. Hevelius Ed.
18. Louie, J. N. (2001). Faster, better: shear-wave velocity to 100 meters depth from refraction microtremor arrays, Bull. Seism. Soc. Am., 91, 347-364
19. M. Locati, R. Camassi e M. Stucchi, 2011. DBMI11, la versione 2011 del Database Macrosismico Italiano. Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11>
20. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2001) - A critical review of 10 Years of microtremor H.V.S.R. technique - Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata, 42, P. 255 - 266
21. Mucciarelli M. e Gallipoli M.R. (2006) - Comparison between V_{s30} and other estimates of site amplification in Italy - Conf. Eartq. Eng. And Seismol., Ginevra, 3 - 8 Sept. no 270
22. Mucciarelli M (2011) - Tecniche speditive per la stima dell'amplificazione sismica e della dinamica degli edifici - Progetto ricerca 2007PTRC4C - Aracne editrice
23. Panizza M., Slejko D. et al. (1981) - Modello sismotettonico dell'area fra il Lago di Garda e il Monte Grappa
24. Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) - "Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms", in stampa sul Bulletin of Earthquake Engineering
25. SESAME Project (2005) - "Site Effects Assessment Using Ambient Excitations"
26. Slejko D. et al (1987) - Modello sismotettonico dell'Italia Nord - Orientale. CNR
27. 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>

Incaricato: Dott. Geol. Simone Barbieri	Dott. Geol. Matteo Collareda
<i>con la collaborazione di:</i>	

12 ALLEGATI FUORI TESTO

1. Carta delle indagini	Scala 1:10.000
2. Carta Geologico-Tecnica	Scala 1:10.000
3. Carta delle Frequenze	Scala 1:10.000
4. Carta delle Microzone Omogenee In Prospettiva Sismica	Scala 1:10.000
5. Carta della Pericolosità Sismica Locale (CPSL)	Scala 1:10.000
6. Carta di microzonazione sismica FA 0,1-0,5s	Scala 1:10.000
7. Carta di microzonazione sismica FA 0,4-0,8s	Scala 1:10.000
8. Carta di microzonazione sismica FA 0,7-1,1s	Scala 1:10.000
9. Report delle verifiche a liquefazione	
10. DVD contenente i file pdf dello studio e le basi informative	